HAL
open science

Etude pétrologique et structurale des terrains cristallins du sud-est de Belledonne, à l'ouest du col du Glandon - Alpes françaises.

Jean Luc Verjat

To cite this version:

Jean Luc Verjat. Etude pétrologique et structurale des terrains cristallins du sud-est de Belledonne, à l'ouest du col du Glandon - Alpes françaises.. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1981. Français. NNT : . tel-00547453

HAL Id: tel-00547453

https://theses.hal.science/tel-00547453

Submitted on 16 Dec 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.

P. VIALON

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
et MEDICALE de GRENOBLE

THESE de DOCTORAT de SPECIALITE

GEOLOGIE APPLIQUEE
Option : PETROLOGIE-METALLOGENIE

ETUDE PETROLOGIQUE ET STRUCTURALE DES TERRAINS CRISTALLINS DU SUD EST DE BELLEDONNE A L'OUEST DU COL DU GLANDON
- ALPES FRANCAISES -

par Jean Luc VERJAT

Soutenue le 26 Novembre 1980 devant la Commission d'Examen :

MM.	R. MICHEL	Professeur U.S.M. Grenoble	PRESIDENT
	P. GIRAUD	Professeur U.S.M. Grenoble	RAPPORTEUR
	M. CHENEVOY	Professeur Ut^é C. Bernard, Lyon	EXAMINATEUR
	G. VIVIER	Ingénieur C.N.R.S.	EXAMINATEUR

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE

et MEDICALE de GRENOBLE

THESE de DOCTORAT de SPECIALITE

GEOLOGIE APPLIQUEE

Option : PETROLOGIE-METALLOGENIE

ETUDE PETROLOGIQUE ET STRUCTURALE DES TERRAINS CRISTALLINS DU SUD EST DE BELLEDONNE A L'OUEST DU COL DU GLANDON

- ALPES FRANCAISES -

par **Jean Luc VERJAT**

Soutenue le 26 Novembre 1980 devant la Commission d'Examen :

MM.	R. MICHEL	Professeur	U.S.M. Grenoble	PRESIDENT
	P. GIRAUD	Professeur	U.S.M. Grenoble	RAPPORTEUR
	M. CHENEVOY	Professeur	Uté C. Bernard, Lyon	EXAMINATEUR
	G. VIVIER	Ingénieur	C.N.R.S.	EXAMINATEUR

AVANT - PROPOS

Arrivé au terme de ce travail effectué dans le cadre d'une allocation de recherche D.G.R.S.T., il m'est agréable de remercier tous ceux qui ont contribué à sa réalisation.

Monsieur le Professeur R.MICHEL qui a bien voulu me faire l'honneur de présider ce Jury.

Monsieur le Professeur P.GIRAUD pour la confiance qu'il m'a témoigné en me proposant cette étude mais aussi pour son aide précieuse et pour la grande gentillesse avec laquelle il m'a dirigé jusqu'aux ultimes moments de ce travail.

Monsieur le Professeur M.CHENEVOY, de Lyon, qui a bien voulu accepter de faire partie du Jury.

Monsieur G.VIVIER pour la patience et la tolérance avec lesquelles il m'a initié à la géochimie mais aussi pour ses critiques judicieuses qui ont grandement guidé mes recherches sur un massif qu'il connaît bien.

Monsieur le Professeur P.VIALON, Messieurs J.P. GRATIER, A.PECHER, G.MENARD de l'I.R.I.G.M. pour l'aide précieuse qu'ils m'ont apportée, en particulier dans l'orientation de l'étude structurale.

Mes remerciements vont également,

Au personnel scientifique et technique de l'Institut Dolomieu et en particulier à G.BUFFET, J.COCHET, J.C. DEMENJON, R.DOMEYNE, J.GIRAULT, F.KELLER, R.TELMAT, J.P. USELLE.

A Mesdames MEUGNIOT et REVOL qui ont assuré avec diligence et une grande gentillesse la dactylographie de ce mémoire.

Au personnel enseignant de l'Institut Dolomieu pour m'avoir si longtemps fait bénéficier de leurs expériences.

A mes ami(e)s de 3è cycle ou d'ailleurs, et en particulier à D.GASQUET, pour l'aide qu'ils m'ont apportée et pour leur compréhension durant les derniers instants de la rédaction... et avant.

Je voudrais aussi remercier Patricia, mon épouse, en particulier pour son immense soutient moral sans lequel je n'aurais jamais pu mener à bien cette thèse. C'est aussi la sienne.

Et pour terminer, comment exprimer toute la reconnaissance que j'ai envers mes parents pour m'avoir permis d'atteindre ce but mais surtout pour m'avoir appris l'envie d'y arriver....Merci.

A Patricia,

A mes Parents.

SOMMAIRE

INTRODUCTION

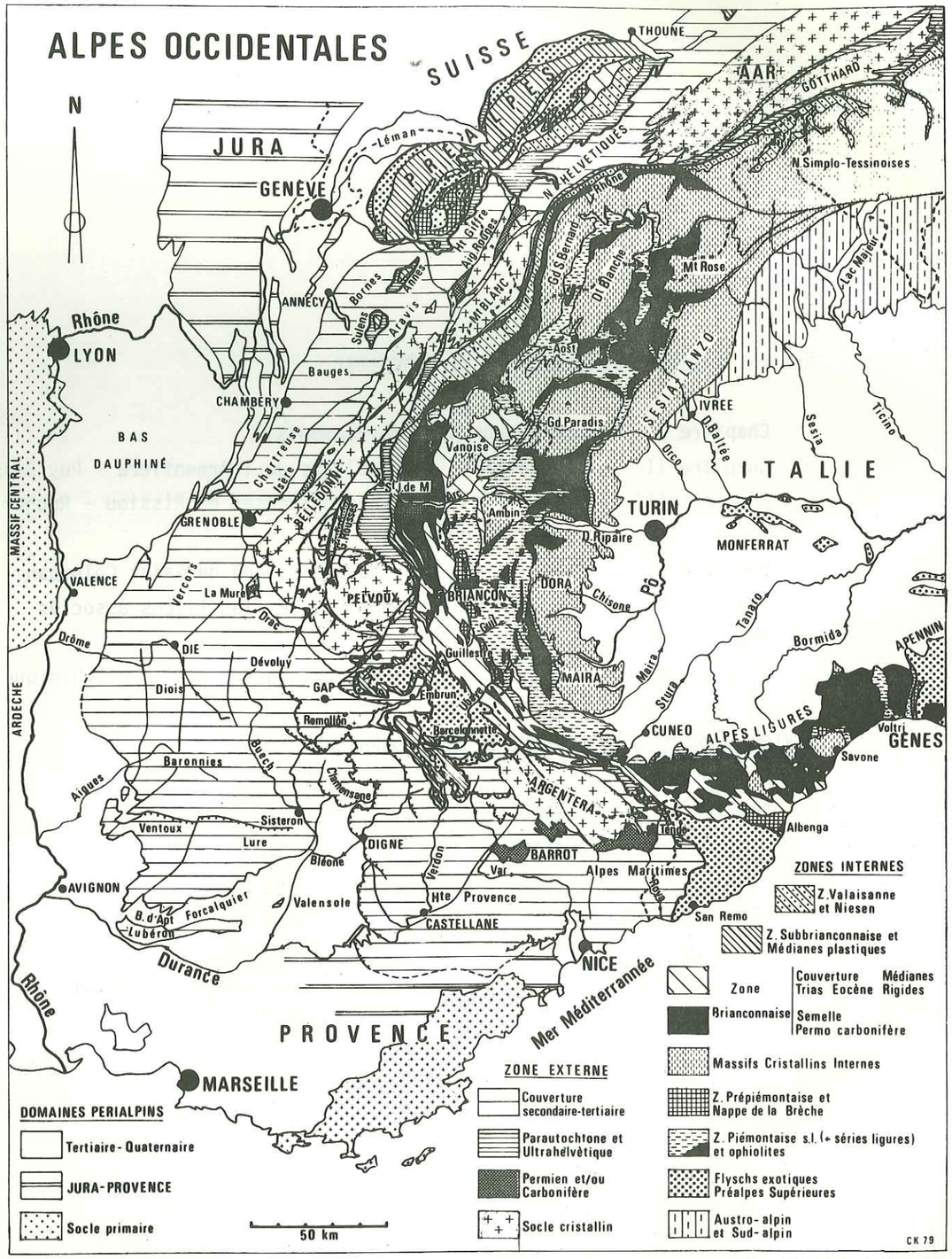
PREMIERE PARTIE : PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE

Chapitre I - Le groupe du Tepey-Sambuis
Chapitre II - Le complexe amphibolique de l'Argentière - Puy Gris.
Chapitre III - Les séries gneisso-schisteuses du Rissiou - Rocher Blanc et du Rivier
Chapitre IV - Le complexe granito-gneissique de Saint Colomban
Chapitre V - Le granite des Sept Laux et les filons associés
Chapitre VI - Les filons basiques
Chapitre VII - Conclusion à l'étude pétrographique et géochimique

DEUXIEME PARTIE : TECTONIQUE ET METAMORPHISME

Chapitre I - Tectonique
Chapitre II - Métamorphismes

CONCLUSIONS GENERALES
BIBLIOGRAPHIE
TABLE DES MATIERES .....p. 257
ANNEXES



Cl. KERCKHOVE 79

Carte structurale des Alpes occidentales.

INTRODUCTION

A - APERCU GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE LA REGION ETUDIEE

a) Situation

La chaîne de Belledonne fait partie des " massifs cristallins externes " qui sont, du Nord au Sud, l'Aar - Gotthard, le Mont Blanc et les Aiguilles Rouges, la chaîne de Belledonne, les Grandes Rousses, le Haut-Dauphiné cristallin (ou Ecrins-Pelvoux) et l'Argentera (ou Mercantour).

Pour les géologues, Belledonne s'étend de la vallée du Drac au Sud jusqu'dans la région de Mégève au Nord alors que, pour les géographes, le terme ne s'applique qu'au massif situé entre les vallées de la Romanche, au Sud, et de l'Arc, au Nord.

Le secteur étudié (figure 1) est dans la partie sud-est de la chaîne, entre le col du Glandon et Fond-de-France. Il est grossièrement limité au Nord par le vallon du Tepey et la Combe-Madame, à l'Ouest par le vallon du Pleyney et la basse vallée de l'Eau d'Olle, à l'Est et au Sud par les torrents du Glandon, de l'Eau d'Olle et du Flumet (figure 2).

Du point de vue géologique, ce secteur se trouve dans le " rameau interne " à l'Est du synclinal Médian. Il s'agit de la pointe sud d'un triangle bien individualisé, limité au Nord par l'accident de Fond-de-France, à l'Ouest par la bande granitique des Sept Laux et au Sud-Est par le " synclinal " mésozoïque du col du Glandon qui relaie vers le Nord celui de Bourg d'Oisans et qui sépare deux massifs, de Belledonne d'une part et des Grandes Rousses d'autre part.

b) Morphologie

La région étudiée est séparée en deux par une ligne de crête grossièrement N-S et constituée par des sommets élevés qui sont, du Nord au Sud ; la Pointe de Comberousse (2868m), le Pic de la Grande Valloire (2887m), le Bec d'Arguille (2891m), le Rocher Badon (2912m), le Rocher Blanc (2927m), la Pyramide (2912m), le Toit (2832m), le Pic Bunard (2559m) et le Rissiou (2622m).

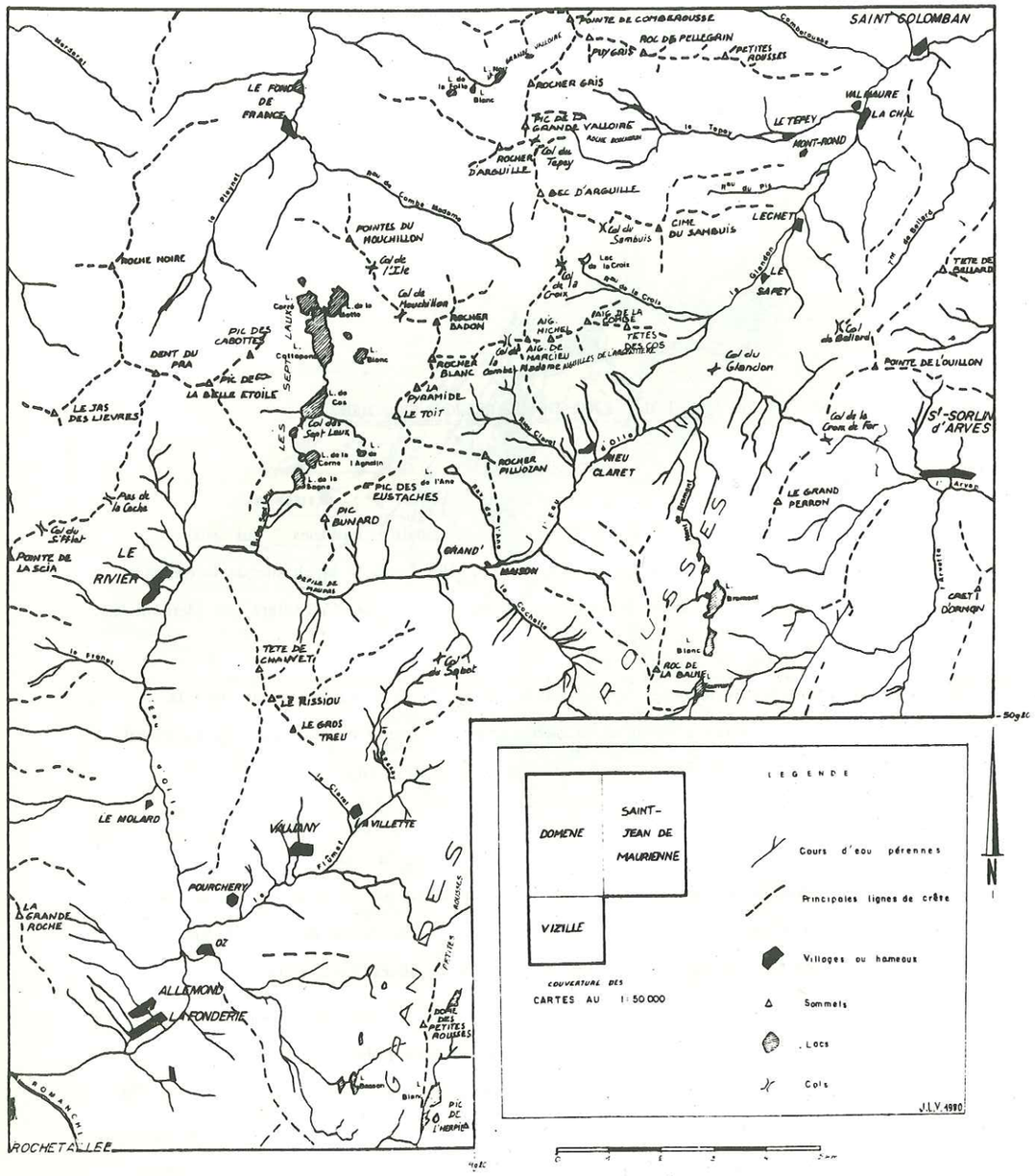


FIG. 2 : SCHEMA OROHYDROGRAPHIQUE ET TOPONYMIQUE DE LA REGION DU COL DU GLANDON

De chaque côté de cette crête, prennent naissance des torrents qui s'écoulent dans des vallons approximativement E-W. Les principaux sont la combe du Tepey, le ravin de la Croix, et la Combe-Madame. Ces derniers délimitent ainsi des crêtes également E-W comme celle du Puy Gris (2908m) - Roc de Pellegrin (2750m) ou celle des Aiguilles de l'Argentière dont les sommets les plus élevés sont l'Aiguille de Marcieu (2906m) et l'Aiguille Michel (2916m).

Cependant, à l'Ouest de la crête N-S médiane, il existe une vaste combe de même orientation que cette dernière dans laquelle subsistent des lacs dont l'origine est probablement glaciaire : les Sept Laux*.

Enfin, la crête N-S est coupée à angle droit, dans le Défilé de Maupas, par l'Eau d'Olle qui reprend un trajet plus méridien à partir du Rivier. Elle délimite ainsi, avec le Flûmet au Sud-Est, le "bloc" triangulaire du Rissiou. On note (figure 3) que l'Eau d'Olle a une pente plus accentuée quand elle recoupe les structures cristallines que lorsqu'elle est parallèle à celles-ci ou bien se trouve dans les terrains sédimentaires.

B - TRAVAUX ANTERIEURS

Le massif de Belledonne, depuis une vingtaine d'années, a été étudié successivement par plusieurs auteurs.

. le premier essai de synthèse des terrains cristallophylliens qui le constituent a été fait par P. et C.BORDET (1952 à 1962). Ils ont ainsi créé des termes auxquels ils attribuent une signification stratigraphique. Ces termes sont encore aujourd'hui fréquemment utilisés, en raison de leur concision et de leur commodité d'utilisation car ils se rapportent au caractère dominant visible. Ce sont, d'une part, la "série satinée", constituée de micaschistes à muscovite à intercalations quartziteuses, graphiteuses ou amphiboliques, et d'autre part, la "série verte" subdivisée elle-même en "série verte supérieure" schisteuse, "série verte moyenne" formée d'amphibolites et enfin, "série verte inférieure" (ou "série brune") formée de micaschistes et gneiss et qui serait la plus ancienne.

. D.DONDEY (1960) définit deux ensembles : les groupes des Sept Laux et de Saint - Colomban qui, comme ceux définis en 1957 dans la vallée de la Romanche par R.MICHEL et P.BERTHET (groupe de Vizille et groupes de Séchilienne et de l'Aveyna), sont les équivalents respectifs des séries satinée et verte.

. C.E. EHRSTRÖM (1969 à 1972) distingue deux cycles, l'un sédimentaire de type flysch (rameau externe=série satinée), l'autre volcano-sédimentaire de type spilite-kératophyre (rameau interne = série verte).

. F.CARME (1965 à 1978), à la différence de tous les auteurs précédemment cités qui

---

* " Laux " signifie " lacs "

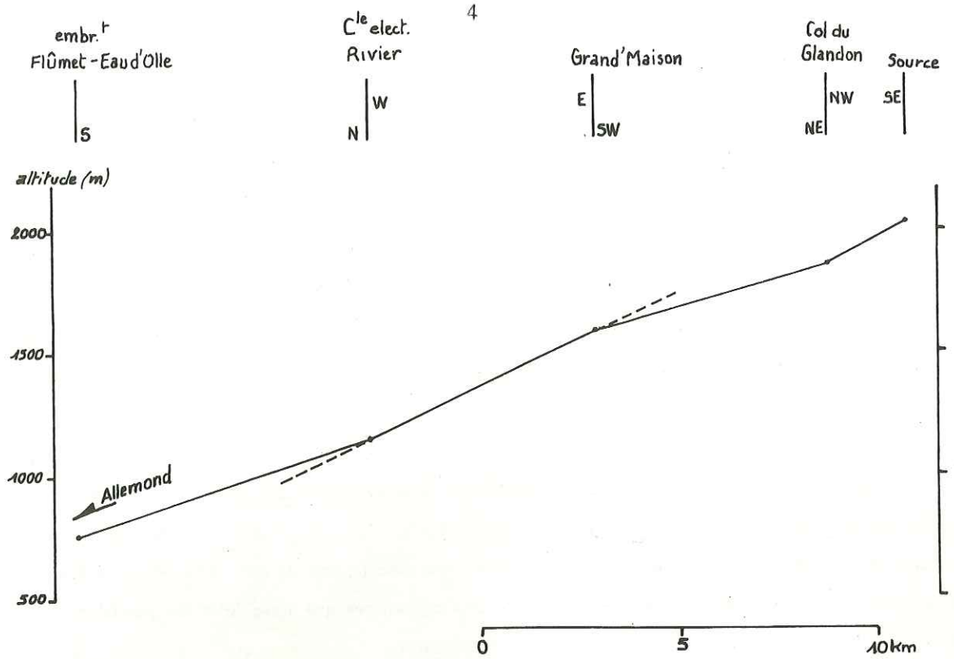


Figure 3 : Profil longitudinal schématique de la vallée de l'Eau d'Olle.

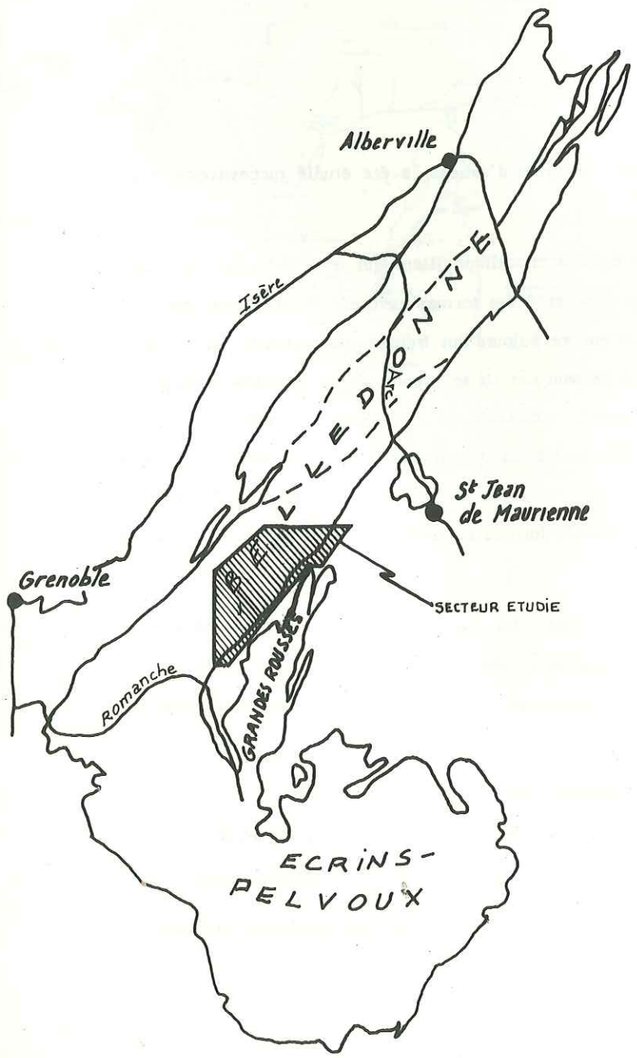


Figure 1 : Situation du secteur étudié.

situent l'histoire des séries métamorphiques dans le cycle hercynien, considère les séries satinée et verte (moyenne et inférieure) comme appartenant à un seul et même complexe, celui de Belledonne dont l'âge serait briovérien et dont le métamorphisme et le plissement qui l'ont affecté, correspondraient à la phase cadomienne. Par contre, seule la série verte supérieure, équivalente de la série du Taillefer, serait dévono-dinantienne.

Enfin, de récents travaux ont été entrepris à l'Institut Dolomieu (Grenoble) et ont consisté en des études plus détaillées des séries cristallines de Belledonne dans des secteurs bien localisés.

. Y.GROS (1974) distingue, dans le Beaufortin, divers complexes : blastomylonitique, leptyno-amphibolique et série verte dont les équivalents respectifs dans la nomenclature de P. et C.BORDET sont la série satinée migmatitique, les séries vertes moyenne et inférieure et la série verte supérieure.

. D.GASQUET (1979), à partir de la coupe offerte par la galerie E.D.F. Arc-Isère, définit plusieurs ensembles qui sont, d'Est en Ouest, le complexe de Saint-Colomban, la série verte, le groupe de Saint-Remy, le granite des Sept Laux et les gneiss de la bordure occidentale à ce dernier.

. Y.SIMEON (1979), entre les vallées de l'Arc et de l'Isère individualise trois ensembles : les micaschistes de Feisson sur Isère, la série verte et les gneiss de Pussy-Plan du Col. De plus, il étudie en détail la série satinée qui affleure largement dans la région du Grand Arc.

Enfin, à côté de ces travaux, une étude de la partie occidentale et centrale du massif des Grandes Rousses a été effectuée par L.GIORGI (1979) tandis que trois thèses sont actuellement en cours : celles de E.PONCERRY sur le massif de la Lauzière, de D.BONNET sur les caractères et la genèse des feldspaths de certaines formations porphyroïdes, et de P.DEMEULEMEESTER qui tentera de dater les différents ensembles de Belledonne.

C - BUT ET MOYENS D'ETUDES

La présente étude n'a bien sûr par la prétention de résoudre la totalité des problèmes géologiques et pétrographiques que pose le massif de Belledonne. Son but est simplement de fournir une contribution à la compréhension de l'évolution très complexe de ce massif.

En ce qui concerne les études antérieures du secteur qui fait l'objet de ce mémoire, nous citerons celles, partielles, de D.DONDEY (1960), F.KALSBEEK (1962). De son côté,

P.BORDET a participé à l'élaboration de la partie cristalline des cartes géologiques de Saint-Jean de Maurienne, Vizille et Domène au 1/50 000.

Moyens d'étude

- Les levés cartographiques ont été effectués à partir des coupures au 1/20 000 de Saint-Jean de Maurienne (n° 1 et 5), au 1/25 000 de Vizille Est (n° 33-35) Domène (n°7-8). Ils ont été restitués sur les cartes I.G.N. au 1.50 000 correspondantes.

Etudes de laboratoire

. Microscopie : 97 lames minces ont été réalisées à l'Institut Dolomieu par R.TELMAT.

. Diffraction X : les diagrammes sur roches totales ou minéraux triés ont été faits à l'Institut Dolomieu par J.C. DEMENJON et moi-même sur diffractomètre Philips, amplificateur et compteur CGR équipé d'un monochromateur LiF, anticathode de Cu (40 kV - 20 mA).

. Analyses chimiques (75) : effectuées à l'Institut Dolomieu par F.KELLER par fluorescence X sur spectromètre CGR Alpha 2020 automatique, tubes Cr (échantillons à numéro laboratoire commençant par "A") ou Rh (échantillons à numéro de laboratoire commençant par "B") pour les éléments majeurs, tube Mo pour les éléments traces, 50 kV - 50 mA.

Le concassage, le broyage et le quartage ont été effectués par R.DOMEYNE.

. Tri des minéraux : réalisé à l'Institut Dolomieu par liqueurs denses et séparateurs magnétiques Frantz et Carpco par J.COCHET.

D - PRESENTATION DES DIFFERENTS ENSEMBLES

Les différents ensembles du secteur étudié, qui forment des bandes plus ou moins continues NE-SW, ont été dénommés de la façon suivante : D'Ouest en Est :

- le complexe de Saint Colomban, ensemble granito-gneissique dont la surface d'affleurement est restreinte dans ce secteur;
- le groupe du Tepey-Sambuis formé principalement de schistes chloriteux, parfois noirâtres et dans lequel existe une bande conglomératique médiane : le conglomérat de la Sambuis;
- le complexe de l'Argentière-Puy Gris qui se caractérise par l'apparition plus ou moins généralisée de l'amphibole. Il se décompose en série peu amphibolique du Piniollet, formation très amphibolique du lac de la Croix, série peu amphibolique de Grand'Maison et unité très amphibolique du Gros Treu;
- la série gneisso-schisteuse du Rissiou-Rocher Blanc, caractérisée, elle, par l'apparition de la muscovite et la disparition presque totale de l'amphibole. Elle borde le granite des Sept Laux à l'Est.
- le granite des Sept Laux, très homogène dans son ensemble, forme la combe des Sept Laux;
- la série micaschisteuse du Rivier qui borde ce dernier à l'Ouest.

PREMIERE PARTIE

=:=:=:=:=:=:=:=

PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE

Conventions adoptées dans l'étude pétrographique

Albite	*Le pourcentage en anorhtite de ce minéral n'a jamais été déterminé précisémment. Nous désignons par ce terme un plagioclase non(ou très peu) altéré qui correspond sans doute à un pourcentage très faible en anorthite mais probablement variable.*
Biotite	*Par "biotite" nous désignons une biotite de couleur brune en L.N. Si la biotite est verte nous le préciserons. Par "biotite" chloritisée" nous parlons de plages de biotite marron résiduelles rétromorphosée en chlorite, cette dernière étant exprimée.*
Chlorite	*Classiquement, ses diverses couleurs de polarisation correspondent à des espèces minérales différentes (pennine, ripidolite etc...). En fait, ces couleurs en L.P. ne semblent pas indiquer une composition bien déterminée de la chlorite mais seulement de légères variations locales qui pourraient être dues en particulier à des transformations de minéraux différents. Nous préciserons bien dans cette étude les couleurs vraies observées.*
Leucoxène - sphène épidote - opaques.	*Il s'agit d'inclusions soit dans la chlorite dérivant de la biotite soit dans cette dernière en voie de chloritisation. L'étude aux forts grossissements montre que c'est un mélange de ce quatre minéraux ou seulement de quelques-uns d'entre eux.*
Minéraux opaques	*Excepté le leucoxène et l'hématite, nous n'avons généralement pas pu déterminer précisemment la nature du minéral opaque observé.*
Muscovite, séricite damourite.	*Nous parlons de muscovite lorsque le mica blanc est bien cristallisé, en plus ou moins grandes plages. La séricite est en fibres ou petites paillettes généralement de stabilisation du plagioclase (damourite).*
Zoïsite	*Sous ce terme, nous regroupons et la clinozoïsite et la zoïsite s.st. (orthozoïsite).*

CHAPITRE I - LE GROUPE DU TEPEY-SAMBUIS

I.1. PRESENTATION

Le groupe du Tepey-Sambuis affleure sur le versant oriental de la cîme du Sambuis (2728 m) et à l'extrémité est de la crête des Aiguilles de l'Argentière: Les Têtes des Cos. Il se continue au Nord par le Crêt de Vallorin et la pointe de La Lavoire jusqu'à ce qu'il soit tronqué par l'accident de Fond-de-France au Sud de La Lescherette, dans le vallon de La Valette.

On le retrouve encore plus au Nord, en affleurements de puissance réduite qui ont été décrits par Y. GROS (1974), Y. SIMEON (1979) et D. GASQUET (1979) sous le terme de Série Verte. Sur la carte géologique au 1/50 000 de Saint-Jean-de-Maurienne (1977), P. BORDET le nomme Série Verte Supérieure.

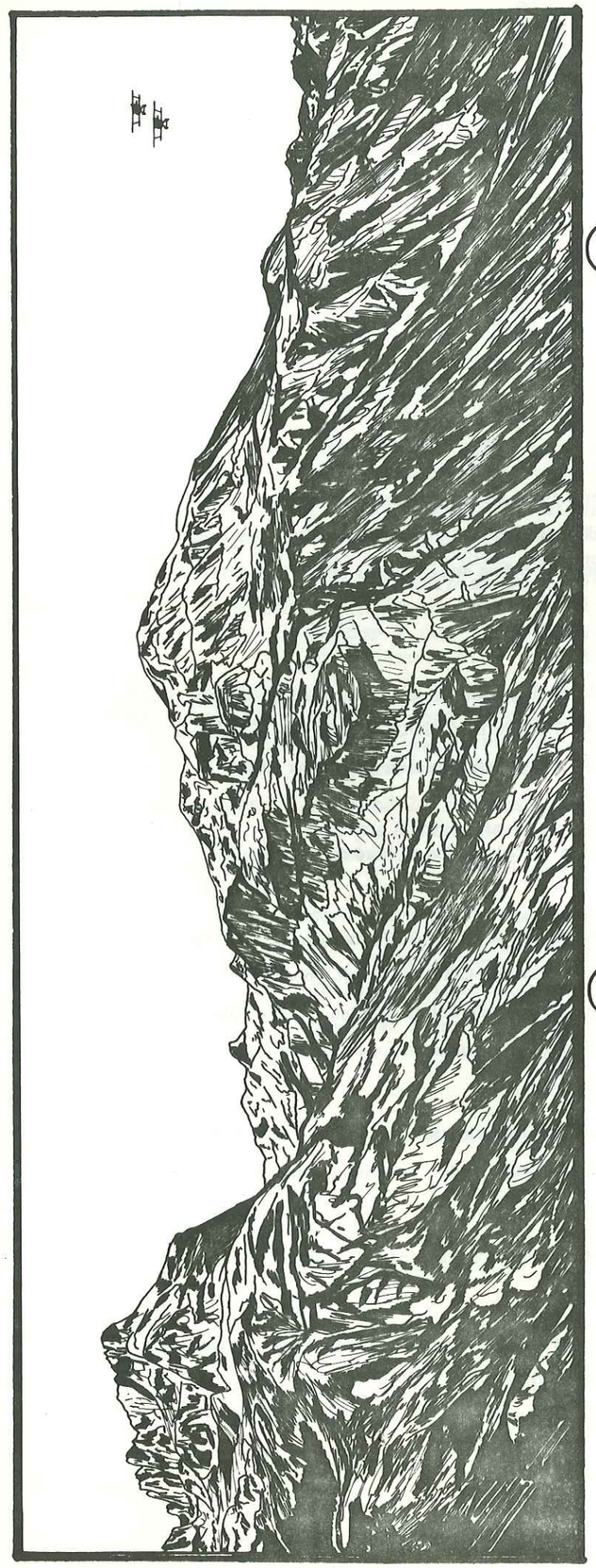
De son côté F. CARME (1965) rattache la prolongation au Nord de ce groupe à la série du Taillefer.

Au Sud, ce groupe du Tepey-Sambuis, traversé par la vallée du Glandon, bute sur la série liasique de rive droite de ce torrent. Le contact entre eux se fait probablement par une succession de fractures liées au grand accident du Col du Glandon - Col du Sabot qui se continue au Sud par celui d'Ornon-Prégentil et qui sépare le massif de Belledonne de celui des Grandes Rousses.

Le groupe du Tepey-Sambuis forme une bande orientée N 15 à N 30, large d'environ 2,5 km avec un pendage assez constant vers l'Est de 60° à 80°. Sa puissance apparente est donc de 2 000 m.

Il est limité à l'Est par une bande amphibolique qui le sépare du complexe de Saint-Colomban-des-Villards.

A l'Ouest, il passe progressivement, par l'intermédiaire d'une autre bande amphibolique, à la vaste série amphibolique de l'Argentière-Puys Gris.



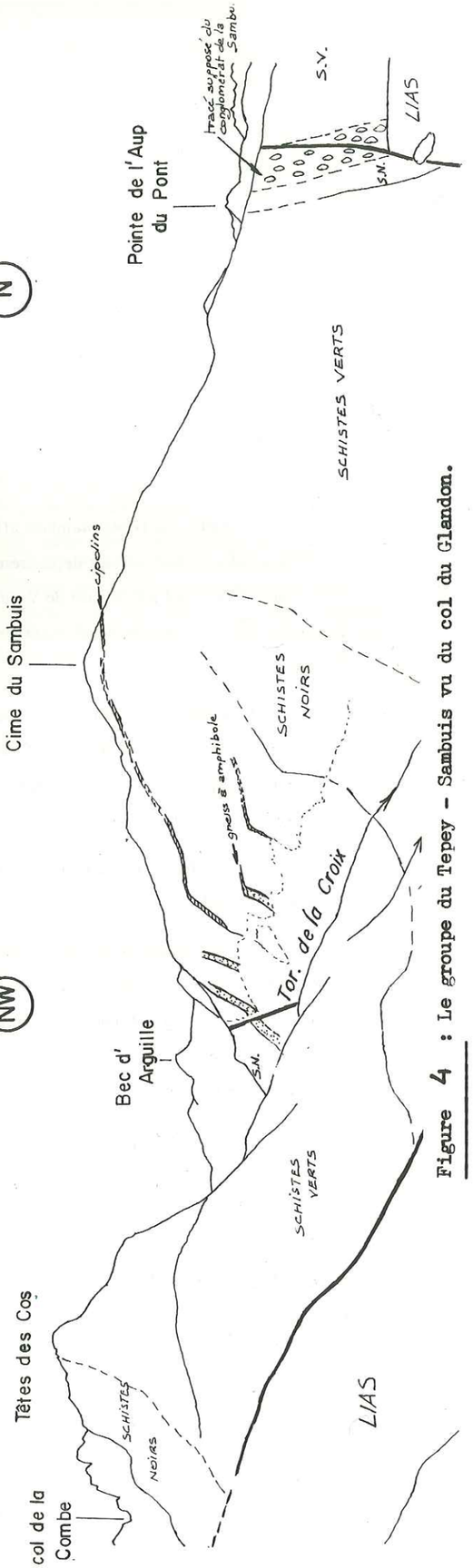


Figure 4 : Le groupe du Tepey - Sambuis vu du col du Glandon.

Les schistes verts constituent les termes dominants mais, à la différence de ce que décrivent C. et P. BORDET (1960) et D. GASQUET (1979) plus au Nord, ils sont représentés ici, en majeure partie, par des schistes chloriteux compacts d'apparence quartzeuse, alors que les chlorito-schistes le sont beaucoup moins.

On y trouve intercalés, en bande de différentes épaisseurs (métriques à hectométriques) d'une part des schistes noirs, ressemblant parfois étroitement aux schistes ardoisiers houillers, sans cependant y avoir montré de traces de plantes, et d'autre part des bandes gréseuses dont la plus remarquable, celle de La Sambuis, renferme un niveau conglomératique.

Les autres faciès de ce groupe sont des gneiss amphiboliques en bandes généralement décamétriques et quelques niveaux plurimétriques de cipolin.

I.2. LES SCHISTES VERTS

Ce sont les faciès les plus représentés. Ils sont responsables du nom de "Série Verte" donné à ce groupe par les auteurs précédents.

I.2.1. Les schistes verts s.s.

En général, leur patine est rouille. Elle est due à une relative richesse en pyrite et chalcopyrite et il est donc difficile de les différencier de loin des autres faciès du groupe, sauf des passées de schistes ardoisiers noirs et des cipolins très blancs.

La compacité de ce faciès est due à l'extrême finesse du grain qui ne permet pas de distinguer à l'oeil nu les phyllites. C'est pourquoi, bien souvent, la schistosité ne s'observe pas. Par contre, on discerne une alternance de lits de largeur maximale millimétrique dont certains sont plus quartzeux donc plus clairs. Bien que ces lits soient discontinus et que leurs limites soient floues, ils matérialisent sans doute la stratification.

La schistosité n'est bien visible que dans les niveaux assez rares de chloritoschistes, qui ne se différencient microscopiquement que par une moindre abondance en quartz et une plus grande richesse en chlorite.

Enfin, dans certaines zones, on peut observer quelques ocelles feldspathiques millimétriques boursouflant légèrement les plans de schistosité ou de stratification.

Microscopie

L'examen microscopique des schistes verts permet de constater que la texture ocellaire, observée assez rarement à l'oeil nu en raison de la faible taille des cristaux, se retrouve fréquemment en lame mince. Les ocelles à l'origine de la structure oeillée sont des plagioclases souvent altérés .

On peut voir les minéraux suivants.

- Plagioclase (oligoclase ?). C'est le constituant le plus abondant (plus de 50 %). Il forme de petits grains (0,5 mm), mais dans les faciès ocellaires, sa taille peut atteindre 2 mm. Il est toujours très altéré (damourite, calcite et rare zoïsite) et les macles polysynthétiques, quelquefois tordues, sont peu nettes. Sa forme arrondie, principalement dans le cas des ocelles, pourrait témoigner d'une origine détritique.

- Quartz . Son importance varie fortement d'un échantillon à l'autre: généralement abondant, il peut être rare, notamment dans des roches plus noirâtres. Comme le plagioclase, il peut avoir un aspect roulé mais, le plus souvent il forme des bandes ou lentilles polycristallines où ses cristaux sont engrenés, parfois dentelés , toujours à extinction ondulante et à bandes de déformation.

- Chlorite. Abondante et de couleur brune ou grise, parfois bleue en LP, elle montre de nombreuses taches dans ses clivages (leucoxène, sphène, épidote, oxydes de fer).

- Biotite. Rarement abondante, elle est toujours en grande partie transformée en chlorite avec exsolutions opaques.

- Calcite. Toujours présente, parfois même assez abondante, elle est soit disséminée, soit en filonnets transverses ou parallèles à la schistosité.

- Epidotes . La pistachite est rare et ne se trouve qu'en très petits granules. La zoïsite est rare aussi, mais plus fréquente avec l'apparition de l'amphibole.

- Apatite. Généralement rare, ses cristaux peuvent être tronçonnés, les morceaux étant cimentés par des fibres de chlorite.

- Minéraux opaques . Le leucoxène est toujours présent et assez abondant. On trouve aussi de l'hématite, de la pyrite et parfois des plages noires en lumière réfléchie.

Il semble que dans certains schistes verts ocellaires, il existe un léger granoclassement mais le peu de netteté de celui-ci et la non orientation des échantillons dans lesquels nous avons pu l'observer ne nous permettent pas d'en déduire une polarité. Par contre, il milite en faveur d'une origine sédimentaire pour ces schistes verts.

I.2.2. Les faciès quartzitiques blancs

Dans une matrice, formée par l'alternance de zones très quartzeuses, où les cristaux de quartz sont associés à des grains de plagioclase non altéré de même taille (de 2/100 à 5/100 de mm) et d'autres, moins épaisses, discontinues (amygdalaires), constituées de plagioclase altéré, où il existe des grains plus gros (0,3 à 1 mm) de plagioclase plus automorphes qu'arrondis mais probablement d'origine détritique.

La composition minéralogique est la suivante:

- Plagioclase. Il semble y en avoir deux sortes : tout d'abord les zones oeillées ou amygdalaires, très altérées en damourite et épidote, montrent des fibres de séricite disposées de manière plus ou moins orthogonale entre elles, traduisant les clivages d'anciens gros feldspaths disparus; ce sont ces plages altérées qui forment les pustules noires visibles macroscopiquement.
La deuxième variété est représentée par des cristaux assez gros, très peu altérés en séricite et dont les macles sont tronquées et floues, ce qui ne permet pas de mesure correcte de leur basicité. (An 35 ou albite ?);

- Quartz. Son extinction est floue, ondulante. Ses plages sont soit hexagonales, soit allongées et à contours dentelés;

- Chlorite . Elle forme soit de rares gerbes à teintes de polarition bronze, soit des petits filonnets transverses;

- Calcite. Fréquente et disséminée dans toute la roche, elle forme parfois des bandes nettement plus calcitiques;

- hématite en grains minuscules et rares, épidote et leucoxène.

Notons que ces faciès se retrouvent dans la série du Piniollet où les mégacristaux de plagioclase sont plus altérés, plus arrondis, mais où l'altération (damourite, épidote, calcite) est cependant moins poussée que dans les petits grains de ce même minéral, mêlés au quartz (environ 50 % quartz, 50 % plagioclase) de la matrice.

L. GIORGI (1979) a décrit des faciès similaires à pustules noires (métaquartzites impures) dans les schistes d'Huez - Vaujany et d'autres où le quartz forme des lits séparés de ceux à plagioclase dans les gneiss de Bourg-d'Oisans (faciès lités riches en quartz).

I.2.3. Les schistes à nodules de quartz

Ces faciès ne se différencient pas fondamentalement des schistes verts compacts. Ils comportent seulement des lits quartzitiques plus épais (environ 1/2 cm). Lors des mouvements responsables de la schistosité ou de la foliation, ces lits ont été rompus et pliés, donnant ainsi

des amygdales de quartz dans lesquelles on devine encore parfois le pli (cf. figure 5). En outre dans ces amygdales, ont recristallisé des bandes de quartz plus limpides.

Ces déformations peuvent également avoir affecté des petits filonnets de quartz.

Ce type de faciès n'est pas vraiment typique d'un niveau et peut se trouver un peu partout dans la série, bien que généralement peu fréquent.

C'est à un de ces schistes amygdalaires que correspond l'analyse qui, dans les diagrammes géochimiques, se place systématiquement dans le domaine des "shales".

I.2.4. Les "épidotites".

L'échantillon type peut être observé à l'extrémité est des Têtes des Cos, à 50 m environ du contact Lias - cristallin, au bord du chemin menant du Col du Glandon au Lac de La Croix.

Ce faciès se retrouve en rive gauche du ravin de La Croix, associé à des passées amphiboliques assez fréquentes dans cette zone. C'est le faciès principal de la partie ouest du groupe du Tepey-Sambuis où il remplace partiellement les schistes verts compacts.

Dans la partie est de ce groupe, certaines roches s'en rapprochent très nettement du point de vue macroscopique. Pourtant, en lame mince, aucune de ces roches ne s'est révélée riche en épidote, la couleur n'étant pas due à cette dernière, mais à la chlorite. Seuls les faciès amphiboliques renferment de l'épidote en quantité notable.

Du point de vue macroscopique, les "épidotites" sont vertes en cassure, d'un vert un peu plus clair que celui dû à la chlorite, avec comme dans les schistes compacts, de minces bandes (inférieures au mm) de quartz à bords bien rectilignes, mais discontinues. De plus, il s'y intercalle souvent quelques passées, millimétriques à centimétriques, à amphibole dont la taille ne dépasse pas le demi-millimètre.

La patine est plus claire que celle des schistes verts compacts, mais lorsque l'altération météorique est importante, elle devient rouille.

Le litage est très fin et très régulier. Des plis, très aplatis, ne se voient qu'avec grande attention. Parfois des plis d'allure plus "plastique" affectant une alternance de lits blancs d'apparence "hololeucocrate" et de lits très amphiboliques vert foncé, miment de véritables migmatites rubanées.

Enfin, quelques passées prennent occasionnellement une allure légèrement ocellaire.

Microscopie

- Plagioclase. Il est le constituant le plus important. Soit en petits grains (0,02 à 0,05 mm), soit en petites ocelles de 1 ou 2 mm. Il est en partie altéré: fines paillettes de micas blanc, zoïsite et plus rarement chlorite.

Ces ocelles montrent encore assez nettement les macles polysynthétiques de l'albite, et parfois celles du péricline, beaucoup plus fines.

- Quartz . Il est disséminé dans la roche en cristaux de même taille que celle du plagioclase, mais qui ont souvent tendance à se regrouper en fines bandes (généralement de 0,5 mm au maximum 2 mm), parallèles à la foliation. Ses plages sont alors engrenées, dentelées, et à légère extinction ondulante.

- L'épidote est abondante. Normalement en grains disséminés, elle devient dans certaines zones le constituant principal.

Il s'agit soit de zoïsite (extinction droite ou sub-droite), soit, plus rarement, de pistachite et, dans ce cas, en très petits grains associée à la zoïsite . Parfois le coeur de celle-ci, aux formes plus ou moins automorphes, montre un pléochroïsme plus ou moins net dans les tons bruns (allanite ?).

Cette épidote semble provenir en partie de la transformation de l'amphibole et du plagioclase. On peut notamment observer des restes d'amphibole en petites paillettes parallèles à la foliation, au sein des grains d'épidote.

- L'amphibole, est soit inexistante (du fait peut-être de sa destabilisation totale ?), soit un constituant plus ou moins important de certaines bandes. Elle est allongée, lamellaire, presque fibreuse et souligne la foliation. Souvent blanche en lumière naturelle, avec quelques tâches dans les tons franchement verts, pléochroïques, à angle d'extinction variant entre + 15° et + 17°, il doit s'agir soit d'une actinote de transformation de la hornblende verte, soit d'une amphibole intermédiaire entre ces deux espèces.

-La chlorite a des teintes de polarisation brunes et est généralement en faible quantité. Certaines petites plages d'amphibole décolorées sur les bords sont totalement cernées par elle. Or cette chlorite est la plupart du temps le résultat de l'altération de la biotite, et celle-ci forme quelquefois des tâches marrons dans les amphiboles. Il est donc possible d'imaginer deux étapes: la première transformant l'amphibole en biotite et la seconde transformant la biotite en chlorite (?).

- La biotite, rare, sauf dans quelques zones, est toujours en grande partie chloritisée.

- La calcite n'est pas constante, mais elle peut parfois être abondante soit en bandes, soit disséminée.

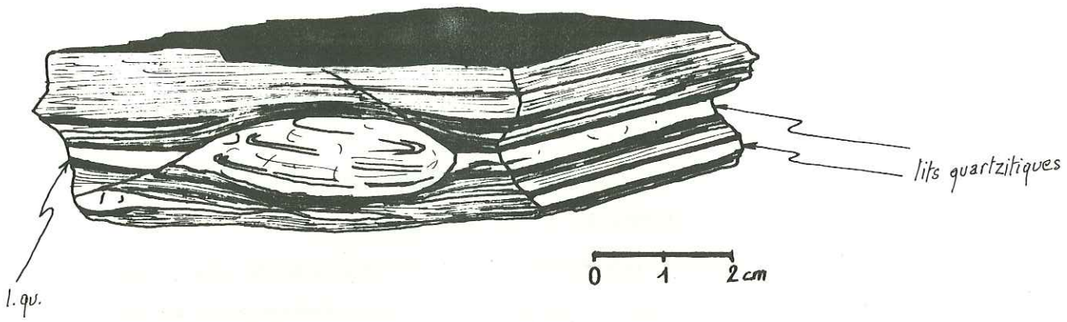


Figure 5 : Schiste amygdalaire du groupe du Tepey-Sambuis.

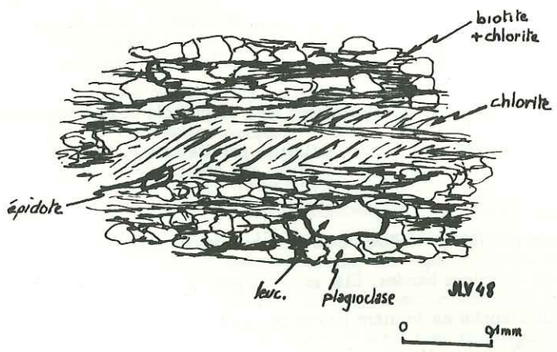


Figure 6 : Fibres de la chlorite obliques sur la schistosité générale.

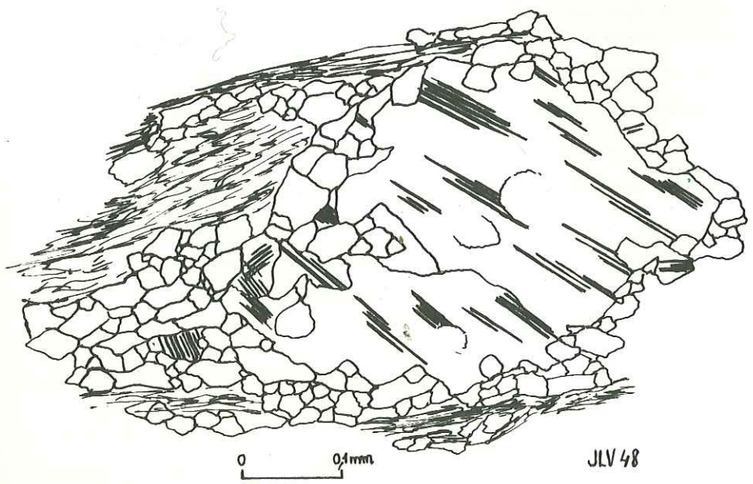


Figure 7 : Plagioclase se granulant.

- Le sphène, fréquent est soit en "grains" isolés, soit en chapelets surtout dans les faciès à amphibole.

- L'apatite rare, montre un coeur légèrement marron en L.N.

- Les minéraux opaques sont principalement: leucoxène - sphène- épidote dans les clivages des chlorites et hématite (assez rare).

Du point de vue géochimique, ces roches se caractérisent par de faibles quantités de SiO_2 (55 %) et de K_2O (1 %) et par de fortes teneurs en CaO (6 %).

Ce type de roche se rapprocherait donc de la définition des prasinites s.s., qui sont composées d'albite, de chlorite, d'épidote et d'amphibole (par opposition aux "prasinites" non calciques: les ovardites*). Cependant, leur forte richesse en épidote nous a fait préférer l'appelation d'"épidotite".

I.2.5. Les gneiss chloriteux

Ils ne forment que de rares passées dans les schistes verts.

Ils se caractérisent macroscopiquement par un aspect encore plus massif, et par une alternance très régulière de lits bien séparés, blanc-verdâtre, d'épaisseur assez constante (1 à 2 mm) et de lits chloriteux vert foncé demi-millimétriques.

Le faciès type peut s'observer sur le chemin menant du Léchet à Mont Rond et qui coupe la falaise au Mauvais Pas.

Microscopie

Les grain très fin est de même taille que dans les schistes verts compacts.

Nous étudierons séparémment les parties sombres et les parties claires.

a) Lits sombres

Ils sont formés essentiellement de chlorite, de mica blanc et de quelques paillettes de biotite accompagnant des grains de plagioclase. Le quartz est pratiquement inexistant.

- Le Plagioclase, abondant, n'est pas déterminable car il est toujours très altéré en damourite. ses plages très allongées, ont des allures de lentilles très aplaties.

* Définition d'une prasinite d'après J. JUNG (1977): "Les prasinites sont des schistes chloriteux, épidotiques et amphiboliques, contenant parfois de l'albite et du glaucophane" (pages 176 et 1 98).

- La chlorite ,abondante est de deux sortesplages allongées à teintes de polarisation bleues, et lentilles,au plus millimétriques, marron-cuivre en L.P. (ripidolite ?). Il faut noter que les fibres de cette dernière sont obliques sur la schistosité du lit, et sont associées à de minuscules et rares paillettes de mica blanc. La cristallisation de cette chlorite est donc postérieure à la foliation du gneiss et pourrait s'être effectuée dans de petites fentes d'extension tardives(figure 6).

- La biotite n'est abondante que lorsque le lit est peu chloriteux, et inversement.

- Le mica blanc, en très petites paillettes, peu fréquentes, se dispose suivant la schistosité et proviendrait de l'altération des plagioclases.

- Le sphène , relativement abondant est peu altéré en leucoxène. Il est toujours plus ou moins automorphe.

- La pistachite , peu fréquente, est en grains très petits, quelquefois groupés. Elle forme souvent un mélange intime avec le sphène.

- L'hématite est rare.

Certaines plages à épidote, sphène et chlorite sont peut-être le résultat d'une transformation totale d'anciennes amphiboles.

b) Lits clairs

Ces lits sont formés de quartz et de plagioclase dans des quantités à peu près égales. La structure est granoblastique, mais les plagioclases ont souvent une forme arrondie.

Le plagioclase est moins altéré en damourite que dans les lits sombres. Le grain est petit mais il existe quelques rares cristaux de plagioclase plus gros qui ont tendance à se granuler et à donner ainsi des cristaux de même taille que celle des grains de la matrice(figure 7).

Quelques très petites plages de biotite sont éparpillées dans la masse quartzofeldspathique; elles sont accompagnées de paillettes de mica blanc de même dimension provenant de l'altération des plagioclases.

On y trouve enfin quelques cristaux d'apatite.

Nous venons de voir les différents faciès des schistes verts qui forment la masse principale de ce groupe du Tepey-Sambuis. Certains d'entre eux, tels que les gneiss, mais surtout les prasinites épidotiques semblent former les termes de passage entre les schistes verts et les faciès franchement amphiboliques que nous étudierons plus loin.

Les schistes verts alternent avec les schistes noirs soit plus schisteux, soit d'allure gréseuse.

I.3. LES SCHISTES NOIRS

Le passage des "schistes verts" aux "schistes noirs" est progressif. Les premiers s'assombrissent légèrement et on observe une alternance des deux faciès en bandes centimétriques à métriques.

A l'affleurement, leur différenciation n'est pas immédiate: les schistes noirs ont une patine plus rouille et une cassure plus noire. Mais la richesse en minéraux ferrifères de certains schistes verts leur conférant une patine très rouille, rend, de loin, leur distinction difficile.

Nous allons étudier les différents types de schistes noirs: les schistes noirs compacts qui sont liés aux schistes verts (également compacts), puis les schistes ardoisiers en fines plaquettes noires, alternant avec des roches franchement gréseuses et que l'on trouve en se rapprochant de la zone centrale du groupe où affleure le conglomérat de la Sambuis.

I.3.1. Les schistes noirs compacts

Ils ne se différencient macroscopiquement des "schistes verts compacts" que par leur couleur gris-noir, et le fait qu'il n'existe pas ou très rarement de bandes de quartz parallèles à la schistosité.

Ce faciès se débite en plaquettes épaisses comme les faciès verts, et forme des bandes de puissance variant entre 50 et 250 m pour les plus épaisses . D'autres cependant, sont beaucoup moins larges (échelle du mètre), en passées dispersées au hasard au sein du faciès principal vert.

La roche est très fine, à schistosité peu visible, soulignée par de fines bandes schisteuses plus noires et par d'autres plus claires quartzeuses. Généralement, elle a un aspect finement gréseux.

Microscopie.

L'étude microscopique montre que la taille du grain varie d'un échantillon à l'autre (entre 0,05 et 0,1 mm) mais reste très constante dans un même lit.

- Plagioclase . Il est en général difficilement différenciable des grains de quartz, car il est peu altéré et la plupart du temps non maclé; il est cependant très abondant. Nous voyons quelquefois des "fantômes" de grains primitifs de plagioclase (jusqu'à 1 mm de grosseur) qui sont granulés en plusieurs petites plages de même taille que le grain de la matrice. Bien qu'aucune mesure précise n'ait été effectuée, le plagioclase de ces faciès semble être de l'albite recristallisée à partir d'anciens plagioclases plus basiques dont la présence est parfois attestée par quelques plages sériciteuses .

- Quartz . Il est peu abondant et quelquefois séparé, en bandes où ses cristaux sont engrenés de façon plus ou moins hexagonale.

- Biotite . Son occurence est variable suivant que la transformation en chlorite est peu ou très prononcée: il s'agit soit de biotite vert-clair, soit franchement de chlorite, la biotite dans ce dernier cas, n'étant qu'à l'état de reliques. Cependant, le stade de cette transformation est très constant dans un même échantillon, puisque si la biotite est verte la chlorite est quasi-inexistante.

- Chlorite. Elle dépend donc de l'altération plus ou moins poussée du minéral précédent, elle présente des teintes de polarisation surtout bleues et est associée à du leucoxène-épidote. Cependant, ces phyllites (biotite ou chlorite) sont très abondantes et cernent les grains de plagioclase ou de quartz, conférant ainsi à la roche un aspect ocellaire comme dans la plupart des schistes verts.

- Epidote. L'abondance de ces phyllites altérées entraîne, dans certains secteurs, une grande quantité d'épidote-leucoxène. Cependant, l'épidote n'existe pratiquement pas en granules bien individualisés .

- Calcite. Elle est disséminée en quelques plages ou forme de petits filonnets transverses sur la foliation.

- Séricite . Elle constitue des lits occasionnels larges d' 1/10 de mm, probablement très feldspathiques à l'origine.

- Apatite . Elle est assez rare, en quelques grains parfois tronçonnés.

- Leucoxène . Il est abondant en association avec la pistachite, mais aussi en rares grains isolés.

- Minéraux opaques : l'hématite est très fréquente, mais il existe surtout un minéral noir en L.R. (graphite ?) qui souligne la schistosité et donne la teinte foncée à la roche.

I.3.2. Les schistes ardoisiers

En se rapprochant de la bande médiane conglomératique, nous trouvons des alternances d'une roche plus franchement gréseuse (grain de 0,1 à 0,5 mm) et d'une autre très schisteuse et très noire qui donne des éboulis noirs glissants. Cette dernière se débite en très fines plaquettes et est affectée de façon préférentielle par des fractures parallèles à la foliation. Pour le pétrographe, il s'agit d'un schiste ardoisier, mais l'apparition d'une deuxième schistosité, liée aux décrochements fréquents de cette zone, qui tord et ondule les surfaces dues à la première schistosité, ne permet pas d'utiliser la dénomination d'ardoise du carrier, caractérisée, elle, par un débit en plaquettes minces et régulières.

Les très fins lits noirs occasionnels rencontrés dans le type compact semblent s'élargir progressivement en se rapprochant du conglomérat: d'abord centimétriques, ils deviennent

plurimétriques comme ceux intercalés entre les bandes gréseuses et conglomératiques de la Sambuis.

On observe même par endroits des alternances très régulières décimétriques de roches gréseuses et de schistes fins ardoisiers. En coupe, on voit également que les parties plus ou moins gréseuses et plus ou moins fines alternent non pas en bandes régulières et rectilignes, mais en lentilles rappellant une stratification entrecroisée (cf. fig. 8).*

Enfin, quelques bandes de quartz étirées en amygdales allongées parallèles à la schistosité sont responsables de quelques ondulations sur les plans de cette dernière.

Microscopie

La grosseur du grain varie beaucoup et la couleur noire est de moins en moins prononcée au fur et à mesure que le grain augmente de taille. Les plus fines passées ont un grain oscillant entre 1 et 10 microns dans une matrice encore plus fine formée de "microgranules" de feldspath et de quartz allongés et insérés dans une trame de minéraux noirs et de chlorite.

- Le plagioclase est altéré partiellement ou totalement en mica blanc. Le peu de macles polysynthétiques encore visibles ne permet pas d'être certain des mesures qui donnent de l'oligoclase (An 25).

- Le quartz est soit en grains mélangés avec le plagioclase, éparpillés dans la roche, soit en rares bandes discontinues. L'extinction est toujours ondulante.

- La chlorite est le minéral phylliteux le plus important. Ses teintes de polarisation sont vertes ou brunes, parfois bleues. La plupart du temps, elle est tachée d'oxydes de fer et prend une couleur jaunâtre en L.N. Elle est toujours associée à un mélange de leucoxène, sphène, épidote.

- La pistachite est en grains étirés et parfois cassés.

- Associées à la chlorite ou note quelques rares paillettes de mica blanc provenant peut-être de l'altération des plagioclases

- La tourmaline, plus ou moins fréquente suivant les lits, est en grains arrondis isolés.

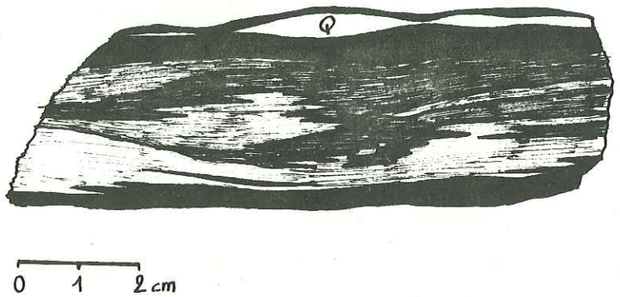
- Minéraux opaques: le leucoxène et l'hématite sont très fréquents mais il existe surtout des minéraux noirs en lumière réfléchie qui soulignent la foliation. Comme des diffractogrammes l'ont montré, il s'agit de graphite.

La composition minéralogique obtenue après un passage au diffractomètre est la suivante:

Plagioclase (oligoclase ?)	Muscovite 2 M1
Quartz	Graphite
Chlorite (ripidolite ?)	(Sphène ?)

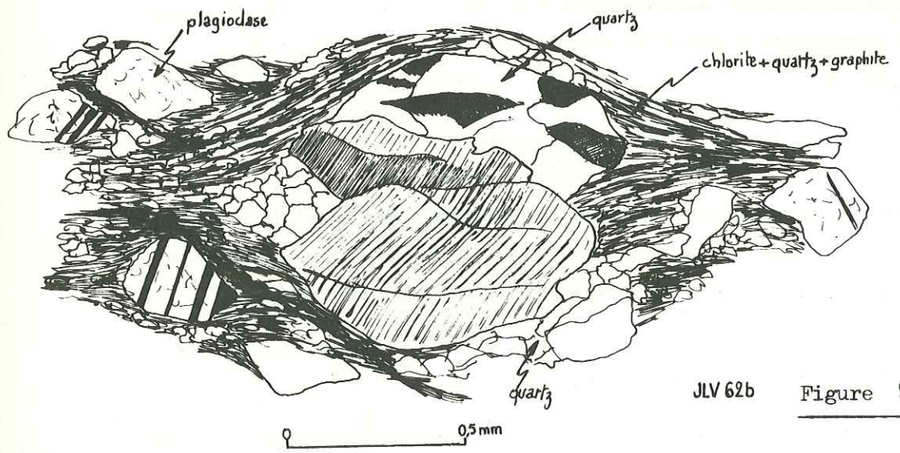
---

* Ces schistes ardoisiers noirs sont tout à fait comparables pétrographiquement aux schistes noirs de Chavannus des Grandes Rousses



Les zones les plus noires, plus schisteuses, sont à grain plus fin.

Figure 8 : Schiste noir ardoisier.



JLV 62b

Figure 9 : Torsion des stries dans un grain de quartz.

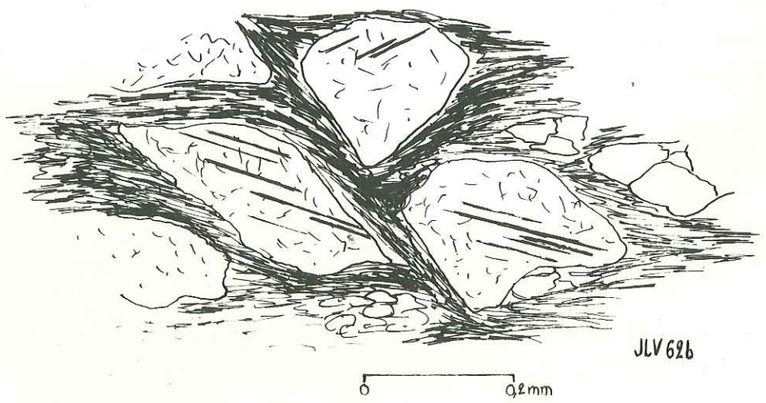


Figure 10 : Grain anguleux semblant poinçonner la schistosité.

I.3.3. Les passées gréseuses

Ce sont des passées franchement gréseuses à grain de taille variable. Dans certaines, les grains n'ont qu'une grosseur maximale de 0,5 mm. En général, la roche gréseuse ne devient franchement plus claire que les passées schisteuses que lorsque les plus gros grains atteignent 0,8 à 1 mm. Cependant, dans ce cas, leur taille varie entre 0,01 et 1 mm et celle des éléments est encore inférieure.

A l'exception des galets du conglomérat de la Sambuis, les grosseurs maximales des grains observés ne dépassent pas 2 mm, comme d'ailleurs dans la matrice gréseuse moulant les galets de ce conglomérat.

La couleur de ces faciès en cassure varie suivant la taille du grain; elle devient de plus en plus claire lorsque celle-ci augmente. Elle est gris-beige parfois assez blanche. La patine claire, souvent tachée de rouille, tranche nettement sur les passées schisteuses très noires.

Microscopie

- Le plagioclase semble encore être le constituant principal, mais son pourcentage varie suivant les passées (50 % à 75 % des grains). Le reste est formé par du quartz et parfois du feldspath potassique. Le plagioclase, arrondi et d'origine détritique évidente, est toujours en partie altéré en fines paillettes de mica blanc disposées parfois de manière plus ou moins orthogonale suivant les clivages ou les macles du minéral hôte. Il est également altéré en petites plages de calcite, en épidote et en chlorite. Parfois, cette altération est plus prononcée au centre que sur les bords du cristal, ce qui pourrait traduire une zonation primaire. Quelques "taches" à bords flous, sans aucune paillette de mica blanc, apparaissent parfois; elles sont disposées au hasard et donnent au plagioclase un aspect nuageux. Il s'agit d'albite, probablement néoformée à partir de l'ancien minéral.

- Le quartz perd souvent sa forme arrondie primitive pour recristalliser en une structure engrénée hexagonale. Il est toujours à extinction ondulante et montre même de belles bandes de déformation.

La tectonique joue donc un grand rôle dans ces faciès et peut être à l'origine, dans les grains de quartz, de stries qui ondulent, indiquant le mouvement suivant des petits riedels obliques sur la schistosité (Figure 9). D'autres grains, où s'associent ces stries et une extinction ondulante (bandes de déformation), présentent en L.P. un pseudo-moirage proche de celui du microcline mais bien moins net.

- La chlorite est toujours abondante et souligne la "schistosité" de la roche. En outre, comme dans les gneiss chloriteux, elle remplit avec quelques paillettes de mica blanc et de rares grains de leucoxène-épidote, des "fentes" allongées de forme amygdalaire, à allure de géodes indépendantes de la schistosité. Il s'agit là vraisemblablement d'un remplissage

de fentes d'extension, produit après l'acquisition de la schistosité.

- La muscovite est en très rares plages allongées, plus ou moins grandes et passant le plus souvent sur leurs bords à de la chlorite.

- Quelques rares grains de microcline ont été observés.

- L'amphibole, quand elle existe, est une hornblende verte en rares petits grains.

- L'épidote est soit de la pistachite en grains peu fréquents, soit de la zoïsite provenant de l'altération des plagioclases.

- La tourmaline ne s'observe que dans certaines bandes ainsi que dans les passées schisteuses noires associées.

- L'apatite, toujours présente mais en faible quantité, forme des grains subautomorphes, de même taille que celle des grains de plagioclase ou de quartz.

- Minéraux opaques: le leucoxène est toujours assez abondant et associé généralement à du sphène et de l'épidote. On observe enfin de l'hématite et des minéraux noirs graphiteux.

Nous n'avons pas observé de granoclassement assez net pouvant donner une polarité à cette série. On remarque même que chaque lit, fin ou grossier, est constitué de grains pratiquement toujours de même taille. La succession des bandes à faciès fin et à faciès grossier est assez régulière, mais à l'intérieur de chacune d'elles, il existe une alternance de lits à grosseur de grain constante, mais irrégulièrement disposés.

La tectonique, qui affecte les grains de quartz, se traduit également par des ruptures de grains. Ceux-ci découpés par la schistosité principale et par ses riedels associés, (cf. figure 10), prennent souvent l'aspect de grains anguleux poinçonnant la schistosité.

I.3.4. Le conglomérat de la Sambuis

Cette bande conglomératique se prolonge de la vallée du torrent du Glandon au Sud jusqu'à la crête de Bacheux au Nord, en traversant le ruisseau du Tepey, le torrent de Comberousse et le torrent du Merlet. Sa puissance est difficile à chiffrer en raison des nombreuses fractures qui affectent ce secteur; cependant, la bande de conglomérat ne doit pas dépasser 100 mètres à l'Est de la cime de Sambuis. Avec les passées gréseuses, elle atteint 250 m. Il est associé à des passées de schistes ardoisiers noirs contenant quelques nodules de quartz centimétriques à décimétriques et des lits millimétriques, ou plus épais, blancs, plus quartzeux. Ces schistes ont une puissance métrique ou plurimétrique et sont assez fréquents (au moins 3 bandes plurimétriques dans la combe de Mont Rond, au bord du ruisseau du Pis).

En s'éloignant de la rive conglomératique franche, les galets diminuent assez rapidement de taille pour passer à un grès dont le grain est de 2 mm au maximum, analogue aux "passées gréseuses" vues précédemment. Au Nord du torrent du Tepey, nous ne retrouvons d'ailleurs plus que ce faciès gréseux, le "conglomérat à gros galets" n'étant plus visible.

Le faciès conglomératique sera étudié d'abord en voyant la matrice, puis les différents galets rencontrés. Le faciès de schistes noirs est macroscopiquement et microscopiquement le même que celui précédemment décrit.

I.3.4.1. La matrice gréseuse du conglomérat de La Sambuis

On passe d'un faciès gréseux "fin" à un faciès gréseux dans lequel se trouvent des éléments arrondis, et caractérisé en partie par des taches de couleurs différentes. Lorsque la couleur est encore assez noire, de petites paillettes blanches et brillantes de muscovite s'y détachent.

La taille maximale du grain dépasse très rarement 2 mm et il semble y avoir une "cassure" dans la granulométrie, les galets ayant eux très rarement une taille inférieure au centimètre.

Notons encore que ces grains, bien visibles en patine ou en surface polie, ne le sont plus en cassure fraîche et ne se distinguent plus des galets.

Au microscope aucune différence majeure n'existe avec le faciès gréseux étudié ci-dessus. Les grains, de 1 à 2 mm, sont constitués de plagioclase altéré en damourite, calcite et épidote, à macles polysynthétiques tordues, de quartz, et moins souvent de feldspath potassique (microcline) perthitique qui montre parfois des "fausses macles" de déformation (fig. 11). Ces gros éléments sont eux-mêmes noyés dans une " matrice secondaire", à grains de 1/2 à 1/4 de mm assez anguleux formés des mêmes minéraux, séparés par une trame formée de chlorite, leucoxène et quelques paillettes de muscovite. L'apatite et la pistachite sont peu fréquentes.

I.3.4.2. Les galets

La taille maximale observée est de 30 x 20 cm, nombreux étant ceux supérieurs à 20 cm.

Cependant, les tailles les plus fréquentes dans la combe de Mont Rond sont entre 5 et 10 cm, et descendent très rarement au-dessous du centimètre. Ils sont englobés généralement par une matrice gréseuse, mais peuvent parfois être inclus dans de fines passées schisteuses dont la schistosité, contournant parfaitement le galet, permet de bien les voir (cf. figure 14).

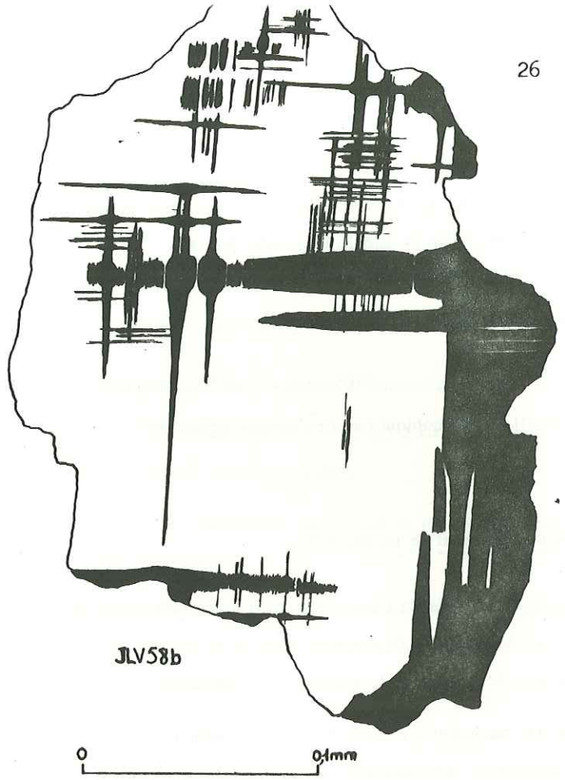


Figure 11 : "Macles" dans un grain de microcline de la matrice gréseuse du conglomérat de la Sambuis.

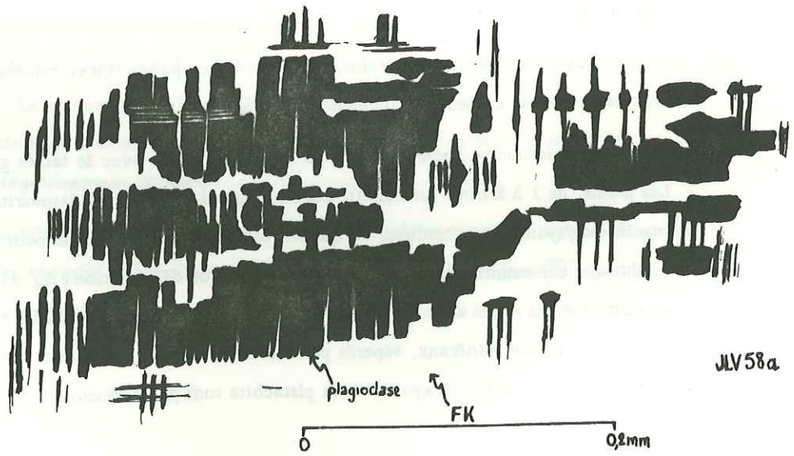


Figure 12 :

Perthites branchues dans le microcline.

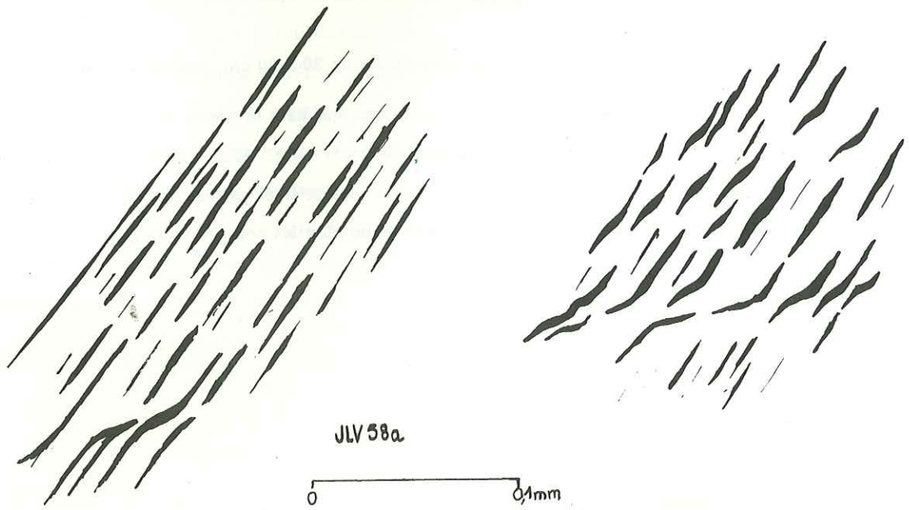


Figure 13 :

Perthites linéaires fines et perthites sigmoïdes.

Ces galets peuvent être observés dans la combe de Mont-Rond, en rive droite immédiate du ruisseau du Pis (altitude 1900 - 1920 m), mais aussi sur la crête en rive gauche de ce même ruisseau (altitude 2040 - 2050 m) et en rive droite du torrent du Tepey (altitude 1620 - 1630 m), au bord d'un ancien chemin montant de Mont-Rond vers le ruisseau de Malvas.

Inventaire pétrographique des galets. Leur nature est variée.

- Galets de granites
  - . granite très blanc, à rares mégacristaux de feldspath potassique et très peu chloriteux;
  - . granite orienté (voire liné), rouille-orangé en patine et en cassure (altération), à muscovite;
  - . granite isogranulaire rouille-orangé en patine, plus gris en cassure, non micacé pyriteux.
- Galets à grain plus fin, aplitiques ou microgranitiques, généralement très blancs.
- Galets de quartz de taille alors réduite.

Nous n'avons jamais rencontré de galets de gneiss, ni de schistes. Ceci n'exclut pas leur existence mais confirme la grande prédominance des galets de granite ou de roches filoniennes leucocrates.

Nous avons choisi d'effectuer l'étude microscopique d'un échantillon de granite très blanc, à feldspath potassique qui présente la particularité de n'être pas altéré (ou peu) météoriquement et de se placer dans le domaine géochimique du granite des Sept Laux de D. GASQUET (1979) sur le diagramme QF/FB de De La ROCHE (voir figure 19, page 44).

La structure est grenue avec quelques feldspaths potassiques et plagioclases légèrement plus gros que les autres grains.

- Le plagioclase est altéré en damourite, parfois en calcite et épidote et a occasionnellement une structure nuageuse: les macles polysynthétiques s'interrompent brusquement au bord de taches non altérées. Ces taches sont faites d'albite secondaire, produite par altération de l'oligoclase primaire dont le calcium se fixe dans la calcite et l'épidote. Il est assez rarement myrmékitique.

- Le quartz est à structure engrenée, en plages hexagonales à bordures floues en L.P.. Il forme des plages qui moulent les grains de plagioclase.

- Le microcline présente son moirage caractéristique, mais la plage feldspathique n'est jamais entièrement moirée. Il est souvent perthitique: fines inclusions linéaires interrompues par des perthites sigmoïdes (fig. 13), ou bien en grosses plages branchues (fig. 12) de type interpénétrées (J.P. BARD, 1980, p.59).

Figure 14 : Galet granitique dans le conglomérat de la Sambuis.

Noter la schistosité des schistes noirs ardoisiers qui contourne le galet.

Il est peu poecilitique: quelquefois on observe, sur les bords, des inclusions de quartz et de plagioclase.

- La chlorite est peu fréquente.

- La calcite est soit disséminée et cerne les grains de quartz, soit en microfilonnets à bords très dentelés.

- La muscovite est rare.

- De petites apatites s'observent quelquefois.

- Les minéraux accessoires sont: leucoxène, épidote, le long des clivages des chlorites et plus rarement hématite et sphène altéré .

Dans ce faciès de granite, des microfilonnets, traversant indifféremment la mésostase et les gros cristaux de feldspath, sont formés d'albite présentant un moirage grossier, moins fin que celui du microcline, et que l'on retrouve dans quelques taches non altérées des plagioclases.

I.3.4.3. Problème de l'âge du conglomérat de La Sambuis

P. BORDET sur la carte géologique au 1/50 000 Saint-Jean-de-Maurienne (1977) présente ce conglomérat comme intraformationnel dans la Série Verte supérieure (qui correspond, du point de vue cartographique, à notre groupe du Tepey-Sambuis).

Au Col du Sabot (à l'Est du Rissiou), un conglomérat, qui a été étudié en détail par L. GIORGI (1979), est constitué d'éléments très variés, notamment des schistes verts de Vaujany équivalents, pour cet auteur, des schistes d'Huez d'âge paléozoïque inférieur. De plus il a l'aspect d'un conglomérat "récent" : galets bien dissociés de la matrice, galets de schistes noirs tendres.

Cet auteur en fait une pincée de Houiller, prise dans l'accident décrochant, considéré d'âge hercynien, mais repris à l'Alpin, du Col du Sabot - Col d'Ornon.

Or dans le conglomérat de La Sambuis, il n'existe que des galets de nature granitique ou tout au moins ceux-ci sont en très grande majorité. Cela peut être dû, soit à ce que les galets de roches cristallophylliennes ont été désintégrés en fournissant leurs éléments à la matrice, soit à ce que ce conglomérat n'a été alimenté que par un massif granitique proche.

Au Col du Sabot des schistes très noirs, graphiteux, soulignent l'accident décrochant. Il n'y a jamais été découvert de trace de plante, et ils sont associés à du Trias. Les schistes verts de Vaujany renferment également quelques passées plus noires, graphiteuses, et le passage entre ces deux faciès semble progressif. Enfin, les bandes conglomératiques soit sont pincées dans l'accident du col même, soit ont un aspect plus "intraformationnel", sans schistes noirs associés, un peu plus au Sud.

Le conglomérat de La Sambuis est aussi étroitement lié à des schistes graphiteux dans lesquels aucune plante n'a été vue.

Ils n'ont pas l'éclat "mazouteux" (irisations bleutées), comme ceux du Col du Sabot ou les schistes anthracifères houillers. En s'éloignant de la bande conglomératique, ces schistes noirs se retrouvent associés à des faciès plus ou moins gréseux et sont séparés du conglomérat par des schistes verts compacts, ceci répété quelques fois.

Nous avons pu voir également que dans les passées de schistes noirs compacts du groupe du Tepey-Sambuis, il existe de minces lits très noirs, tout à fait identiques aux grandes passées de schistes ardoisiers associés au conglomérat.

Enfin, l'étude des galets laisse entrevoir que certains d'entre eux présentent des caractères très proches avec ceux du granite des Sept Laux. Ainsi le granite très blanc à petits phénocristaux fait penser au type "normal", tandis que le granite isogranulaire ressemble fortement aux roches dites de "bordure" du Défilé du Maupas, et que certains faciès linés à muscovite se rapprochent des filons granitiques de la nouvelle route de GrandMaison au col du Glandon.

Nous verrons plus loin (cf. paragraphe I.7.) que les analyses géochimiques effectuées sur ces galets tombent dans le domaine du granite des Sept Laux.

Ainsi le conglomérat de La Sambuis, pourrait bien être intraformationnel dans le groupe du Tepey-Sambuis, d'autant que, comme nous le verrons ultérieurement (cf. paragraphe I.6.) on peut envisager que cette série a une disposition synclinale, le conglomérat en constituant la partie centrale et donc la plus récente. Mais si nous admettons les analogies de faciès et d'âge entre les schistes d'Huez - Vaujany datés récemment (L. GIORGI, 1979) du Cambrien et ceux du groupe du Tepey-Sambuis, il faut faire de ce conglomérat quelque chose de bien plus jeune, puisqu'il parait reprendre le granite des Sept Laux daté lui d'environ 325 Ma. Enfin, notons que le groupe du Tepey - Sambuis n'est jamais traversé par des filons granitiques s. lat. comme d'ailleurs son équivalent plus au Nord, dans la galerie Arc-Isère: la Série verte (D. GASQUET 1979 et 1980 communication orale). Or de tels filons existent dans les séries ouest (Rissiou - Rocher Blanc et Argentière - Puy Gris) et est (Saint-Colomban).

En conclusion et en fonction des données actuellement disponibles, trois grandes hypothèses peuvent être formulées.

- Le conglomérat de la Sambuis est intraformationnel dans le groupe du Tepey - Sambuis, et ce dernier est le prolongement nord des schistes de Vaujany qui prolongent eux-mêmes ceux d'Huez; ceux-ci étant cambriens, le conglomérat l'est aussi*.

---

* Dans ce cas, les similitudes pétrographiques et géochimiques entre les galets granitiques et le granite des Sept Laux ne seraient que le fait du hasard.

- Le conglomérat de la Sambuis est bien intraformationnel mais les schistes verts dans lesquels il est encaissé sont à rapporter non aux schistes d'Huez cambriens, mais à la série verte supérieure, elle même ramenée au Culm, en particulier par Y. GROS (1974)* (page précédente)

- Le conglomérat de la Sambuis est d'âge wesphalo-stéphanien comme le serait, d'après L. GIORGI (1979), celui du Col du Sabot. Il ne serait alors, comme celui-ci, qu'une pincée d'origine tectonique, tectonique facilitée par la présence des schistes noirs, au sein d'une série schisteuse ancienne.

C'est cette dernière hypothèse qui nous semble la plus probable.

I.4. LES PASSEES AMPHIBOLIQUES

Ces faciès amphiboliques n'ont été rencontrés que sur les bordures est et ouest du groupe du Tepey - Sambuis.

I.4.1. Bordure est

Le groupe du Tepey - Sambuis est bordé du côté oriental par le complexe de Saint-Colomban. En bordure de celui-ci, une bande très amphibolique est surtout visible au Nord de Saint-Colomban des Villards.

Dans la zone étudiée (entre la combe du Tepey et la vallée du torrent du Glandon), cette bande amphibolique n'est pas nettement individualisée, probablement en raison de l'intense fracturation de cette zone de passage entre un faciès schisteux et un faciès plus ou moins granitoïde donc plus homogène.

Sur le chemin menant du Léchet à Mont Rond, nous avons pu observer l'apparition sporadique de bandes amphiboliques dans des schistes verts compacts à quelques passées noirâtres.

Une évolution se dessine d'Ouest en Est, c'est à dire lorsqu'on se rapproche du "granitoïde" de Saint Colomban. Les bandes amphiboliques sont tout d'abord des gneiss à amphibole que nous nommerons "tachetés": dans un fond quartzo-feldspathique chloriteux, se détachent des amphiboles vert-sombre ne constituant que 10 à 15 % de la roche totale et pouvant atteindre par endroits 1/2 cm de grosseur. Ensuite, le faciès devient moins chloriteux et l'amphibole prend une grande importance (50 % de la roche), tandis que l'orientation est plus prononcée. A ce faciès sont associées quelques bandes quartzitiques blanches.

Enfin, une roche très amphibolique que nous nommerons "hornblendite" est à signaler au Nord de Léchet, facilement accessible de la route D.927, au point X: 902,81, Y:336,84, Z: 1440 (coordonnées L.III zone sud). Elle est accompagnée d'un faciès leucocrate très blanc, comme celui rencontré dans les formations du Lac de la Croix et du Gros Treu. Cependant, cet affleurement étant dans le prolongement cartographique du complexe de Saint-Colomban et des doutes pouvant être émis sur le fait qu'il soit vraiment en place, nous le font rattacher à ce dernier. Ainsi, cette hornblendite sera étudiée dans la paragraphe consacré à ce complexe.

Microscopie des faciès amphiboliques tachetés.

Qu'ils soient riches ou pauvres en amphibole, ils ont toujours cet aspect tacheté dû aux amphiboles qui se détachent sur un fond vert clair dans le cas des faciès peu amphiboliques, ou qui forment des ocelles noires à côté des ocelles quartzo-feldspathiques blanches dans les faciès très amphiboliques.

- Amphiboles : les plages isolées sont formées par de la hornblende verte; elles sont plus ou moins arrondies, parfois cassées, et moulées par la schistosité dans les roches peu amphiboliques.

Une autre amphibole apparait dans les faciès plus amphiboliques orientaux: l'actinote dont les grandes plages, incolores en L.N., s'effilochent à leurs extrémités en fibres ou fines baguettes. Elles côtoient de "vieilles" hornblendes vertes en forme de taches. Alors que l'actinote est limpide, non altérée, la hornblende est plus ou moins transformée en un mélange de zoïsite, calcite, sphène (leucoxène-épidote), chlorite (à teintes de polarisation bleues).

- Le plagioclase est totalement altéré en fines paillettes de damourite, en zoïsite parfois automorphe, en calcite, et est ainsi rendu indéterminable.

- Le quartz n'est présent que dans les faciès peu amphiboliques; les quelques plages qu'il forme sont à structure engrenée.

- La chlorite n'est également présente en quantité notable que dans les faciès peu amphiboliques. Ses teintes de polarisation sont grises et plus rarement bleues.

- L'épidote est abondante. Elle provient surtout de l'altération du plagioclase et de la hornblende verte (zoïsite). Quelques grains de pistachite sont parfois associés au leucoxène.

- Le sphène, fréquent aussi, est présent au sein des amphiboles altérées, ainsi qu'en plages multicristallines (chapelets).

- L'apatite, souvent présente a une fréquence très variable. Elle est en grains assez gros et

plus ou moins automorphes ou arrondis dans les faciès peu amphiboliques. Dans les zones plus amphiboliques, des oxydes de fer lui confèrent une couleur brunâtre.

- Minéraux opaques : des grains noirs en L.R. (magnétite ?) sont associés au leucoxène ou à l'épidote. On note quelques microfilonnets d'hématite.

Enfin de rares petites veines de quartz, épidote fibreuse et plagioclase altéré traversent ces roches.

I.4.2. Bordure ouest

Les autres passées amphiboliques intercalées dans le groupe du Tepey - Sambuis existent dans sa bordure occidentale où elles augmentent progressivement d'Est en Ouest.

Elles se rapprochent des gneiss très amphiboliques tachetés de la bordure orientale, les seules différences étant la taille des amphiboles, plus faible (1 à 2mm), et la couleur plus vert clair.

Microscopie

L'étude microscopique confirme l'analogie macroscopique. Toutefois, les faciès ouest sont plus altérés et la transformation de l'amphibole en épidote, étant plus poussée, est à l'origine de la couleur plus vert clair.

- Amphiboles: il s'agit surtout de hornblende verte, mais aussi par endroits, d'actinote plus fibreuse et incolore en L.N.. La hornblende se décolore à proximité de ses parties chloritisées.

- Les plagioclases sont de deux sortes: l'une très altérée en damourite et épidote, l'autre très limpide. Cette dernière est de l'albite qui renferme de fines paillettes d'actinote.

- La calcite est fréquente.

- Le quartz est absent.

- La chlorite présente en L.P. des teintes gris-beige.

- Les épidotes (zoïsite et pistachite) sont abondantes.

- L'association leucoxène - sphène est très courante et l'hématite rare.

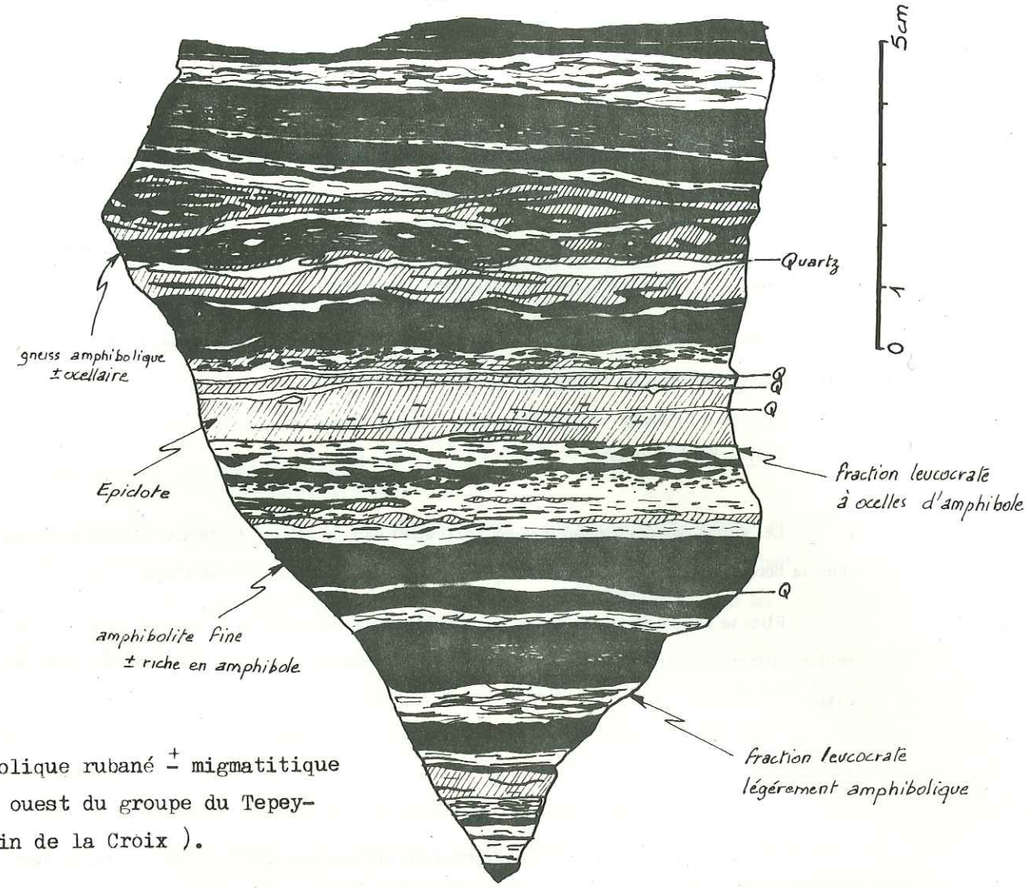


Figure 15 :

Gneiss amphibolique rubané ± migmatitique de la bordure ouest du groupe du Tepey-Sambuis (Ravin de la Croix).

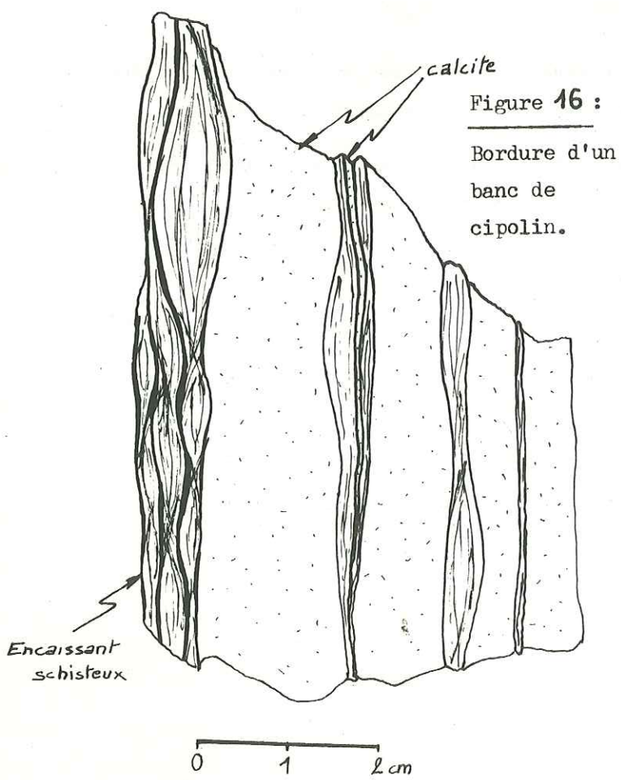


Figure 16 :

Bordure d'un banc de cipolin.

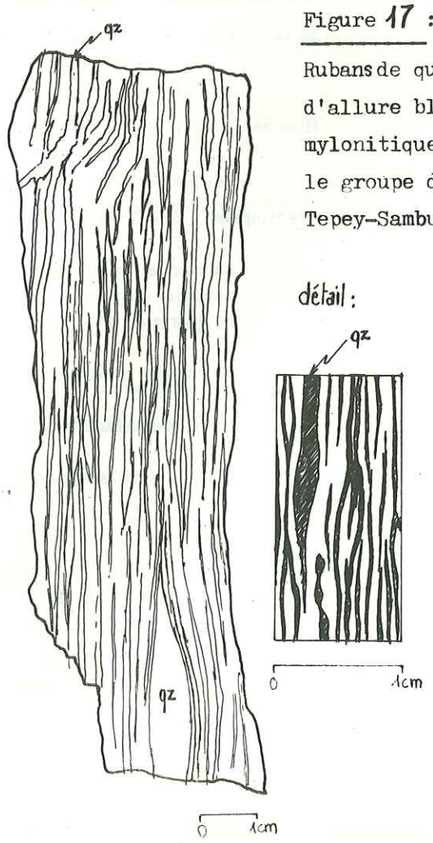


Figure 17 :

Rubans de quartz d'allure blasto-mylonitique dans le groupe du Tepey-Sambuis.

détail :

I.4.3. Passage à la série amphibolique de l'Argentière - Puy Gris

Au Sud de la cime de Sambuis, sur la falaise accidentant la rive gauche du ravin de la Croix, une coupe plus ou moins continue (interrompue par quelques fractures dédoublant ou cachant certaines zones) montre ce passage.

Le vrai contact est cependant marqué ici par la fracturation intense du secteur du lac de la Croix, et sera observable au Sud-Est des Têtes des Cos.

D'Ouest en Est en se rapprochant de la grande série amphibolique occidentale, on rencontre successivement:

- une passée de gneiss noirs compacts, large de plus de 100 m. La roche est assez homogène, très fine, à rares petits lits irréguliers leucocrates blancs dans un fond sombre. On note quelques bandes plus schisteuses coincées entre des parties plus massives, rappelant parfois l'alternance schistes -grès proche du conglomérat de la Sambuis;

- ensuite viennent des gneiss - schistes épidotiques dans lesquels les passées noires d'abord très fréquentes, tendent à devenir rares. Des réccurrences de ces passées s'observent encore 200 m après la bande principale;

- en même temps que ces faciès noirs disparaissent, l'amphibole apparaît, soit en quelques taches dans le faciès vert compact, soit dans de rares petites bandes bien individualisées de gneiss amphibolique;

-le faciès principal devient un schiste compact vert - clair plus ou moins épidotique, ressemblant fortement aux faciès verts compacts orientaux. S'y intercalent des passées leptynitiques très blanches et d'autres, rares, de gneiss amphiboliques tachetés.

La tectonique qui joue un grand rôle dans cette zone, se traduit d'abord par de nombreuses zones mylonitisées dues généralement à des fractures parallèles à la schistosité qui provoquent des décalages très importants, mais aussi par quelques rubans de quartz (ou flammes allongées) à tendance blastomylonitique, généralement dans la schistosité, mais parfois obliques sur celle-ci. Lorsque ces rubans sont coupés, il y a formation d'yeux de quartz (cf. figure 17);

- en une centaine de mètres, la roche devient gneissique, compacte, parfois plus grise à lits très irréguliers. Les passées amphiboliques (1 à 5 m de large) sont plus fréquentes et ressemblent au faciès de gneiss très amphiboliques tachetés, bien que parfois, elles soient encore plus riches en amphibole (jusqu'à 80 %).

Dans cette zone, on peut voir quelques bancs de cipolin plurimétriques, très blancs qui se caractérisent par la présence de quelques petites passées centimétriques de schistes compacts légèrement noirâtres;

- à l'extrémité ouest de cette falaise, affleure une bande amphibolique, de type gneiss rubané à lits, millimétriques ou centimétriques, d'amphibolite, de gneiss amphibolique tacheté à fond clair, d'épidote franche vert-jaune et de quelques rubans de quartz parallèles à la foliation. Ces lits sont parfois boudinés ou oeillés (cf. figure 15). L'encaissant de cette bande est un gneiss chloriteux et clair à quelques lits amphiboliques;

- à l'extrême ouest, des schistes noirs compacts réapparaissent, à passées vert-clair, blanches (leptynitiques) et amphiboliques.

En quittant la falaise et en rejoignant un affleurement plus bas (altitude 2 100 m) ces schistes noirs peuvent être mieux étudiés. Compacts, gris-noir, homogènes et fins, ils sont affectés de plis à grand rayon de courbure soulignés par des petits niveaux de quartz. De petits lits blancs, à bords très rectilignes, d'épaisseur irrégulière, soulignent aussi la foliation. Le passage, côté est, se fait par une plus grande fréquence de bandes leptynitiques vert-pâle, de schistes verts compacts plus ou moins épidotiques, d'épaisseur décimétrique à double décimètrique , et de passées amphiboliques tachetées très riches en amphibole (60 % à 70 %), à petits lits hololeucocrates.

Le passage occidental est visible le long de la falaise au Sud des Têtes des Cos, où cette bande noire apparaît sous le point côté 2 581. Mais elle y est plus riche en passées amphiboliques (50 % environ des faciès). Les faciès sans amphibole et associés à ces derniers sont des gneiss dans lesquels quelques rares réccurrences de schistes verts compacts et de bancs de cipolin sont encore visibles: cet ensemble constitue la formation du Piniollet rattachée au complexe amphibolique de l'Argentière - Puy Gris.

I.5. LES BANCS DE CIPOLIN

Le banc le plus remarquable du secteur étudié et aussi le plus épais se trouve à 200 m à l'Ouest du conglomérat de la Sambuis, dans la combe de Mont Rond.

P. BORDET (carte géologique au 1/50 000 de Saint-Jean-de-Maurienne, 1977), poursuit cette bande de cipolin très loin vers le Nord, jusque sur la crête de Bacheux. Au Sud nous ne l'avons pas retrouvée; les deux anciennes carrières, autrefois exploitées à l'Ouest du Sapey, sont disposées sur une fracture, cicatrisée par une dizaine de mètres de mylonites à talc et serpentine verte, qui met en contact le Lias et le cristallin.

Il s'agit de calcite pure, confirmée par un passage au diffractomètre, en cristaux aplatis par la tectonique; ce qui donne une certaine schistosité à la roche. Elle est gris bleuté en cassure avec parfois des irisations bleues sur un fond clair.

Aucune passée de cipolin n'a été vue du côte oriental du conglomérat de la Sambuis, bien que nous ayons souvent remarqué la richesse de certains faciès en calcite. Par contre, elles sont fréquentes à l'Ouest (bas du ravin de la Croix, falaise sud des Têtes des Cos).

Leur couleur en cassure est généralement très blanche, ce qui permet de bien les distinguer dans les falaises. Souvent, cependant, leur patine est très proche de celle de la roche encaissante. En effet, l'épaisseur étant faible (3 à 4 m), les eaux chargées de produits d'altération des schistes y ont déposé des enduits.

La taille des cristaux de calcite varie: celle-ci est soit très finement grenue, soit en gros cristaux demi-millimétriques à millimétriques.

En effet, leur origine sédimentaire est confirmée par la présence de fréquents petits lits schisteux, très continus, strictement parallèles à la schistosité, renfermant eux-mêmes de petits lits de calcite. Ces lits schisteux demi-centimétriques n'existent pas au centre du banc de cipolin, ils sont plutôt près des bords (cf. figure 16).

I.6. POSSIBILITE D'EXISTENCE D'UN PLI DANS LE GROUPE DU TEPEY - SAMBUIS

Les faciès occidentaux ont des caractères pétrographiques et des gisements tout à fait comparables à ceux de la partie orientale. Ce sont les suivants:

- polarité inverse de l'enrichissement des faciès amphiboliques en amphibole. D'Est en Ouest sur la bordure occidentale et d'Ouest en Est sur la bordure orientale, on a d'abord des schistes verts à taches amphiboliques, puis des schistes tachetés très amphiboliques, et enfin des amphibolites ou des gneiss amphiboliques rubanés;

- ces passées amphiboliques n'existent pas à l'approche du conglomérat de la Sambuis de la zone centrale;

- quelque soit l'hypothèse choisie concernant la position du conglomérat de la Sambuis, celui-ci semble toujours être plus récent que la Série verte supérieure de P et C BORDET (1961), et dans le cas où il serait houiller, il constituerait une pincée coincée au coeur d'un pli synclinal très serré;

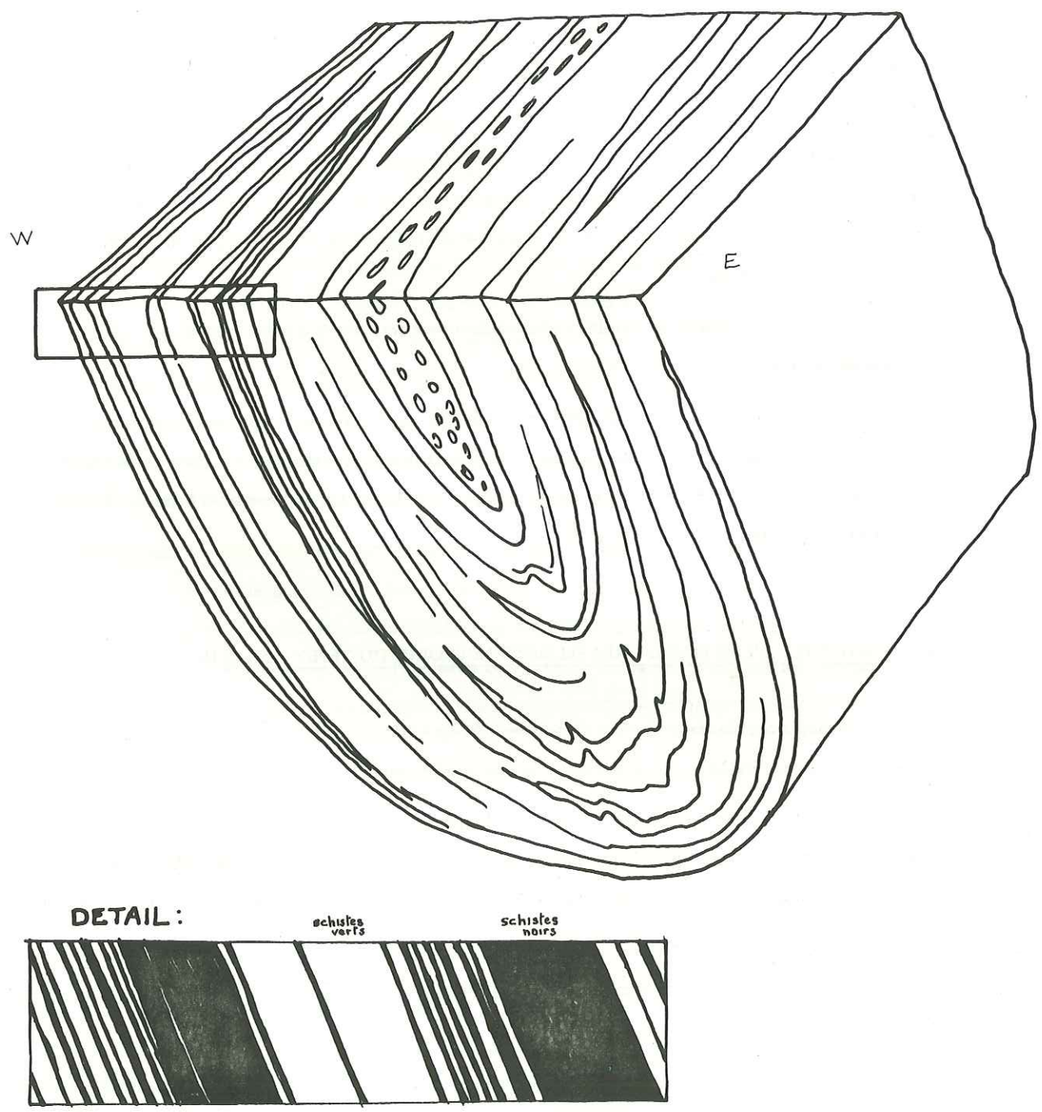


Figure 18 : La bordure ouest du groupe du Tepey - Sambuis. Les passées de schistes noirs ont un passage très progressif sur leur bord occidental, par contre il est très brusque sur leur bord oriental.

- du point de vue pétrographique, autour d'une zone centrale conglomératique, alternent des schistes verts compacts et des schistes noirs également compacts dont les caractères pétrographiques sont similaires dans toute la série. En outre, les deux bordures, orientale et occidentale, sont caractérisées par des faciès plus ou moins amphiboliques tachetés tout à fait comparables.

Ainsi, le groupe du Tepey-Sambuis pourrait dessiner un vaste synclinorium déversé vers l'Ouest.

Nous avons également noté que les passées de schistes noirs, du côté ouest du groupe du Tepey-Sambuis, ont un passage très progressif sur leur bord occidental (voir paragraphe I.4.3. p.35) tandis que ce passage est très brusque, en quelques mètres, sur leur bord oriental (fig.18).

Plusieurs schémas peuvent être avancés pour expliquer une telle disposition: subsidence saccadée dans un bassin ouvert, comblement d'un bassin fermé..etc.. avec opposition d'une sédimentation pélitique (schistes verts) et d'apports terrigènes (schistes noirs) issus partiellement du démantellement des coulées volcaniques basiques sporadiques (voir paragraphe I.7., p. 40).

Les données actuellement disponibles ne permettent donc pas d'affirmer, de manière certaine, la polarité de la série Tepey-Sambuis. Notons, cependant, qu'il sera possible de confirmer l'hypothèse d'un pli synclinal(ou anticlinal ?), si l'on peut observer le passage progressif des bandes de schistes noirs à l'Est du conglomérat de la Sambuis et si il est l'inverse de ce que l'on trouve du côté occidental, ceci n'est pas visible dans le secteur étudié, mais il est possible qu'il le soit au Nord du vallon du Tepey.

I.7. GEOCHIMIE DU GROUPE DU TEPEY SAMBUIS

I.7.1. Les différents faciès du groupe du Tepey-Sambuis

△ a) Schistes verts

Sur les diagrammes MgO-Na2O-K_2O, Al+Fe+Ti/3-K-Al+Fe+Ti/3 - Na, Al/3 - K - Al/3 -Na de H. de La ROCHE (figures 20,22,23) qui discriminent, à notre avis, le mieux l'origine sédimentaire ou éruptive des schistes cristallins, les schistes verts se répartissent dans un champ linéaire qui déborde largement de part et d'autre du domaine des grauwackes. L'un de ses pôles est franchement sédimentaire, pélitique, et alors que les termes intermédiaires tombent dans le domaine des grauwackes, l'autre pôle est constitué de termes sodiques qui, selon D. GASQUET (1979) et à la suite de F. CARME (1970a), rappelleraient une série de type spilite-kératophyre proche de la série du Taillefer décrite par celui-ci (1965a, b).

b) Passées noirâtres et schistes noirs ardoisiers

La plupart des faciès noirs tombent sensiblement dans la partie grauwacko-pélitique du champ formé par les schistes verts, la tendance albitique ne s'y décelant pas. En outre, quelques points se situent dans le domaine des roches ignées (basalte ou andésite), ce qui est visible sur $MgO-Na_2O-K_2O$, Al+Fe+Ti - Ca+Mg, Al+Fe+Ti/3 - K - Al+Fe+Ti/3-Na, A_1-A_2 et R_1-R_2 (figures 20, 21, 22, 24, 26). En fait, à l'affleurement les roches correspondantes à ces derniers points, ne font penser ni à des coulées, ni à des filons; elles sont finement grenues, renferment de petites intercalations schisteuses et sont tout à fait semblables aux faciès noirs qui entrent dans le domaine des grauwackes. Du point de vue géochimique elles se différencient de ceux-ci par de plus faibles teneurs en silice (52 %) et en potasse (0,5 %) et une plus grande richesse en Fe_2O_3 total (11%), MgO (7%) et CaO (7%).

En fait, d'anciennes coulées (ou dykes?) basiques sont identifiables, assez rarement, il est vrai, dans le groupe du Tepey-Sambuis. Il s'agit de bandes d'échelle mètrique très amphiboliques et épidotiques, de couleur vert très foncé. Leur contact avec l'encaissant schisteux est net, brutal. L'échantillon représentatif de ce type de roche se place près du pôle basalte, notamment sur R_1-R_2: basalte alcalin (figure 26).

En définitive, les passées noirâtres (ainsi que les schistes ardoisiers associés au conglomérat de la Sambuis) ont une origine volcano-sédimentaire, et proviennent du remaniement partiel de matériaux volcaniques basiques (coulées ou éruptions contemporaines) mêlés ou non, à une sédimentation grésopélitique plus ou moins importante.

▲ c) Epidotites (prasinites épidotiques)

Leurs points représentatifs sont assez dispersés, ce qui ne permet pas une détermination très précise de leur origine. Sur le diagramme Al+Fe+Ti - Ca+Mg, (figure 21) cette origine serait soit ignée (andésitique sur A_1-A_2 et R_1-R_2), soit grauwackeuse dolomitique, mais ces roches pourraient aussi résulter d'un mélange de produits issus d'une part d'un volcanisme à la fois sodique et calco-alcalin basique (diagramme $MgO-Na_2O-K_2O$, figure 20) et d'autre part d'une sédimentation pélitique (peut-être carbonatée) (diagrammes Al+Fe+Ti/3 - K - Al+Fe+Ti/3 - Na et Al/3-K-Al/3-Na ; figures 22, 23).

⊡ d) Gneiss peu amphiboliques

Ce sont d'anciennes grauwackes où, comme certains schistes verts et certaines épidotes, on retrouve le terme sodique sur les diagrammes Al+Fe+Ti/3 - K - Al+Fe+Ti/3 - Na, Al/3 - K - Al/3 - Na et MgO - Na_2O - K_2O (figures 22, 23, 20,).

LEGENDE DES FIGURES UTILISES :

- △ Schistes verts s. l.
- ▲ Prasinites épidotiques
- ● Passées noirâtres
- ⊙ Schistes noirs ardoisiers
- ⊙ Grés et matrice du conglomérat de la Sambuis
- ⊡ Gneiss amphiboliques
- ◊ Passée très amphibolique JLV 32 b
- ☆ Galets granitiques du conglomérat de la Sambuis

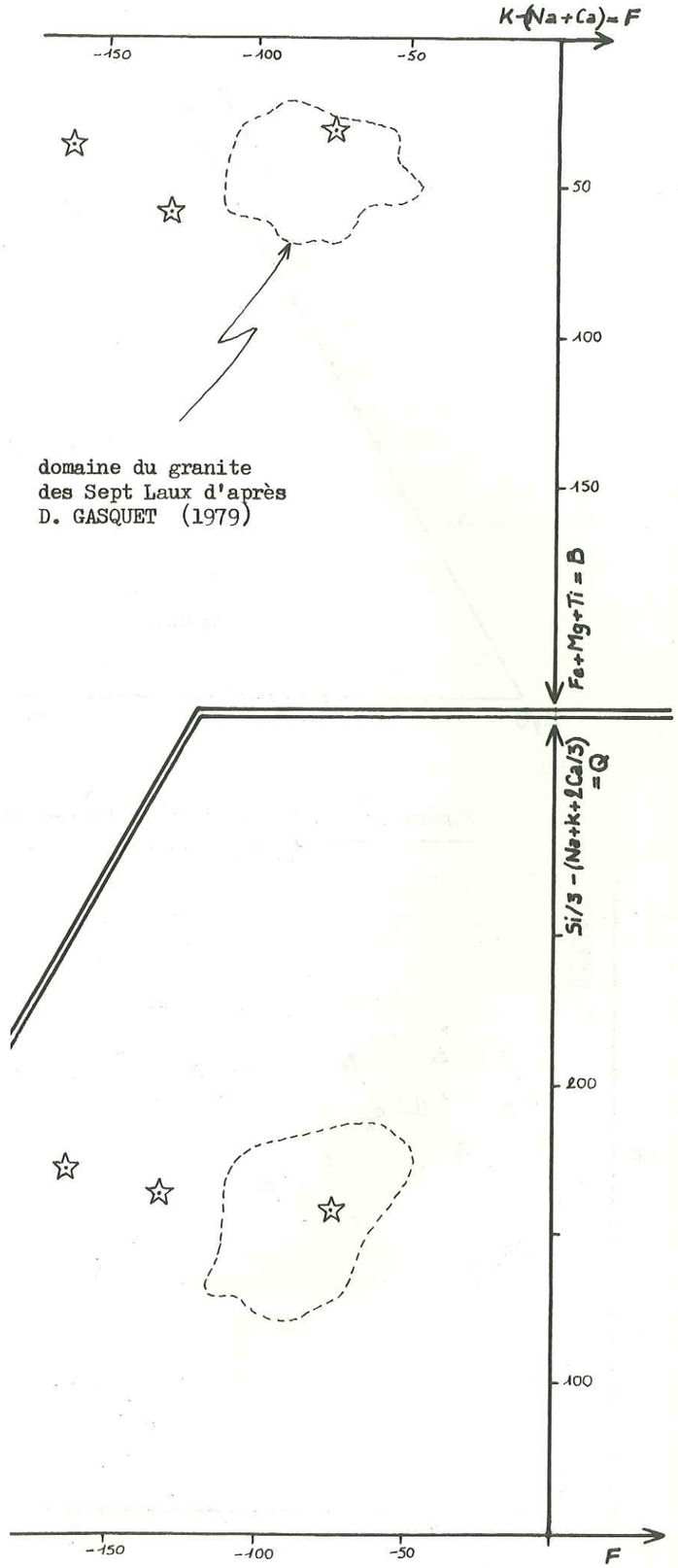


Figure 19 : Les galets granitiques du conglomérat de la Sambuis dans le diagramme QF/FB de H. de La Roche (1972).

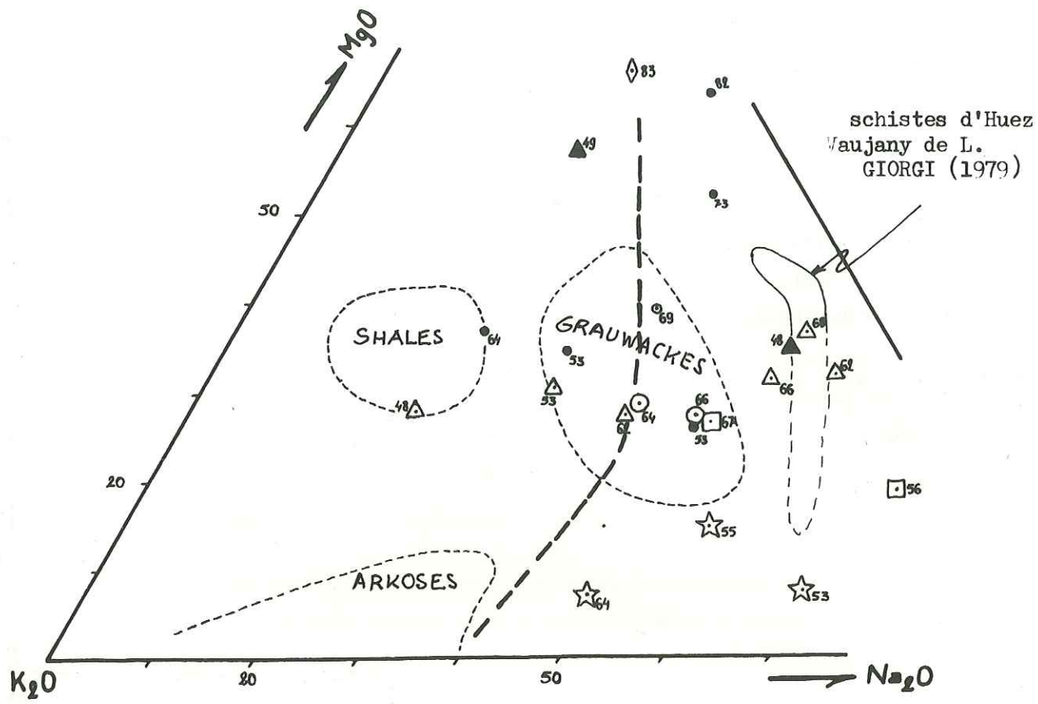


Figure 20 : Triangle des silico-aluminates, d'après H. de La Roche (1965). Le groupe du Tepey-Sambuis.

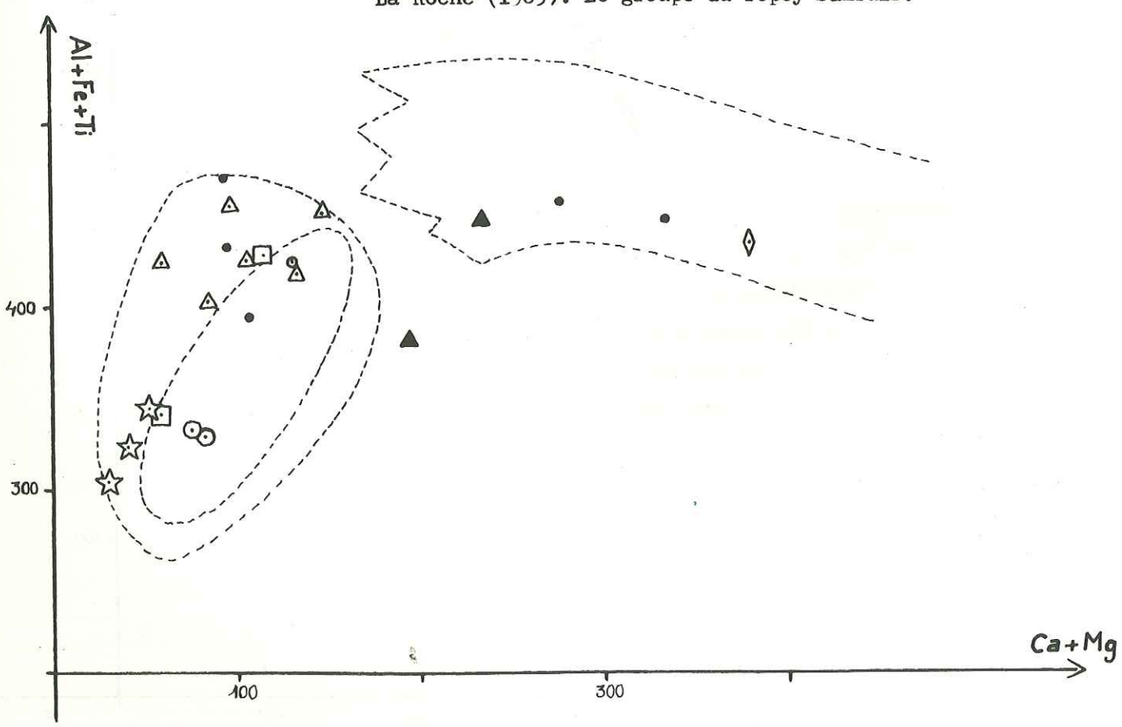


Figure 21 : Diagramme Al+Fe+Ti - Ca+Mg de La Roche (1968). Le groupe du Tepey-Sambuis.

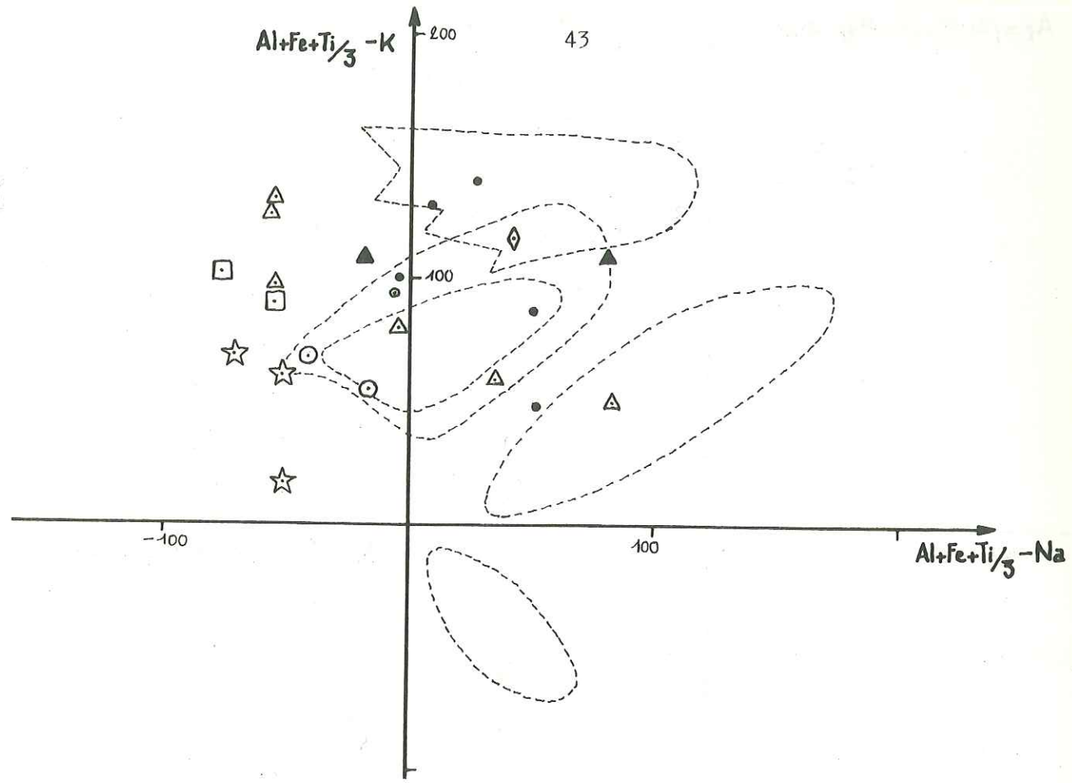


Figure 22 : Diagramme Al+Fe+Ti/3 -K - Al+Fe+Ti/3 -Na de H. de La Roche (1968) Le groupe du Tepey-Sambuis.

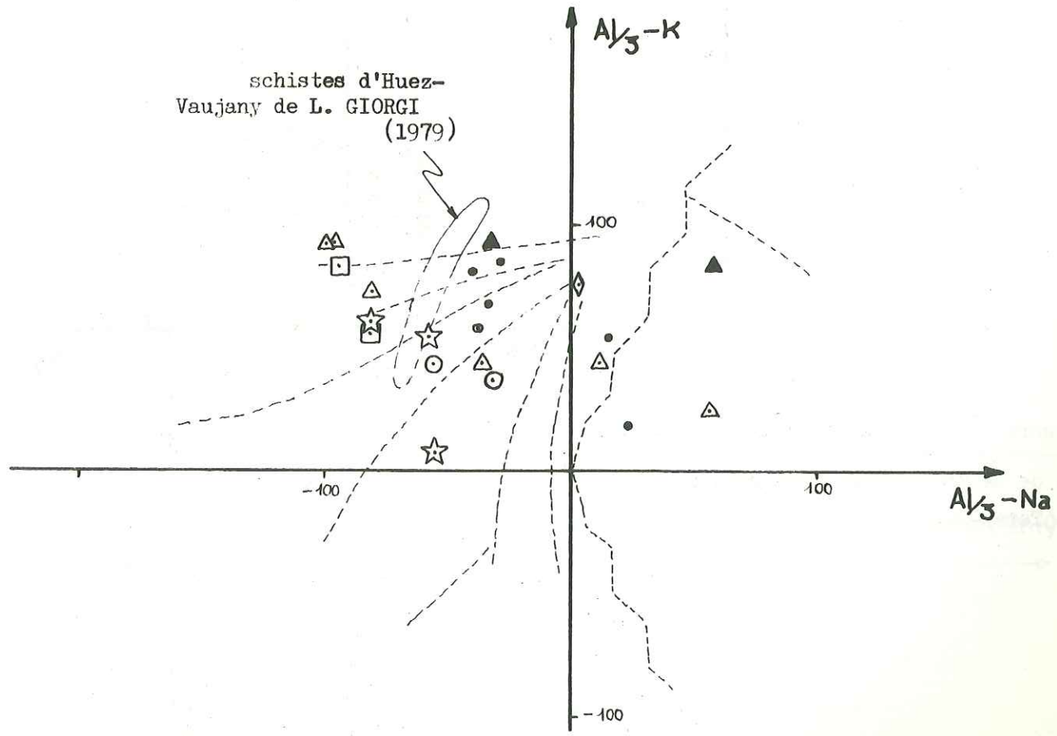
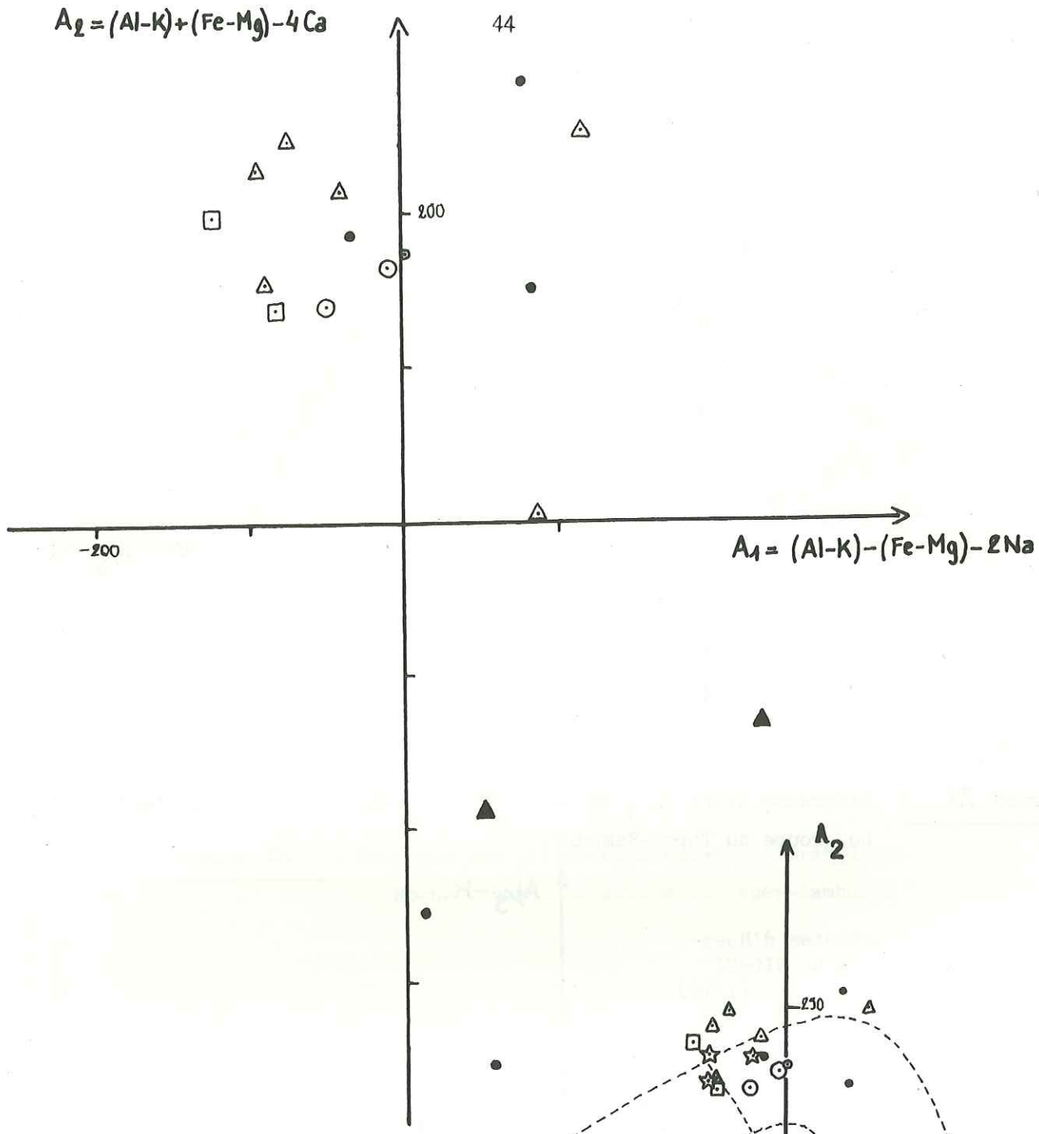


Figure 23 : Diagramme Al/3 -K - Al/3 -Na de H. de La Roche (1968). Le groupe du Tepey-Sambuis.



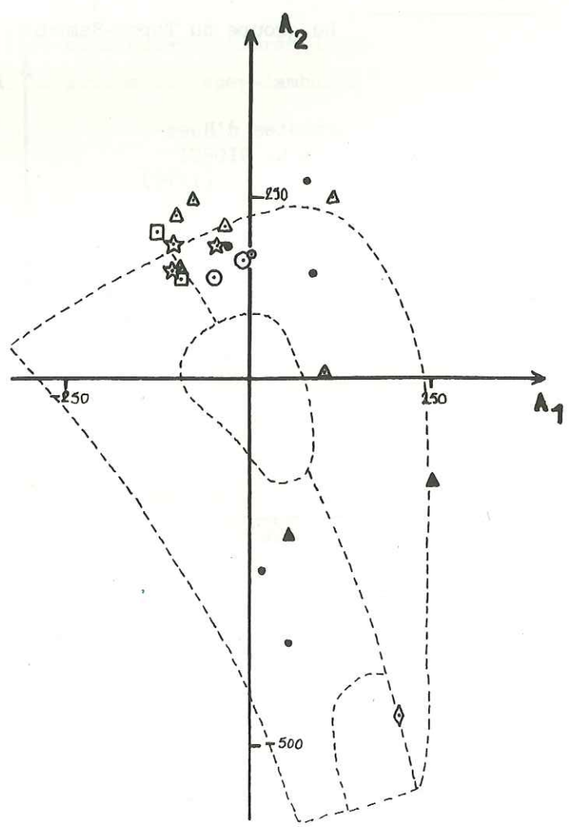


Figure 24 : Diagramme $A_2 = f(A_1)$ de H. de La Roche (1978). Le groupe du Tepey-Sambuis.

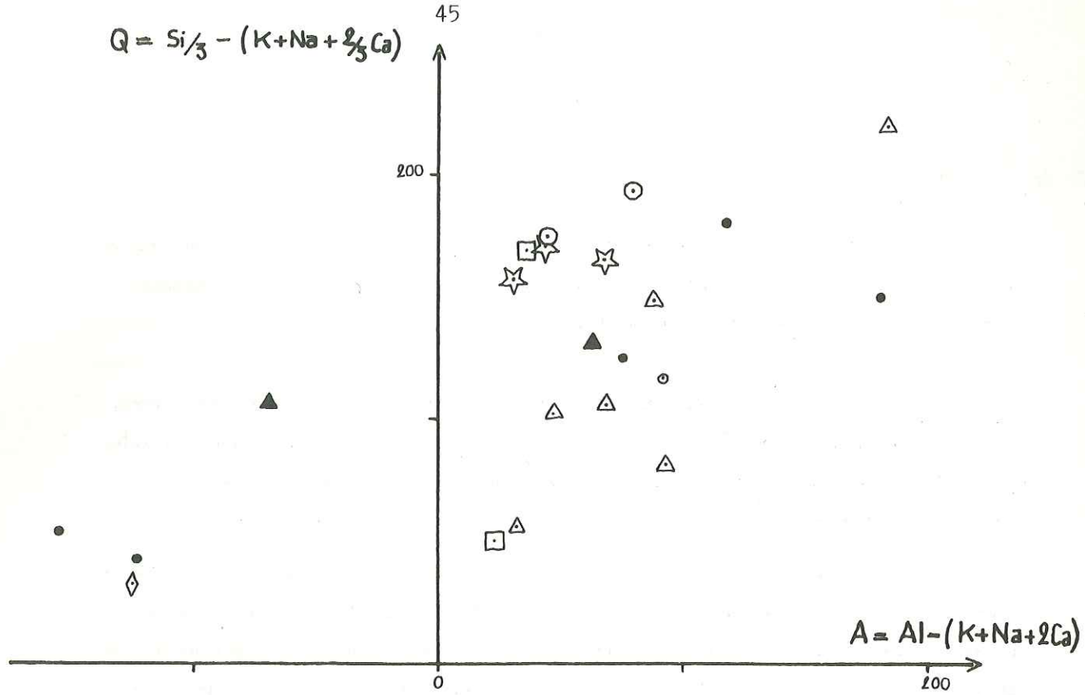


Figure 25 : Diagramme Q = f(A) de H. de La Roche et al. (1974) Le groupe du Tepey-Sambuis.

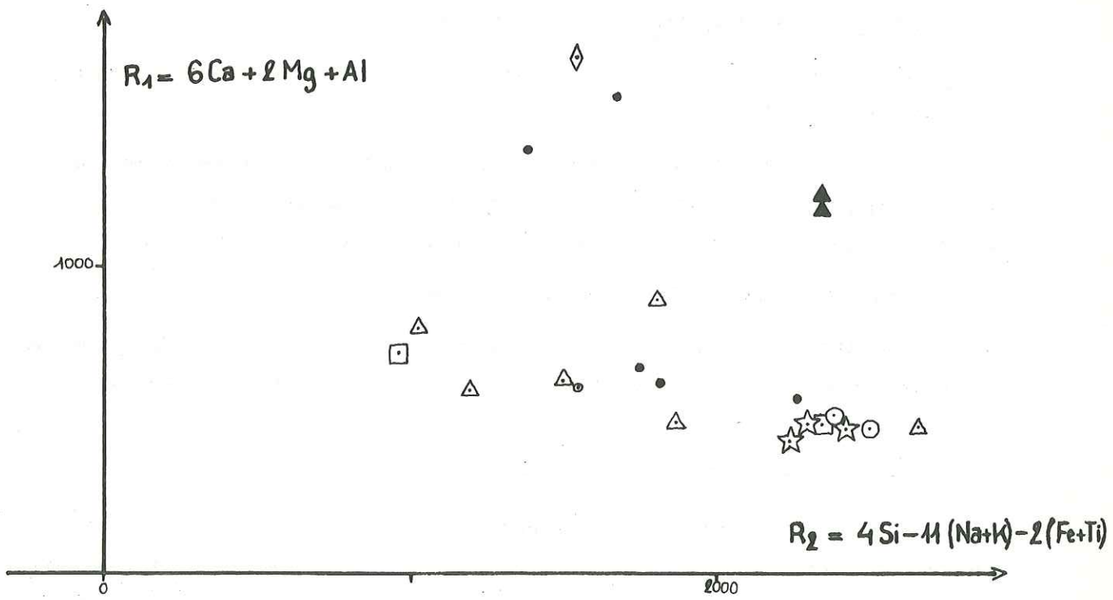


Figure 26 : Diagramme $R_1 = f(R_2)$ de H. de La Roche et al. (1973) Le groupe du Tepey-Sambuis.

⊙ ☆ e) Grès, matrice et galets du conglomérat de La Sambuis

Les faciès franchement gréseux (représentés par un échantillon de la matrice du conglomérat de la Sambuis, et, un autre, d'une passée gréseuse assez éloignée de celui-ci) tendent à se rapprocher des points représentatifs des galets granitiques du conglomérat.

Pétrographiquement, le granite constitutif de ces galets rappelle celui, soit de certains filons, amas ou coupoles intrusifs dans le complexe de Saint Colomban (D. GASQUET, communication orale), soit des filons de la zone granitique de la nouvelle route du col du Glandon, intrusifs dans la série de Grand'Maison (cf. paragraphe V.6.).

Géochimiquement, ce granite a une tendance plus calco-alcaline (tonalitique), à la différence de ce que montre le nuage du granite des Sept Laux de D. GASQUET (1979). Cette tendance se retrouve par contre, dans la région étudiée ici, en bordure orientale du massif granitique des Sept Laux et en se rapprochant du dôme granitique caché probable de Grand'Maison dont l'amas filonien de Rieu Claret semble le témoin actuellement visible (cf. paragraphe V.8.).

I.7.2. Comparaisons

a) Avec la Série Verte Supérieure du Nord de Belledonne

La "Série Verte Supérieure" de P. et C. BORDET correspond à la "Série Verte" de Y. GROS (1974) de Y. SIMEON (1979) et de D. GASQUET (1979).

On retrouve dans les secteurs de Y. GROS et Y. SIMEON, l'influence sédimentaire originelle de la série du Tepey-Sambuis. De plus, l'opposition de termes sodiques (spilitiques) et basiques (basaltes), décelée dans le groupe du Tepey-Sambuis, ressort également dans les études de ces différents auteurs.

Enfin toutes ces séries ont une nette tendance volcano-sédimentaire.

En conclusion, divers termes du groupe du Tepey-Sambuis montrent de nettes affinités géochimiques avec les faciès rassemblés sous l'appelation de Série Verte par divers auteurs au Nord de notre secteur.

b) Avec les schistes d'Huez-Vaujany

Compte-tenu du peu de données géochimiques réunies par L. GIORGI (1979) sur les schistes d'Huez-Vaujany, il nous est difficile d'établir des comparaisons valablement fondées. Cependant, ces schistes montrent une nette tendance sodique. Les termes basiques sont représentés soit par des amphibolites qui

entrent dans le domaine des basaltes, soit par des gneiss amphiboliques de tendance grauwackeuse plus affinée, notamment sur le diagramme MgO - K_2O - Na_2O (L. GIORGI, 1979, p. 117).

Ainsi, ces deux ensembles le groupe du Tepey-Sambuis et les schistes d'Huez-Vaujany, bien qu'appartenant à deux massifs cristallins externes distincts (Belledonne et Grandes Rousses), présentent tous deux certains caractères des séries de type spilite-kératophyre à termes sodiques et acides et termes basiques.

CHAPITRE II - LE COMPLEXE AMPHIBOLIQUE DE L'ARGENTIERE PUY GRIS

GENERALITES

Le complexe amphibolique de l'Argentière - Puy Gris constitue la partie centrale de la zone étudiée. Il s'agit d'une vaste série présentant la particularité d'être découpée en bandes plus ou moins amphiboliques, parallèles à la foliation.

Plusieurs coupes, souvent interrompues par des fractures parallèles ou obliques par rapport à la foliation, nous ont permis de mettre en évidence les différents termes de ce complexe. D'Est en Ouest, on observe les points suivants:

- le groupe du Tepey - Sambuis passe progressivement, à l'Ouest, à une série de gneiss amphiboliques s. lat. où sont en fait associés pour moitié des faciès à amphibole et pour l'autre des faciès qui en sont dépourvus. Une bande plus amphibolique semble souligner le passage entre ces deux séries;

- au Sud des Aiguilles de l'Argentière, le contact avec une série beaucoup plus amphibolique est tronqué par une fracture passant par le Coup de Sabre du Piniollet.* Ce nouvel ensemble, très pauvre en passées non amphiboliques, est caractérisé par une migmatisation souvent nette. Il s'interrompt à l'Ouest au Col de Combe-Madame et dans le ruisseau du Pin où, probablement, il chevauche une deuxième série peu amphibolique;

- celle-ci, où la proportion en amphibole est généralement faible, a une dominante plus amphibolique à l'Est. Elle sera étudiée en détail grâce à la nouvelle coupe le long de la route menant du Rivier-d'Allemont au Col du Glandon, passant au-dessus du futur barrage de Grand'Maison et de sa retenue;

- enfin, une bande très amphibolique, migmatitique, très étroite mais aussi très continue, borde du côté occidental le complexe de l'Argentière - Puy Gris, et est en contact avec la série gneisso-schisteuse du Rissiou. - Rocher Blanc. Elle affleure surtout sur les versants des reliefs, seuls les sommets du Rocher d'Arguille au Nord et du Gros Treu au Sud en sont constitués.

Nous subdiviserons donc le complexe amphibolique de l'Argentière - Puy Gris en quatre sous-ensembles qui seront d'Est en Ouest:

. la série peu amphibolique du Piniollet;

. la zone très amphibolique et migmatitique du lac de La Croix;

---

* Sur les anciennes cartes, le Coup de Sabre du Piniollet se trouve entre l'Aiguille de la Combe et la Pointe Elizabeth, situation préférable à celle que l'on trouve sur la nouvelle carte I.G.N. au 1/25000 de St Jean de Maurienne Ouest, la crête des Aiguilles de l'Argentière étant bien entaillée en cet endroit, comme cela est visible de la vallée de l'Eau d'Olle.

. les gneiss à amphibole de Grand' Maison;

. la bande très amphibolique du Gros Treu.

NOMENCLATURE

. Les gneiss

Le terme de gneiss est employé lorsqu'il y a apparition d'une structure litée, les lits ayant une épaisseur millimétrique à demi-centimétrique. Dès que ces lits augmentent d'épaisseur, (centimétrique ou supérieure), nous parlons de gneiss rubanés.

Cependant, la texture n'est pas toujours bien litée et un minéral peut prendre un développement particulier. C'est le cas pour les gneiss oeillés, les gneiss tachetés..

Les gneiss peuvent aussi être très homogènes, c'est à dire ne pas présenter de variation notable de composition parallèlement à la foliation. Le terme de gneiss est alors suivi d'un adjectif indiquant la taille ou le mode d'agencement des minéraux, ou bien leur aspect lithologique (gneiss fins compacts, massifs...).

Enfin, ces expressions sont la plupart du temps complétées par le nom, soit du minéral prédominant (biotitique, amphibolique...) soit par un minéral qui peut être sans grande importance quantitative, mais qui peut caractériser telle roche par rapport à une autre (à amphibole, à biotite, à muscovite, à grenat...).

. Les migmatites

Nous reprenons quelques définitions données par R.V. DIETRICH et K.R. MEHNERT, 1960 (in K.R. MEHNERT, 1968) :

- migmatite = roche composite à l'échelle mégascopique, formées d'au moins deux parties pétrographiquement différentes, l'une étant la roche préexistante plus ou moins métamorphisée, l'autre d'aspect plutonique en général;

- mobilisat = phase géochimiquement mobile formée par mobilisation;

- metatect = partie fluide d'une migmatite;

- restite = partie géochimiquement immobile d'une roche durant une mobilisation partielle des constituants de cette roche.

Dans les migmatites, nous avons plusieurs parties:

- le paléosome, roche métamorphique mère pas ou peu modifiée;

- le néosome constitué par les fractions modifiées géochimiquement. Ce sont:

  . le leucosome fraction claire quartzofeldspathique qui est généralement la partie mobilisée (mobilisat, métatect);

  . le mélanosome, fraction sombre qui la plupart du temps est une restite, résidu cristallin du paléosome après séparation et départ du métatect.

Dans le cas où la fusion est généralisée (diatexie), une partie ferromagnésienne peut être mobilisée. Il n'y a plus alors totale analogie, d'une part entre leucosome et mobilisat, d'autre part entre mélanosome et restite. La diatexie peut cependant aboutir à un néosome homogène qui rappelle en tous points une roche plutonique.

Les différents types de migmatites basés sur la texture sont les suivants:

- agmatite (ou diaclysite): elle a une allure de brèche, où le paléosome est en blocs polygonaux cimentés par le néosome;

- stromatite (épibolite): migmatite stratifiée, formée de bandes à structure granitoïdique (néosome) concordantes avec le paléosome cristallophyllien;

- texture surréitique:certains lits plus compétents sont boudinés, étirés, le néosome remplissant les espaces entre les boudins;

- ptygmatite: migmatite à veines plissées de néosome, en ondulations compliquées et sans plan de cisaillement;

- texture oeillée: le néosome prend l'aspect de lentille ou d'yeux étirés dans le plan de la foliation;

- texture en schlieren : le paléosome assez diffus est en lambeaux irréguliers, aux bords tourmentés, dans un néosome abondant;

- nébulite (anatexite): le paléosome n'y subsiste qu'en traces à l'état de fantômes.

Enfin des termes plus descriptifs existent pour certaines migmatites particulières:

- crocydite: migmatite à texture floconneuse;

- stictolite : migmatite tachetée;

- dictyonite: texture réticulée, avec un réseau de petites veines courbes;

- phlébite: migmatite veinée de deux sortes:

  . artérite: veines par injection de magma,

  . veinite: veines formées in situ par mobilisation;

- embréchite: gneiss avec un matériel granitique régulièrement parallèle à la foliation, ou bien avec des phénoblastes de feldspath, ou bien avec des lentilles et petits lits granitoïdiques.

II.1. LA SERIE PEU AMPHIBOLIQUE DU PINIOLLET

II.1.1. Présentation

La coupe la plus accessible se situe au Sud des Aiguilles de l'Argentière et des Têtes des Cos. Elle y est interrompue à l'Ouest par la fracture du Coup de Sabre du Piniollet. De l'autre côté de cette faille, le bas de l'Aiguille J. Gaillard est formé d'un faciès très amphibolique migmatitique très différent des faciès de la série du Piniollet.

Plus au Nord, la fracturation intense qui affecte la région du lac de La Croix masque les affleurements de cette série, et il faut aller dans la Combe du Tepey pour observer une partie de son passage avec la formation très amphibolique du lac de La Croix.

II.1.2. Coupe du Sud des Aiguilles de l'Argentière - Têtes des Cos

Afin de bien voir le passage avec le groupe du Tepey - Sambuis, cette coupe a été effectuée d'Ouest en Est.

Nous trouvons tout d'abord des faciès biotitiques, à petites bandes quartzeuses millimétriques boudinées ou oeillées suivant la foliation. Des lits plus épais (0,5 cm) leucocrates (feldspath, quartz et un peu de chlorite) zèbrent cette roche.

Parfois s'observent quelques passées à amphibole et des mobilisats quartzofeldspathiques associés à des faciès sombres très amphiboliques, restitiques; mais l'abondance des néosomes de la formation du lac de La Croix tranche avec leur pauvreté dans la série du Piniollet, où ils sont d'ailleurs en veines ou lentilles et non en gros amas.

Ces passées amphiboliques sont aussi plus ou moins ocellaires (feldspaths et bandes quartzeuses oeillés), à amphibole soit très allongée (0,2 x 5 mm), soit plus ou moins arrondie. Des lits, à l'échelle du centimètre, sont relativement riches ou pauvres en amphibole, et en sont même parfois totalement dépourvus. Ils ressemblent fortement aux faciès dits "tachetés" peu amphiboliques du groupe du Tepey - Sambuis.

Certaines roches ont un aspect gréseux en cassure et une couleur plus gris foncé; non amphiboliques et renfermant des passées plus chloriteuses, elles rappellent les faciès noirâtres du groupe du Tepey - Sambuis.

On passe ensuite à des zones peu amphiboliques (10 à 20 % d'amphibole) où la structure est grenue, "sub-dioritique". La foliation y est soulignée par des amphiboles noires, allongées, qui moulent les feldspaths et le quartz millimétriques, ce qui confère parfois à ces roches une allure oeillée ou glandulaire. L'alternance centimétrique avec des faciès moins riches en amphibole (5 %) plus blancs, leur donne un aspect de gneiss rubanés, rubans quelquefois soulignés par des lits

plus fins (1 à 5 mm) très noirs (80 à 100 % d'amphibole).

Ensuite l'amphibole disparait et est substituée par de la chlorite, mais la structure reste la même.

Ces roches ne se différencient des précédentes que par l'inexistence des points noirs amphiboliques, et par conséquent la rareté de la structure glandulaire propre au faciès précédent.

Plus à l'Est, sous les Têtes des Cos, les faciès ont tendance à devenir plus amphiboliques que du côté du Coup de Sabre du Piniollet, mais il y existe encore des lits non amphiboliques. La roche très amphibolique est associée à des bandes millimétriques leucocrates, blanches et oeillées. Les parties "non amphiboliques" sont des gneiss rubanés qui, cependant, possèdent quelques lits demi-centimétriques très amphiboliques.

Certains faciès ressemblent tout à fait aux faciès très amphiboliques tachetés de la série du Tepey - Sambuis. On trouve aussi des passées peu amphiboliques fines, comparables, elles, aux épidotites, mais qui sont ici très rares et peu épaisses.

Enfin, sous le point coté 2 581 des Têtes des Cos, la roche assez amphibolique de cette zone, associée ici à quelques bandes de cipolin très blanc, passe à un faciès vert-noirâtre, fin, à passées amphiboliques encore et à niveaux très leucocrates quartzitiques ou leptynitiques. Il s'agit là du début de la passée de schistes noirs de bordure ouest de la série du Tepey-Sambuis, plus ou moins mêlés à des faciès amphiboliques.

II.1.3. Etude microscopique

a) Faciès non amphibolique

- Le plagioclase est le minéral le plus représenté. Généralement altéré en damourite et en un peu de zoïsite, il s'agit d'oligoclase. Ses macles sont parfois tordues et son extinction est ondulante. Certains grains, moins altérés sont arrondis et confèrent un aspect détritique à la roche.

- Le quartz est en petites bandes de cristaux, soit en puzzle (dentelés), soit hexagonaux, à extinction ondulante. Il est peu fréquent.

- L'amphibole, qui apparaît parfois dans les faciès intermédiaires avec les gneiss amphiboliques, est de la hornblende verte, altérée en chlorite et en épidote.

- La chlorite forme quelques plages, à teintes de polarisation vertes.

- La biotite est verte en L.N. et très peu abondante.

- L'épidote est représentée par quelques grains de pistachite et de zoïsite parfois zonée avec un coeur très marron, pléochroïque en L.N.: sans doute s'agit-il d'allanite.

- Le sphène est fréquent.

- Les minéraux opaques sont représentés par du leucoxène d'altération, du sphène et de l'hématite.

b) Faciès amphiboliques

Tous les intermédiaires existent entre les faciès amphiboliques et ceux qui ne le sont pas. Les roches amphiboliques se décomposent généralement en bandes très amphiboliques, schisteuses, séparant des zones à texture granoblastique, isogranulaire, à amphibole moins abondante (30 % à 40 %).

. Bandes très amphiboliques, schisteuses

- La hornblende verte est parfois entièrement altérée. Cette transformation commence par le coeur du minéral, et donne une chlorite en général très bleue, mais parfois bronze en L.P., de l'épidote, du leucoxène, et de la calcite. Quelquefois, il ne subsiste plus qu'un mince liseré de hornblende sur les bords de la plage altérée.

- Le plagioclase est méconnaissable car totalement altéré en damourite et zoïsite. Quelques néoformations d'albite s'insinuent dans les clivages des amphiboles altérées et les cassures des sphènes.

- Le quartz ne forme aucun cristal isolé; il n'est présent que dans de très rares bandes microscopiques.

- Le sphène (ou sphène-épidote) est fréquent ainsi que le leucoxène et l'hématite.

. Bandes moins amphiboliques

- L'amphibole moins fréquente est en plages plus grosses, en amandes peu étirées. Elle est altérée en chlorite (bleue en L.P.) disposée parfois suivant les clivages à 120° de l'amphibole et associée à du sphène (cf. figure 27).

Il apparait quelquefois de l'actinote dans ces bandes claires (ou du moins une hornblende-actinote, à $ng \wedge c = 12$ à $16°$).

- Le plagioclase, minéral le plus abondant, est très altéré en damourite et rarement en épidote. Sa structure est souvent nuageuse, avec des zones non altérées.

- Le quartz est en bandes non rectilignes ou en petites plages de cristaux allongés ou hexagonaux.

- Le sphène ou sphène-épidote est assez fréquent.

- Le leucoxène et l'hématite sont toujours présents, dans tous les lits, amphiboliques ou non.

Ces lits plus ou moins amphiboliques alternent avec quelques bandes millimétriques formées de plagioclase altéré, et surtout de quartz en grands cristaux se "granulant" en plus petits de forme hexagonale.

Figure 27 : Transformation de la hornblende verte en chlorite suivant les clivages.

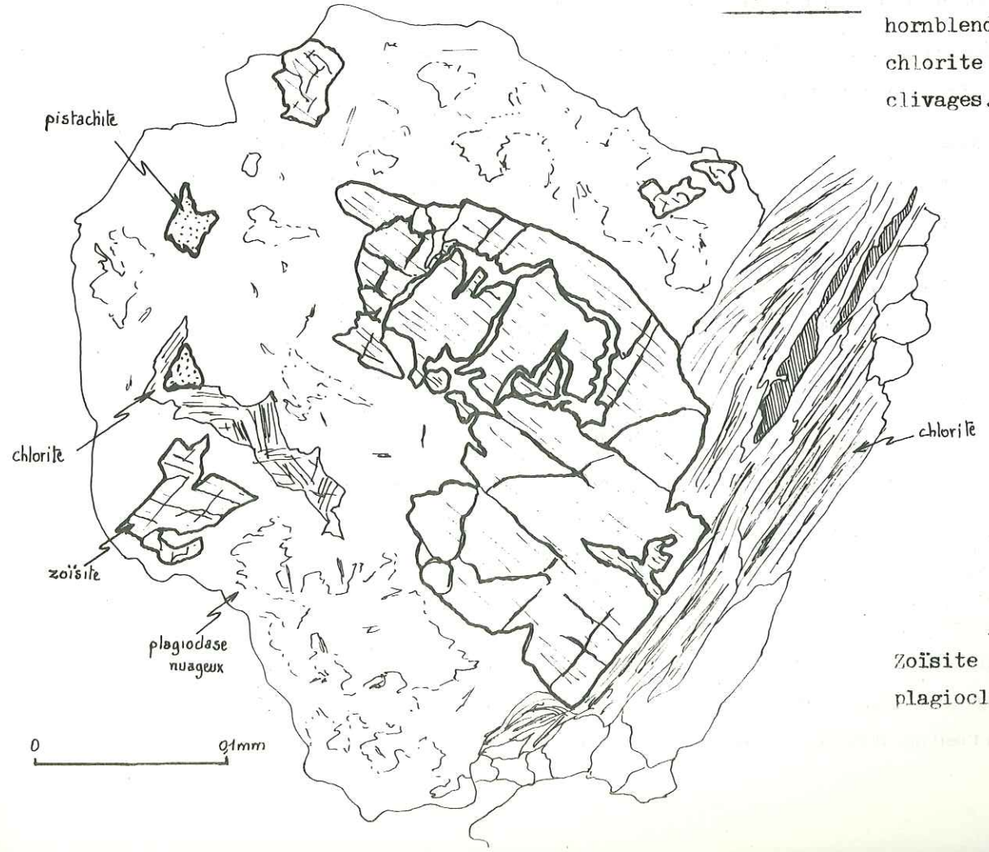


Figure 28 : Zoïsite envahissant un plagioclase.

Enfin, quelques microfilonnets feldspathiques (albite ? ou microcline ?) présentent un moirage très grossier. Celui-ci prouverait une mise en place et une cristallisation de ce minéral sous de fortes contraintes tectoniques.

II.1.4. Faciès particuliers

a) Chalet de la Combe

A 500 m environ au Nord-Ouest du chalet de la Combe (Ouest du Col du Glandon), il existe deux petites buttes jumelles, constituées de gneiss à passées amphiboliques à l'Ouest et d'une partie très amphibolique à l'Est.

. A l'Ouest, on observe un gneiss gris, parfois à petits lits noirs millimétriques et bandes de quartz. Quelques passées fines noires sont associées à des lits chloriteux verdâtres, à amphiboles (0,2 mm) peu nombreuses.

Nous avons pu voir également des bandes très claires, fines à alternances rectilignes centimétriques d'une roche "quartzeuse" blanche et d'une autre chloriteuse verte à quelques gros feldspaths arrondis, tout à fait comparables aux faciès lités quartzeux que L. GIORGI (1979) trouve dans les gneiss de Bourg-d'Oisans, mais aussi aux faciès blancs quartzitiques du groupe du Tepey - Sambuis.

Il existe aussi des lentilles très amphiboliques où l'amphibole est en plages soit millimétriques (faciès tacheté), soit centimétriques (hornblendite).

La roche principale est peu amphibolique (3 à 5 %), isogranulaire (à rares ocelles feldspathiques un peu plus grosses: 1 à 3 mm), vert-clair en cassure et ocre-rouille en patine, chloriteuse (type tacheté très peu amphibolique).

. A l'Est, la roche est très amphibolique (amphibole supérieure à 50 %) à grain très fin, où la foliation est marquée par des lits un peu moins riches en amphiboles. Souvent des petits lits de 0,1 à 1mm d'épidote rayent la roche.

b) Combe du Tepey

Plus au Nord, on retrouve la série du Piniollet au Sud du Rocher Rond, sous le Roc de Pellegrin.

Les faciès sont caractérisés ici par la présence de grenat, parfois même visible à l'oeil nu dans des amphibolites (5 mm de diamètre).

. Gneiss sans amphibole, à grenat

Il s'agit d'un gneiss à patine ocre rouille, à foliation assez fine (1 mm à 0,5 mm), plus ou moins régulière. Certaines bandes sont plus vertes (plus quartzeuses et chloriteuses). Le grenat n'est pas visible à l'oeil nu, il est difficile de déterminer sa distribution.

Microscopie.

La composition minéralogique est la suivante:

- plagioclase;
- quartz assez abondant;
- biotite brune très fréquente également, souvent bien conservée, parfois altérée en chlorite;
- chlorite;
- grenat en grains assez nombreux, très petits (0,1 à 0,5 mm); son abondance varie suivant les lits. Il renferme de fréquentes inclusions (leucoxène..);
- apatite fréquente;
- épidote;
- zircon, dans la biotite, fréquent, mais sans auréole pléochroïque;
- minéraux opaques: hématite et surtout un minéral noir en L.R., abondant (magnétite ?), associé à du leucoxène.

. Amphibolite à grenat.

Cette roche est très foncée en cassure et sa patine est jaunâtre, souvent très rouille. Son débit schisteux est dû à l'amphibole très abondante, aplatie, et à de petits "schlieren" millimétriques leucocrates. Son contact est franc avec les gneiss non amphiboliques encaissants (passage sur 50 cm environ). Il s'agit là probablement d'une ancienne coulée volcanique basique.

Microscopie.

- La hornblende verte est très abondante et parfois altérée en chlorite bleue ou bronze en L.P. avec leucoxène - épidote.
- L'actinote ne constitue que de rares fibres.
- Le grenat est fréquent, en grains assez gros (1 à 2 mm, jusqu'à 5 mm). Il est arrondi, toujours craquelé et kélyphitisé (épigénisé en chlorite bleue en L.P., et en zoïsite et pistachite). Cette altération se fait sur les bords du grenat et pénètre le long de ses fractures.
- Le plagioclase est damouritisé; quelques grains cependant ne sont pas altérés, mais peu maclés.
- La chlorite, produit d'altération des amphiboles, du grenat et de la biotite, est peu fréquente.
- Le quartz est en petites veines ou lentilles allongées. Il présente une extinction ondulante et même des bandes de déformation.

Les grains isolés sont rares.

- La biotite est rare et très chloritisée.
- Apatite.
- Sphène: un grain en inclusion dans un grenat.
- Minéraux opaques: un minéral noir en L.R. (magnétite ou graphite ?) très abondant. Peu d'hématite associée à de la pyrite rare.

Dans ce faciès amphibolique, nous pouvons voir, en lame mince surtout, des amandes aux centres desquelles il existe généralement un grenat ou ses restes. Ces amandes sont formées par du plagioclase damouritisé, de la chlorite altérant le grenat, de l'épidote - leucoxène avec la chlorite, enfin du quartz et de la biotite rares. Cette microtexture réactionnelle (J.P. BARD, 1980) pourrait indiquer l'existence d'un processus de réaction entre la hornblende, le grenat, le plagioclase et la biotite (aujourd'hui tranformée en chlorite), les deux derniers blindant le grenat vis à vis de l'amphibole.

Notons enfin que cette amphibolite à grenat est parfois assez plissotée et prend un aspect plus ou moins migmatitique avec quelques passées hornblenditiques; cette texture est bien différente de celle du gneiss sans amphibole encaissant, à litage et foliation réguliers, quelquefois même rectilignes.

II.1.5. Passage à la formation du lac de La Croix

En raison, notamment, des nombreuses fractures affectant cette région, telle que celle qui forme le Coup de Sabre du Piniollet, ce passage n'a jamais été observé en détail. Ceci pourrait prouver que le passage entre ces deux formations, du Piniollet et du lac de La Croix, est très rapide.

En rive gauche du ruisseau de Malvas, cependant, le long de la falaise de Roche Boucherin (altitudes de 1840 m à environ 2 000 m), des faciès particuliers ont pu être observés.

Ce sont des gneiss amphiboliques souvent ocellaires, à bandes centimétriques ou pluricentimétriques plus ou moins riches en amphibole. L'amphibole est abondante. On trouve associées à ce faciès amphibolique, des roches en passées centimétriques à pluri-décimétriques d'un faciès grenu quartzofeldspathique chloriteux, avec quelques bandes lenticulaires d'amphibolite et d'autres très claires et quartzeuses.

Ce faciès non amphibolique peut devenir prédominant. Très chloriteux et à rares ocelles millimétriques feldspathiques, il comporte une alternance de lits grenus et d'autres schisteux. Des lentilles ou des bandes très amphiboliques y sont associées.

a) Microscopie des faciès chloriteux

- Le plagioclase est abondant, toujours partiellement altéré en damourite, zoïsite et calcite. Sa structure est parfois nuageuse, avec des taches mal délimitées, non altérées. L'épidote peut former de grandes plages envahissant le plagioclase (cf. figure 28). Ce plagioclase a une teneur en An de 30 %, avec la macle de l'albite A1a.

On note quelques néoformations d'albite (ou de plagioclase seulement plus acide que le précédent) avec quelques aiguilles d'actinote.

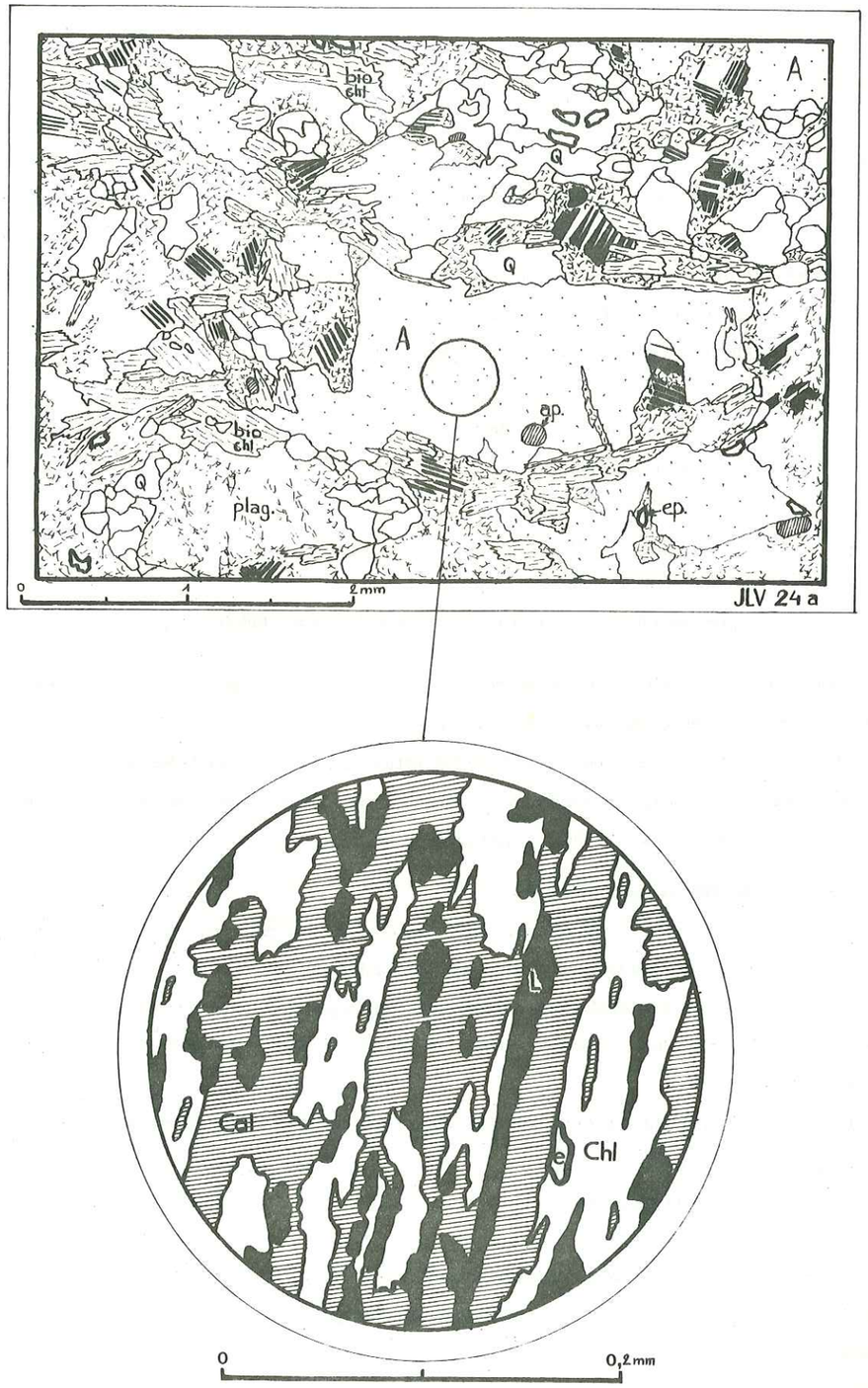


Figure 29 : Faciès chloriteux avec plages formées de chlorite - calcite - leucoxène - épidote (A) de transformation probable de l'amphibole.

- Le quartz, rare ou abondant, forme soit des bandes, soit souvent des cristaux disséminés dans la roche. Il est engrené, plus ou moins hexagonal, à extinction ondulante et à bandes de déformation ("lamelles de Boehm").
- La hornblende verte est très rare, voire inexistante, en petites plages résiduelles. Cependant, ce minéral devait, parfois, avoir été abondant, car nous avons pu observer fréquemment des plages formées de l'association de différents minéraux (cf. figure 29):

. chlorite (marron-beige en L.P.),
. épidote, peu fréquente (zoïsite et pistachite),
. calcite,
. leucoxène (ou leucoxène - sphène).

D'autres minéraux existent dans ces plages:

. apatite (quelques grains),
. petites plages de biotite,
. rares inclusions de quartz,
. plagioclase altéré cimentant les fractures de l'ancien minéral.

Enfin, on remarque parfois que ces différents minéraux, notamment le leucoxène, s'alignent suivant un réseau de lignes à 120° environ les unes des autres.

Il s'agit là sans doute des produits de la transformation complète de hornblende verte. Nous l'avions déjà observée de manière partielle dans des faciès amphiboliques. Le réseau de lignes à 120° est la trace probable des clivages sur des faces p (001) de l'amphibole disparue.

- L'actinote ne donne que quelques fibres.
- La chlorite, surtout marron - bronze en L.P., altère ces anciennes amphiboles, mais aussi la biotite. Le long de ses clivages sont associées leucoxène - épidote - minéraux noirs.
- La biotite, plus ou moins fréquente, parfois inexistante, est en partie chloritisée. Son pléochroïsme, peu intense en L.N., laisse supposer une dominante magnésienne (biotite - phlogopite). Elle est souvent liée à de la zoïsite.
- Epidotes: zoïsite très fréquente, parfois en belles plages, mais aussi en microfilonnets associés à de la chlorite. Pistachite assez rare.
- Apatite granulée, pas toujours présente.
- Calcite.
- Grenat rare, voire inexistant. Il est quelquefois granulé.
- Quelques fines aiguilles de rutile, maclé sagénite, se rencontrent parfois dans la biotite.
- Minéraux opaques: leucoxène, hématite, pyrite.

b) Microscopie des faciès très amphiboliques:

- la hornblende verte y est très abondante, partiellement altérée en chlorite, zoïsite, calcite et sphène;
- le plagioclase altéré, est de l'andésine (An 30 à 45);
- chlorite;
- apatite, parfois en chapelets;
- quartz très rare;
- leucoxène;
- sphène;
- épidotes (zoïsite et pistachite);
- calcite dans l'amphibole et le plagioclase;
- hématite;
- pyrite;
- minéraux noirs en L.R. assez abondants (magnétite ou graphite ?).

Ces faciès de l'Est de la Roche de Boucherin sont en partie migmatisés (restites très amphiboliques et leucosomes grenus, quartzofeldspathiques et chloriteux). Même dans ces leucosomes, l'amphibole semble avoir été présente, aujourd'hui tranformée, souvent totalement, en chlorite, épidote, calcite, leucoxène.

Ainsi, nous sommes passés dans une zone plus amphibolique, différente de la série du Piniollet qui, elle, est caractérisée par des alternances gneissiques sans trace d'amphibole. La différenciation dans cette série du Piniollet est due au chimisme différent des divers niveaux de la série primitive, ce qui n'est pas le cas pour les faciès de Roche Boucherin où elle est liée plus ou moins directement à la migmatisation.

Voyons donc maintenant la formation amphibolique migmatitique du lac de La Croix.

II.2. LA FORMATION AMPHIBOLIQUE MIGMATITIQUE DU LAC DE LA CROIX

II.2.1. Présentation

Cette formation du lac de La Croix se caractérise par, d'une part, la constance de l'amphibole sur toute sa largeur, les faciès non amphiboliques étant très rares, d'autre part une migmatisation générale lui conférant des textures à l'affleurement différentes de celles vues précédemment.

Sa limite orientale passe par le Coup de Sabre du Piniollet où elle est séparée de la série

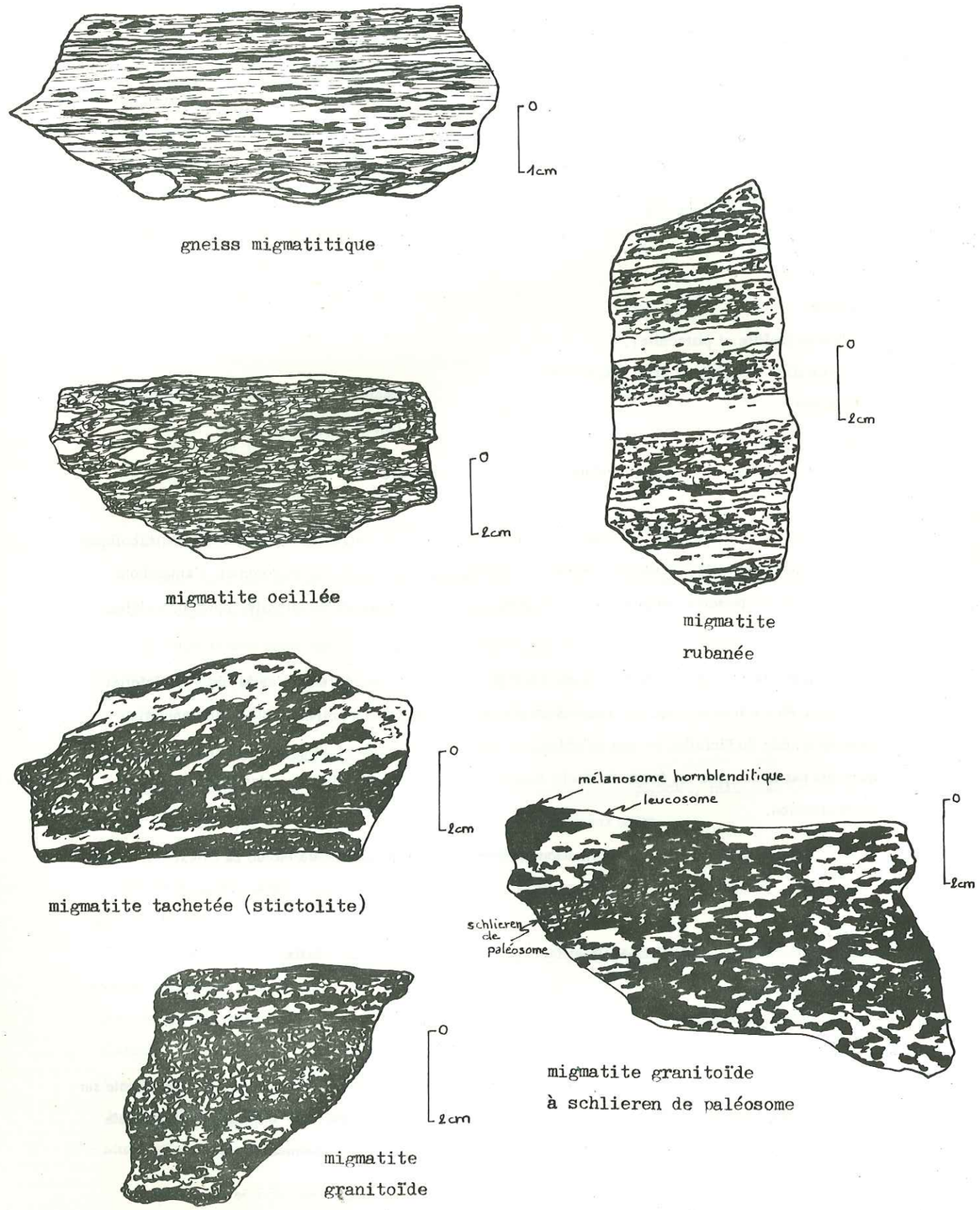


Figure 30 : Différents types de migmatites amphiboliques de la formation du lac de la Croix.

voisine par une fracture importante N 30. Du côté occidental, elle s'interrompt en rive gauche du ruisseau du Pin formant la petite crête nord-sud du même nom. Plus au Nord, cette limite passe entre le col de La Croix et le châlet de Marmotane et se poursuit jusqu'au col du Tepey. A la suite de P. BORDET (carte géologique St Jean de Maurienne an 1/50 000, 1977), nous pensons qu'effectivement il s'agit d'un contact par chevauchement, vers l'Ouest, sur la série de Grand'Maison dont les grandes différences de puissance du Nord au Sud peuvent ainsi être facilement expliquées.

La migmatisation dans cette formation est plus poussée que dans la série précédemment étudiée. Les textures observées sont agmatitiques, stromatiques ou embréchitiques, ptygmatitiques, oeillées; c'est à dire qu'il ne s'agit que d'endomigmatites ou de migmatites rubanées (J. TOURET, 1969), où le leucosome n'est abondant qu'occasionnellement. En fait, la roche la plus représentée est un gneiss migmatitique, dans lequel la foliation ou le rubanement gneissique sont parfois supplantés par un rubanement migmatitique. Toutefois, il est assez rare d'observer dans ce gneiss migmatitique des bandes de mobilisat leucocrate recouper la foliation (figure 31).

Nous n'avons jamais observé la trace de deux migmatisations successives, ni même d'épisode gneissique postérieur à la migmatisation, car les bandes de leucosome obliques sur la foliation ou le rubanement ont une texture granitoïdique non réorientée. Elles peuvent seulement être boudinées, étirées ou oeillées (embréchites) par l'épisode tectonique lié au décrochement Belledonne - Grandes Rousses qui, dans la série de Grand'Maison , prend une telle importance qu'il accorde tous les filons granitiques et masque la migmatisation en réaccordant les néosomes.

Les différents faciès de la formation très amphibolique du lac de La Croix sont les suivants :

. gneiss migmatitique: roche d'aspect gneissique, correspondant la plupart du temps à des migmatites veinées à mobilisation in situ des veines (veinite de K.R. MEHNERT , 1968). Les lits leucocrates sont millimétriques;

. migmatite rubanée (structure stromatitique), où les bandes leucocrates s'épaississent (centimétriques ou plus).

Ces deux types constituent la plus grande partie des affleurements. Cependant des faciès qui sont de moindre importance volumétrique (passées centimétriques à décimétriques) peuvent constituer, dans certains secteurs,des affleurements plurimétriques à pluridécamétriques.

Ainsi en est-il des amphibolites migmatitiques à "schlieren" de leucosome. C'est un faciès plus ou moins oeillé, le leucosome formant des lentilles orientées ou des sortes de schlieren dus la plupart du temps à des microplis très souples dans un fond, à valeur de restite de couleur vert-foncé à petites amphiboles parfois aciculaires.

Ce dernier faciès peut ne pas être orienté et on passe à des migmatites de types crocydite ou stictolite, c'est à dire à "taches" floues se développant dans une "matrice" très amphibolique,

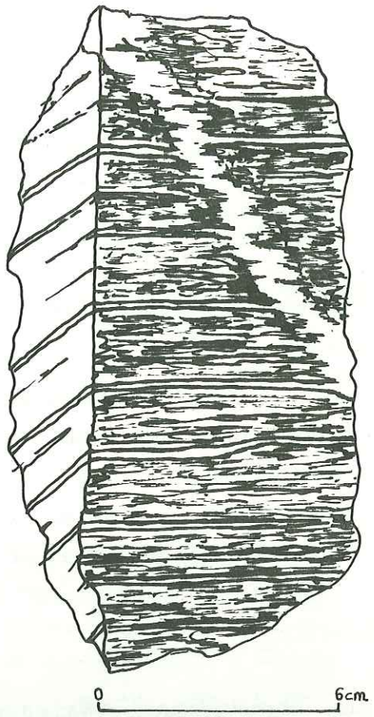


Figure 31 : Bande de mobilisat leucocrate recoupant la foliation du gneiss migmatitique amphibolique.

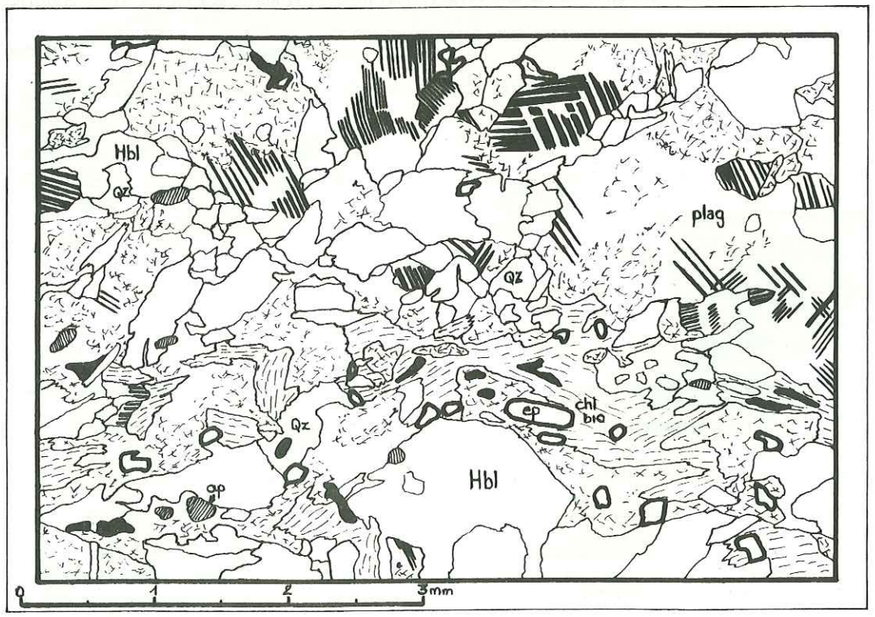


Figure 32 : Gneiss migmatitique amphibolique du lac de la Croix.

passant localement à des faciès rubanés quand la matière leucocrate se rassemble en bandes.

Le néosome peut prendre une grande importance. Bien qu'il y ait toujours une légère orientation, la roche semble avoir complètement recristallisé. On a mélange d'une matière très leucocrate blanche séparée d'une partie très amphibolique à grosses amphiboles. Si la séparation est bien tranchée, on trouve le type "hornblendite" et, toujours proche, un faciès subgranitique souvent difficile à différencier des filons issus du granite des Sept Laux, réaccordés lors d'un épisode tectonique tardif. Cette roche sera nommée: migmatite granitoïde.

Enfin, on a également divers faciès occasionnels qui sont les suivants:

. gneiss migmatitiques très amphiboliques, fins, plus ou moins ocellaires à lits millimétriques ou centimétriques leucocrates chloriteux. Ce sont les faciès décrits au paragraphe précédent, près de la série du Piniollet, à l'Est de Roche Boucherin. Rappelons que leur leucosome est caractérisé par une disparition totale de l'amphibole, altérée en calcite - épidote - chlorite - sphène;

. amphibole à taches blanches rondes. Ce faciès est caractérisé par des ocelles feldspathiques blanches, en petites taches dans un fond très foncé, amphibolique, vert-noir. Ces ocelles sont en général millimétriques, mais peuvent atteindre 5 mm. Cette roche dérive probablement d'un ancien filon basique antérieur à la migmatisation;

. bandes non amphiboliques, rares. Elles sont soit chloriteuses (à fantômes d'amphibole), soit biotitiques, gneissiques, plus ou moins migmatitiques ou homogènes et fines. Ces dernières, aperçues au col de La Croix, ont une extension difficile à préciser;

. bandes épidotiques vert-olive clair, qui sont liées aux roches amphiboliques. Elles sont homogènes et rarement dérangées par la migmatisation qui s'y infiltre de manière très floue, sous forme généralement de leucosome très quartzeux. Cependant, ces "épidotites" liées à des faciès plus quartzeux, ont souvent un aspect filonien, franchement recoupant sur la foliation.

II.2.2. Les gneiss migmatitiques

D'un point de vue génétique, ces roches correspondraient plutôt à des veinites (K.R. MEHNERT, 1968).

Les lits de leucosome sont millimétriques et assez réguliers dans un fond grenu, souvent légèrement orienté, à structure sub-dioritique (grain de 1 mm environ). Leur patine est grise, gris-noir ou plus ou moins rouille.

Lorsque les lits blancs s'épaississent on passe à des migmatites rubanées.

Nous pensons que ces roches ont bel et bien subi une migmatisation et que les lits leucocrates se sont séparés de la roche mère qui est aujourd'hui toujours plus ou moins enrichie en ferro-magnésiens (amphibole). D'ailleurs certains lits leucocrates "s'échappent" parfois et recoupent la foliation.
Il n'existerait donc pas de réel paléosome, mais plusieurs sortes de mélanosomes plus ou moins riches en amphiboles, les bandes les plus foncées pouvant être nommées restites. Ces dernières sont cependant rares ici: lentilles centimétriques, voire décimétriques, mais jamais millimétriques.

Microscopie (figure 32).

- Hornblende verte: elle n'existe pas dans les veines leucocrates, mais constitue 30 à 50 % du paléosome gneissique.
- Plagioclase, plus ou moins altéré en damourite et zoïsite. Quelques macles polysynthétiques, parfois tordues, ne permettent pas une mesure précise de sa basicité (Oligoclase ou andésine : An 27 à 45 ?) Certains grains sont peu ou pas altérés (plagioclase plus albitique ou albite ?).
- Quartz assez fréquent, engrené, plus ou moins hexagonal.
- Chlorites assez abondantes, surtout bleues en L.P., parfois brun - bronze. Elles proviennent de l'altération de la hornblende. Leurs clivages sont occupés par l'assemblage leucoxène-épidote-sphène.
- Quelques restes de biotite, chloritisés.
- Epidotes. Quelques grosses plages de zoïsite envahissent certains plagioclases ainsi que certaines amphiboles. Cette épidote résulterait donc de l'altération de ces deux minéraux. On note également de nombreux grains de pistachite ainsi que des microfilonnets (4/100 de mm) de zoïsite qui recoupent amphibole et plagioclase.
- Sphène associé à du leucoxène.
- Apatite plus fréquente que le sphène, automorphe, souvent en inclusions dans l'amphibole.
- Minéraux opaques: un minéral noir en L.R. associé à du leucoxène, rare hématite.

II.2.3. Les faciès migmatitiques francs

Nous avons vu le passage des gneiss migmatitiques aux faciès rubanés. Si la séparation en leucosome et paléosome - mélanosome restitique devient plus prononcée, on aboutit soit à des migmatites tachetées soit, si l'orientation est plus nette, à des migmatites oeillées ou à "schlieren" orientés de leucosome.

Enfin, dans les zones les plus migmatisées, on a un faciès sub-granitoïde d'aspect dioritique. Le paléosome (gneiss migmatitique) y subsiste rarement, en amas à contours très flous. Le leucosome a texture sub-granitique se sépare du mélanosome restitique (hornblendite) et ils peuvent former, l'un et l'autre, des bandes, lentilles ou amas métriques ou même plurimétriques.

II.2.3.1. Migmatites rubanées amphiboliques

Etudions successivement la partie amphibolique et les bandes leucocrates.

a) Microscopie de la partie amphibolique

- L'amphibole est abondante. Il s'agit de hornblende verte, rarement poecilitique (apatite automorphe), altérée en chlorite, zoïsite et leucoxène. On y observe également de rares gouttes de quartz (figure 33).

- Le plagioclase est très altéré en damourite et zoïsite, et renferme parfois de la chlorite. Une autre variété plus acide semble coexister.

- Le quartz est très peu fréquent, en particulier en taches dans l'amphibole.

- Les chlorites (marron bronze et bleu en L.P.) sont assez abondantes. La couleur bronze très propre semble correspondre à l'amphibole, tandis que la couleur bleue, toujours accompagnée de leucoxène - épidote dans ses clivages ayant de ce fait un aspect "sale", altère la biotite (léger pléochroïsme dans les tons marrons en L.N.).

- La biotite, qui ne subsiste qu'à l'état de traces, est totalement chloritisée. Elle se localise plutôt dans les parties amphiboliques, en bordure des bandes leucocrates.

- Les épidotes sont, d'une part, la pistachite, rare, en grains arrondis, d'autre part la zoïsite qui donne parfois de grosses plages. Cette dernière, quand elle ne provient pas de l'altération du plagioclase ou de l'amphibole, est parfois zonée: coeur automorphe jaune-brun en L.N., c'est-à-dire plus ou moins "allanitique" et bordure de zoïsite franche.

Le caractère post-cinématique (ou du moins tardi-cinématique) de certaines grosses plages de zoïsite est attesté par la présence de plages de chlorite - biotite (bleue et non bronze en L.P.), dont la couleur légèrement brune en L.N. se continue de l'extérieur de la zoïsite à l'intérieur de celle-ci (figure 34). Ceci traduit un développement statique sur la schistosité externe, dessinée par les anciennes biotites, de ces phénoblastes de zoïsite, sous des conditions de pressions isotropes (J.P. BARD, 1980). Cette néogenèse est postérieure à la formation de la biotite mais contemporaine de la chloritisation.

- L'apatite, plus ou moins automorphe, est parfois teintée d'oxydes de fer (marron clair, d'aspect sale en L.N.).

- Le leucoxène est très fréquent. Le sphène est idiomorphe.

b) Microscopie du leucosome.

Les bandes qu'il forme sont caractérisées par l'absence de minéraux ferro-magnésiens, à l'exception de quelques petits schlieren orientés de faciès amphiboliques. Elles sont formées de plagioclase et de quartz.

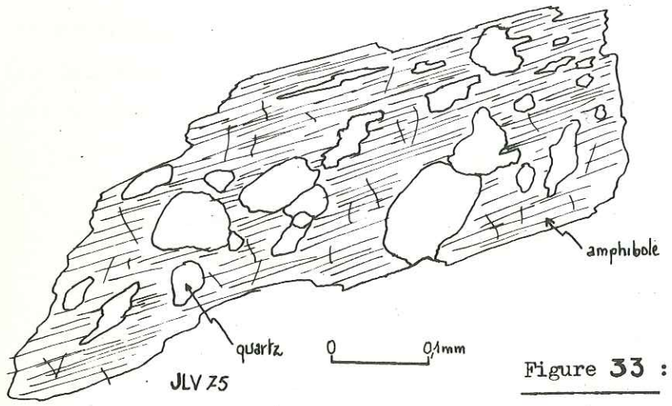


Figure 33 : Gouttes de quartz dans l'amphibole.

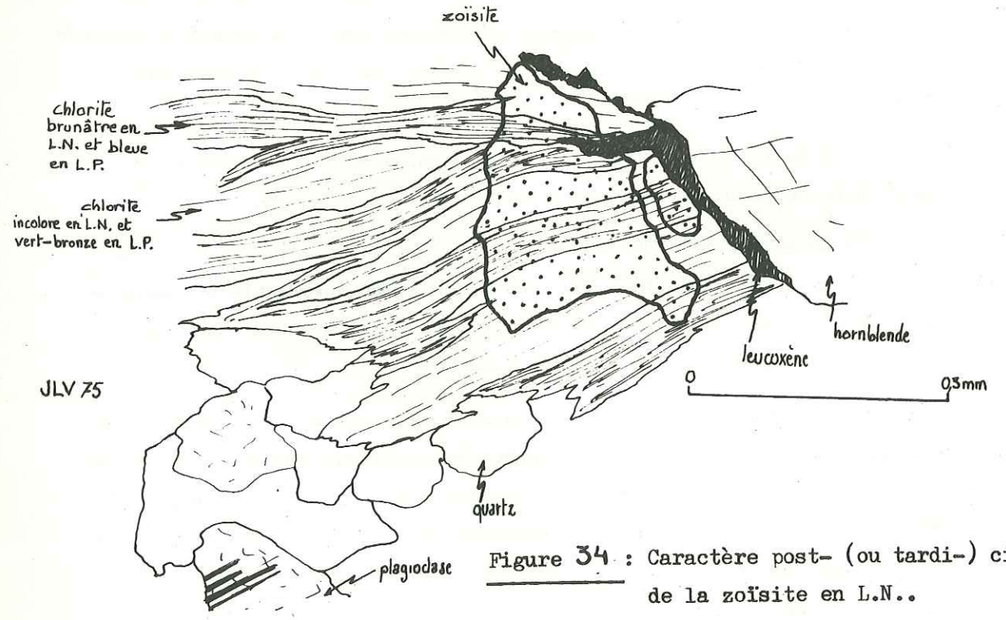


Figure 34 : Caractère post- (ou tardi-) cinématique de la zoïsite en L.N..

Figure 35 : Minéral opaque cerné par le sphène dans l'amphibolite à taches blanches.

- Le plagioclase est altéré en séricite et en zoïsite, cette dernière étant bien moins abondante que dans les plagioclases de zones amphiboliques. Son aspect est nuageux, en raison de la présence de taches peu ou pas altérées.

- Le quartz est engrené, dentelé. Il donne de grands cristaux dendriformes, intersticiels aux plagioclases, ou des amas de granules héxagonaux. Son extinction est ondulante. La conjugaison de fines cassures et de bandes de déformation lui confère parfois un aspect légèrement moiré. Quelques petits globules existent dans le plagioclase.

Les autres minéraux sont accessoires:

- zoïsite dans le plagioclase ou en plages dendriformes intersticielles aux cristaux de quartz;

- leucoxène en quelques grains.

Quant à l'apatite très fréquente dans les zones amphiboliques, elle n'existe pas du tout dans ces bandes leucocrates.

II.2.3.2. Migmatites amphiboliques tachetées (ou oeillées)

Lorsque la texture gneissique s'estompe et que la roche perd le débit en bandes parallèles, caractéristique des deux faciès précédents, on a soit une migmatite oeillée, à foliation encore visible, où les lits leucosomiques sont sous forme d'yeux flous, d'épaisseur variable (boudinage, puis oeillage du leucosome des migmatites rubanées), soit une migmatite tachetée ou l'évolution se fait par élargissement des bandes leucocrates en petits amas recoupant la foliation encore décelable. Ces amas se disloquent de manière floue dans la "matrice" amphibolique en formant ainsi des taches ou des "schlieren" de leucosome.

Microscopie

En fait, seule la texture différencie ces roches du faciès rubané décrit ci-dessus. Les parties leucocrates sont à plagioclase - quartz - (chlorite) - (épidote) et les parties de paléosome - mélanosome à hornblende - plagioclase - chlorite - épidote - biotite - apatite - sphène -(grenat) - (quartz) - (allanite).

- Le plagioclase est plus ou moins dominant suivant le caractère restitique que prend le paléosome. Très altéré en damourite, zoïsite et calcite moins fréquente. Dans les parties moins altérées on peut parfois observer des macles polysynthétiques de l'albite et du péricline sur des coupes sub-parallèles à la face m (100) fictive des feldspaths. Ces macles dessinent alors des sortes d'échelles dont les montants sont les macles de l'albite (parallèle à (010)) et les échelons, celles du péricline (sub-parallèle à (001)).

Dans les faciès oeillés, ces macles sont souvent tordues, ondulées et parfois cassées.

La nature de ce plagioclase est difficile à préciser: peut être de l'oligoclase (An 20 à 30) ou plus basique ?.

- La hornblende verte inexistante dans les zones leucocrates est parfois altérée en chlorite avec des minéraux noirs dans ses clivages. Si la roche est assez riche en biotite, l'amphibole est légèrement brunâtre en son centre, tandis que les bords restent bien verts en L.N. (néoformation de biotite à partir de la hornblende verte ?).

- Le quartz, présent dans les fractions leucocrates, existe également en petits amas allongés de cristaux à structure engrenée hexagonale, parfois dentelés dans les fractions amphiboliques. Il est à extinction ondulante et, dans les faciès oeillés, il montre des bandes de déformation.

- La biotite semble plus abondante lorsque le grenat apparaît, mais sa fréquence doit plutôt dépendre de l'intensité de la chloritisation. Cette altération commence sur les bords et se propage vers le centre de la plage biotitique.

- La chlorite est fréquente avec l'association leucoxène - sphène - épidote dans ses clivages.

- Les épidotes sont de la pistachite et de la zoïsite, cette dernière d'altération du plagioclase, de l'amphibole mais aussi du grenat. Elle est rarement zonée et dans ce cas le coeur est légèrement allanitique.

- Sphène.

- Calcite.

- L'apatite est absente dans le leucosome. Dans la fraction amphibolique, elle forme des grains plus ou moins automorphes, parfois assez gros (0,5 mm) et abondants dans certaines zones.

- Grenat: ce minéral a été trouvé dans un niveau de migmatite tachetée - rubanée amphibolique et biotitique à l'extrême ouest de la falaise de Roche Boucherin. Il est invisible à l'oeil nu en raison de sa taille (1 mm au maximum) et de son altération qui le rend grisâtre. De ce fait son extension est difficilement déterminable, mais elle doit être assez limitée et correspondre à un chimisme particulier de la roche originelle peu fréquent. Lorsqu'il est présent, il forme des plages constituées de plusieurs petits grains anguleux, aux angles "émoussés", séparés par de la chlorite et de la zoïsite. Ces grenats étaient donc originellement plus gros (1 à 2 mm) et ont été "craquelés", l'altération se propageant le long de ces craquelures (figure 36).

- Minéraux opaques: minéral noir en L.R. (magnétite ou graphite ?) abondant, associé à du sphène ou du leucoxène (bordure de sphène et coeur noir). Hématite et pyrite.

II.2.3.3. Migmatites amphiboliques à texture granitoïde

Il s'agit du stade ultime, dans notre région, de la migmatisation. Le néosome prend une très grande importance, le paléosome ne subsistant que très rarement, à l'état de schlieren, de toutes dimensions (centimétriques à métriques).

Ces migmatites peuvent être séparées en trois types:

. migmatite granitoïde s. st. où leucosome et mélanosome, en proportions équivalentes, ne sont pas totalement séparés l'un de l'autre, mais où la texture n'est pas litée et n'est que rarement orientée d'aspect sub-dioritique.

Ce faciès prend une grande importance, notamment dans la partie médiane de la formation du lac de La Croix. On le voit notamment dans la falaise sud de Roche Boucherin, entre les altitudes 2 130 m et 2 200 m environ, où sa puissance est de l'ordre de 150 m;

. leucosome seul,dans lequel subsistent parfois quelques grosses amphiboles;

. mélanosome correspondant à une restite. Il s'agit de hornblendite où la recristallisation au moins partielle semble attestée par la taille souvent plus grande des amphiboles.

a) Migmatite granitoïde s. st.

Cette roche est plus ou moins homogène, d'aspect sub-dioritique, où le leucosome et le mélanosome sont intimement mêlés, ce qui lui confère une texture granitoïdique.

Par endroits cependant, le leucosome se sépare de la partie amphibolique (restite) et on aboutit à l'individualisation d'amas ou bandes décimétriques à plurimétriques, les unes blanches et les autres noires.

Ainsi,au microscope, la composititon minéralogique des migmatites granitoïdes s. st. correspond à la moyenne des compositions du leucosome et du mélanosome restitique que nous étudions ci-dessous.

b) Leucosome

Comme dans les parties leucocrates des migmatites rubanées ou tachetées, il est constitué de plagioclase - quartz - (chlorite) - (épidote) - avec parfois quelques grosses amphiboles (généralement de 2 à 5 mm mais pouvant atteindre le centimètre).

Au Sud des Aiguilles de l'Argentière, sous les Aiguilles d'Olle et de Phalle, et dans les éboulis qui en sont issus, on trouve parfois un leucosome à tendance pegmatitique à grosses amphiboles de 4 à 5 mm (environ 10 %), mais aussi à plagioclase atteignant le centimètre (50 %), sub-automorphe, tandis que le quartz est interstitiel. Il est associé à un mélanosome très amphibolique

où l'amphibole est de même taille que celle de l'amphibole de la partie leucocrate, et où quelques schlieren de leucosome subsistent, ce qui confère parfois à cette roche un aspect tigré.

Enfin, malgrè l'aspect pegmatoïdique de ce leucosome, il n'y existe aucune trace de feldspath potassique.

c) Hornblendite

Le mélanosome est ici constitué par un agglomérat surtout de cristaux d'amphibole, mais aussi de plagioclase (ce qui rend le terme de hornblendite impropre, mais que nous avons conservé car il décrit bien son aspect macroscopique *). Il s'agit d'une restite, peut-être recristallisée partiellement, qui est parfois entrainée par les masses de leucosome mobilisé.

La taille des minéraux est variable, comme dans le paléosome gneissique. Celle-ci peut être inférieure au millimètre ou atteindre le centimètre. Cependant, ces cas extrêmes sont assez rares. Si l'amphibole est centimétrique, la taille du plagioclase, elle, ne varie pas (1 à 2 mm).

Microscopie.

- L'amphibole est de la hornblende verte, parfois légèrement transformée en actinote.

- Le plagioclase, toujours extrêmement altéré, est pratiquement indéterminable (oligoclase ou andésine ?).

- La chlorite renferme l'assemblage leucoxène - sphène - épidote dans ses clivages.

D'autres minéraux peuvent exister:

- biotite en plages résiduelles épargnées par la chloritisation;

- apatite, assez fréquente, parfois tronçonnée avec remplissage de chlorite entre les morceaux séparés;

- leucoxène;

- sphène quelquefois en sections triangulaires automorphes;

- épidotes: zoïsite et pistachite.

On a là les mêmes minéraux que ceux décrits dans les migmatites rubanées, tachetées et granitoïdes s.s., à l'exception du quartz et d'une partie du plagioclase.

Le mélanosome est représenté la plupart du temps par ce faciès hornblenditique, dont les affleurements les plus typiques s'observent au Nord, dans la falaise de Roche Boucherin, et au Sud, sous les Aiguilles de l'Argentière. Mais le plus bel exemple se trouve à 200 m à l'Est de la source située dans le ravin de La Croix à 600 m, au Sud-Est, du lac de La Croix, à l'altitude 2 330 m environ.

---

* voir note infrapaginale page 132

Du fond du ravin, on peut voir un affleurement très blanc formé en réalité d'alternances métriques de hornblendite et de leucosome quartzo-feldspathique très blanc qui recoupe parfois le premier.

En fait, il existe d'autres types de mélanosome. Si la taille du grain diminue (1 à 2 mm), le plagioclase est mieux visible et tous les intermédiaires existent avec les migmatites granitoïdes s. st. à texture sub-dioritique. La taille peut encore diminuer (0,5 à 0,2 mm), et on peut alors penser plutôt à d'anciennes coulées basiques qu'à un vrai mélanosome.

Gisement des mélanosomes restitiques.

Ces faciès ont deux types de gisement. Dans les parties les plus migmatisées, ce sont des masses de hornblendite, amygdalaires ou lenticulaires dans les plans de foliation et dont la puissance varie en général du décimètre au mètre, mais qui peut atteindre plusieurs mètres. Comme exemple, il y a celui déjà cité du lac de La Croix, mais on les observe également dans la zone ouest du complexe de Saint Colomban et dans la bande amphibolique du Gros Treu.

Le deuxième type de gisement est celui en petits lits noirs millimétriques à centimétriques, bordant les lits leucocrates du paléosome gneissique ou rubané.

II.2.4. Faciès particuliers

Nous ne redécrirons pas ici les faciès de gneiss veinés migmatitiques fins caractérisés par des lits leucocrates à fantômes d'amphibole. Leur réccurrence semble limitée à la bordure orientale de la formation du lac de La Croix, car ils n'ont été rencontrés qu'à l'Est de Roche Boucherin et dans le vallon de La Croix.

II.2.4.1. Amphibolite à taches blanches

Elle a été rencontrée au Sud des Aiguilles de l'Argentière, mais elle existe aussi près du lac de La Croix où elle est totalement accordée avec la foliation de la roche encaissante. Ce faciès a été également rencontré dans la bande amphibolique du Gros Treu. *

Elle est caractérisée par une texture globuleuse due à des cristaux de plagioclase blancs arrondis qui constituent 20 à 35% de la roche, et qui se détachent sur un fond sombre très amphibolique. La forme de ces globules feldspathiques varie, de sphérique à discoïde (l'applatissement peut atteindre 1 pour 8).

---

* L'amphibolite à taches blanches existe probablement aussi du côté ouest du Grand Jarnalet, c'est à dire dans la série de St Colomban (G. VIVIER, communication orale).

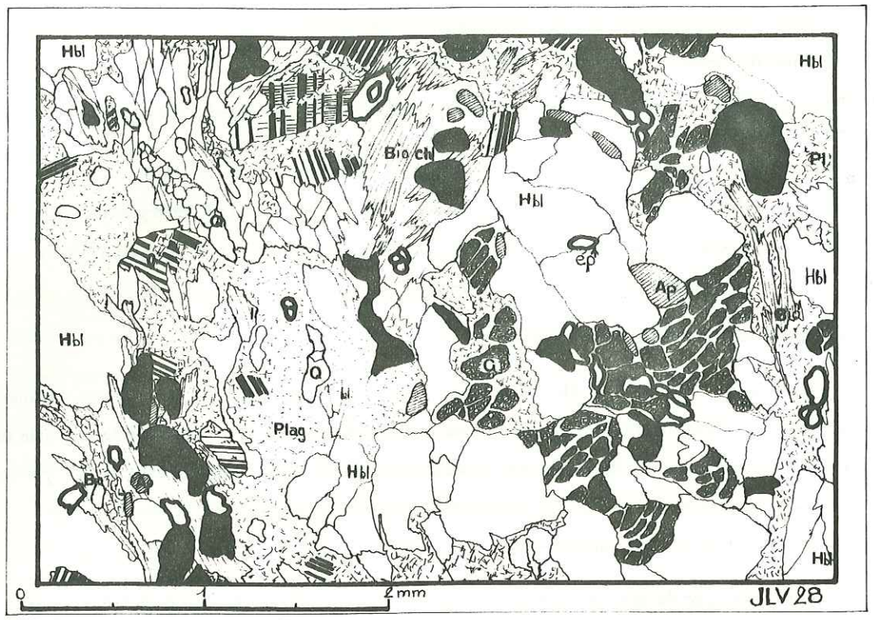


Figure 36 : Migmatite amphibolique et biotitique à grenat (falaise ouest de Roche Boucherin).

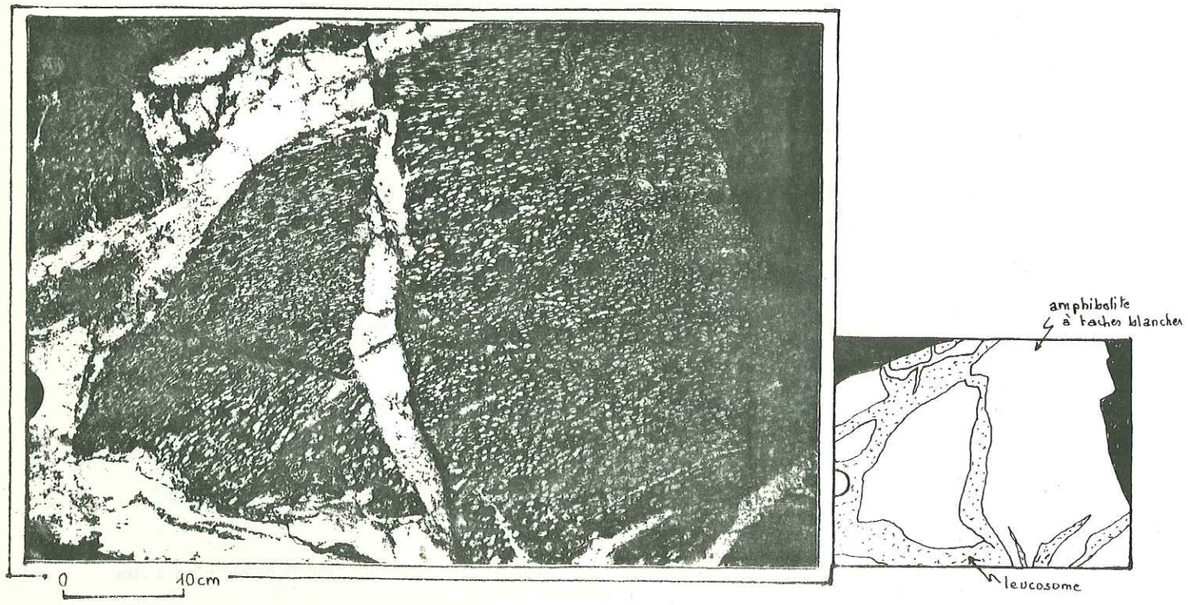


Figure 37 : Amphibolite à taches blanches (bloc dans le Casse de l'Argentière). Noter le mobilisat leucocrate de la roche encaissante recoupant.

Microscopie

La structure est microgrenue porphyrique.

Les "globules" sont formés de plagioclase, soit en un seul grand cristal de 1 à 2 mm (assez rare), soit en agrégat de plusieurs cristaux. Dans les deux cas, il est totalement altéré en séricite et épidote, et ainsi indéterminable. Très rarement du quartz engrené accompagne le plagioclase dans ces ocelles.

- La matrice est composée à 90 % environ par de la hornblende verte qui contient de nombreuses inclusions:

. du quartz en goutelettes, parfois très abondantes, et qui peuvent prendre un aspect myrmékitique. L'amphibole se décolore alors à leur approche;

. petits plagioclases altérés asses rares;

. sphène et oxydes opaques;

. fréquemment, les bordures de l'amphibole se transforme en zoïsite, mais cette altération est peu poussée.

- Le quartz forme aussi, mais rarement, des petites plages d'une dizaine de cristaux à structure engrenée entre les amphiboles. Son extinction est ondulante et il montre des bandes de déformation.

- Les épidotes sont zoïsite et pistachite.

- Le sphène,fréquent, est presque toujours associé à des minéraux opaques (noirs).

- La chlorite est très rare.

- Les minéraux opaques sont: minéral noir en L.R. (magnétite ou graphite ?), toujours cerné par du sphène (figure 35), et hématite.

On peut ici se poser la question de savoir pourquoi le plagioclase n'est présent que dans des ocelles et qu'il est absent de la masse amphibolique fine. Nous pensons qu'à l'origine, on avait une roche magmatique basique proche de celle qui constitue certains filons recoupant la formation du lac de La Croix et qui renferment des cristaux millimétriques de plagioclase. A partir donc d'un faciès proche, le métamorphisme général, dont les conditions dans le secteur permettent des phénomènes anatectiques, l'aurait profondément transformé et aurait pu faciliter, du fait des contraintes et du comportement mécanique différent des plagioclases et des amphiboles, la ségrégation en globules des plagioclases qui se seraient cassés et auraient été roulés.

Le fait que l'on passe sans discontinuité apparente, de zones où ces ocelles sont rondes, à d'autres où elles forment des disques semble confirmer cette hypothèse de l'existence de contraintes tectoniques postérieures à la mise en place de ces roches, pendant un "climat" chaud des roches encaissantes.

Le caractère antémigmatitique de ces amphibolites à taches blanches peut aussi être prouvé par la présence, accolées à celles-ci avec un contact franc et net, de faciès restitiques, type hornblendite à grosses amphiboles qui sont le résultat de la migmatisation des faciès encaissants. Le leucosome mobilisé, lui, s'injecte quelquefois dans ces amphibolites à taches blanches et forme avec celles-ci une texture agmatitique (figure 37)parfois.

L'individualisation de ces faciès à taches blanches est donc antérieure à la migmatisation puisque le leucosome pénètre dans une roche plus ou moins compacte qui se fracture tandis qu'il ne forme jamais de texture agmatitique avec la hornblendite, seulement des schlieren ou des plis aux contours diffus (figure 38 , p 78). De plus, le contact entre la hornblendite et l'amphibolite à taches blanches est net, il n'y a pas mélange entre elles.

Il s'agit alors probablement d'anciens dykes basiques dont l'intrusion est antérieure à l'épisode migmatitique. Dykes qui seraient responsables des épanchements volcaniques sus-jacents, notamment du même faciès trouvé au lac de La Croix qui est, là, parallèle à la foliation des roches encaissantes (ancienne coulée ?).

II.2.4.2. Faciès non amphiboliques

a) Ce sont d'abord des épidotites qui sont beaucoup plus riches en épidote (70 à 100 %) que les faciès du même nom de la série du Tepey-Sambuis. Il s'agit soit de filons (100 % d'épidote), soit de bandes parallèles à la foliation plus ou moins mêlées au faciès amphibolique adjacent.

Dans ce dernier cas, la roche est formée d'au moins 70 % d'épidote (zoïsite ou intermédiaire zoïsite-pistachite), avec parfois un coeur allanitique . Le reste est surtout du plagioclase très altéré, ainsi que des traces de chlorite, de tourmaline à pléochroïsme vert et marron (parfois une à deux par cm^2), de sphène, d'hématite.

Ces lits épidotiques sont généralement séparés du faciès amphibolique par une bordure blanche formée à 95 % de plagioclase, les 5 % restant sont de la chlorite, du sphène et de la zoïsite, témoins d'amphibole disparue.

Notons la présence de microfilonnets de zoïsite, chlorite gris-marron en L.P., celle-ci parfois en filaments en forme de vers (vermiculites), et plagioclase non altérée (albite), ce dernier se localisant dans les parties de la fracture qui recoupent des plagioclases altérés.

b) Les gneiss et migmatites non amphiboliques - Ces faciès présentent tous la particularité d'être chloriteux, mais aussi de contenir quelques restes d'amphibole. L'occurrence de ces roches semble se limiter aux bordures est et ouest de la formation.

Nous les avons rencontrées au Nord de l'Aiguille Reynier (rive droite du ravin de La Croix), au col de La Croix et à l'est de Roche Boucherin. Elles ressemblent étroitement aux types "gneiss migmatitique" et "migmatite rubanée amphibolique", ce qui les rend pratiquement indiscernables à l'affleurement.

Microscopie.

- Le plagioclase (andésine , An 35-45), minéral le plus abondant, montre une altération moins poussée que dans les faciès amphiboliques (damourite, zoïsite, un peu de calcite). Sa structure est nuageuse.

- Le quartz peut être abondant en plages disséminées dans la roche ou en bandes de cristaux engrenés hexagonaux, mais il peut aussi être absent.

-Amphiboles. Il s'agit surtout de hornblende verte en résidus très peu fréquents, parfois inexistants. Elle est pseudomorphosée, partiellement ou complètement, en zoïsite, chlorite, marron-sombre en L.P., leucoxène. - sphène, pistachite, calcite.

Elle se transforme également, quelquefois, en une amphibole blanche ou presque en L.N., à ngAC de 13 à 16°. Il s'agit d'actinote comme les petites baguettes dans des plages d'albite néoformée.

- La chlorite est abondante, marron-bronze, rarement bleue en L.P.

- La biotite qui peut être abondante, claire en L.N. (magnésienne), est chloritisée en partie ou totalement.

- Epidotes: zoïsite fréquente, allanite ?.

- L'apatite est soit en grands cristaux à tendance automorphe , soit en chapelets allongés.

- Sphène avec leucoxène.

- Grenat: n'est présent, en faible quantité, que dans certains secteurs.

- Rutile, maclé sagénite, parfois dans la biotite.

- Minéraux opaques: leucoxène, rares minéraux noirs en L.R., localement hématite et pyrite.

La migmatisation dans les faciès non amphiboliques, est parfois attestée par des bandes leucocrates qui s' échappent de la foliation et la recoupent, ainsi que par des plis à coeur de leucosome non orienté et souvent bordé alors par du mélanosome très biotitique en niveaux centimétriques ou millimétriques. Ce mélanosome a une schistosité bien marquée soulignée par la biotite, constituant essentiel, et par la chlorite provenant de sa transformation partielle.

En réalité ces restites sont très rares, probablement en partie du fait de l'éloignement de la zone médiane très migmatitique des faciès non amphiboliques rencontrés.

Enfin, ces faciès biotitiques ou chloriteux sont tout à fait comparables à ceux qui prennent une grande importance dans les séries adjacentes à la formation du lac de La Croix: celles du Piniollet et surtout de Grand'Maison.

II.2.5. Conclusion

Il semble possible de mettre en évidence, dans la formation très amphibolique du lac de La Croix, caractérisée par une migmatisation plus prononcée que dans les séries gneissiques peu amphiboliques adjacentes, une gradation de cette migmatisation.

Sur les bordures de la bande qu'elle forme, on a essentiellement des gneiss migmatitiques et des migmatites rubanées, alors que la zone médiane, orientée sensiblement Nord-Sud et passant par l'Aiguille Saint-Phalle, le lac de La Croix et le point coté 2 492 de Roche Boucherin, est formée de migmatites tachetées ou de migmatites granitoïdes où le leucosome et le mélanosome peuvent prendre une extension plurimétrique.

Il faut également ajouter que c'est seulement dans cette zone médiane, ou à son approche, que l'on peut voir des amphibolites à taches blanches qui dérivent d'anciens dykes basiques mis en place avant l'épisode anatectique, et qui ont pu constituer les filières ayant alimenté les roches éruptives basiques s. lat., à l'origine des amphibolites sus-jacentes.

-=-=-=-

Figure 38 : Bloc de migmatite amphibolique dans le Casse de l'Argentière. (En noir : restite hornblenditique; en grisé : paléosome amphibolique; en blanc : leucosome). Noter les plis.

II.3. LA SERIE DES GNEISS A AMPHIBOLE DE GRAND'MAISON

La série de Grand'Maison passe par la bergerie du même nom. Elle se continue au Sud dans les Rochers Motas et se biseaute entre le Lias du col du Sabot et la bande amphibolique du Gros Treu. Au Nord elle constitue le petit plateau du lac de l'Ane et se coince, au col de Combe-Madame, entre les amphibolites du Gros Treu et le contact chevauchant avec la série du lac de La Croix, chevauchement qui plus au Nord se dédouble (ce qui pourrait expliquer la présence de gneiss non amphiboliques au col de La Croix) (P. BORDET, carte géologique St-Jean-de-Maurienne, 1977). Cette mince bande nord (seulement 100 à 500 m de puissance apparente) constitue les deux grands sommets que sont le Pic de la Grande Valloire (2 887 m) et le Rocher Gris (2 767 m).

Une coupe précise et continue a été rendue possible par la construction de la nouvelle route menant du Rivier d'Allemond au col du Glandon et qui passe au dessus du futur barrage de Grand'Maison et de sa retenue. Notons que cette coupe a été étudiée d'Est (côté col du Glandon) en Ouest (côté Rivier) et doit se lire de droite à gauche et de haut en bas sur la figure 39, le point O étant l'intersection de l'ancienne et de la nouvelle route.

Coupe Est-Ouest de Grand'Maison .

Cette série est formée d'une alternance de faciès gneissiques biotitiques, leptynitiques et amphiboliques , où s'intercalent parfois de nombreux filons leucocrates parallèles à la foliation.

Elle se décompose en plusieurs grands ensembles.

- A l'Est, une série amphibolique visible seulement dans le vallon de Rieu Claret. Quelques bandes très amphiboliques existent sous le Rocher Pilliozan. La roche principale est un gneiss oeillé ou ocellaire, à amphibole, associé à des gneiss rubanés leptynitiques* qui deviennent prépondérants vers l'Ouest.

C'est surtout cette dernière partie qui est visible sur la route de Grand'Maison avec quelques amygdales millimétriques ou centimétriques de hornblendite.

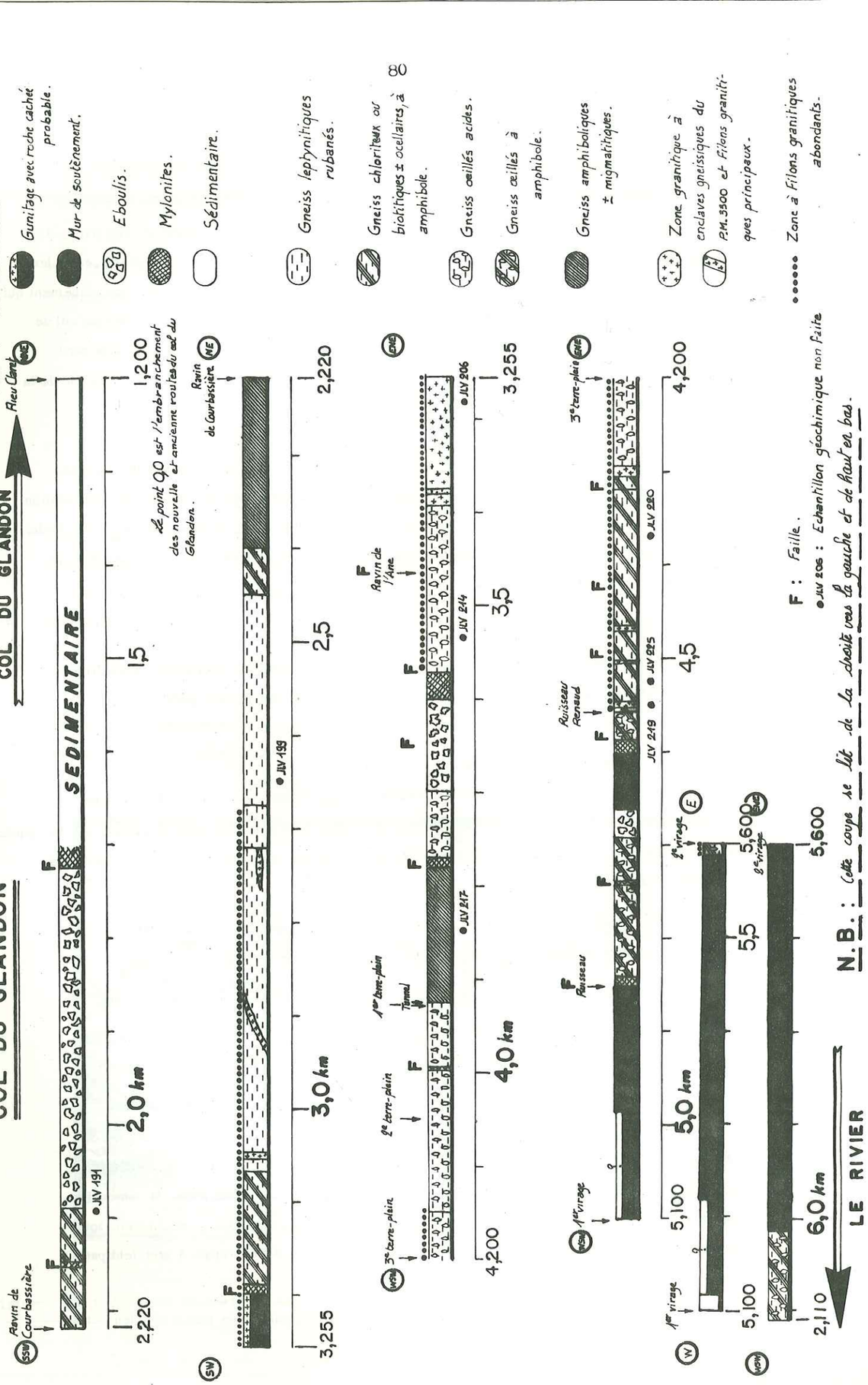
- Ensuite, les roches deviennent plus acides : ce sont des gneiss leptyno-chloriteux.

- Ils passent à des faciès oeillés qui prennent parfois une texture granitoïde lorsqu'ils sont enclavés dans des zones riches en filons granitiques.

- Après une courte bande amphibolique plus ou moins migmatitique, apparaît une importante série d'abord de gneiss oeillés acides, ensuite de gneiss plus ou moins oeillés ou rubanés très biotitiques à amphiboles, enfin de gneiss fins biotitiques et de gneiss oeillés grossiers avec des intercalations amphiboliques centimétriques. Dans cette série, la muscovite apparaît d'abord occasionnellement puis plus franchement à l'extrême Ouest, notamment sous les Rochers Motas, avec présence de quelques bandes franchement détritiques à gros feldspaths plus ou moins automorphes.

---

* ce terme de leptynite a un sens purement descriptif, correspondant à un gneiss très leucocrate et fin.



II.3.1. Les gneiss ocellaires amphiboliques et les gneiss leptynitiques rubanés

a) Gneiss ocellaires amphiboliques

Ils sont caractérisés par une alternance de bandes plus ou moins amphiboliques, certaines étant centimétriques vert-clair et sans amphibole. Ces gneiss ont des petits yeux feldspathiques et, si le grain est plus fin, amphiboliques, la taille de ces yeux varie du millimètre au centimètre.

Cette irrégularité à petite échelle contraste avec la régularité des bandes, bien rectilignes, qui fait que la roche se débite en larges plaques (cf. figure 40).

Vers l'Ouest, la dominante amphibolique disparaît, il n'existe plus , en fait, que le faciès leptynitique et il n'y a plus cet aspect oeillé.

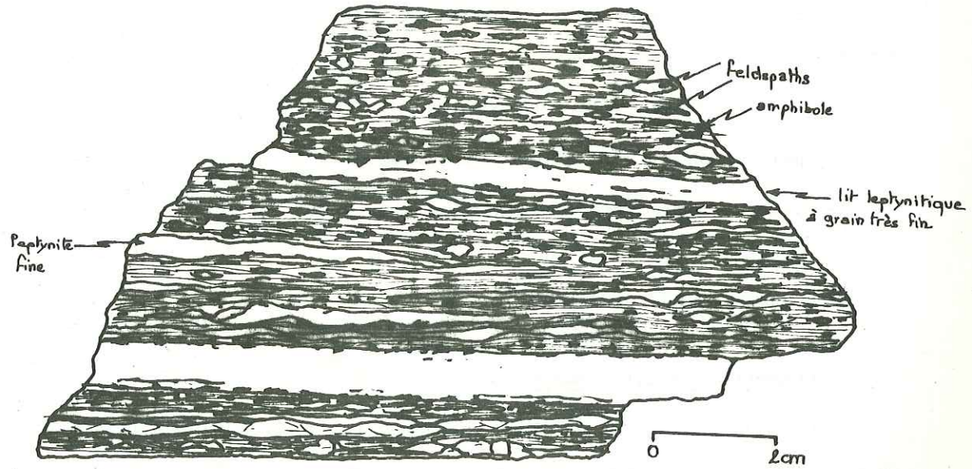


Figure 40 : Gneiss ocellaire amphibolique ± rubané de l'Est de la série de Grand'Maison.

Microscopie

- Le plagioclase est, la plupart du temps, le minéral le plus abondant. Très altéré en damourite et zoïsite, il est indéterminable. Quelques plages non altérées, maclées albite et péricline correspondent à de l'albite secondaire.

- L'amphibole, entre 40 % et 50 %, est de la hornblende verte et présente ici la particularité d'être " zonée " avec une bordure claire, peu ou pas pléochroïque (ngAC = 12 à 15 °), actinotique, et un coeur vert foncé (cf. figure 41). Sa taille est de 0,2 à 3mm en général, mais, dans les faciès plus fins occidentaux, celle-ci est plus régulière, entre 0,2 et 1 mm.

La tectonique intense ayant affecté cette zone est à l'origine de la fracturation de cette amphibole selon ses clivages, en une multitude de petits losanges n'ayant pas tout à fait la même orientation cristallographique, ce qui lui confère un aspect de mosaïque.

- Le quartz est peu abondant; parfois il n'est présent que dans des bandes millimétriques en association avec le plagioclase.

- La biotite ne subsiste qu'en reliques au sein de la chlorite; elle semble associée à l'amphibole.

- La chlorite est soit bleue , soit brune en L.P; elle accompagne toujours l'amphibole.

- Epidote: zoïsite parfois zonée à coeur allanitique, et pistachite en petits grains.

- Apatite assez fréquente, soit en grains sub-automorphes arrondis, soit en chapelets.

- Sphène.

- Leucoxène abondant et hématite.

b) Gneiss leptynitiques rubanés

La bande amphibolique précédente passe vers l'Ouest à des gneiss leptynitiques rubanés où alternent des bandes centimétriques chloriteuses, parfois à quelques points noirs amphiboliques, et des lits blancs, larges d'1 mm à 2 cm, souvent hématitiques. L'apparition de bandes leptynitiques dans la partie amphibolique précédente marque le passage entre ces deux zones. Le grain de ces bandes dernièrement citées est alors plus gros (1 mm au lieu de 0,1 à 0,2 mm) et on y note quelques amygdales hornblenditiques intercalées.

Microscopie.

- Le plagioclase est très altéré en mica blanc et épidote. Certains cristaux peuvent, très rarement, atteindre une taille centimétrique.

- Le quartz se concentre en quelques bandes parallèles à la foliation, parfois à bords contournés entre les zones plagioclasiques le plus souvent en lits nets rectilignes.

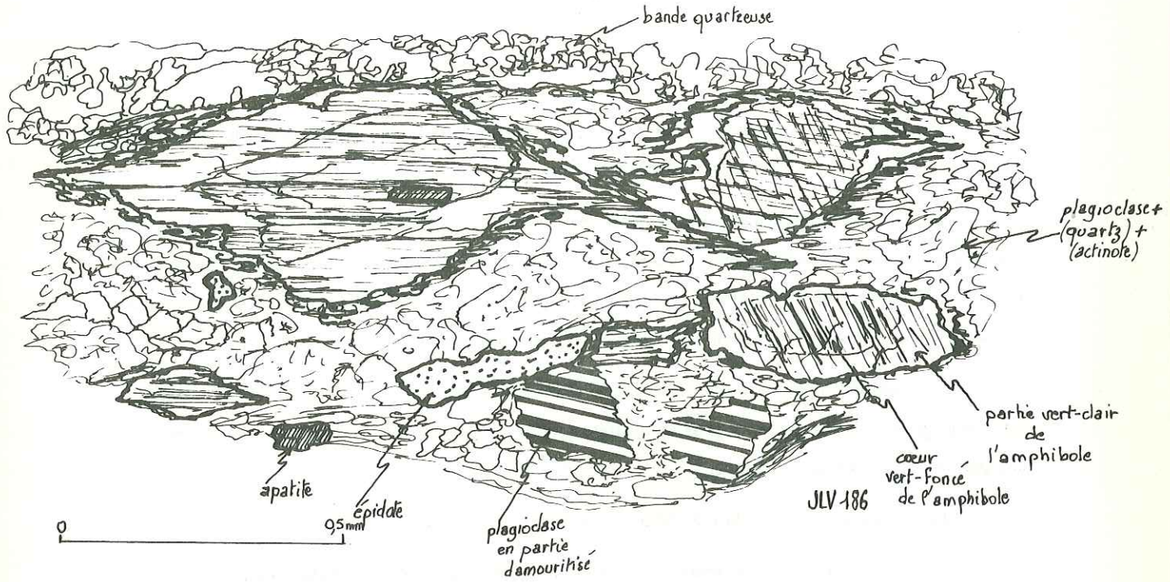


Figure 41 : Amphibole zonée (coeur d'hornblende, bord d'actinote) dans les gneiss ocellaires amphiboliques de Grand'Maison.

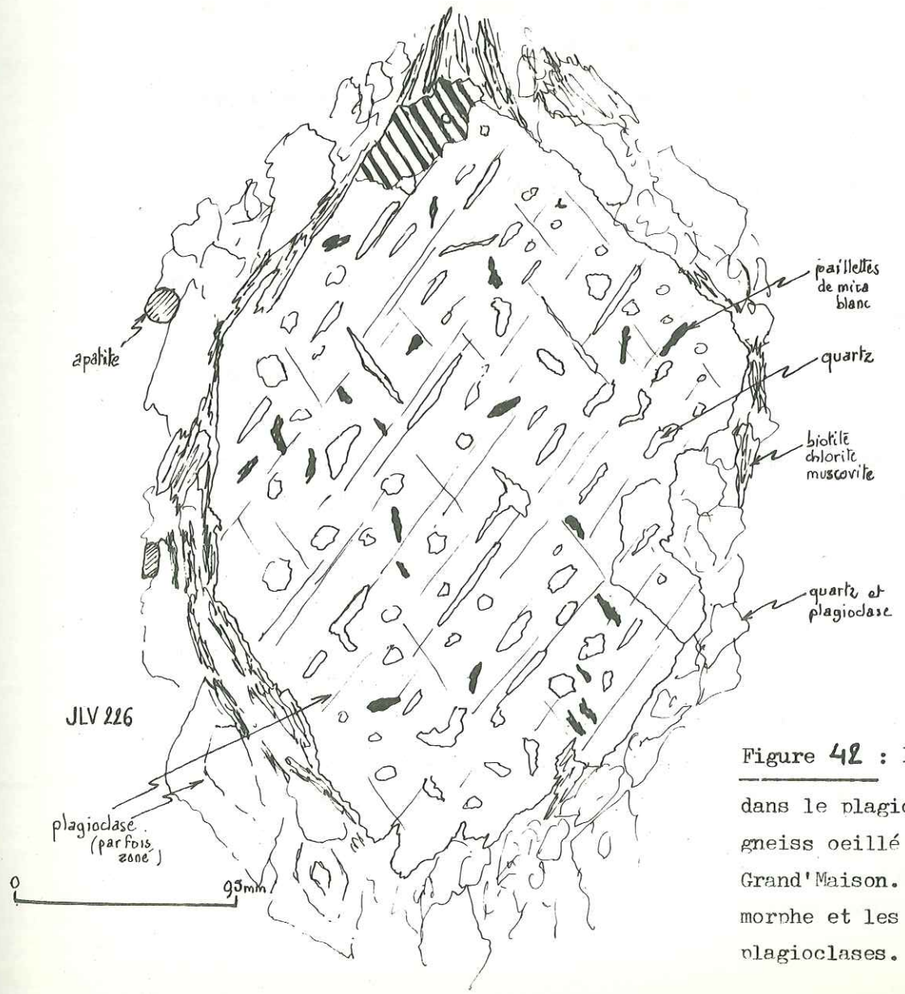


Figure 42 : Inclusions de quartz dans le plagioclase des bandes de gneiss oeillé biotitique de Grand'Maison. Noter la forme automorphe et les zonations de certains plagioclases.

Il est en plages allongées, lamellaires, à extinction très ondulante, qui, la plupart du temps, se granulent en petits cristaux hexagonaux.

- Les lamelles de séricite d'altération des plagioclases semblent se regrouper et donnent une schistosité secondaire en rapport très probablement avec l'accident décrochant du col du Sabot - col du Glandon. En fait, ses paillettes se plaçant suivant les cassures des grains de plagioclase, l'altération est donc syn- ou post- épisode tectonique.

- La chlorite, plus ou moins fréquente, parfois abondante, est à l'origine de la couleur vert-clair de la roche. C'est le produit d'altération de la biotite, de l'amphibole et du grenat lorsque ces deux derniers existent.

- La biotite est aujourd'hui à l'état de reliques au sein de plages de chlorite.

- Amphibole. Elle est présente dans certaines zones, mais de préférence dans les bandes incluses dans la partie orientale plus amphibolique. Etant très peu pléochroïque en L.N., parfois fibreuse et associée à la chlorite, il doit s'agir d'actinote issue probablement d'une ancienne hornblende. Certains lits peuvent être riches en cette amphibole aciculaire qui souligne alors la foliation et donne à la roche une couleur un peu plus foncée.

- Epidotes : zoïsite, quelquefois à coeur plus ou moins allanitique automorphe, et quelques grains de pistachite.

- Sphène en nombreux petits grains associés à l'amphibole.

- Grenat, aussi de petite taille (0,1 mm au maximum), invisible à l'oeil nu. En général peu fréquent, son occurrence semble plutôt localisée dans la partie occidentale acide. Il est altéré en chlorite et toujours cassé.

- Apatite toujours présente mais rare, en petits grains plus ou moins automorphes et arrondis.

- Minéraux opaques : surtout hématite, à l'origine de la patine rouille de la roche, plus abondante dans les zones à amphibole avec le leucoxène et de rares minéraux noirs en L.R.

c) Hornblendites

Ce sont généralement des amygdales millimétriques ou centimétriques, bien visibles lorsqu'elles sont associées aux bandes de gneiss leptynitique rubané.

Au microscope, elles sont formées principalement d'amphibole verdâtre, non fibreuse, très peu altérée en chlorite. Le plagioclase est méconnaissable, totalement altéré en fines paillettes de mica blanc. L'épidote, assez rare est associée à l'amphibole. Le sphène est présent mais rare. On note enfin des filonnets de quartz avec actinote fibreuse et chlorite, soit ferrifère (jaune en L.N.) et bleue en L.P., soit verte en L.N. et marron en L.P.

II.3.2. Zone granitique

Les gneiss leptyno-amphiboliques orientaux sont séparés des gneiss orientaux oeillés par une zone très riche en intrusions granitiques. Il s'agit de filons tous parallèles à la foliation, probablement en raison de la tectonique intense liée ici au décrochement col du Sabot-col du Glandon.

Les enclaves dans la zone granitique du p.m. 3300 sont toujours oeillées ou ocellaires*

Les faciès ocellaires à texture isogranulaire ont un aspect d'orthogneiss. Ils se différencient du granite filonien adjacent par une orientation plus prononcée, soulignée par la biotite et la chlorite et une plus grande richesse en ces dernières.

Le quartz, peu abondant dans ces faciès, est en quelques bandes ondulées, contournant les yeux ou ocelles qui sont formées de cristaux dont les orientations optiques préférentielles sont dues à la dislocation du quartz (lamelles de Boehm) produite pendant l'épisode tectonique décrochant, responsable aussi de la formation des yeux.

Du point de vue minéralogique, ces roches sont formées de plagioclase (An 25 à 30 ?), quartz, biotite et/ou chlorite ainsi que : épidotes, apatite, sphène, minéraux opaques, noirs en L.R.. Certaines enclaves très biotitiques, à allure de restite, peuvent contenir du grenat localisé dans des petits lits .

Enfin, le feldspath potassique, présent dans les filons granitiques, peut exister très rarement, dans des faciès ocellaires à aspect d'orthogneiss.

II.3.3. Gneiss amphiboliques migmatitiques

En continuant vers l'Ouest, nous rencontrons une zone amphibolique formée d'un mélange de faciès très biotitiques et d'autres, les plus fréquents, très amphiboliques. La migmatisation se manifeste ici par de petits filonnets de leucosome s'échappant de la foliation.

Leur texture est intermédiaire entre celle des stromatites et celle des migmatites oeillées, les mobilisats se plissotant, se boudinant puis " s'oeillant " .

Le mélanosome est peu important; il souligne seulement d'un liseré noir les parties quartzofeldspathiques, les séparant du paléosome gneissique.

Microscopie

a) Mélanosome .

- La hornblende verte est abondante, peu altérée en chlorite bleu-violet en L.P.,

---

* La différence entre faciès oeillé et ocellaire est basée dans cette étude sur la régularité des grains : les roches oeillées ont un grain millimétrique à demi-centimétrique, les plus gros forment les yeux. Si la texture devient isogranulaire, le faciès est ocellaire.

en calcite et en épidote. Elle est caractérisée dans cette zone par une grande quantité de gouttes de quartz (aspect de " gruyère ").

- Le plagioclase aussi est abondant, mais seulement en lits irréguliers distincts des zones très amphiboliques. La véritable restite est donc pratiquement dépourvue de plagioclase.

- Le sphène est abondant, souvent en chapelets.

- L'apatite est très fréquente, en grains arrondis plus ou moins automorphes.

- La zoïsite est souvent zonée, son coeur étant allanitique.

- Les autres minéraux présents sont : calcite, chlorite et minéraux opaques automorphes.

b) Leucosome

- Il est souvent formé de plagioclase très altéré en séricite, plus rarement en calcite et épidote. Certains leucosomes sont oeillés avec de gros plagioclases centimétriques.

- Le quartz se localise en bandes de cristaux en mosaïque, dentelés, denticulés ou sub-hexagonaux.

- Le sphène forme de rares chapelets.

- La chlorite est rare.

c) Paléosome

- Sa texture est gneissique. L'amphibole y est en partie transformée en chlorite - sphène - épidote - calcite, mais l'élément principal est le plagioclase (An 35-40) toujours altéré. L'apatite y est parfois abondante et la biotite est presque totalement chloritisée.

Le paléosome des roches biotitiques est bien sûr riche en biotite, chloritisée, avec quelques amphiboles. Dans ces faciès, le mélanosome est moins différencié et il n'existe que du leucosome et du paléosome plus ou moins riche en biotite.

Le passage du faciès stromatitique au faciès oeillé se fait par boudinage des bandes quartzofeldspathiques ou bien, et c'est le cas le plus fréquent, par étirement et séparation de têtes de plis (rods); celles-ci sont " tournées " par le cisaillement de la roche suivant la foliation et aboutissent à la formation d'yeux.

Enfin très rarement, certains yeux sont constitués par un seul monocristal de plagioclase centimétrique arrondi. Ceux-ci sont généralement localisés dans les fractions leucocrates. Ils sont contournés par la foliation et se sont formés avant l'épisode tectonique.

Des filonnets tardifs de calcite, quartz, chlorite (vermiculites) et minéraux opaques recoupent indifféremment toutes ces bandes et ne sont pas repris par le cisaillement.

II-3-4- Les gneiss à amphibole occidentaux (figure 43)

A l'Ouest de la bande très amphibolique migmatitique que nous venons de décrire et qui est bien différente de la partie leptyno-amphibolique orientale, nous trouvons des gneiss oeillés acides (chloriteux et biotitiques, sans amphibole).

Puis les gneiss deviennent très biotitiques, à amphibole. Du côté est, ceux-ci sont plus ou moins migmatitiques (stromatites) et plus fins ; ils renferment quelques amphiboles et leur foliation est assez régulière. Côté ouest, ce sont des intercalations de ce faciès fin biotitique avec un faciès grossier, oeillé; la limite à l'affleurement entre ces deux types de roche étant très nette et rectiligne. Les amphiboles ne sont alors plus éparpillées dans la masse mais " rassemblées " en petites lentilles décimétriques parallèles à la foliation.

a) Gneiss stromatitiques biotitiques à amphibole

Leur grain est inférieur au millimètre. Cependant, quelques bandes où le plagioclase est plus gros (0,5 cm) prennent une texture oeillée. Elles sont leucocrates mais, à la différence des roches plus occidentales, beaucoup moins épaisses, centimétriques ou millimétriques.

Ces gneiss plus ou moins migmatitiques sont très riches en biotite, ce qui leur confère une couleur noire caractéristique, zébrée de lits blancs.

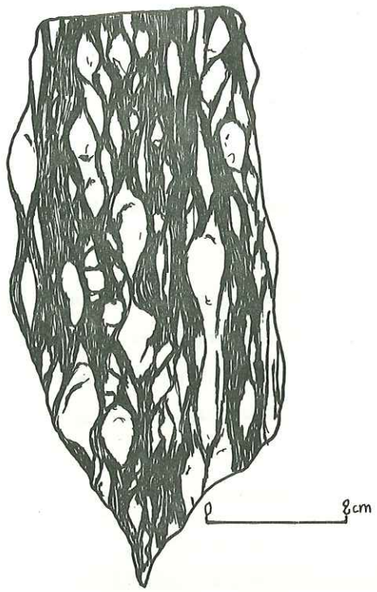
Quant à la migmatisation, elle est ici peu poussée : rares petits filonnets leucosomiques recoupant la foliation. Il nous a été difficile de savoir si l'individualisation de ces bandes blanches à gros feldspaths a une origine sédimentaire (porphyroclastes plus ou moins recristallisés durant la migmatisation), ces gros plagioclases n'existant pas dans la trame fine biotitique, ou s'il s'agit de porphyroblastes développés durant l'épisode migmatitique.

Microscopie.

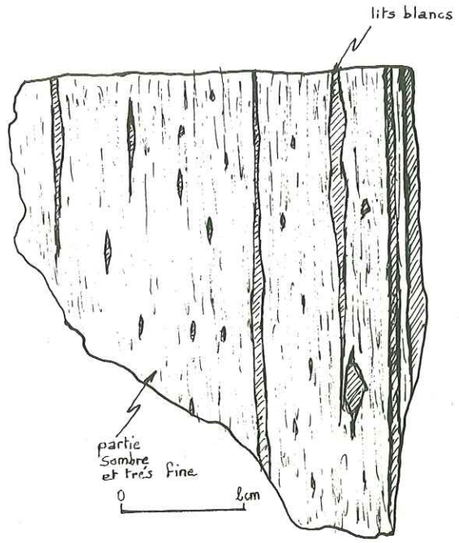
- Plagioclase. C'est le minéral le plus abondant. Il s'agit d'andésine (An38). Son altération est variable : soit intense et on a à la fois séricite et épidote, soit peu poussée et on n'a que du mica blanc. Fréquemment, les macles de péricline et de l'albite sont visibles.

Dans certains zones, on peut voir de rares petites gouttes de quartz en inclusions dans le plagioclase. Comme aucun cristal de feldspath potassique ne semble présent il ne doit pas s'agir de myrmékite.

- Quartz. Assez abondant, il est plutôt localisé en petits lits contournant les grains et plagioclase dans les lits peu biotitiques leucocrates. Dans la trame fine très biotitique,



gneiss oeillé biotitique



gneiss stromatitique biotitique fin à amphibole

Figure 43 : Les deux faciès principaux des gneiss à amphibole occidentaux de Grand'Maison.

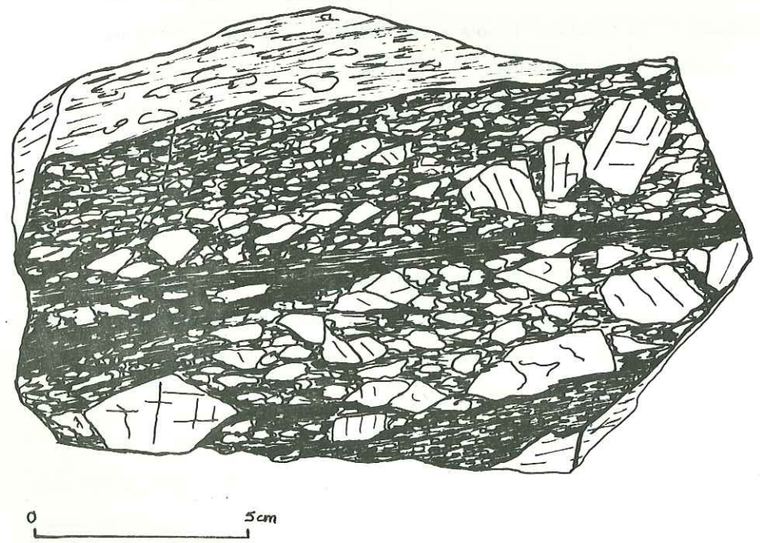


Figure 44 : Faciès oeillé d'origine détritique grossière de la bordure extrême-est de la série de Grand'Maison.
Noter la stratification.

il y est fréquent et disséminé. Il montre une extension toujours ondulante et de fréquentes bandes de déformation.

- Biotite. C'est la phyllite principale. Abondante elle est parfois légèrement décolorée mais son altération en chlorite est rare et localisée dans les lits leucocrates. Elle est salie par du sphène, quelques épidotes et des oxydes de fer.

Très déformée, elle présente en L.P. un aspect de feuilles chiffonnées ondulées, dû à de nombreuses petites cassures parallèles plus ou moins perpendiculaires aux clivages, donc à la schistosité.

- Chlorite : très rare, bleue et marron en L.P.

- Hornblende verte. Pas toujours présente, elle se rencontre dans certaines zones, en fréquents petits résidus transformés en biotite. Fréquemment, de grosses zoïsites l'envahissent et, rarement, de petites gouttes de quartz y sont incluses.

- Epidotes. A côté d'un peu de pistachite en grains arrondis, on a de la zoïsite provenant de l'altération des plagioclases et de l'amphibole. Accessoirement, certaines zoïsites zonées ont un coeur plus ou moins allanitique, mais elles peuvent aussi s'être néoformées autour d'une apatite ou d'une pistachite.

- Sphène. Il est fréquent dans les zones à amphibole.

- Apatite. Elle est toujours présente mais sa taille et sa quantité sont variables.

- Enfin, il semble exister de très rares zircons sans auréoles pléochroïques dans la biotite et on observe, dans certaines bandes, de fréquents minéraux noirs en L.R. associés à de l'hématite.

b) Bandes de gneiss oeillé biotitique

Dans cette zone, les petites bandes oeillées (1mm à 1 dm) s'élargissent vers l'Ouest pour devenir centimétriques à métriques.

Leur patine est plus claire et leur éclat, du fait de la présence de muscovite, est plus brillant suivant les plans de foliation.

Les yeux , en général, varient de 2 mm à 1 cm, mais ils deviennent plus gros et plus nombreux vers l'Ouest (0,5 à 2 cm). Le contact de ces gneiss oeillés avec les roches fines très biotitiques est franc, rigoureusement parallèle à la foliation mais il est légèrement bosselé par les mégacristaux feldspathiques oeillés. Ceux-ci sont des monocristaux de plagioclase, dont la taille maximale atteint 3 x 1,5 cm.

Microscopie

- Tous les gros feldspaths formant les yeux sont du plagioclase. Celui-ci constitue aussi la trame avec la biotite et le quartz. Quelques individus montrent parfois une légère

zonation, soulignée par des plages de mica blanc et d'épidote d'altération. Dans certains lits, le plagioclase présente la particularité de contenir des inclusions de quartz, non digitées comme dans le cas des myrmékites, mais en petites gouttes plus ou moins rondes, ou allongées suivant les clivages du plagioclase (figure 42).

Aucun feldspath potassique n'a été vu dans ce faciès, ce qui semble infirmer l'hypothèse qu'il s'agisse de myrmékites. Cette disposition le long des clivages, tend à suggérer qu'un liquide très quartzeux a été emprisonné pendant la cristallisation du plagioclase, lequel à la particularité d' être zoné.

- Le quartz, à côté de ces inclusions peu fréquentes dans le plagioclase, est un élément constitutif important de ce faciès; il forme soit des bandes plus ou moins individualisées qui moulent les plagioclases et qui sont faites d'un puzzle d'individus à contours dentelés, soit de petites plages intersticielles parmi celles de plagioclase.

Son extinction est ondulante et il montre parfois des bandes de déformation.

- La biotite, assez abondante, souligne, avec la muscovite, la foliation de la roche. Elle est quelquefois altérée en chlorite, surtout dans les lits où le plagioclase possède des inclusions quartzeuses. Macroscopiquement, ces lits sont plus clairs et prennent une couleur verdâtre.

- Comme micas blancs, en plus de la damourite d'altération des plagioclases, il existe de la muscovite en cristaux généralement plus grands que ceux de biotite, mais intimement liés à cette dernière.

Notons que cette muscovite qui présente, ici, une assez grande abondance, n'existe pas du tout dans les gneiss très biotitiques fins dans lesquels ces faciès oeillés sont intercalés.

- Chlorite : marron ou bleue en L.P., provenant uniquement de l'altération de la biotite et par conséquent peu fréquente.

- Les épidotes sont : pistachite et zoïsite parfois zonée (coeur allanitique ?).

- Le zircon est fréquent dans ce faciès, en petites inclusions dans la biotite avec des auréoles pléochroïques nettes, mais aussi dans la muscovite.

- L'apatite, fréquente, peut être très grosse (1 mm).

- Le sphène, la calcite et les minéraux opaques sont rares.

Conclusions. Il nous parait nécessaire d'insister sur certains caractères particuliers de ces gneiss oeillés et d'en proposer une explication. Les petits lits chloriteux, bien que difficilement repérables sur le terrain, n'existent pas dans les gneiss biotitiques fins adjacents. Dans ces lits, les mégacristaux de plagioclase qui constituent les yeux, d'une part, sont zonés et d'autre part renferment des inclusions qui sont soit orientées suivant

les clivages pour le quartz, soit réparties au hasard pour les rares paillettes de biotite ou de muscovite. A notre avis, il s'agit là d'anciens plagioclases d'origine magmatique repris dans un cycle sédimentaire. Les gneiss oeillés seraient donc d'anciennes passées détritiques affectées par au moins un épisode tectonométamorphique postérieur.

Mais, il pourrait également s'agir d'anciens filons granitiques qui, à la différence de ceux, liés au granite des Sept Laux, de cette zone, seraient caractérisés par une taille plus grande du plagioclase et auraient été repris dans un intense épisode tectonique postérieur à leur mise en place.

II.3.5. Passage à la bande amphibolique du Gros Treu

A l'Ouest, la coupe de la nouvelle route menant du col du Glandon au Rivier d'Allemond se termine par un faciès plus ou moins ocellaire, plus clair que les gneiss biotitiques fins car moins biotitiques et corrélativement plus riches en muscovite.

De la sorte, si le passage aux amphibolites et gneiss amphiboliques du Gros Treu n'est pas visible le long de la route, il l'est par contre en rive gauche de l'Eau d'Olle, notamment au bas du petit vallon du ruisseau de la Plaine. En quelques mètres nous passons d'une roche gneissique fine très biotitique, renfermant quelques passées ocellaires , à un faciès franchement amphibolique.

A l'Ouest du col du Sabot, en suivant la falaise des Rochers Motas puis celle des Rochers Rissiou, on peut observer la suite occidentale de la coupe de la série de Grand'Maison.

Du Nord-Est au Sud-Ouest, nous traversons tout d'abord une série comparable à celle déjà ébauchée sur la nouvelle route du col du Glandon, soit fine et biotitique, soit ocellaire, parfois à muscovite.

Certains faciès oeillés prennent un aspect très détritique : gros feldspaths plus ou moins automorphes, plus ou moins roulés, cassés et à grand axe ayant tendance à s'allonger parallèlement à la foliation (figure 44).

Au Sud de la Brèche du Rissiou (sous le point coté 2474 m), le contact entre la série du Grand'Maison et celle du Gros Treu peut être observé. Il se fait sur quelques mètres par apparition de bandes très amphiboliques parallèles à la foliation, dans des gneiss biotitiques fins à cassure gris-beige, foncée, mais aussi par quelques réccurrences de gneiss biotitiques dans des gneiss très amphiboliques gris-vert presque noirs. Ainsi ce passage est relativement brusque car il se fait sur quelques mètres mais on pourrait néanmoins le qualifier de progressif.

II.3.6. Conclusion

La série de Grand'Maison, puissante de plusieurs kilomètres et biseautée au Nord par le chevauchement oriental de la Crête du Pin, se décompose en une zone orientale amphibolique ocellaire ou leptynitique et une partie occidentale biotitique fine à passées oeillées leucocrates.

A l'extrême Ouest apparaît de la muscovite et de rares lits franchement détritiques.

Dans la partie centrale de la coupe de la nouvelle route du col du Glandon, au-dessus de la retenue du barrage de Grand'Maison, s'intercalent deux zones très riches en filons granitiques concordants, ainsi qu'une bande amphibolique où la migmatisation est cachée par les déformations qui ont systématiquement accordé les mobilisats leucosomiques dans les plans de foliation.

II.4. L'UNITE AMPHIBOLIQUE DU GROS TREU

L'unité amphibolique du Gros Treu forme une bande de largeur assez constante et continue du Sud (Gros Treu) au Nord (Ouest du Col de Combe-Madame). Elle se poursuit encore plus au Nord en constituant de rares sommets importants, tels que le Rocher d'Arguille (2887 m) et les Pointes de la Porte d'Eglise (2804m). Elle est enfin biseautée par l'accident de Fond-de-France sur le versant nord-ouest de la Pointe du Gleysin.

Au Nord de Vaujany, elle constitue les petits sommets que sont le Grand Beau Rocher (1923m), Roche Claret (2070m) et le Gros Treu (2366m).

Du point de vue pétrographique, cette bande se caractérise par des faciès très amphiboliques et par une migmatisation bien visible.

La présence, dans les éboulis sous-jacents aux Rochers Rissiou-Gros Treu, d'un bloc poli présentant les différents faciès constitutifs de cette bande, en particulier les roches leucocrates, nous permettra de visualiser leurs agencements (figure 45).

Dans cette étude, nous verrons successivement les paléosomes correspondant aux roches métamorphiques peu modifiées par la migmatisation, les mélanosomes et les fractions quartzo-feldspathiques mobilisées.

II.4.1. Les paléosomes

Les roches amphiboliques de l'unité du Gros Treu sont migmatisées. Les migmatites ainsi obtenues correspondent à des textures veinées, rubanées et beaucoup plus rarement à schlieren.

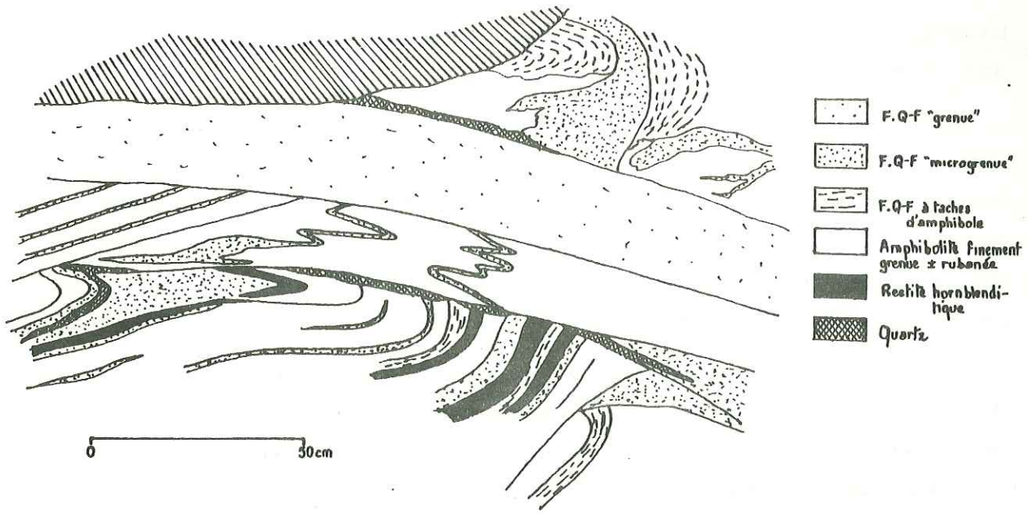


Figure 45 : Bloc dans les éboulis issus des Rochers Rissiou et du Gros Treu.

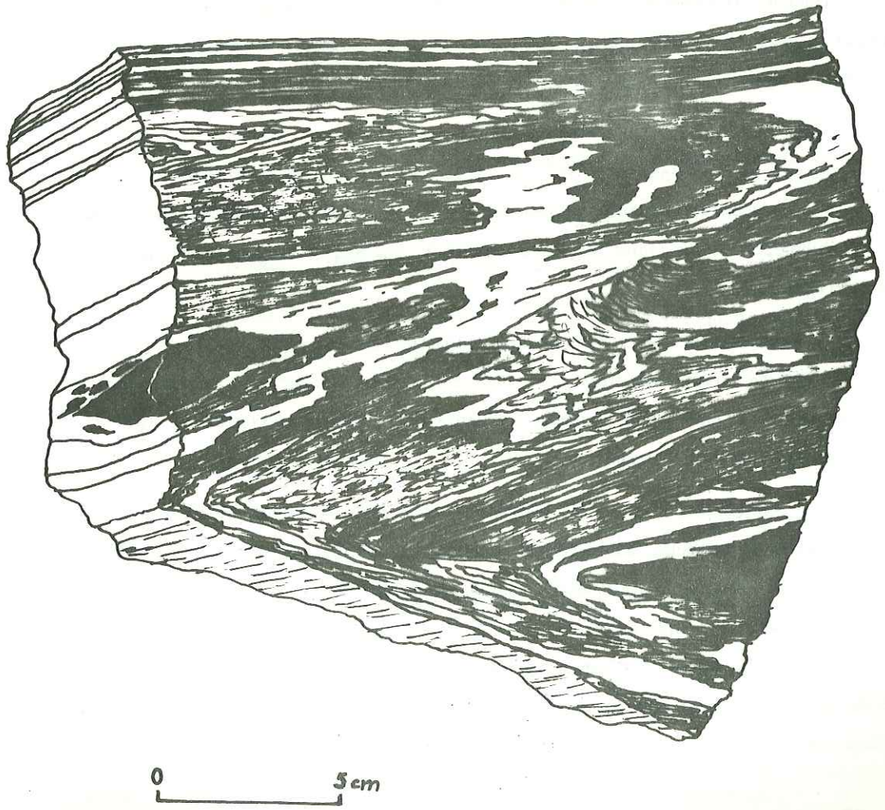


Figure 46 : Allure faussement nébulitique des gneiss amphiboliques du Gros Treu.
Noter la foliation bien rectiligne sur le bord de l'échantillon.

Les nombreux plis syn-(ou post-) migmatitiques leur donnent souvent une allure faussement nébulitique (figure 46).

Ainsi que nous l'avons déjà observé dans la formation amphibolique du Lac de la Croix, il existe des leucosomes plus ou moins évolués et des mélanosomes très amphiboliques. Mais les paléosomes constituent la majorité des affleurements. Il s'agit surtout de gneiss veinés ou rubanés, pouvant passer localement à des roches qui perdent en partie leur foliation et prennent une texture plus granitoïde (gneiss granitoïdes ou grenus). Ces derniers paraissent généralement un peu moins amphiboliques.

Microscopiquement, les paléosomes ne seront pas différenciés, car ils ne se distinguent les uns des autres que par la puissance et l'agencement des bandes leucocrates qui les sillonnent. Même les gneiss " grenus " n'ont été individualisés que par le fait qu'ils renferment un leucosome non pas en bandes parallèles mais en amas ou petites taches , qui sont d'ailleurs souvent près ou au coeur de plis flous et qui témoignent de la péné-contemporanéité du plissement et de la migmatisation.

Cependant, il existe comme dans la formation du Lac de la Croix, des faciès non amphiboliques assez rares qui semblent se localiser près des bordures est et ouest de la bande du Gros Treu.

a) Paléosomes amphiboliques

Ces roches amphiboliques peuvent être un peu plus riches soit en plagioclase soit en amphibole. Dans les faciès les moins mobilisés, ces deux minéraux sont à peu près en quantités égales .

Pour identifier les roches où la mobilisation est peu prononcée, on peut se fier à la quantité de quartz interstitiel qui y susbsiste. Celles qui sont plus migmatisées perdent quasiment tout leur quartz qui s'individualise en " filonnets " concordants situés de préférence dans les parties leucocrates.

- Amphibole. Il s'agit de hornblende verte toujours abondante (30 à 60 %) et disséminée dans toute la roche. Elle s'altère en partie en chlorite, zoïsite, sphène, ce dernier s'infiltrant dans les cassures de l'amphibole. Cette altération devient beaucoup plus poussée dans les paléosomes encore très quartzeux et en bordures des leucosomes, jusqu'à ce que l'amphibole ne soit plus parfois qu'à l'état de fantômes. Quelquefois, elle renferme de petites gouttes de quartz. Elle peut être également poecilitique : très nombreuses inclusions de plagioclase altéré .

- Plagioclase. Les nombreuses mesures faites sur les macles semblent confirmer qu'il en existe au moins deux variétés. L'une est toujours altérée en fines paillettes

de mica blanc, souvent alignées suivant les anciens clivages, et en zoïsite, parfois en grandes plages envahissantes mais généralement en petites baguettes qui peuvent être en gerbes rayonnantes. L'autre forme des nuages dans la première ou constitue quèlques grains peu ou pas altérés et bien moins souvent maclés.

Le plagioclase altéré est de l'andésine (An 30 à An 40), l'autre est plus albitique sans être pour autant de l'albite (B^{+}_{-}).

La première variété est toujours en grains plus ou moins arrondis, ce qui pourrait témoigner d'une origine détritique, et sa recristallisation en une forme plus albitique n'est que partielle.

- Quartz. Ce sont les proportions variables de ce minéral qui permettent, seules, de séparer les paléosomes amphiboliques de l'unité du Gros Treu en plusieurs catégories. Les faciès les moins affectés par la migmatisation sont plus riches en quartz interstitiel, disséminé dans toute la roche. Dans les autres faciès, le quartz se rassemble en bandes parallèles à la foliation, bandes qui ont tendance à " migrer " vers les zones leucocrates jusqu'à ce que certains faciès soient quasiment privés de ce minéral. L'extinction est ondulante.

- Biotite. Toujours présente mais seulement à l'état de résidus parfois très rares, elle est transformée en chlorite avec épidote-sphène-leucoxène dans ses clivages.

- Chlorite. Bleu-violet ou marron-bronze en L.P., elle peut prendre une grande importance dans les zones où les altérations sont très poussées, notamment en bordure des bandes leucocrates.

- Epidotes : zoïsite et quelques grains de pistachite.

- Sphène . Il est altéré en leucoxène dans les zones quartzeuses. Assez fréquent, il s'insinue dans les cassures des amphiboles.

- Apatite. Elle est toujours présente et la plupart du temps très fréquente.

- La calcite est rare.

- Un minéral noir en L.R. (magnétite ?), associé au leucoxène, s'observe dans les parties peu ou non quartzeuses. A signaler enfin de l'hématite et de la pyrite.

Dans ces roches, des microfilonnets recoupant la foliation sont formés de zoïsite, quartz et chlorite.

b) Paléosomes non amphiboliques

Comme dans la formation du lac de la Croix, on peut voir des faciès très chloriteux (Est du Grand Beau Rocher) où l'amphibole a disparu en partie ou en totalité, mais qui en tout cas devait être, à l'origine, peu fréquente comme dans les rares passées biotitiques.

- Le plagioclase (andésine An35), minéral le plus abondant, est le plus souvent très altéré en damourite, zoïsite et calcite. D'autres plages, non transformées, sont parfois associées à de la chlorite et à de fines aiguilles d'actinote.

- La biotite, assez abondante, est toujours en partie chloritisée.

- La chlorite, bleue en L.P., est associée à du leucoxène-sphène-épidote.

- L'amphibole est une hornblende verte qui est abondante dans certains lits des faciès chloriteux et qui peut être fréquente dans les faciès biotitiques. Elle est pseudomorphosée en épidote-sphène-calcite-chlorite et renferme quelques gouttes de quartz. Les zones les plus calcitiques ne sont généralement plus amphiboliques.

- Le quartz, comme dans les roches très amphiboliques, témoigne de la plus ou moins grande importante de la migmatisation, laquelle est également bien visible dans ces faciès non ou peu amphiboliques. Assez rarement disséminé dans la roche, il tend à se séparer en bandes.

- Les épidotes sont surtout zoïsite et pistachite, plus rarement allanite.

- L'apatite est assez abondante.

- Le sphène, parfois en beaux grains non altérés, est en quantité variable.

- Comme minéraux opaques, on a surtout leucoxène et magnétite (?), ainsi que de l'hématite, de la pyrite et peut-être de l'ilménite.

Ainsi la minéralogie de ces faciès ne se différencie pas fondamentalement de celle des roches amphiboliques. Macroscopiquement, leurs textures sont également les mêmes (veinée, rubanée) et ils sont associés, dans le cas de faciès biotitiques, à quelques lentilles de mélanosome très biotitique, peu ou pas amphibolique.

En conclusion, nous avons donc là tous les mêmes types de paléosome que ceux observés dans la formation plus orientale du lac de la Croix.

II.4.2. Les mélanosomes

Nous venons de voir que les quelques passées biotitiques possèdent des mélanosomes très biotitiques. Cependant, le faciès le plus fréquent est très amphibolique. Il peut, comme au lac de la Croix ou dans le complexe de Saint Colomban des Villards, devenir très important (plurimétrique) et alors toujours contigü à une zone leucosomique de même dimension (figure 47).

Microscopie

- Ce type de roche est formé presque exclusivement de hornblende verte.

- La chlorite très peu fréquente et disposée entre les cristaux d'amphibole, est associée à du leucoxène ; elle pourrait dériver d'une ancienne biotite.

- Le plagioclase forme d'abord quelques rares " grains " très altérés en séricite et épidote. Mais une autre espèce, indemne de toute altération, correspond probablement à une néoformation d'albite.

- Le quartz, rare, constitué de petites plages, souvent monocristallines, soit coincées entre les amphiboles, soit parfois s'y insinuant ou en inclusions en forme de gouttes. Son extension est très floue, onduleuse.

- Les autres minéraux sont de l'épidote et du sphène rares, du leucoxène mais aussi quelques aiguilles d'actinote notamment dans le quartz et l'albite.

Ce faciès, caractérisé par l'abondance de la hornblende verte et par la présence de quelques petites plages de quartz et de plagioclase qui, coincées entre les cristaux d'amphibole, ont été emprisonnées par celle-ci et n'ont pas pu s'échapper avec le mobilisat quartzofeldspathique, correspond à une restite (voir la figure 78 p.133).

II.4.3. Les leucosomes

Le bloc trouvé en éboulis sous le Gros Treu (figure 45) montre plusieurs sortes de fractions quartzofeldspathiques et nous pouvons en établir la suite chronologique suivante (de la plus ancienne à la plus récente*).

1 - F.Q-F à taches d'amphibole

2 - F.Q-F " microgrenue " **

3 - F.Q-F " grenue " ** à biotite

4 - filonnets de quartz

---

* Cette suite, basée sur le caractère soit recoupé, soit recoupant des différents matériaux, peut éventuellement signifier simplement que le faciès recoupant était plus mobile que celui qu'il recoupe. Dans ce cas, l'âge des deux roches est identique et leur genèse pratiquement contemporaine.

** Cette dénomination en " grenue " et " microgrenue " ne traduit pas une différence dans la taille des grains qui est à peu près identique dans ces deux faciès, mais un aspect macroscopique : l'une est plus riche en chlorite et biotite qui moulent ces " grains " et donnent l'aspect grenu, l'autre, à ferromagnésiens quasiment inexistants, semble plus uniforme et donc à grain plus fin.

a) Fraction quartzo-feldspathique à taches d'amphibole

Formée de quartz, plagioclase et de séricite d'altération de celui-ci, avec plus rarement de la hornblende verte, de la chlorite, de la pistachite, du sphène-leucoxène et de l'hématite.

Le quartz est interstitiel entre les plages de plagioclase. Celui-ci est très altéré en séricite et épidote (zoïsite).

Le leucoxène est rare, associé à de la chlorite, elle-même très peu fréquente. Les taches noires sont soit des petits agrégats d'amphibole, soit des amphiboles de taille supérieure à celle du paléosome adjacent. Il s'agit là d'un faciès de leucosome à quelques schlieren de paléosome. Il ne forme que rarement des bandes bien individualisées mais donne plutôt des amas diffus.

b) Fraction quartzo-feldspathique " microgrenue "

Elle est formée de quartz et plagioclase avec quelques rares restes d'amphibole totalement ou partiellement altérés sur les bords, en un mélange intime de chlorite + épidote fibreux. La chlorite est bleue en L.P.

Le plagioclase est généralement totalement altéré en mica blanc et zoïsite, mais de rares plages très peu altérées existent, parfois bordées d'épidote.

Le quartz, très abondant, a une structure engrenée en puzzle, c'est à dire plus ou moins dentelée. Son extinction est ondulante.

On observe enfin quelques grains de pistachite et un peu d'hématite.

c) Fraction quartzo-feldspathique " grenue " à biotite

Elle est, également, essentiellement formée de quartz et de plagioclase.

Le quartz moule les plages de plagioclase qui est plus ou moins altéré en mica blanc et épidote.

La chlorite est plus fréquente que dans le faciès précédent, délimitant les plagioclases, ce qui donne l'aspect macroscopique grenu. Elle est bleue et bronze en L.P., accompagnée de leucoxène-sphène-épidote dans ses clivages et associée à quelques restes de biotite ou à des belles plages de zoïsite (anciennes amphiboles).

On peut voir des amphiboles accidentelles, non totalement transformées, quelques grains de pistachite et peut-être de l'allanite très rare.

Discussion sur l'agencement et l'origine de ces différentes fractions quartzofeldspathiques

Rappelons les caractères qui sont propres à chacune d'elles :

- le faciès à taches amphiboliques est formé de quelques minéraux caractéristiques des paléosomes amphiboliques, et surtout d'amphibole qui lui confère cet aspect tacheté. Il est mobilisé mais peu mobile (formation de ce leucosome in situ) ;

- lorsqu'il est " microgrenu " *, l'amphibole disparaît ainsi que d'autres minéraux propres aux paléosomes amphiboliques; il ne reste que le quartz et le plagioclase. Il forme soit des amas au coeur de plis soit, le plus souvent, des bandes parallèles à la foliation, de différentes épaisseurs, séparées la plupart du temps du paléosome gneissique par de minces bandes sombres très amphiboliques. Fréquemment, les affleurements ont ainsi un aspect veiné ou rubané.

- le faciès " grenu " * est plus chloriteux, la chlorite provenant probablement de la transformation de la biotite. Il semble surtout se disposer le long de fractures qui recoupent la roche migmatisée et les deux fractions quartzofeldspathiques précédemment citées. Notons que ni feldspath potassique, ni muscovite n'y ont été vus.

Ainsi le faciès à taches amphiboliques résulte d'une première individualisation de leucosome in-situ qui s'appauvrit notamment en amphibole. Ce leucosome peut devenir plus mobile abandonnant le reste de ses amphiboles (qui forment alors une partie des restites très amphiboliques), et donne alors la fraction très leucocrate dite " microgrenue " qui recoupe la précédente.

La troisième fraction est, elle, bien postérieure au deux autres et même postérieure à une phase tectonique qui affecte les roches migmatisées après qu'elles se soient plus ou moins refroidies. A la différence des deux précédentes, cette troisième fraction était originellement plus biotitique. On pourrait certes envisager qu'il s'agisse de filons liés au granite des Sept Laux, mais on note que les filons qui émanent surement de ce granite sont souvent plus alumino-potassiques et renferment en particulier du feldspath potassique et de la muscovite, minéraux absents de cette " troisième fraction ". Cependant, certains filons leucocrates, souvent parallèles à la foliation, mais parfois franchement recoupants, d'épaisseur très régulière et à contact net, sont sans aucun doute génétiquement liés au granite des Sept Laux (exemple au Sud-Est de Roche Claret). Le grain y est assez gros (1mm à 1 cm), la texture grenue hétérogranulaire avec quelques figures cataclastiques intra-magmatiques ("protoclase "): les grains de plagioclase sont cassés, éclatés et les interstices envahis par du quartz. Les minéraux autres que le plagioclase altéré et le quartz sont rares :

---

*voir note infrapaginale page 97

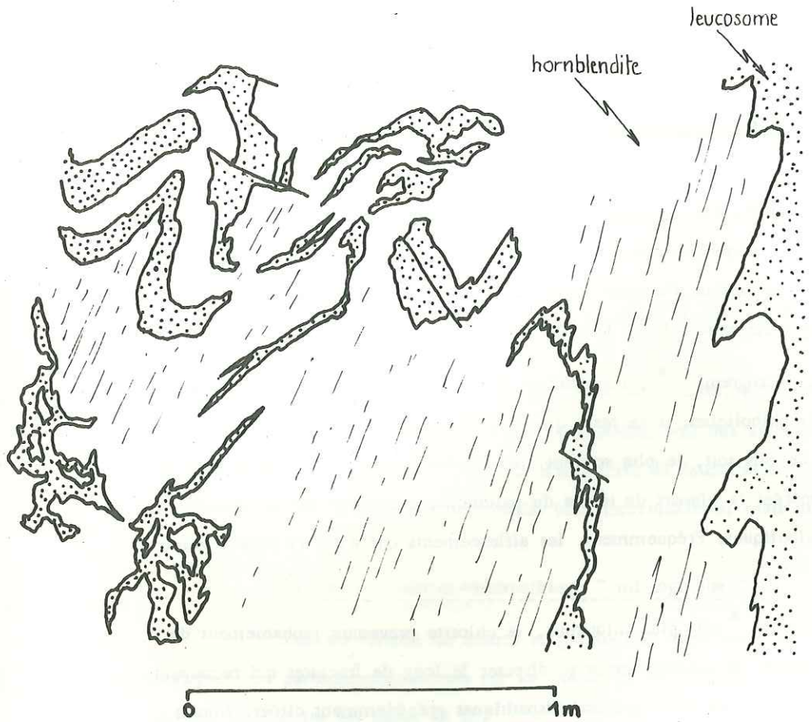


Figure 47 : Ségrégations d'échelle métrique de leucosome et restite hornblenditique dans l'unité du Gros Treu.
Noter les plis.

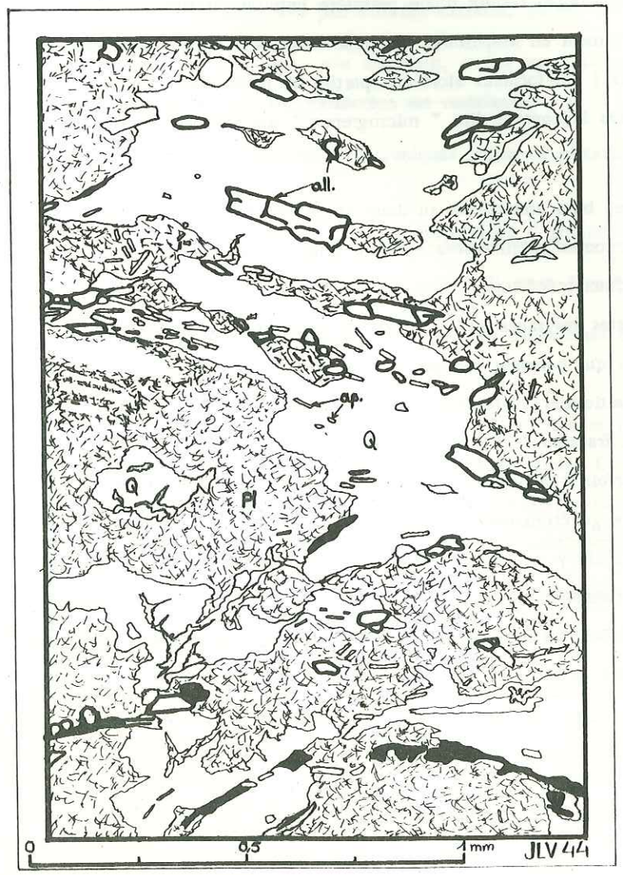


Figure 48 : Apatite et allanite dans un leucosome de l'unité du Gros Treu.

. biotite, chloritisée en partie, contenant du rutile maclé sagénite;
. chlorite violette en L.P., accompagnée de leucoxène-épidote;
. hématite plus ou moins automorphe;
. muscovite en quelques plages plus fréquentes que la biotite.

L'encaissant de ces filons est altéré à leur contact sur une largeur centimétrique, cette altération se traduisant par une couleur verte plus claire : l'amphibole y a totalement disparu, et a été transformée en chlorite bleue ou bronze en L.P., leucoxène, calcite et zoïsite.

Les mobilisats prennent parfois une grande importance (métrique). Il s'agit du type " microgrenu " * où l'on peut trouver aussi de l'allanite en rares petits glomérules, ainsi que quelques taches de forme soit arrondie soit plus ou moins rectangulaire non altérées dans les plagioclases damouritisés, de " vieilles " hornblendes presque totalement transformées en chlorite mais aussi en amphibole fibreuse unicolore en L.N. = actinote. Cette dernière est l'amphibole principale dans les zones de contact entre cette fraction quartzo-feldspathique et la restite très amphibolique, zone où l'on trouve aussi de la chlorite et surtout de l'apatite inexistante dans le leucosome et assez rare dans la restite.

Remarquons que cette apatite, généralement inexistante dans les leucosomes, peut tout de même y prendre une grande importance sous forme de petites baguettes automorphes, associées à de nombreux petits grains d'allanite (figure 48). Ceci n'a été rencontré que dans une bande centimétrique leucocrate d'un gneiss rubané biotitique du Sud-Est du Gros Treu, les autres lits de ce même échantillon contenant que peu ou pas du tout ces deux minéraux.

II.4.4. Conclusions

L'unité très amphibolique du Gros Treu présente les mêmes caractéristiques que celles de la formation du Lac de la Croix, à savoir une grande dominante amphibolique, des textures migmatitiques, de rares niveaux biotitiques et surtout chloriteux localisés sur les bordures de ces deux séries, la présence de vastes affleurements leucosomiques et hornblenditiques restitiques plûtôt localisés dans la partie médiane, une minéralogie identique. Enfin, le faciès probablement d'origine filonienne d'amphibolite " à taches blanches " (cf. paragraphe II.2.4.1.) existe également dans les éboulis sous-jacents au Gros Treu et au Pic des Eustaches.

---

* Voir note infrapaginale page 97.

II.5 - GEOCHIMIE DU COMPLEXE DE L'ARGENTIERE-PUY GRIS

II.5.1. Avant-Propos

Nous avons différencié sur les diagrammes des figures 49 à 54 ,les échantillons correspondant aux deux bandes amphiboliques du lac de la Croix et du Gros Treu d'une part, et ceux des séries gneissiques à amphibole du Piniollet et de Grand'Maison d'autre part.

Une étude plus détaillée devait être effectuée sur cette dernière, qui affleure de manière continue le long de la nouvelle route menant au Col du Glandon au-dessus du barrage et de la retenue de Grand'Maison, mais des ennuis techniques au laboratoire ne nous ont pas permis d'obtenir les résultats avant la fin de ce travail. Ainsi, certaines conclusions seront à présenter aves toutes les précautions d'usage, l'analogie géochimique entre les gneiss du Piniollet et ceux de Grand'Maison n'est, en particulier, pas encore prouvée.

Le seul échantillon représentatif de la série de Grand'Maison a été prélevé en bordure immédiate de la bande amphibolique du Gros Treu, sous les Rochers Rissiou et présente la particularité de contenir de la muscovite comme les roches des groupes du Rissiou-Rocher Blanc et du Rivier.

Une analyse a été faite sur un échantillonnage composite effectué au hasard dans l'éboulis de roches amphiboliques du Gros Treu (au Nord de la D 926, au point coté 1547 entre le défilé de Maupas et la Grand'Maison); cet échantillonnage a porté sur les faciès amphiboliques et les mobilisats leucocrates, mais en aucun cas sur les filons granitiques tardifs.

Enfin, deux roches franchement basiques ont été également figurées diagrammes :

- l'amphibolite à " taches blanches " du Sud des Aiguilles de l'Argentière, qui est un ancien dyke basique anté-migmatitique probable;
- l'amphibolite à grenat du Sud du Rocher Rond (sous le Roc de Pellegrin), d'origine volcanique possible (sill ou coulée).

II.5.2. Etude géochimique

a) Gneiss amphiboliques du lac de la Croix

Sur les diagrammes Al+Fe+Ti/3-K - Al+Fe+Ti/3-Na et Al/3-K - Al/3-Na, ces roches sont dans une position intermédiaire entre le domaine des grauwackes et celui des roches ignées. C'est également ce qui transparaît sur les diagrammes Al+Fe+Ti - Ca+Mg et A_1/A_2 (figures 53 , 54). Sur ce dernier, nous voyons que ces points n'ont pas subi une influence très basique, ils se groupent pour la plupart autour de la zone ignée andésite-dacite-rhyodacite.

LEGENDE DES FIGURES UTILISES :

- ● Gneiss amphiboliques et amphibolites du lac de la Croix.
- ⊙ Amphibolite à taches blanches
- △ Amphibolites et gneiss amphiboliques du Gros Treu.
- ▲ Echantillon composite des gneiss amphiboliques du Gros Treu.
- ⊙ Gneiss du Piniollet.
- ★ Amphibolite à grenat de la série du Piniollet.
- ⊡ Gneiss de Grand'Maison.

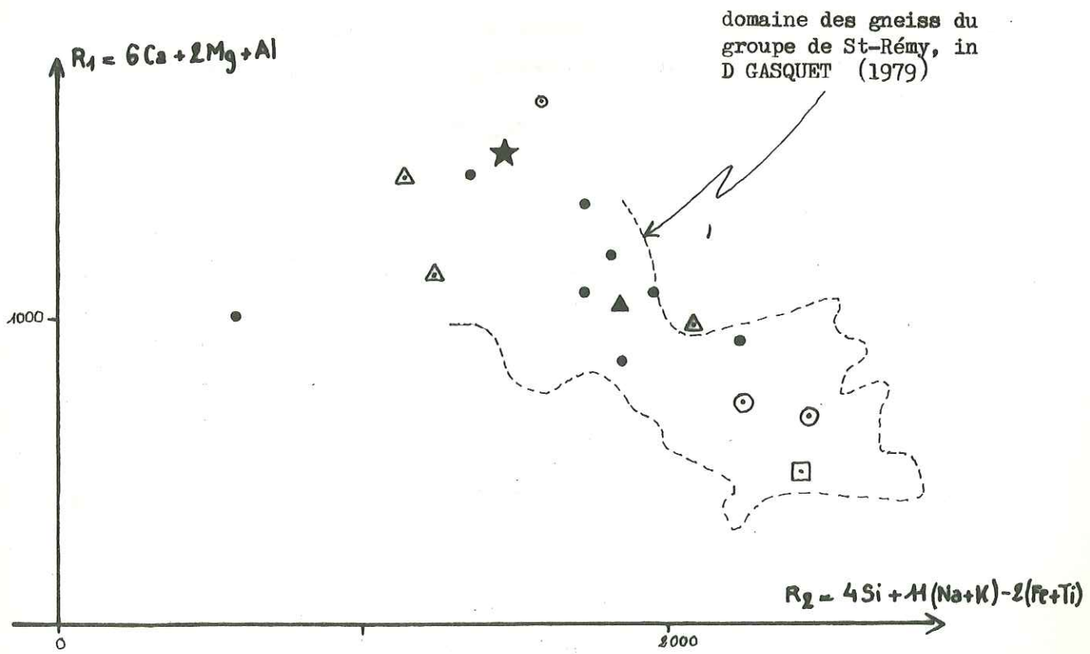


Figure 49 : Le complexe gneisso-amphibolique de l'Argentière-Puy Gris dans le diagramme $R_1 = f(R_2)$ de H. de La Roche et al. (1973)

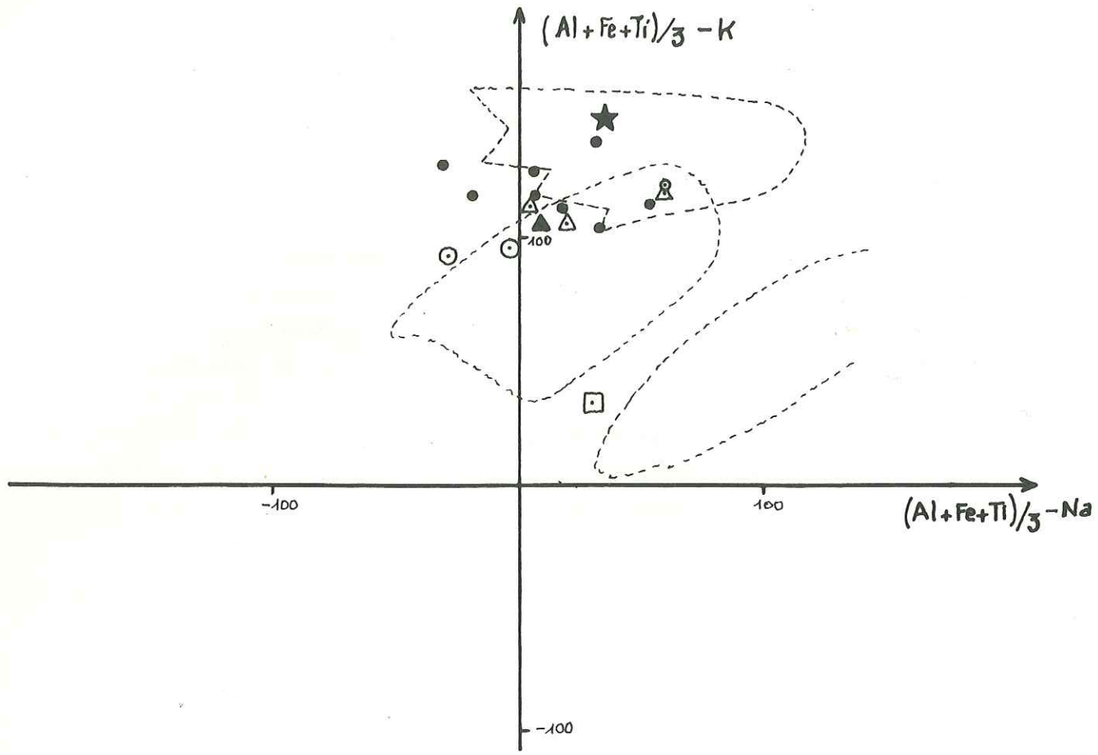


Figure 50 : Le complexe de l'Argentière-Puy Gris dans le diagramme Al+Fe+Ti/3 -K - Al+Fe+Ti/3 -Na de H. de La Roche (1968).

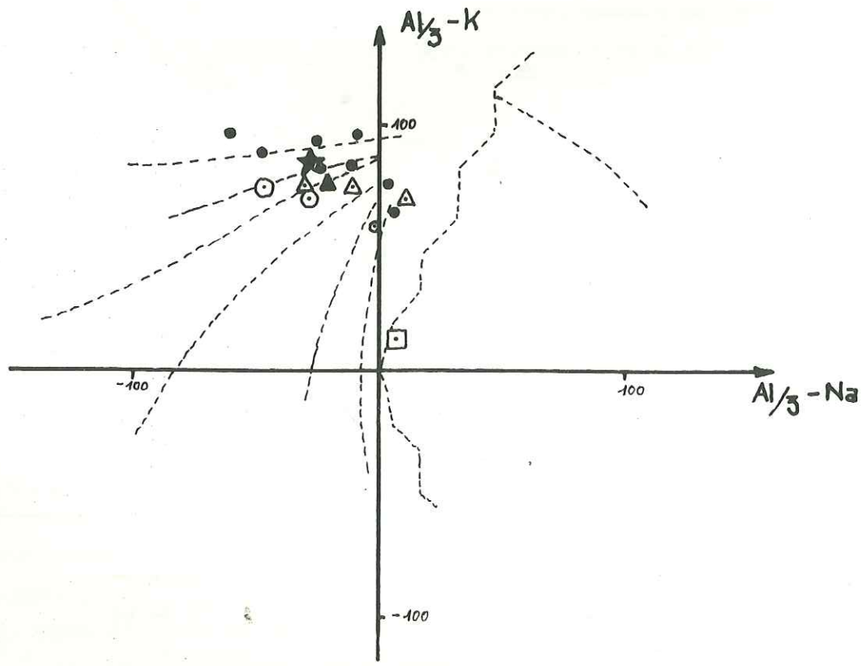


Figure 51 : Le complexe de l'Argentière-Puy Gris dans le diagramme Al/3 -K - Al/3 -Na de H. de La Roche (1968).

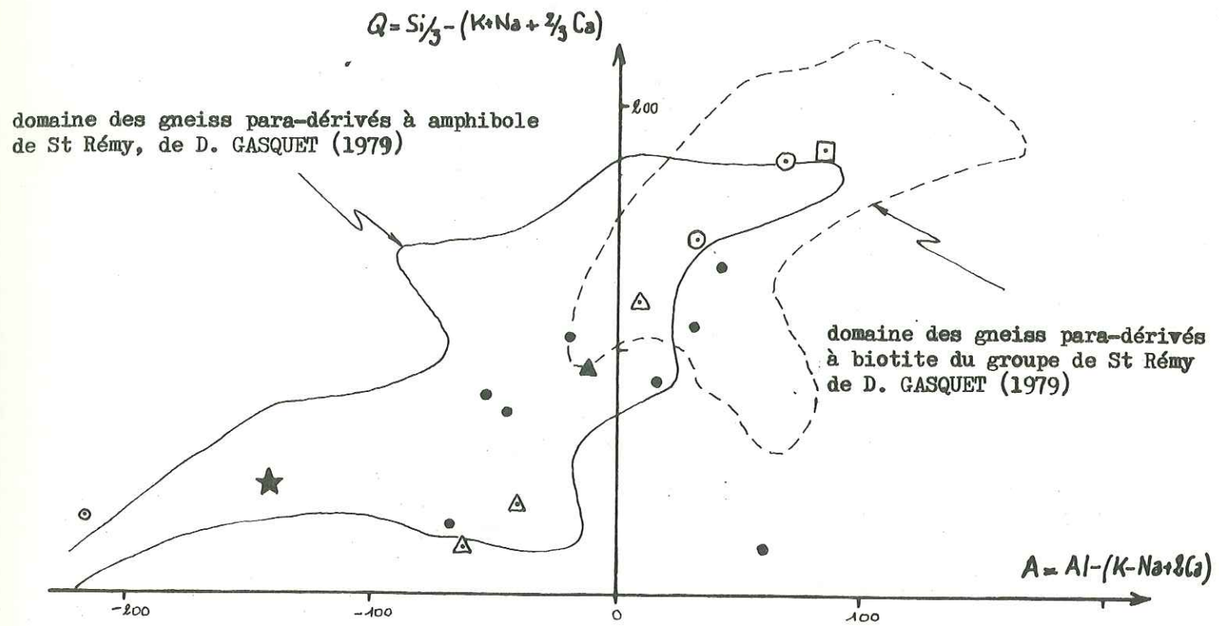


Figure 52 : Le complexe gneisso-amphibolique de l'Argentière-Puy Gris dans le diagramme Q = f(A) de H. de La Roche et al. (1974)

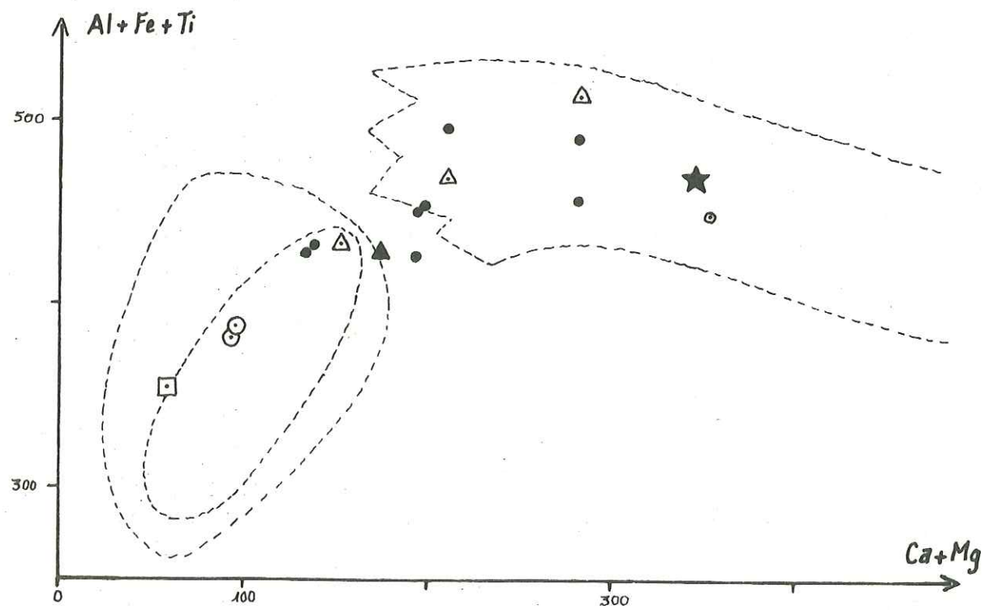
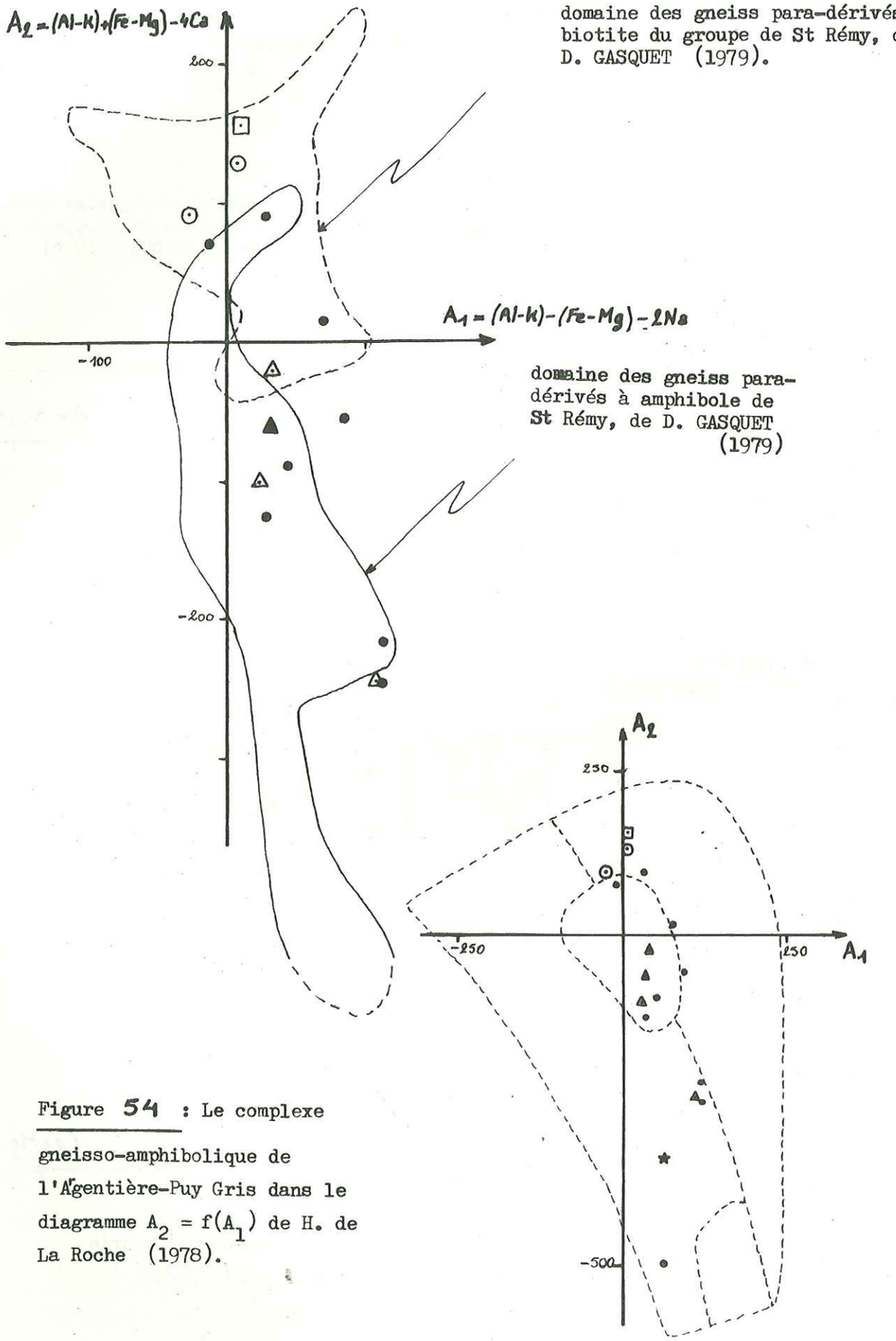


Figure 53 : Le complexe gneisso-amphibolique de l'Argentière-Puy Gris dans le diagramme Al+Fe+Ti - Ca+Mg de H. de La Roche (1968).



domaine des gneiss para-dérivés à biotite du groupe de St Rémy, de D. GASQUET (1979).

domaine des gneiss para-dérivés à amphibole de St Rémy, de D. GASQUET (1979)

Figure 54 : Le complexe gneisso-amphibolique de l'Agentière-Puy Gris dans le diagramme $A_2 = f(A_1)$ de H. de La Roche (1978).

Cette formation serait donc formée d'anciennes grauwackes avec apports d'éléments basiques dus à des éruptions et/ou coulées basaltiques et des éléments plus acides.

Sur les diagrammes Al+Fe+Ti/3-K - Al+Fe+Ti/3-Na et Al/3-K - Al/3-Na s'individualise un point qui diverge vers le pôle albite. C'est ce même point que l'on retrouve sur R_1/R_2 et Q/A (figures 49 , 52), très pauvres en silice (50 % au lieu de 55 à 60 % pour les autres gneiss amphiboliques) ; ce faciès est caractérisé par des amphiboles totalement transformées en chlorite-calcite-sphène-épidote, et une grande richesse en plagioclase.

⊙ Enfin, l'amphibolite à " taches blanches " et celle à grenat du Piniollet sont d'anciens basaltes.

△ b) Gneiss amphiboliques du Gros Treu

Sur tous les diagrammes, les gneiss amphiboliques du Gros Treu se placent parfaitement dans les domaines de ceux du lac de la Croix, ce qui tend à confirmer leur analogie.

L'échantillon composite représente toujours une moyenne de toutes ces analyses.

⊙ c) Gneiss du Piniollet

Les analyses de ce groupe entrent dans le domaine des grauwackes sur Al+Fe+Ti-Ca+Mg et Al+Fe+Ti/3-K - Al/Fe+Ti/3-Na et Al/3-K - Al/3-Na (figures 53,50, 51), mais sur le diagramme A_1/A_2, l'influence acide ressort plus nettement que dans les séries très amphiboliques.

⊡ d) Gneiss de Grand'Maison

Une seule analyse est malheureusement à notre disposition. Elle porte sur un faciès à muscovite occidental dont le point représentatif tombe dans les domaines sédimentaires des diagrammes Al/Fe+Ti/3-K - Al/Fe+Ti/3-Na et Al/3-K - Al/3-Na et A_1/A_2 (figures 50 , 51 , 54). Ce type de roche correspond donc probablement à d'anciens shales plus ou moins gréseux ou quartzitiques (cf. figure 51).

II.5.3. Comparaison avec le complexe de Saint-Rémy (D.GASQUET 1979)

Nous avons reporté sur les diagrammes R_1/R_2, Q/A et A_1/A_2 les nuages définis par D.GASQUET (1979) à partir des analyses du groupe gneisso-amphibolique de Saint-Remy dont les faciès évoluent d'un pôle basique (gneiss para-dérivés à amphibole) vers un pôle acide (gneiss para et ortho-dérivés à biotite). Pour D.GASQUET, le groupe de Saint-Rémy a une origine volcano-sédimentaire (grauwackes) avec trois tendances principales : " charge basique " tendances sédimentaires grésopélitique et pélitique.

Les analyses faites sur les roches de la formation de l'Argentière-Puy Gris, se situent parfaitement entre les limites des domaines du groupe de Saint-Rémy : la " charge volcanique basique "étant représentée par d'anciens dykes et coulées, les tendances sédimentaires par les gneiss à muscovite. On peut ajouter que, comme nous le verrons, ces derniers forment une transition avec les faciès gneisso-schisteux à muscovite de la série du Rissiou-Rocher Blanc.

II.5.4. Conclusion

L'ensemble gneisso-amphibolique de l'Argentière-Puy Gris correspond à une ancienne série volcano-sédimentaire dans laquelle les tendances volcaniques sont dues à des apports d'éléments basaltiques (éruptions et/ou coulées) et peut-être acides (tufs) associés à une sédimentation gréso-pélitique.

Comme l'a montré D.GASQUET(1979), pour les gneiss du groupe de Saint-Rémy, ceux de la partie orientale du complexe de l'Argentière -Puy Gris présentent un caractère immature, sans véritable tendance pélitique. Par contre, la partie occidentale de ce groupe compte des métapélites qui annoncent les gneiss schisteux à muscovite de la série du Rissiou-Rocher Blanc.

II.6. CONCLUSIONS

La formation de l'Argentière-Puy Gris se décompose en quatre bandes d'orientation grossièrement Nord-Sud , alternativement plus ou moins amphiboliques. Ce sont les deux formations très amphiboliques du Lac de la Croix et du Gros Treu dont les caractères pétrographiques et géochimiques sont tout à fait identiques, et les deux séries gneissiques à passées amphiboliques du Piniollet et de Grand'Maison.

Dans la bande très amphibolique du lac de la Croix, on peut mettre en évidence une zonéographie de la migmatisation : la partie centrale est constituée de roches très migmatisées, parfois même granitoïdes, avec une individualisation nette en bancs puissants du leucosome et du mélanosome, alors que les bordures de cette zone axiale sont essentiellement constituées de gneiss et de migmatites rubanées. Une telle disposition, toutefois bien moins nette, se retrouve dans la bande du Gros Treu.

Ces deux formations très amphiboliques correspondent donc probablement à des antiformes dont le coeur, plus migmatisé, est " stratigraphiquement " inférieur, la bande très continue mais moins puissante du Gros Treu constituant un pli plus pincé que celui du lac de la Croix. Coincée entre les deux bandes précédentes la série de Grand'Maison doit logiquement constituer une vaste synforme, cachée plus au Nord par le chevauchement vers

l'Ouest de la formation du lac de la Croix (chevauchement de la Crête du Pin). Du coté oriental, la série de Grand'Maison a des faciès comparables à ceux de la série du Piniollet, ce qui confirmerait bien l'hypothèse d'un pli dans la formation du lac de la Croix qui les sépare. Du coté occidental, il y a apparition de faciès à muscovite, parfois détritiques grossiers aux abords de la bande amphibolique du Gros Treu, ce qui tendrait à prouver un passage latéral de faciès entre une série orientale, biotitique et amphibolique, et une série occidentale, biotitique et muscovitique, celle-ci étant notamment représentée par les gneiss et schistes parfois conglomératiques du Rissiou-Rocher Blanc (voir chapitre III).

Ainsi, une coupe peut être proposée selon un schéma assez simple d'une succession de plis isoclinaux plus ou moins pincés. Notons qu'à l'Est, le synclinal du groupe du Tepey-Sambuis, qui repose sur la série du Piniollet, fait suite à l'anticlinal du lac de la Croix (figure 55).

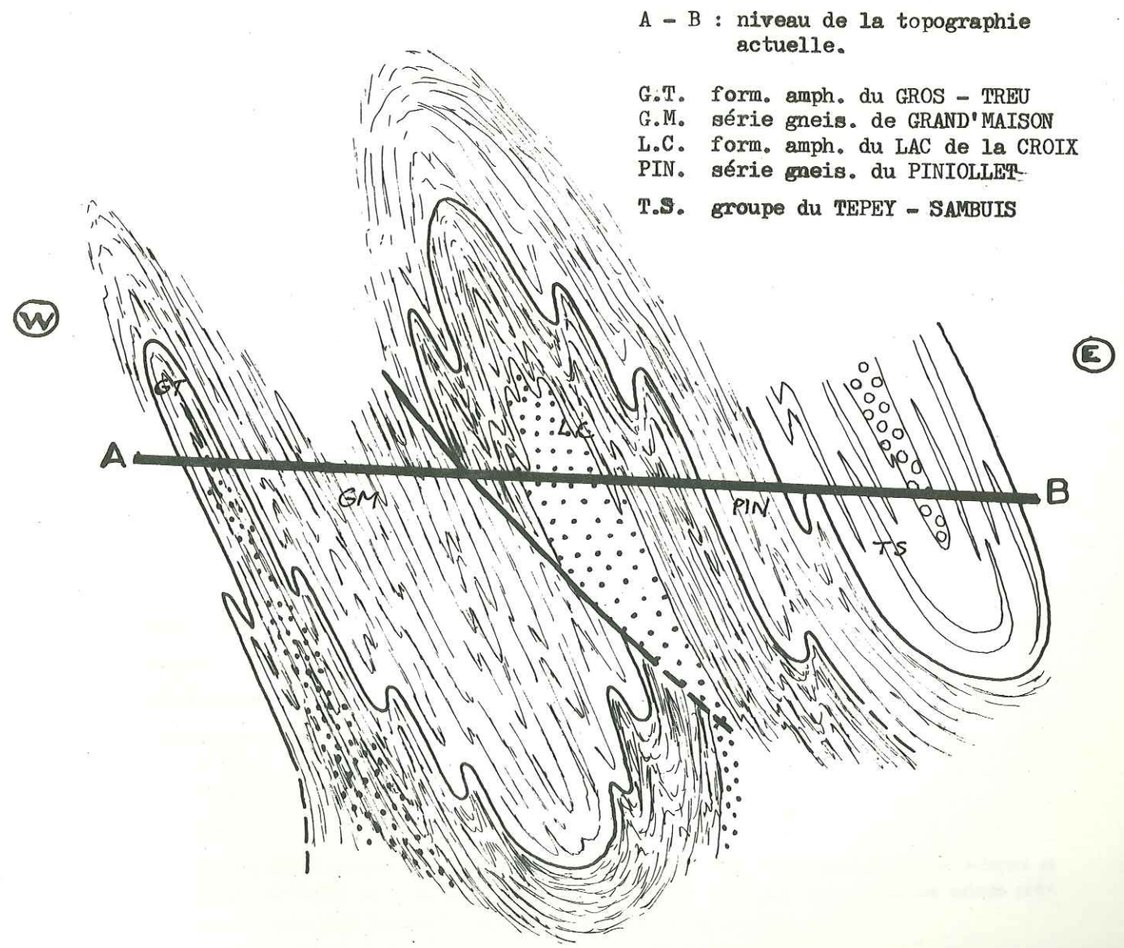


Figure 55 : Coupe très schématique W - E du complexe de l'Argentière-Puy Gris.

CHAPITRE III - LES SERIES GNEISSO-SCHISTEUSES*

DU RISSIOU-ROCHER BLANC ET DU RIVIER

III.1. AVANT-PROPOS

Nous étudierons principalement, ici, la série du Rissiou-Rocher Blanc, que nous comparerons ensuite avec les quelques faciès de la série du Rivier d'Allemond vus le long de la D926 (ancienne N 526) menant d'Allemond au Col du Glandon.

La série du Rissiou-Rocher Blanc est formée de gneiss et de micaschistes et affleure en bordure orientale du granite des Sept Laux. Elle constitue plusieurs des hauts sommets de la région : la Scia (2368m), le Rissiou (2622m), et la Tête de Chalvet (2530m) en rive gauche de l'Eau d'Olle, le Pic de l'Agnelin, le Toit (2832m), la Pyramide (2912m), le Rocher Blanc (deuxième plus haut sommet de Belledonne avec 2927m) et le Rocher Badon (2912m) en rive droite.

Nous avons pu observer au Sud du Rissiou qu'à proximité immédiate du granite des Sept Laux, cette série est massive, gneissique et qu'elle devient plus schisteuse lorsqu'on s'en éloigne à l'Est. Cette différence est moins visible en rive droite de l'eau d'Olle, où les faciès ont une nette tendance métagrauwackeuse avec même quelques passées conglomératiques et de rares lits décimétriques amphiboliques.

Le contact à l'Est avec la bande amphibolique du Gros Treu n'a pu être observé en détail; cependant il semble aussi brusque que celui observé à l'Est de l'unité du Gros Treu.

A l'Ouest, le passage au granite des Sept Laux est très caractéristique et peut-être très bien observé dans la montée du Lac Blanc au col de l'Amiante (Sud du Rocher Blanc). Il se fait sur plusieurs centaines de mètres, d'abord par apparition de nombreux filons granitiques généralement accordés dans la foliation, puis progressivement par développement du matériel granitique englobant de nombreuses enclaves cristallophyllienne.Ce passage a déjà été décrit plus au Nord sur les rives de la Combe Madame par F.KALSBEEK(1962).

Un autre contact mérite d'être signalé. Depuis le Pic Bunard, jusqu'à la croix de M.Raffin (mémorial de la résistance), 200 m à l'Ouest de la cascade du torrent des Sept Laux, affleure un granite porphyroïde, parfois très biotitique qui correspond probablement à une énorme enclave de gneiss en partie digérée. Nous avons particulièrement étudié ce faciès très biotitique et porphyroblastique, lacéré par de nombreux filons granitiques, sous la cascade des Sept Laux (cf. paragr. V.4).

---

*En fait ces séries présentent des alternances plus ou moins bien individualisées et de schistes et de gneiss. Ce terme de " gneisso-schisteuse " ne signifie donc pas, ici, un faciès unique présentant des caractères intermédiaires entre un schiste et un gneiss.

Le caractère commun principal à tous les faciès de la série du Rissiou -Rocher Blanc, est la présence systématique de 2 micas : surtout biotite mais aussi muscovite, cette dernière étant le critère de différenciation le plus important de cette série vis à vis de celles précédemment étudiées.

P.BORDET (carte géologique de Vizille, au 1/50 000,1972) différencie cette bande gneissique en la dénommant " gneiss gris " migmatitiques " ". En fait ces gneiss ne sont pas migmatitiques, leur texture étant gneissique avec quelquefois des veines qui sont essentiellement quartzeuses et non quartzo-feldspathiques comme celles des migmatites décrites dans les séries plus orientales. Le granite des Sept Laux semble cependant avoir eu une légère influence sur ces gneiss et schistes. A son approche, en effet, ceux-ci sont plus compacts, prennent une couleur grise et sont quelque peu enrichis en SiO_2.

Les différents faciès de la série du Rissiou - Rocher Blanc peuvent être regroupés en plusieurs catégories que nous étudierons successivement :

- les gneiss gris et fins, qui correspondent plutôt à des schistes très compacts. Ce faciès est proche du granite des Sept Laux mais tend à disparaître au Nord du Pic Bunard où, tout en restant gris, il devient plus oeillé;

- les faciès gneissiques francs, oeillés, que l'on peut retrouver en quelques passées dans les gneiss fins gris. Le conglomérat du ruisseau de l'Orge en fait partie;

- les roches schisteuses, parfois à tourmaline qui sont plus éloignées de la masse granitique et associées aux gneiss oeillés. Ces schistes sont quelquefois accompagnés de bandes, centimétriques à décimétriques, très quartzeuses et plus claires.

III.2. LES SCHISTES ET GNEISS GRIS, COMPACTS ET A GRAIN FIN

Ces faciès forment des affleurements de roche compacte, à grain fin, très diaclasée et se débitant en gros parallèlépipèdes. Ils se différencient difficilement en patine des roches schisteuses orientales. Sur la route D 926, dans le défilé de Maupas, le granite des Sept Laux est en contact avec ce faciès fin mais, plus au Nord (lac de l'Agnelin, col de l' Amiante), les enclaves dans le granite et les faciès cristallophylliens bordant celui-ci sont plus gneissiques. Toujours gris mais leur foliation est plus marquée et leur texture plus ou moins oeillée ; ainsi, cette coloration grise semble liée à la proximité du granite des Sept Laux.

Macroscopiquement, ces faciès ont une cassure et une patine grises, avec parfois des taches de rouille. Quelquefois des bandes millimétriques rectilignes, quartzeuses et plus claires, soulignent la foliation en même temps que de rares feldspaths un peu plus gros (2 à 3 mm)

forment des petits yeux. Ils sont plus ou moins schisteux mais toujours compacts, la texture très schisteuse étant soulignée par les deux sortes de mica qui prennent une grande importance.

Microscopie

Dans les faciès gneissiques, la biotite est plus chloritisée que dans les faciès schisteux tandis que la muscovite n'y existe pas.

a) Faciès gneissique

- Plagioclase extrêmement altéré en damourite et calcite.
- Quartz abondant.
- Biotite, assez souvent transformée en chlorite.
- Calcite disséminée dans la roche ou en microfilonnets avec la chlorite.
- Apatite.
- Grains ronds de pistachite fréquents.
- Rutile maclé sagénite dans la biotite.

b) Faciès schisteux

- Quartz et plagioclase abondants, ce dernier très altéré en damourite, calcite et zoïsite.
- Biotite abondante, soit très peu chloritisée avec du rutile maclé sagénite et de très nombreux zircons, parfois gros (1/10 de mm), formant de belles auréoles pléochroïques, soit très chloritisée et verte à pléochroïsme plus ou moins accentué.
- Muscovite abondante en grosses plages.
- Apatite parfois grosse.
- Pistachite.
- Rutile.
- Zircon.
- Hématite et minéraux opaques.

Il semble donc qu'il existe une alternance de faciès durs, plus quartzeux, et de faciès schisteux, plus micacés, qui ont subi tous deux une induration lors de l'intrusion granitique des Sept Laux. Cette alternance sera comparée à celle observée dans la série du Rivier.

III.3. LES GNEISS OEILLES

Ils existent dans la " bande grise " étudiée ci-dessus. Cependant leur importance semble croître vers l'Est, comme par exemple sur la route D 926, où nous voyons ces roches associées à des faciès plus schisteux (ruisseau de Bunard).

De rares passées franchement conglomératiques avec des galets polycristallins, quartzeux ou monocristallins feldspathiques leur sont associées (ruisseau de l'Orge).

Microscopie (Figure 57)

- Plagioclase (An29?) toujours altéré en mica blanc.
- Microcline, en cristaux plus gros (2 à 5 mm) formant les yeux de la roche, moulés par les micas. Il est perthitique et présente parfois un moirage caractéristique.
- Quartz abondant, à extinction légèrement ondulante, plutôt localisé dans certains lits boursoufflés par les feldspaths.
- Biotite soit encore saine (brune), soit en partie chloritisée (verte). Certaines roches peuvent même devenir très chloriteuses.
- Muscovite en grandes plages.
- Chlorite d'altération de la biotite avec leucoxène-épidote-opaques dans ses clivages.
- Apatite, fréquente, en grains pouvant atteindre le 1/4 de mm.
- Zircon assez fréquent et parfois assez gros (1/10 de mm), surtout dans la biotite où il forme quelques auréoles pléochroïques (figure 56).
- Quelques grains de pistachite.
- Minéraux opaques : leucoxène et minéraux noirs dans la chlorite, hématite parfois associée à de la pyrite.

III.4. LES SCHISTES ET FACIES ASSOCIES

Il y a tous les intermédiaires entre les gneiss et les schistes francs. Nous en décrirons trois types :

. schistes (ou gneiss) ± oeillés des enclaves cristallophylliennes de bordure du granite des Sept Laux (lac de l'Agnelin et Est du lac Blanc);

. schistes ± oeillés aussi, associés à quelques bandes gneissiques décimétriques ou pluridécimétriques, visibles au bord de la D 926, près du ruisseau Bunard;

. schistes francs, visibles surtout au Sud-Est du Rissiou, parfois à tourmaline, et avec de rares bandes d'échelle décimétrique d'une roche claire, fine et très quartzeuse.

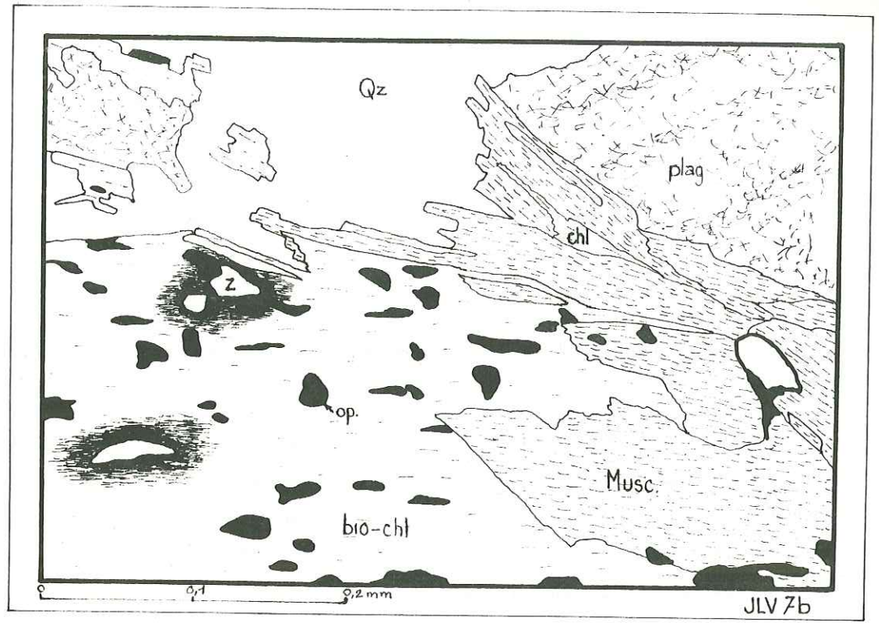


Figure 56 : Zircons avec auréoles pléochroïques dans une plage biotitique d'un gneiss oeillé.

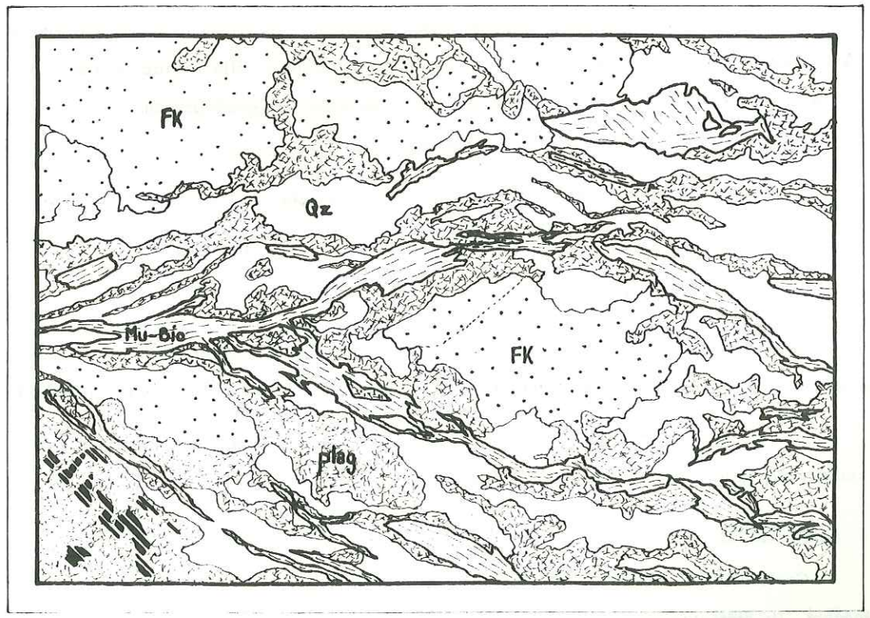


Figure 57 : Gneiss oeillé de la série du Rissiou - Rocher Blanc.

a) Schistes et gneiss ± enclavés dans le granite des Sept Laux

La foliation est fine, soulignée par la biotite, très noire à l'oeil nu. La patine, ocre, parfois très rouillée presque noire, est due à la grande quantité et à la régularité des lits biotitiques. En cassure, la couleur est jaune-gris d'aspect "brulé". Quelques feldspaths plus gros (2 à 3 mm), dans une matrice plus fine (0,5mm), peuvent lui donner une allure oeillée.

Microscopie

- Le plagioclase est très altéré en séricite (et biotite ou épidote ?) et ses macles sont le plus souvent invisibles.

- Le quartz, abondant, est réparti dans toute la roche, mais il forme aussi de courtes bandes parallèles à la foliation où les cristaux sont légèrement dentelés. Son extinction est ondulante et il montre aussi des bandes de déformation, parfois presque parfaites, qui ressemblent à des macles.

Plus ou moins perpendiculairement à celles-ci, s'observent de fines cassures, des sortes de rayures qui ressemblent à des griffures de chat sur une feuille de plexiglass et peuvent se confondre, à faible grossissement, avec les fines perthites que l'on observe dans le microline.

- Le feldspath potassique, rare (quelques grains), est du microcline à double réseau de perthites : les unes très fines disposées probablement selon une face du cristal primitif, les autres plus épaisses, sigmoïdes (figure 13, p.26).

- La biotite est très abondante avec, rarement, du sphène - leucoxène-épidote-opaques et des " trous " éteints en L.P.(sections automorphes d'apatite). Elle montre un début d'altération en chlorite (biotite devenant verte) mais sa couleur en L.N. est généralement d'un brun rouge très intense, témoignant d'une variété très ferrifère.

- La chlorite, assez rare, bleue en L.P., provient de l'altération de la biotite.

- La muscovite, assez fréquente, est associée à la biotite.

- L'apatite est en grains plus ou moins automorphes.

- A coté de la pistachite, on a de fréquentes inclusions de zircon dans la biotite, parfois abondantes (par exemple 10 cristaux sur 2 mm^2) avec des auréoles pléochroïques.

- Les minéraux opaques sont : leucoxène, associé à un minéral noir en L.R., fréquent, et nombreuses petites taches rouges d'hématite.

b) Schistes oeillés du ruisseau Bunard

Ces faciès ne se différencient pas macroscopiquement des autres, en particulier du précédent. Ils présentent aussi la particularité d'être associés à une passée, large de quelques mètres, de conglomérat à galets demi-décimétriques (ruisseau de l'Orge).

C'est surtout sous le microscope que ces schistes sont singuliers (figure 60). En effet, la roche est partagée en lits alternativement de quartz, micas, plagioclase-séricite. Les bandes de quartz et de plagioclase-séricite forment des amygdales allongées ou des yeux entourés par les micas. Une telle structure est d'origine tectonique.

- Le plagioclase n'existe plus, il est totalement transformé en séricite.

- La biotite est assez bien conservée et ne montre que quelques taches de chlorite.

- La muscovite est également abondante, en grandes plages associées à la biotite et marquant la foliation.

- Le quartz est donc systématiquement bien individualisé en amygdales très allongées, mono ou bicristallines en largeur. Ses cristaux, légèrement dentelés, ont une extinction ondulante et des bandes de déformation.

c) Micaschistes à tourmaline du Petit Chalvet

Ce sont les seuls micaschistes francs visibles à l'Est du granite des Sept Laux mais il existe là-encore des faciès plus gneissiques, souvent oeillés, intercalés.

A l'affleurement, ils se différencient des gneiss seulement par un éclat plus brillant de leurs plans de schistosité suivant lesquels ils se débitent. Leur patines sont identiques : jaune-rouille-gris.

Microscopie (figure 58)

- Plagioclase abondant, très altéré en séricite et quelques épidotes.

- Quartz aussi abondant bien que certaines zones en soient en partie dépourvues. Extinction ondulante. Engrené, à bordures parfois dentelées.

- Biotite, plus ou moins transformée suivent les zones :biotite verte avec minéraux opaques-leucoxène-épidote dans ses clivages.

- Muscovite associée à la biotite, en grandes plages, c'est généralement le mica le plus abondant de ces faciès schisteux.

- Chlorite .

- Quelques grains de pistachite.

- Apatite assez rare mais pouvant être grosse (1mm).

- Zircon dont la fréquence est très changeante. Auréoles pléochroïques dans la biotite.

- De la tourmaline zonée, en sections transversales rondes et jaunes en L.N., mais visibles macroscopiquement sous forme de petites baguettes longues de 1 à 2 mm, peut apparaître dans ce faciès.

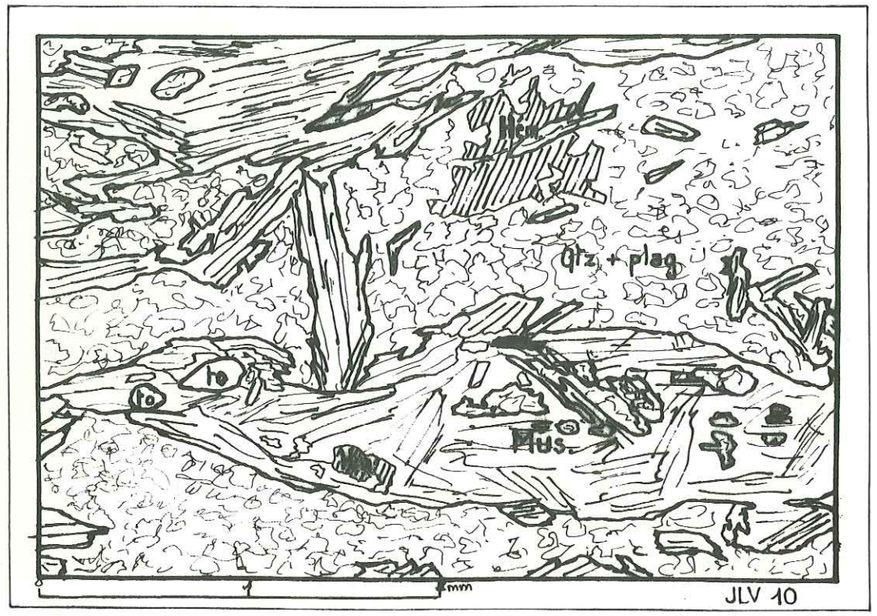


Figure 58 : Micaschistes à tourmaline du Petit Chalvet (série du Rissiou-Rocher Blanc).

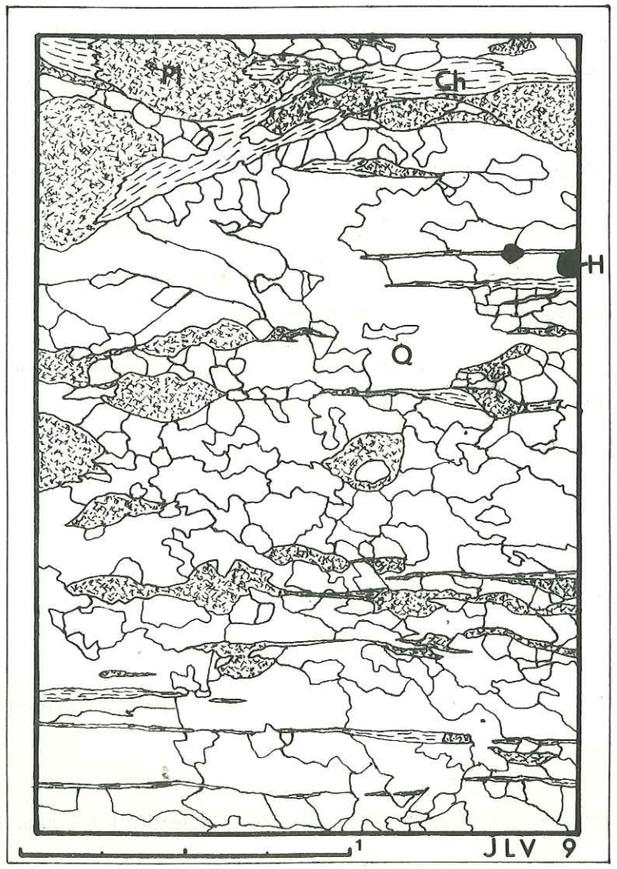


Figure 59 : Passée quartzeuse dans les micaschistes à tourmaline du Petit Chalvet. Noter que certaines plages de quartz englobent des phyllites orientées.

- Minéraux opaques : leucoxène dans la biotite verte et la chlorite, un minéral noir brillant en L.R., de l'hématite et un peu de pyrite.

d) Passées quartzeuses

De rares passées très quartzeuses, d'échelle décimétrique, caractérisées sur le terrain par une plus grande compacité et des teintes plus claires en cassure, s'observent en particulier dans les micaschistes. Le grain est très fin et la texture rubanée est due aux proportions variables du quartz, de la chlorite et du plagioclase altéré.

Microscopie (figure 59)

- Le quartz est le minéral principal. Il forme des "amas" de petites plages engrenées en puzzle au sein desquels s'en développent d'autres très grandes qui englobent des phyllites orientées. L'extinction est ondulante et, parfois, la combinaison de cassures et de bandes de déformation lui confère un faux moirage (quadrillage).

La foliation est marquée par un agrégat des minéraux suivants .

- Plagioclase formant quelquefois des petits yeux isolés dans le quartz et totalement altérés en damourite et épidote.

- Chlorite bleue et marron en L.P. avec des opaques et du leucoxène dans ses clivages.

- Biotite en quelques résidus avec la chlorite.

- Quelques plages de muscovite.

- Minéraux accessoires en petits grains : apatite, pistachite et hématite.

Cette texture très oeillée, à forte croissance de certains cristaux de quartz, témoigne d'une recristallisation de ce dernier contemporaine d'une intense phase tectonique. Cependant, l'individualisation de ces bandes très quartzeuses a, sans doute, une origine sédimentaire.

III.5. COMPARAISON AVEC LA SERIE DU RIVIER

P.BORDET, sur la carte géologique de Vizille (1972), signale de la staurotide dans la formation qu'il dénomme " gneiss gris migmatitiques " et qui borde le granite des Sept Laux. Personnellement, je n'ai jamais rencontré ce minéral, ni macroscopiquement ni dans les nombreuses lames minces faites pour sa recherche.

La staurotide est également signalée dans la série du Rivier, du côté occidental de la faille bordière de Belle Etoile qui borde à l'Ouest le massif granitique des Sept Laux et

et qui passe à proximité immédiatedu pic du même nom, 100 m à l'Est de la Dent du Pra*. Cette faille est soulignée par une importante bande de mylonites large de quelques centaines de mètres.

Cette série du Rivier est constituée de schistes à muscovite et tourmaline et présente, le long de la D 926 (ancienne N 526) au tournant du ruisseau du Cléta et à celui qui lui fait suite à l'Est (Nord-Est du Rivier), une alternance comparable à celle vue dans les faciès gris orientaux (figure 61).

Il s'agit de faciès compacts bien individualisés en bandes décimétriques à pluridécimétriques dans une roche schisteuse très riche en muscovite, parfois à tourmaline.

a) Faciès compact

Microscopie

Il est constitué par un fin litage (1 mm) correspondant à des proportions relatives en quartz et plagioclase variables.

La taille du grain est de l'ordre de 1/10 de mm.

- Plagioclase abondant, extrêmement altéré en damourite dont les minuscules paillettes s'alignent pour former la foliation.

- Quartz, également abondant , en cristaux disséminés dans la roche et pas concentrés en bandes. Il est en plages dentelées allongées se granulant en petits cristaux hexagonaux.

- Assez rare chlorite.

- Quelques cristaux d'apatite et de pistachite.

- Calcite en nombreux petits cristaux.

- Minéraux opaques .

Le passage aux parties schisteuses est brusque et se fait par apparition de quelques micas sur une largeur d'environ 2 mm.

b) Faciès schisteux

La structure est granolépidoblastique.

- Les micas sont les minéraux les plus abondants, surtout la muscovite en grandes paillettes tordues et cassées par une " schistosité " secondaire (figure 62).

Nous pouvons remarquer que la première schistosité est presque parallèle à la stratification tandis que les cassures secondaires lui sont franchement obliques.

---

* Cette fracture, près de la Dent du Pra, ne doit pas être confondue avec la fracture également Nord-Sud, nommée classiquement " accident de la Pra ". Celui-ci passe beaucoup plus à l'Est dans le Col du Pra (entre le Grand Colon et la Grande Lance de Domène-Grande Lauzière).

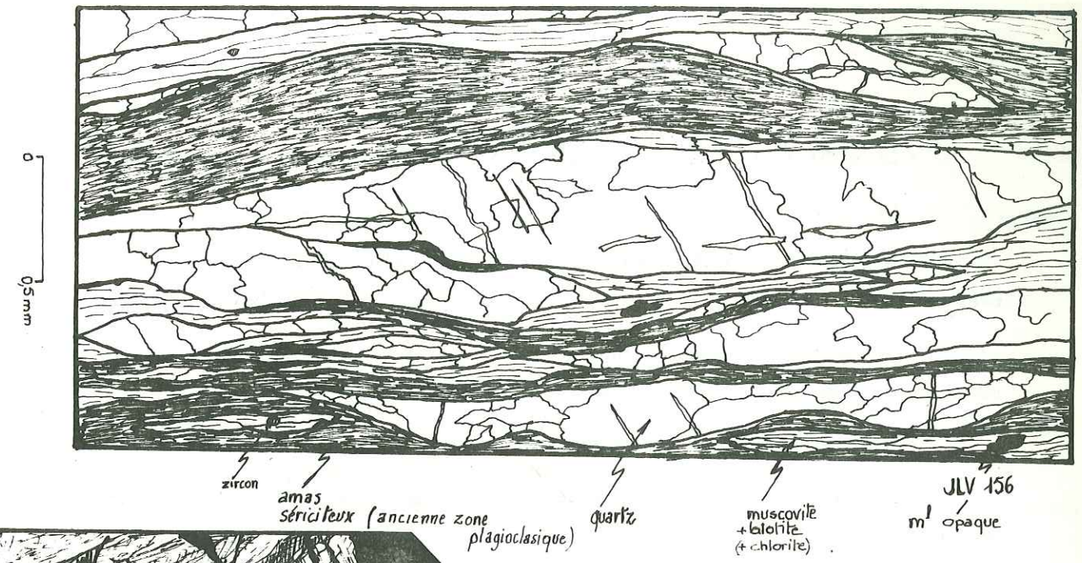


Figure 60 : Schistes oeillés du ruisseau Bunard.

Figure 61 :

Alternance des faciès compacts et des schistes à tourmaline dans la série du Rivier (le long de la D 926, ruisseau à Cléta).

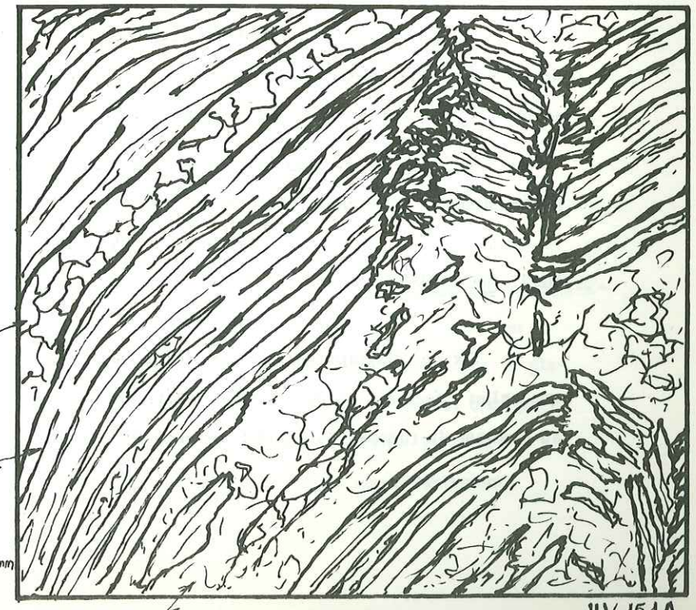


Figure 62 :

Kinks soulignés par la muscovite dans les faciès schisteux du Rivier (dus à l'accident de Belle-Etoile).

- La biotite est très rare, totalement transformée en chlorite, associée à la muscovite.

- La chlorite, très fréquente, est bleue et rarement brune en L.P.

- Le plagioclase, abondant, est partiellement altéré en damourite et calcite mais rarement maclé.

- Le quartz, peu fréquent, est disséminé dans la roche. Il montre une extinction très ondulante et des bandes de déformation.

- La calcite est parfois subautomorphe.

- Les épidotes sont représentées par de la zoïsite et de minuscules grains de pistachite très rares.

- A côté de l'hématite, fréquente, on a des minéraux opaques.

- Enfin, dans certaines zones, il peut exister de la tourmaline bien visible macroscopiquement.

La différence avec le faciès compact est l'apparition en grande quantité des micas, mais on note également une un peu plus grande taille des grains de quartz et de feldspath (de O,O5 à 0,5 mm).

III.6. CONCLUSION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE

Nous venons donc de voir que les alternances de lits quartzeux, fins et compacts, et de lits schisteux dans la série muscovitique du Rivier, à l'Ouest du granite des Sept Laux, peuvent être comparées à celles décrites dans la série du Rissiou-Rocher Blanc.

C'est pourquoi, nous préférons regrouper ces deux séries. La muscovite, caractéristique de celles-ci, existe aussi le long de la R.N. 91 entre Séchilienne et Livet, dans les gneiss, schistes et leptynites associés à des amphibolites ou gneiss amphiboliques.

Nous discuterons plus tard de la place stratigraphique possible de ces séries du Rissiou-Rocher Blanc et du Rivier (cf. chapitre VII).

III.7. GEOCHIMIE

Sur ces diagrammes, ont été réunies les analyses de la série du Rissiou-Rocher Blanc ainsi que celles effectuées sur les alternances bancs durs-bancs schisteux de la série du Rivier, affleurant au tournant du ruisseau du Cléta (au Nord du Rivier).

III.7.1. Caractères géochimiques de la série du Rissiou-Rocher Blanc

Sur les diagrammes Al+Fe+Ti/3 -K - Al+Fe+Ti/3 -Na , Al/3-K-Al/3 -Na et A1/A2 (figures 63, 64 , 68) les points représentatifs des schistes et des gneiss de la série du Rissiou-Rocher Blanc entrent , pour la plupart, dans le domaine sédimentaire de H.de La Roche, avec une tendance grésoquartzitique pélitique.

Un point s'écarte systématiquement des autres sur tous les diagrammes. Il prend une nette tendance albitique sur Al/Fe+Ti/3-K - Al+Fe+Ti/3 - Na, Al/3-K-Al/3-Na (figures 63 , 64) comme certaines analyses de la formation du lac de la Croix ou du groupe du Tepey-Sambuis. Vis à vis des autres roches du Rissiou-Rocher Blanc, ce faciès est riche en MgO (5%) et en Na_2O (6%) tandis qu'il est déficitaire en SiO_2 (57%) et en K_2O (1%) malgré que la muscovite y soit relativement abondante. Il s'agit du micaschiste à deux micas et tourmaline du Petit Chalvet.

Un autre point, correspondant à un faciès compact gris prélevé en bordure immédiate du granite des Sept Laux dans le Défilé de Maupas, se caractérise par une plus grande richesse en SiO_2 (74 % au lieu de 67 % environ pour les autres faciès), ce qui est notamment visible sur les diagrammes Q/A et R_1/ R_2 (figures 65 et 67).

III.7.2. Comparaison avec le groupe de Saint-Remy (D.GASQUET 1979)

Nous avons précédemment vu que les faciès constituant le complexe de l' Argentière-Puy Gris se superposaient aux domaines des gneiss para-dérivés à amphibole et à biotite du groupe de Saint Remy. Il est net, ici, sur les diagrammes Q/A, R_1/R_2 et A_1/A_2 (figures 65, 67 et 68) en particulier, que les analyses de la série du Rissiou-Rocher Blanc constituent les tendances grésopélitique et pélitique des gneiss para-dérivés à biotite, comme certains faciès à muscovite de la bordure occidentale de la série de Grand'Maison.

III.7.3. Caractères géochimiques de la série du Rivier

Au Nord du Rivier, nous pouvons voir des bandes quartzeuses très fines et compactes s'intercaler dans des schistes à muscovite et parfois tourmaline, témoignage probable de la stratification originelle.

Les schistes ont une origine sédimentaire bien affirmée sur les diagrammes Al+Fe+Ti/3-K-Al+Fe+Ti/3-Na , Al/3-K-Al/3-Na et A_1/A_2 (figures 63 , 64 et 68). Ce sont des anciennes pélites. Par contre, sur ces mêmes diagrammes, les faciès fins et quartzeux se placent légèrement en dehors des domaines sédimentaires. Il s'agirait, ici, de passées d'origine soit plus ou moins volcano sédimentaire (subgrauwackes) (diagrammes Al+Fe+Ti/3-Na-Al+Fe+Ti/3-K et Al+Fe+Ti-Ca+Mg : (figures 63 et 66), soit, plus vraisemblablement,

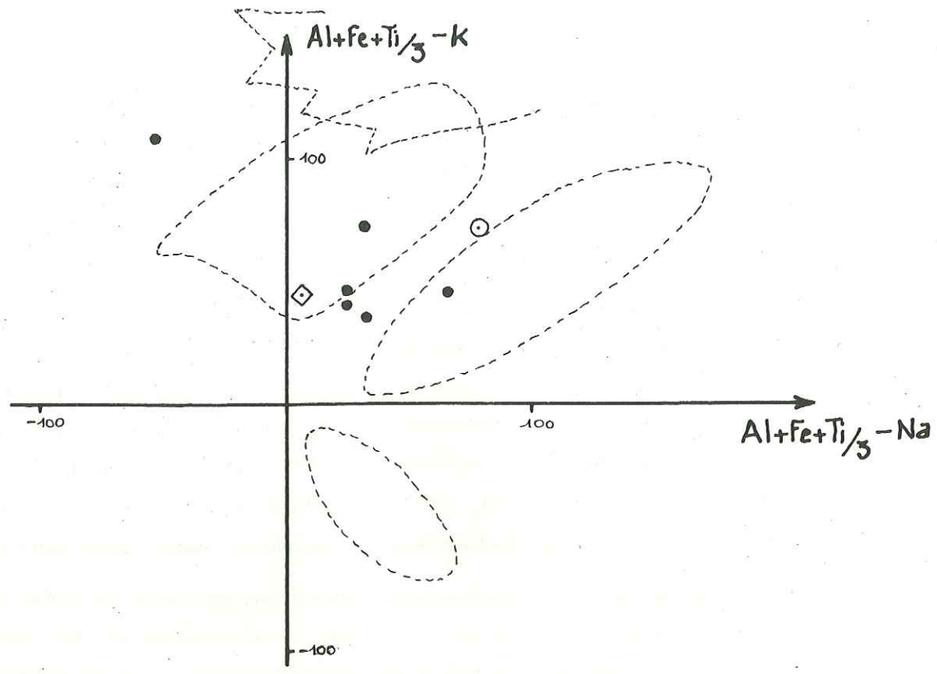


Figure 63 : Les gneiss du Rissiou-Rocher Blanc et du Rivier dans le diagramme Al+Fe+Ti/3 -K - Al+Fe+Ti/3 -Na de H. de La Roche (1968).

LEGENDE DES FIGURES UTILISES :

- ● Gneiss schisteux du groupe du Rissiou-Rocher Blanc.
- ◇ Passée compacte, quartzeuse
- ⊙ Schistes à tourmaline

⋮ Schistes du Rivier d'Allemont.

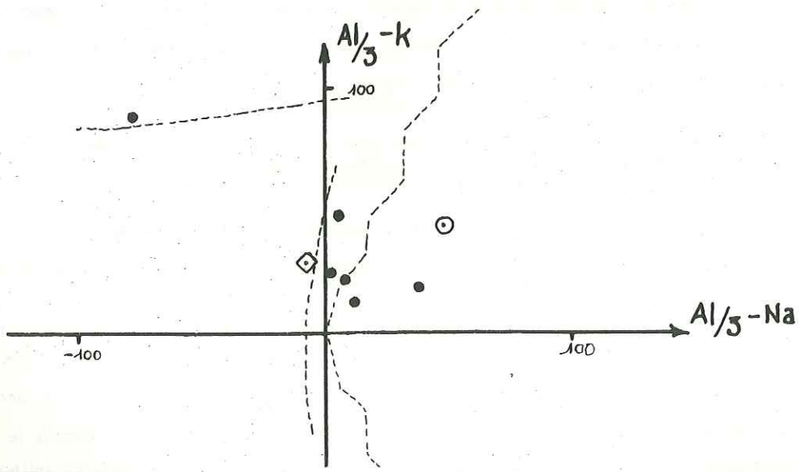


Figure 64 : Les gneiss du Rissiou-Rocher Blanc et du Rivier dans le diagramme Al/3 -K - Al/3 -Na de H. de La Roche (1968).

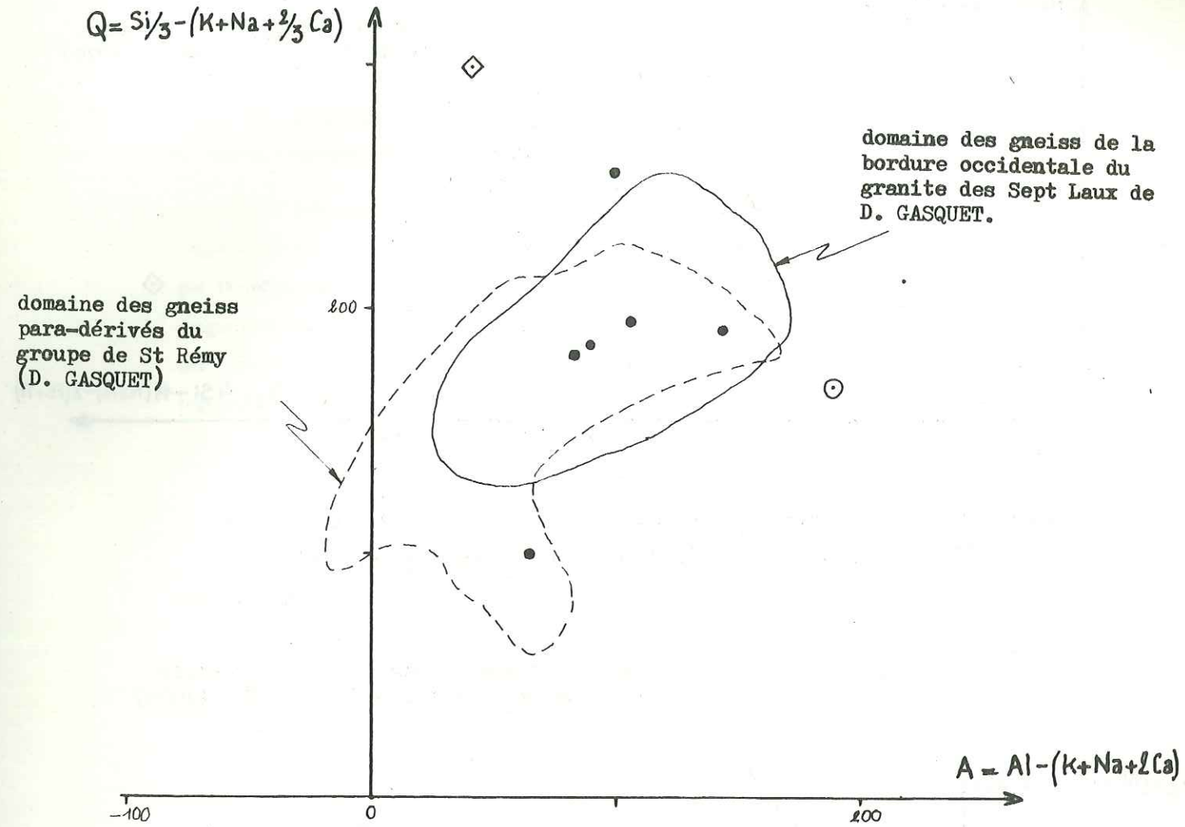


Figure 65 : Les gneiss schisteux du Rissiou-Rocher Blanc et du Rivier dans le diagramme Q = f(A) de H. de La Roche et al. (1974)

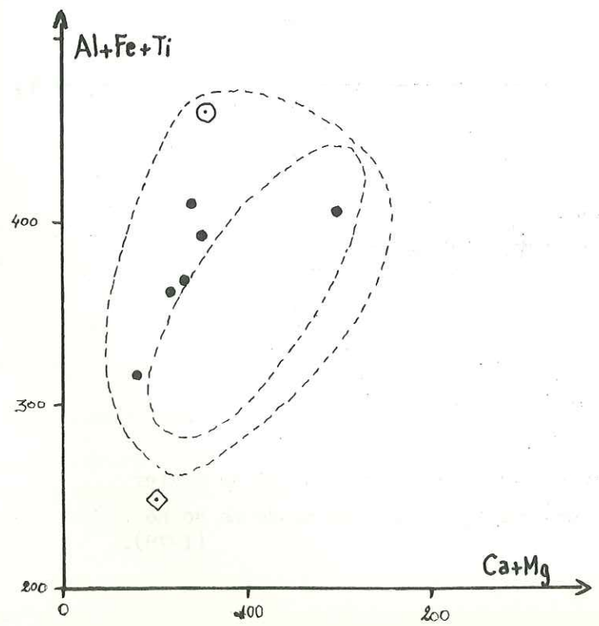


Figure 66 : Les gneiss schisteux du Rissiou-Rocher Blanc et du Rivier dans le diagramme Al+Fe+Ti - Ca+Mg de H. de La Roche (1968).

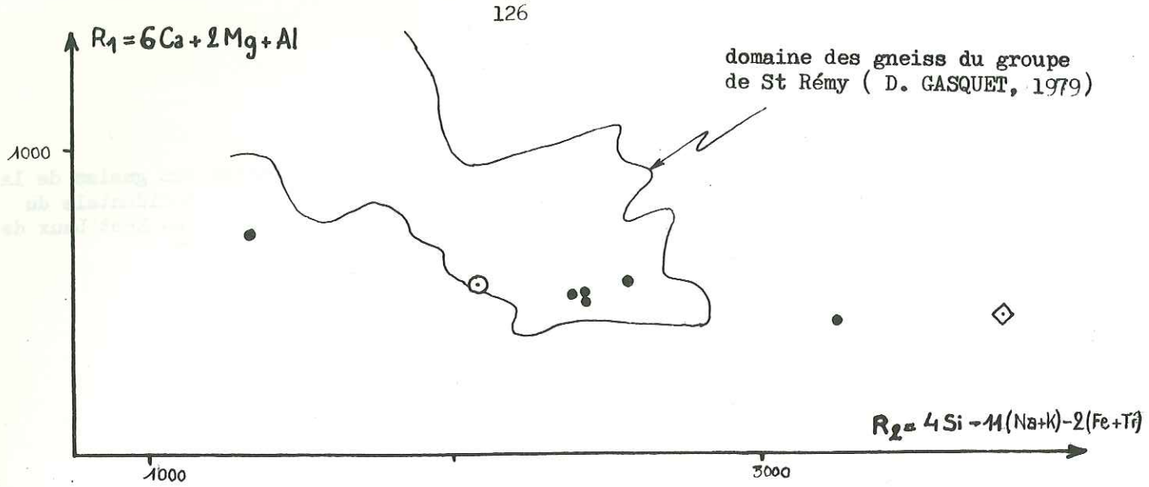


Figure 67 : Les gneiss du Rissiou-Rocher Blanc et du Rivier dans le diagramme $R_1 = f(R_2)$ de H. de La Roche et al. (1973)

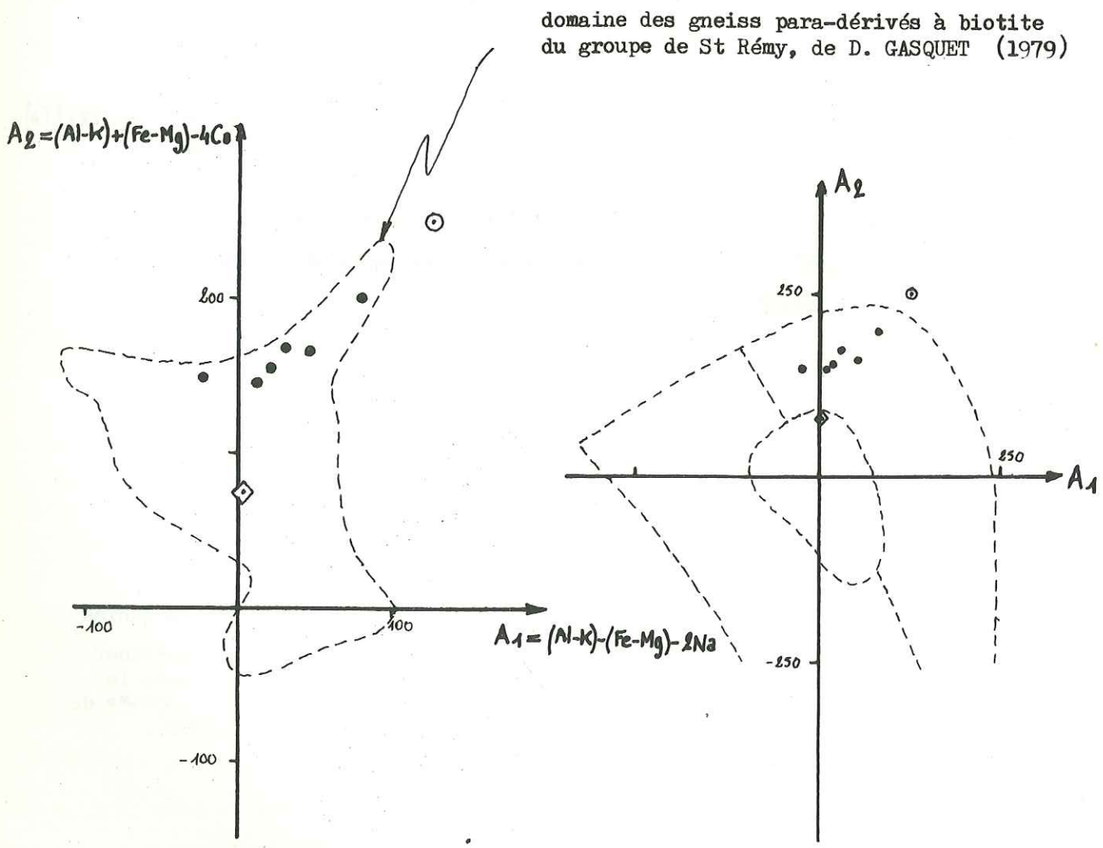


Figure 68 : Les gneiss du Rissiou-Rocher Blanc et du Rivier dans le diagramme $A_2 = f(A_1)$ de H. de La Roche (1978).

franchement volcanique, correspondant alors à d'anciens épanchements rhyolitiques ou rhyodacitiques (diagrammes Al/3-K-Al/3-Na et Al/A2 : figures 64 et 68).

Le pôle moyen de ces deux analyses de la série du Rivier se situe, sur la grande majorité de ces diagrammes, dans le champ formé par la série du Rissiou-Rocher Blanc et par là-même dans celui des gneiss para-dérivés à biotite du groupe de Saint-Remy. Sur le diagramme Q/A (figure 65), cependant, ce pôle moyen se place plutôt dans le domaine des " gneiss occidentaux au granite des Sept Laux " de D.GASQUET domaine qui déborde légèrement celui des gneiss biotitiques de Saint Remy.

III.7.4. Conclusion à l'étude géochimique

Les schistes et les gneiss de la série du Rissiou-Rocher Blanc sont d'origine volcano-sédimentaire à dominante gréso pélitique ou pélitique. En fait, ils pourraient résulter comme dans la série du Rivier, de deux types d'apports bien distincts, l'un franchement sédimentaire (pélitique), l'autre probablement volcanique acide (rhyodacites). Cependant, rappelons qu'il existe de rares lits amphiboliques, de puissance décimétrique dans la partie orientale de la série du Rissiou-Rocher Blanc, qui témoignent d'une certaine activité volcanique basique très sporadique.

Enfin, nous avons pu noter les analogies géochimiques qu'il existe entre ces séries à muscovite, en particulier celle du Rissiou-Rocher Blanc, non seulement avec les séries étudiées plus au Nord par D. GASQUET(1979) comme les gneiss biotitiques de Saint Rémy et les " gneiss occidentaux au granite des Sept Laux ", mais aussi à l'Est , avec celle de Grand' Maison et sa bordure occidentale plus précisémment.

III.8. CONCLUSION

Les séries du Rissiou-Rocher Blanc et du Rivier, formées d'une succession de faciès schisteux et de faciès gneissiques, quelquefois conglomératiques, sont caractérisées par l'apparition générale de la muscovite.

Elles résulteraient d'une sédimentation grésopélitique et/ou pélitique, parfois détritique grossière, entrecoupée d'épisodes éruptifs volcaniques peu fréquents, soit acides (tufs) soit, bien plus rarement, basiques.

Afin de poursuivre la coupe Ouest-Est ébauchée au paragraphe II.6, observons ce qui se passe de chaque coté de la bande très amphibolique du Gros Treu qui est, rappelons le, un pli anticlinal très pincé. La série gneissique de Grand'Maison, à dominante amphibolique à l'Est biotitique au centre et biotitique à muscovite à l'Ouest peut-être considérée

comme un terme de passage entre un ensemble oriental biotito-amphibolique d'origine volcano-sédimentaire et un ensemble occidental à tendance pélitique plus poussée, avec des faciès à muscovite et quelques passées conglomératiques, s'appauvrissant considérablement en lits amphiboliques.

Ainsi, rien ne s'oppose à faire correspondre la partie ouest de la série de Grand'Maison avec la série du Rissiou-Rocher Blanc puisque, dans cette dernière, les lits amphiboliques disparaissent presque totalement et il existe aussi quelques passées détritiques grossières.

Plus au Nord, D.GASQUET (1979) décrit une formation à muscovite à l'Ouest du granite des Sept Laux. Elle a des caractères géochimiques comparables à ceux de la série du Rivier ou du Rissiou-Rocher Blanc.

CHAPITRE IV - LE COMPLEXE GRANITO-GNEISSIQUE DE SAINT COLOMBAN

IV.1. AVANT-PROPOS

Cette formation de Saint Colomban affleure sur une zone très limitée dans la région étudiée, en formant la petite butte de Mont-Rond au-dessus de Valmaure et de La Chal.

Il ne s'agit là que de l'extrémité sud de ce complexe. L'étude détaillée de tous les faciès qui le composent ne sera donc pas faite ici, d'autant plus qu'elle l'a été par D.GASQUET(1979) dans la galerie Arc-Isère. C'est ainsi que, plus au Nord, il prend une rapide extension en constituant le versant est du Grand Jarnalet (2425m) et le Clocher des Pères (2416m) puis se biseaute sur l'accident de Fond-de-France dans le vallon de la Lescherette (Sud de Saint-Remy de Maurienne).

Cependant, de récentes études (E.PONCERRY thèse à paraître) signalent sa prolongation au Nord de l'accident de Fond-de-France, sur le versant ouest du Grand Pic de la Lauzière (2829m).

Les premiers auteurs (P. et C.BORDET, D.DONDEY) le décrivaient sous le terme " granite de Saint Colomban ", nom réemployé improprement sur la carte géologique Saint Jean de Maurienne (1977) .F.CARME (1970b) fut le premier à parler de " complexe granito-gneissique ".

Le peu d'affleurements de ce complexe dans la zone étudiée, ne nous permettra l'étude que de deux grandes sortes de faciès dont l'agencement est visible dans le lit du torrent du Glandon, sous le pont de La Chal (figure 69) : un granite très biotitique porphyroïde , de couleur blanche, englobe un faciès granitoïde soit biotitique soit amphibolique plus sombre. Ce dernier est en boules régulières au sein du granite porphyroïde, ce qui donne à l'affleurement un aspect " conglomératique ". Il semble ainsi que l'intrusion du faciès porphyroïde se soit faite dans un matériel encore "chaud".

IV.2. LES FACIES GRANITO-GNEISSIQUES

Sous la butte de Mont-Rond, nous avons rencontré plusieurs sortes de roches :

- faciès basiques (amphiboliques) généralement non porphyroïdes mais qui peuvent contenir des mégacristaux automorphes de feldspath alcalin. Parfois, leur texture est plus ou moins orientée avec des lits hornblenditiques parallèles à la foliation. Quand ceux-ci prennent une certaine extension (puissance plurimétrique), ils sont alors associés à des roches très leucocrates (mais non porphyroïdes) de même puissance (Nord du Léchet);

- des faciès biotitiques qui constituent notamment l'affleurement du pont de La Chal, et qui sont difficilement discernables des précédents sur le terrain an raison de leur grande richesse en biotite saine donc noire. Ils peuvent être porphyroïdes ou alors souvent plus chloriteux;

- des faciès chloriteux qui eux sont généralement franchement porphyroïdes.

Rappelons cependant que la " faible" surface d'affleurement du complexe de Saint-Colomban dans notre secteur et la tectonique parfois intense, liée, en particulier, à l'accident limitant le socle de sa couverture liasique et qui est, vers le Nord, la continuation probable du décrochement du Col du Sabot-Col du Glandon, ne permettent pas de préciser avec certitude ni les rapports de ces différents faciès entre-eux , ni l'origine des mégacristaux feldspathiques.

IV.2.1. Faciès amphiboliques non porphyroïdes

Ce type est, dans notre zone, sub-gneissique (sub-orienté) ou sub-dioritique (sub-granitoïde).

L'amphibole confère à la roche une couleur assez uniforme vert-foncé. Lorsque les gros feldspaths apparaissent, ils se répartissent en larges taches diffuses et floues dans un fond non porphyroïde.

Microscopie .

- Plagioclase altéré en séricite, rarement zoïsite et calcite. Oligoclase ou andésine (?).

- Quartz assez rare, à bandes de déformation.

- Feldspath potassique : assez fréquent, de même taille que le grain de plagioclase, peu perthitique. Quelquefois un beau mariage caractéristique du microcline. Souvent poecilitique (apatite, amphibole, plagioclase) et maclé carlsbad.

- Hornblende verte, qui se présente en cristaux automorphes : sections transversales losangiques à " sommets " tronqués selon p (001) à macle h1 (100) et clivages m (110). Il semble que ce soit une hornblende verte de composition intermédiaire avec l'actinote, c'est-à-dire peu alumineuse et plus ferrifère (hastingsite). Elle s'altère en chlorite marron-bronze, sphène (et albite ?)

- Biotite également abondante, souvent en partie chloritisée sur les bords.

- Chlorite peu fréquente et à teintes de polarisation bleues ou marron.

- Epidote avec leucoxène dans les clivages de la biotite-chlorite. Rare allanite zonée à bordure de zoïsite.

- Apatite très fréquente, en petits bâtonnets automorphes ou plus gros et idiomorphes.

- Quelques sphènes plus ou moins automorphes (taille maximale d'1mm), parfois à inclusions de plagioclase.

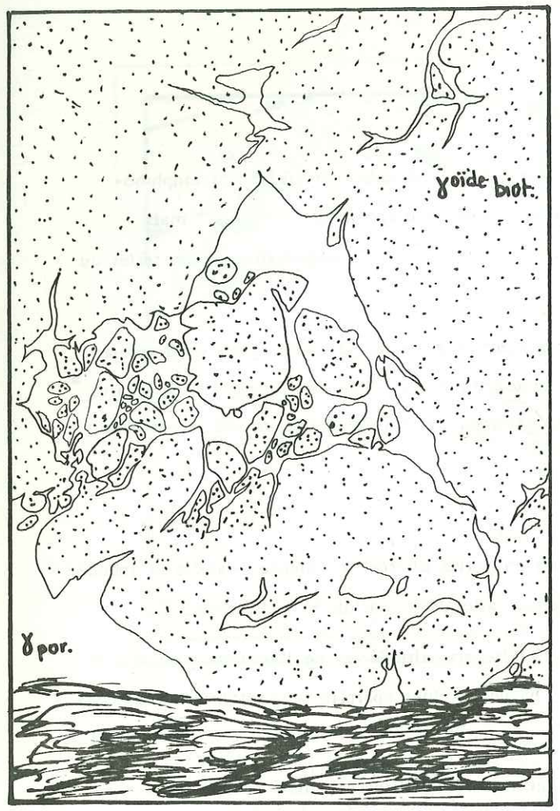


Figure 69 :

Granite porphyroïde blanc recoupant un granitoïde biotitique sombre au pont de La Chal.
Noter que le second forme des boules dans le premier, ce qui confère un aspect conglomératique à l'affleurement.

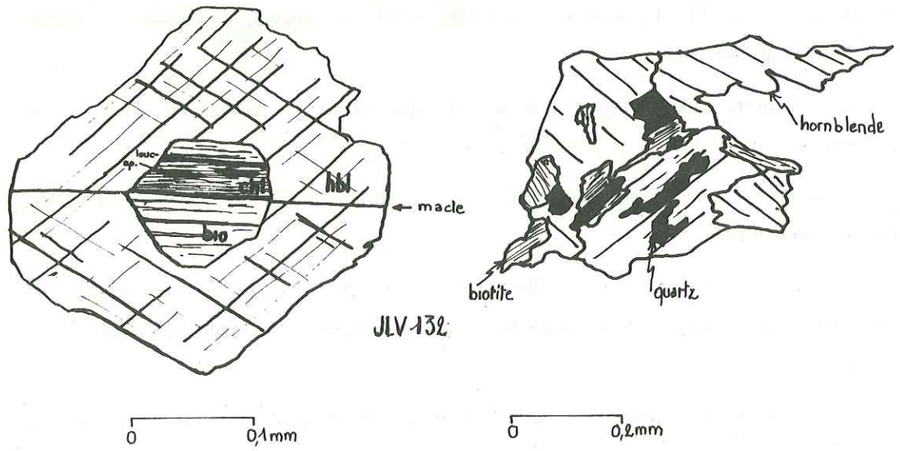


Figure 70 : Biotite à l'intérieur de cristaux d'amphibole dans le faciès biotitique non porphyroïde de Saint Colomban.
Noter la forme de la plage de biotite centrale qui se calque sur celle de l'amphibole, ainsi que la chloritisation de la première guidée par la macle de la seconde.

IV.2.2. "Hornblendite"

Au point (X=902,81, Y=336,84, L.III. zone sud), il existe un faciès très amphibolique (peut-être associé à une roche hololeucocrate contigue d'apparence filonienne mais parallèle à la foliation). Celui-là est tout à fait comparable aux " hornblendites " des séries du lac de la Croix et du Gros Treu.

Le terme de hornblendite traduit l'aspect macroscopique de la roche, mais est impropre du point de vue de la minéralogie car elle contient environ 5% à 10% de feldspath et de quartz *.

Notons que F. KALSBEEK(1962) emploie également ce nom pour décrire ces faciès dans sa série de la Valloire.

Microscopie

- 90 à 95% de hornblende verte, toujours en partie altérée en chlorite, calcite et sphène-épidote dans les clivages de la chlorite. Les cristaux atteignent parfois le centimètre.

- Nous trouvons également des plages d'albite non altérée et de l'actinote (ng $\wedge$ C = 5 à 10°, incolore en L.N.), en petits bâtonnets, baguettes fines éparpillées. Certaines hornblendes s'effilochent à leurs extrémités, se transformant en actinote.

- Plagioclases. Ils sont de 2 sortes : l'une aujourd'hui disparue, mais déduite de la présence de plages formées d'une multitude de petites paillettes de séricite accompagnées de quelques épidotes. De plus, toujours en contact avec ces zones damouritisées, il existe quelques occurences d'albite très saine qui semble en être issue et qui s'insinue dans les clivages de la hornblende (figure 71). Cette albite est aussi présente en nuages, en taches non altérées dans l'ancien plagioclase.

- Chlorite : bleue ou bronze en L.P., presque toujours en liaison avec de la calcite et de la hornblende verte (altération de cette dernière).

- Calcite avec amphibole mais aussi en microfilonnets recoupant celle-ci et les plages d'albite néoformées.

- Zoïsite : souvent avec le sphène dans les clivages de la hornblende. On peut même voir cette épidote envahir presque totalement certains cristaux d'amphibole dont il ne reste alors que des traces.

- Sphène-leucoxène-épidote . Le sphène est parfois en grains xénomorphes, mais toujours en partie transformé en leucoxène.

---

* Définition de la hornblendite (J.Jung, 1977, p.317):" Ce sont des roches massives, formées uniquement de hornblende, dont l'analyse chimique permet de calculer une composition virtuelle de gabbro. Les hornblendites peuvent être regardées, de ce fait, comme des équivalents de roches pyroxèniques à plagioclase".

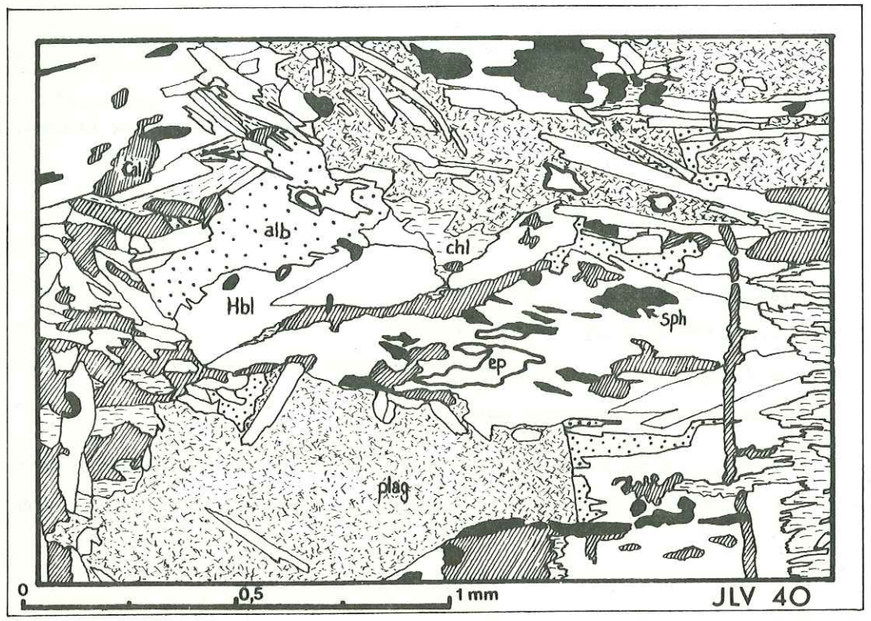


Figure 71 : Hornblendite dans le complexe de Saint Colomban.
Noter les néoformations d'albite s'insinuant dans les cassures de l'amphibole. Cette dernière est vert-foncé.

Figure 72 : Hornblendite dans l'unité du Gros Treu.
Noter les gouttes de quartz dans l'amphibole et les plagioclases coincés entre les plages de celle-ci. L'amphibole est vert-clair.

IV.2.3. Faciès biotitiques non porphyroïdes

C'est la roche à texture granitoïde qui constitue l'affleurement du pont de La Chal. La composition minéralogique (échantillon ponctuel) est la suivante :

. environ 35 % de plagioclase altéré;

. 30 % de microline;

. 15% de quartz;

. environ 10% de biotite;

. 5% d'amphibole;

. environ 2% de divers (sphène surtout).

- Le plagioclase est altéré en séricite et rarement en épidote. Certains coeurs de plagioclase sont transformés en un minéral en fines baguettes plus réfringentes et de couleur foncée en L.N. (pumpellyite ?).

Des cristaux automorphes d'apatite y sont fréquemment inclus.

- Le microcline est parfois caractérisé par la présence de zones diffuses, floues, nuageuses, présentant la même altération que les plagioclases adjacents tandis que la partie potassique est propre, non altérée. Il s'agit là vraisemblablement d'anciens plagioclases non entièrement "digérés" par le feldspath potassique et non de perthites qui sont, elles, formées d'albite non altérée.

- Le microcline est poecilitique (amphibole automorphe , biotite rare, chlorite, plagioclase).

- Le quartz, à structure engrenée en puzzle, en petites plages disséminées dans la roche, montre des bandes de déformation.

- La biotite, assez abondante, semble associée à la hornblende car on peut voir notamment des paillettes de biotite au centre de cristaux d'amphibole mais aussi parce que la couleur marron de la biotite voisine se continue, de manière floue, au sein de la hornblende verte (figure 70).

- La hornblende verte, toujours plus ou moins automorphe (sections losangiques), s'altère en chlorite bleue et marron en L.P..Des inclusions de quartz forment des taches informes, dendroïdes et floues dans ce minéral.

- La chlorite, très peu fréquente, est en quantité variable.

- Les épidotes sont : zoïsite et pistachite .

- Le sphène, fréquent, en plages automorphes, est partiellement altéré en leucoxène.

- L'apatite, souvent automorphe, forme des sections hexagonales et des baguettes généralement petites (0,05 mm).

- Quelques zircons, à très légères auréoles pléochroïques, s'observent dans la partie biotitique dont certaines plages renferment également du rutile maclé sagénite.

- Quelques grains d'hématite.

- Enfin, nous avons signalé plus haut la présence, dans certains plagioclases, d'un minéral fibreux, à relief assez fort (cf. zoïsite), et une couleur marron foncé en L.P. Ce minéral, ressemblant à de la pumpellyite et situé dans la partie centrale de plagioclases altérés, peut dénoter une éventuelle zonation primaire de ceux-ci. A noter que ce minéral n'existe, ici, que dans les plagioclases inclus dans les feldspaths potassiques.

IV.2.4. Faciès chloriteux porphyroïdes

Dans le faciès biotitique précédemment étudié, nous avons signalé que lorsque le microcline devenait abondant, corrélativement la chlorite tendait à remplacer plus souvent la biotite. C'est pourquoi ces faciès très chloriteux sont porphyroïdes.

Microscopie

- Le grain de la roche est millimétrique. Il s'y détache de gros cristaux demi-centimétriques à pluricentimétriques de feldspath potassique plus ou moins automorphes.

- Le feldspath potassique est du microcline peu perthitique, maclé carlsbad, quelquefois moiré et poecilitique (plagioclase et quartz). En général peu abondant dans la mésostase, il le devient quand, de leur coté, les mégacristaux sont en grand nombre.

- Le plagioclase est là-encore le minéral le plus abondant. Toujours altéré en séricite, plus rarement en petits grains ou baguettes d'épidote et en calcite, il peut lui-aussi former des grains plus gros (1/2 cm) maclés albite, péricline et carlsbad.

- Le quartz, assez abondant, est à bandes de déformation ou à extinction ondulante.

- La chlorite, bleu -violet mais aussi brune en L.P., est toujours associée à du leucoxène -sphène-épidote dans ses clivages.

- On note enfin la présence de quelques plages résiduelles de biotite, de rares petites paillettes de mica blanc, d'épidote en aiguilles, de quelques grains d'apatite et de rares leucoxènes en dehors de la chlorite.

IV.3. GRANITE " BLANC " PORPHYROIDE

Ce granite affleure sous l'ancien pont de La Chal (à 10 m du pont actuel). Quelques bouffées s'insinuent tout d'abord dans le faciès granitoïde biotitique sombre encaissant qui est ainsi

réduit à l'état de boules. Un peu plus en aval, ce granite porphyroïde devient, sur une dizaine de mètres, le faciès principal, dans lequel quelques rares boules sans mégacristaux subsistent.

Le granite porphyroïde et l'encaissant très biotitique contrastent fortement sur le terrain, le premier étant franchement blanc alors que le second est sombre. En fait, en détail, le granite ne se différencie de la roche adjacente que par sa grande abondance en mégacristaux feldspathiques, la matrice autour de ceux-ci étant plus ou moins identique à l'encaissant. D'ailleurs, le contact entre ces deux faciès est flou bien que très rapide, sans réccurrence de gros feldspaths dans le granitoïde biotitique.

Ces mégacristaux de microcline forment environ 40% de la roche mais peuvent atteindre ponctuellement 75 %.

IV.4. CONCLUSION

Le climat migmatitique de cette série a été démontré par D.GASQUET,1979. Toutefois, dans la zone de Mont-Rond, nous n'avons pas décelé de texture migmatitiques typiques, en particulier dans les faciès basiques. Les roches de cette zone ont un aspect généralement dioritique et une coloration, sombre, homogène.

De la sorte, nous pensons que les faciès basiques notamment peuvent être considérés comme des restites au sein desquelles un matériel leucocrate, produit par fusion partielle, a pu, du fait de sa mobilité, être à l'origine des faciès granitiques porphyroïdes intrusifs de Saint Colomban, tels que ceux du pont de La Chal et, plus au Nord, de Saint Remy de Maurienne.

IV.5. GEOCHIMIE DU COMPLEXE DE SAINT COLOMBAN

IV.5.1. Diagramme QF/FB

Sur le diagramme QF/FB de H. de La ROCHE (figure 73), les trois faciès principaux, rencontrés dans le secteur de Mont-Rond, ont les caractère suivants :

⊛ - le " granite " porphyroïde à biotite, intrusif au pont de La Chal, se situe dans le champ des syénites quartzifères;

☆ - le granitoïde biotitique (non porphyroïde) a la particularité d'avoir une valeur de F légèrement supérieure à celle du faciès porphyroïde qui le recoupe. C'est dire que l'existence ou non de mégacristaux de feldspath potassique ne dépend pas de la quantité de potassium contenu dans la roche. C'est d'ailleurs ce que constate D.GASQUET(1979) qui montre, sur ce diagramme, la superposition des faciès porphyroïdes et non porphyroïdes;

★ - le granitoïde amphibolique est caractérisé, lui-aussi, par une forte valeur de F.

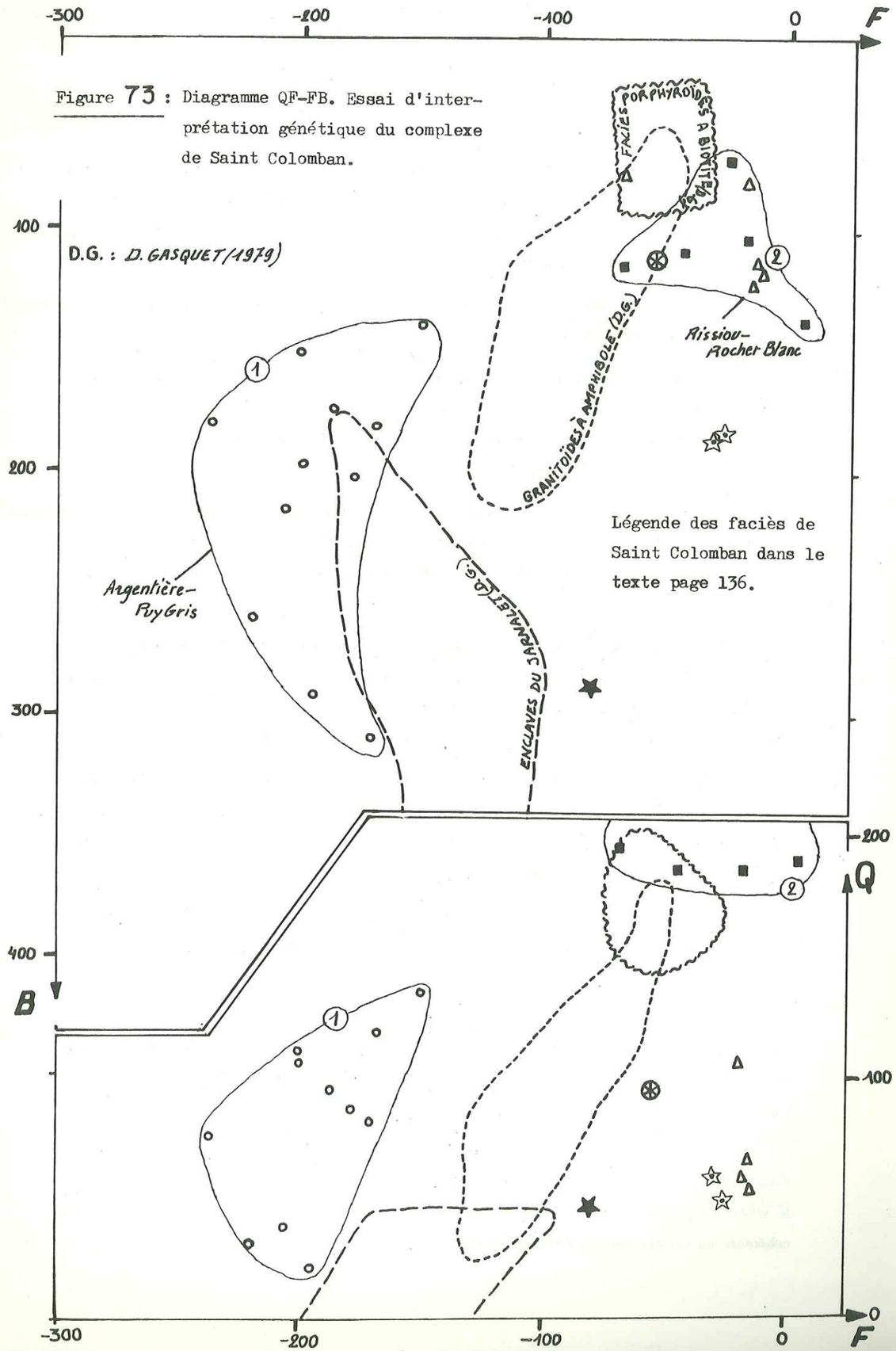


Figure 73 : Diagramme QF-FB. Essai d'interprétation génétique du complexe de Saint Colomban.

Légende des faciès de Saint Colomban dans le texte page 136.

IV.5.2. Essai d'interprétation

Sur le diagramme QF-FB (figure 73), en plus des trois faciès précédemment cités, sont reportés les faciès étudiés par D.GASQUETd'une part à l'Est du Grand Jarnalet, correspondant à des enclaves très amphiboliques à texture dioritique emballées dans une roche granitoïde à amphibole (/)et,d'autre part, dans la galerie "C" (Δ).

En outre, nous avons placé le domaine des gneiss amphiboliques de l'Argentière-Puy Gris (①;o) ainsi que celui des gneiss à muscovite du Rissiou-Rocher Blanc (②; ■).

On peut alors constater que les granitoïdes biotitiques de Mont-Rond correspondent aux faciès à biotite de la " galerie C ". Notons par ailleurs que ces derniers tombent, sur F/B, dans le domaine des gneiss et schistes du Rissiou-Rocher Blanc(②)mais ne montrent pas, sur Q/F, la composante très quartzeuse de ceux-ci.

Par contre les roches amphiboliques de Saint Colomban sont plus riches en potassium que celles de l'Argentière-Puy Gris(①). Une évolution semble ainsi se dessiner entre ces dernières et le faciès amphibolique granitoïde de Mont-Rond (★), les roches du Jarnalet étant entre ces deux ensembles.

Nous pouvons ainsi émettre l'hypothèse que l'apparition du feldspath potassique dans le complexe de Saint Colomban résulte d'une homogénéisation anatectique, à la fois pétrographique (texture granitoïdique) et géochimique, à grande échelle, d'une série amphibolique (type Argentière-Puy Gris) et d'une série silico-potassique (type Rissiou-Rocher Blanc).

Suivant que la mobilisation est plus ou moins poussée, il y a différenciation de faciès plus ou moins intrusifs, parfois porphyroïdes, et de faciès très amphiboliques à caractère restitique (type enclaves du Jarnalet). Les premiers ont généralement un chimisme de monzonite quartzifère ou d'adamellite, les seconds de monzodiorite.

La métasomatose silico-potassique, préconisée par F.CARME (1970, 1978), se serait faite, alors, de manière pratiquement " in situ", à partir de roches originellement riches en potassium.

Enfin,D.GASQUET 1979(p.73, note infrapaginale p.77) remarquait déjà les similitudes géochimiques entre les faciès biotitiques de Saint Colomban et la série métagrauwackeuse à biotite de Saint Remy, série que nous faisons l'équivalent des gneiss et schistes du Rissiou-Rocher Blanc (cf. chapitre VII).

Ainsi, tout en étant bien conscient des difficultés soulevées dans l'interprétation des diagrammes géochimiques, il nous semble possible de proposer, avec toutes les réserves d'usage, le schéma d'évolution exposé ci-dessus qui n'a, peut-être, comme mérite que d'intégrer de façon cohérente un certain nombre de résultats analytiques.

CHAPITRE V - LE GRANITE DES SEPT LAUX ET LES FILONS ASSOCIES

V.1. AVANT-PROPOS

Le granite des Sept Laux affleure selon une bande continue de la Condamine (Ouest de Vaujany) au Sud, jusqu'au village d'Epierre au Nord. Dans sa partie méridionale, il est décalé par l'accident décrochant de Fond-de-France.

Dans cette partie sud à laquelle nous nous sommes intéressés, il présente la particularité de ne former aucun grand sommet mais d'être, au contraire, situé dans une combe large de 2 à 3 km où se trouvent les sept grands lacs donnant leur nom au granite. Cette dépression est installée entre les deux crêtes formées, à l'Ouest, par la série du Rivier et, à l'Est, par celle du Rissiou-Rocher Blanc et notamment les gneiss gris. On constate que les roches les plus résistantes à l'érosion sont les gneiss qui sont au contact avec le granite. Ceci témoigne que, lors de son intrusion, le granite a eu une influence certaine sur son encaissant et l'a, en particulier, induré.

Cet ensemble granitique des Sept Laux est homogène en grand, c'est à dire qu'il s'agit toujours d'un granite très feldspathique et à biotite. Le grain peut changer de taille mais la couleur reste généralement la même : gris-blanc. Cependant, à la différence de ce que D.GASQUET(1979) a pu observer dans la galerie E.D.F. Arc-Isère, nous voyons, dans la partie sud, quelques faciès occasionnels plus ou moins différents, en particulier à feldspath noir ou porphyroïde (selon P.BORDET dans la notice de la carte géol. St Jean de Maurienne, 1977, ceci prouverait une mise en place par phases successives avec phénomènes d'auto-enclaves et d'auto-injections).

Du point de vue géochimique, des différenciations seront également visibles suivant notamment les quantités plus ou moins grandes en plagioclase.

Les études pétrographiques porteront sur 3 faciès qui se différencient assez nettement.

- Le granite à biotite qui est le granite normal. La taille du grain peut varier : soit finement grenu soit plus grossier. Il est blanc en cassure, gris à ocre rouille en patine.

Les deux types suivants sont beaucoup plus occasionnels .

- Le granite à feldspath noir du Lac Noir (au Sud de Fond-de-France) est caractérisé par la couleur gris-noir de leur feldspath potassique.

- Le" granite " porphyroïde de la cascade du torrent des Sept Laux. Il est très biotitique et sa couleur est bien plus foncée que les faciès granitiques normaux.

Nous avons pu également observer des enclaves surmicacées soit rondes soit amygdalaires. Elles sont assez fréquentes dans le " granite " porphyroïde très biotitique de la cascade des Sept Laux, mais, en général, elles sont rares, petites et plutôt localisées dans les faciès plus fins, en bordure du massif.

Dans la région du col du Glandon, les filons granitiques sont plus ou moins fréquents.

A coté de la frange bordière du massif granitique des Sept Laux, qui est formée d'un mélange de granite et de gneiss schisteux, il existe une large zone filonienne, visible d'une part le long de la nouvelle route menant au col du Glandon et passant au-dessus de la future retenue de Grand'Maison, d'autre part dans le vallon du Rieu Claret où l'on peut voir un énorme amas filonien, biotitique et très plagioclasique, large d'une centaine de mètres.

Les autres filons acides de cette région sont soit hololeucocrates (aspect aplitique), soit aplopegmatitiques à feldspath noir (et grenat).

V.2. LE GRANITE A BIOTITE

Ce granite est toujours à biotite en plus ou moins grande quantité (5à10%) et peut être soit finement grenu (grain moyen entre 0,2 et 1 mm), soit grossier (grain moyen de 1 à 3mm ou plus). Nous verrons que, suivant la proportion variable de plagioclase, des faciès de bordure se différencient des faciès normaux plus sodi-calciques sur le diagramme Q-Ab-Or-An-PH_2O de H.G.F.WINKLER (1967,1980). Cependant, malgré ces différences, ce sont toujours les mêmes minéraux qui constituent le granite des Sept Laux.

Microscopie

- Le plagioclase, minéral le plus abondant (35 à 45 %), est altéré en séricite dont les paillettes parfois plus grosses forment souvent des réseaux soulignant les clivages du minéral hôte, en calcite extrêmement petits de l'ordre du 1/100 de mm.

De belles myrmékites sont visibles dans le plagioclase et le contact avec le feldspath potassique est souvent flou.

Enfin, surtout dans les faciès de bordure (voir paragraphe V.8.2 p. 162), on peut parfois observer une zonation : le coeur étant plus altéré que le bord. L'étude à la platine universelle donne une composition en An de 27 % avec un plan de symétrie Albite-Ala.

- Le quartz (25 à 30 %) est soit en cristaux plus ou moins isolés, soit, le plus souvent, en plages polycristallines moulant les plagioclases. Il est engrené en puzzle (dentelé) et toujours à extinction ondulante.

- Le microcline, dont la fréquence varie beaucoup (10 à 25 %), est souvent en cristaux plus gros que ceux de plagioclase. Dans certaines zones il présente son moirage caractéristique mais il est assez finement perthitique. La plupart du temps poecilitique, il inclut du plagioclase plus au moins automorphe et beaucoup plus rarement du quartz. Il est quelquefois maclé carlsbad (figure 74).

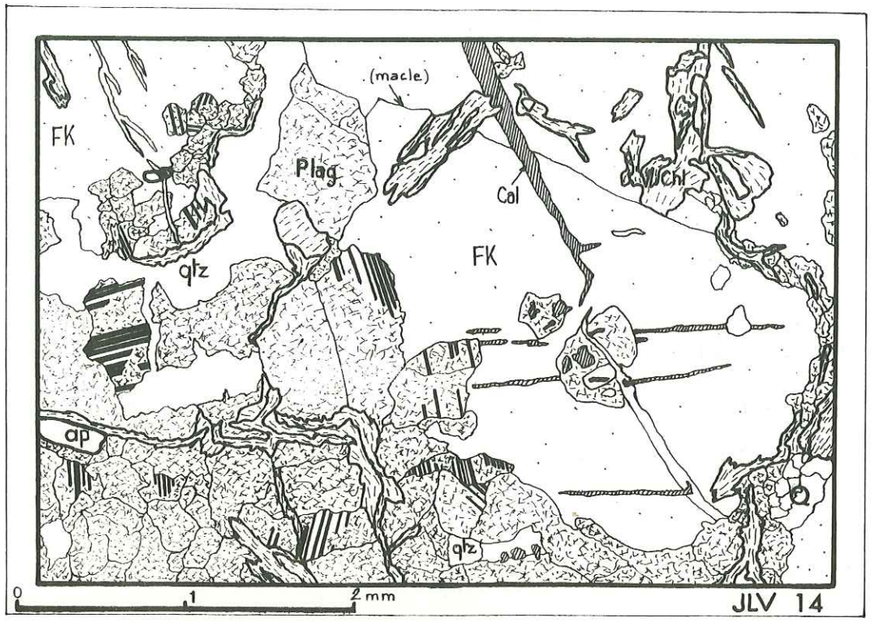


Figure 74 : Granite à biotite des Sept Laux.
Noter la macle de carlsbad et les microfilonnets de quartz et de calcite dans le microcline perthitique.

Figure 75 : Le granite porphyroïde de la cascade des Sept Laux qui forme des boules en englobant des enclaves gneissiques.

- La biotite n'est pas abondante. De plus ses bordures sont la plupart du temps transformées en chlorite (bleue en L.P.) avec de l'épidote-leucoxène et des minéraux opaques dans ses clivages. Dans les faciès de bordure, elle peut ne subsister qu'en quelques plages résiduelles.

- La chlorite a des teintes de polarisation bleues et parfois gris-jaune.

- La muscovite forme quelques petites plages toujours associées à la biotite ou à la chlorite d'altération de cette dernière.

- La calcite est assez fréquente soit dans les plagioclases altérés, soit dans des microfilonnets.

- L'apatite, toujours présente mais peu abondante, est plus ou moins automorphe.

- On observe, enfin, quelquefois du rutile maclé sagénite dans les biotites bien conservées de rares zircons, des minéraux noirs et de l'hématite.

V.3. GRANITE A FELDSPATH NOIR DU LAC NOIR

Il constitue la roche principale en contrebas du lac Noir, lac le plus septentrional des Sept Laux. Sa place sur le diagramme Q-Ab-Or-An-PH_2O prouve bien qu'il ne s'agit pas d'un amas filonien tardif mais d'un faciès granitique primaire (riche en anorthite).

Il se différencie des faciès dits " normaux " par la couleur gris-noir de son feldspath potassique.

Au microscope cependant, son originalité ne consiste qu'en une plus grande richesse en microcline qui devient le minéral le plus abondant (40 à 50 %). La biotite est assez bien conservée et l'altération du plagioclase, en séricite et zoïsite, est moins poussée.

Enfin, la taille du grain et notamment celle du feldspath potassique, est plus grande : de 2 à 5 mm.

V.4. LE GRANITE PORPHYROIDE DE LA CASCADE DES SEPT LAUX

Ce faciès forme le ressaut d'où tombe la cascade du torrent descendant des Sept Laux. On peut y voir une roche très biotitique, foncée, porphyroïde, recoupée par tout un réseau de filons hololeucocrates. Dans les éboulis sous ce ressaut, de nombreux gros blocs permettent de voir quelle a pu être sa genèse. Des enclaves gneissiques, ressemblant aux faciès voisins de la série du Rissiou-Rocher Blanc, forment des amygdales, ou des boules d'aspect conglomératique, recoupées par un granite porphyroïde plus ou moins foncé, dont les mégacristaux atteignent parfois 3 à 5 cm (figure 75). Enfin, nous n'avons jamais rencontré d'amphibole ni dans ce faciès porphyroïde, ni dans les enclaves surmicacées, ni même, par ailleurs, dans toute la partie méridionale du massif granitique des Sept Laux (D. GASQUET quant à lui, dans la galerie Arc-Isère, observe quelques

panneaux plurimétriques d'anciens gneiss à amphibole tels qu'au p.m A 677).

Dans ce faciès, plus les mégacristaux sont nombreux, plus la roche s'appauvrit en biotite et plus sa couleur est claire. En fait, dans les blocs descendant probablement de la face ouest du Pic Bunard, une évolution semble se dessiner (figure 76) : à partir des gneiss schisteux enclavés encore intacts, la roche s'enrichit en mégacristaux feldspathiques jusqu'à devenir très claire et recouper les premiers *.

Microscopie

La taille du grain est d'environ 1 mm.

- Le plagioclase est peu altéré, en damourite, parfois en zoïsite plus ou moins automorphe. C'est de l'oligoclase (An 20 %) qui peut aussi être un peu plus gros (maximum de 3 mm). Il est très rarement et très légèrement zoné. Il peut englober d'autres cristaux ± automorphes de plagioclase.

- Le quartz est en cristaux dentelés, parfois même amiboïdes, en plages polycristallines moulant le plagioclase. Son extinction est très ondulante.

- Le microcline semble être extrêmement rare dans la matrice. Il forme les mégacristaux centimétriques.

- La biotite marron est fréquente, mais assez souvent chloritisée (verte ou bien transformée en chlorite).

- La chlorite provient de l'altération de la biotite et contient leucoxène-épidote dans ses clivages.

- L'apatite est assez fréquente, parfois en baguettes assez longues (0,3 mm).

- Le zircon, fréquent et parfois gros, est à l'origine de légères auréoles pléochroïques dans la biotite. De minuscules baguettes de zircon, éparpillées, semblent être incluses dans des cristaux d'apatite.

- Quelques grains de pistachite, pléochroïque dans les tons marron, s'observent près de zircon. On peut voir notamment un zircon, assez gros, au coeur d'un grain de pistachite, celle-ci étant colorée en marron autour du zircon.

- Rutile dans la biotite.

En conclusion, ce faciès porphyroïde biotitique de la cascade du torrent des Sept Laux est probablement une énorme enclave mal digérée par le granite. Il y a mélange du bain produit

---

* Ceci n'est pas sans rappeler l'apparition des mégacristaux feldspathiques dans le complexe de Saint Colomban.

par la fusion plus ou moins partielle du gneiss d'une part et du magma granitique d'autre part. Selon leurs proportions respectives, on a soit une roche très biotitique peu porphyroïde, soit une roche plus granitique, porphyroïde et moins biotitique, à caractère intrusif. Cependant, en certains endroits, il semble y avoir eu formation de mégacristaux feldspathiques sans mobilisation du faciès enclavé, encore gneissique : l'influence du magma granitique ne consisterait alors qu'en une métasomatose potassique, à moins que les conditions P-T. auxquelles sont soumises les enclaves gneissiques permettent la cristallisation de feldspath potassique à partir de la muscovite originelle du gneiss.

V.5. LES ENCLAVES SURMICACEES

Nous n'avons pas étudié toutes les enclaves micacées rencontrées, mais seulement celles que l'on trouve dans le faciès porphyroïde de la cascade des Sept Laux et qui sont, ici, très nombreuses.

Microscopie

- La biotite forme au minimum 1/3 de la roche. Elle est saine, très rarement chloritisée, et renferme, en abondance du rutile maclésagénite.

- Le plagioclase, abondant, est plus ou moins altéré en damourite et épidote.

- Le quartz est très fréquent, en plages polycristallines.

- L'apatite forme de nombreuses sections automorphes.

- Le zircon, en quelques grains parfois gros (0,05 mm), provoque de légères auréoles pléochroïques dans la biotite.

- De rares sphènes, parfois maclés, pouvant inclure quelquefois du plagioclase très altéré automorphe, ou de l'apatite, et être assez gros (1mm) , présentent une légère zonation avec des parties plus brunes pléochroïques (figure 77).

- Minéraux opaques assez fréquents avec leucoxène, épidote et quelques grains d'hématite.

En fait, cette enclave surmicacée contient les mêmes minéraux (sauf le sphène) que nous avons observés dans le faciès granitique porphyroïde de la cascade des Sept Laux.

Elle s'en différencie par une plus grande quantité surtout de biotite (non chloritisée), d'apatite, de zircon et de minéraux opaques.

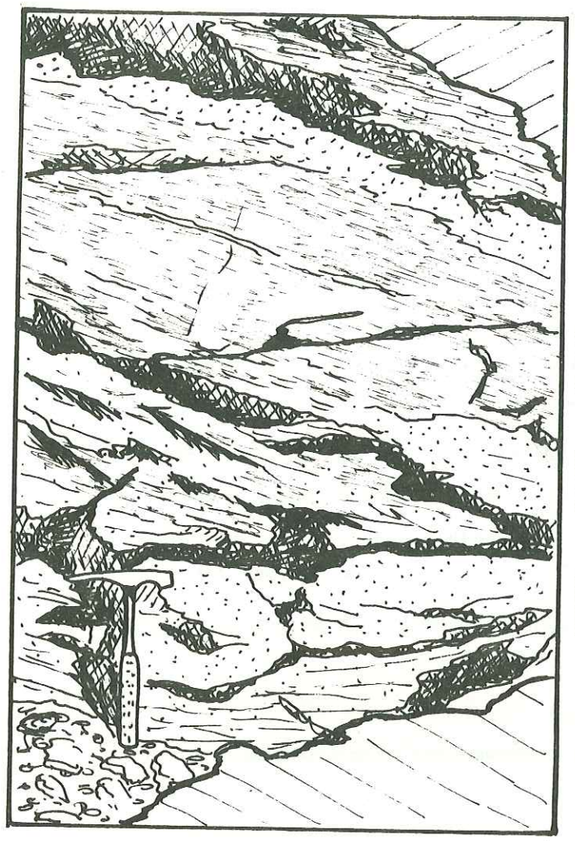


Figure 76 :

Bloc sous la cascade des Sept Laux montrant une évolution par enrichissement en mégacristaux feldspathiques à partir d'un gneiss schisteux jusqu'au granite porphyroïde recoupant.

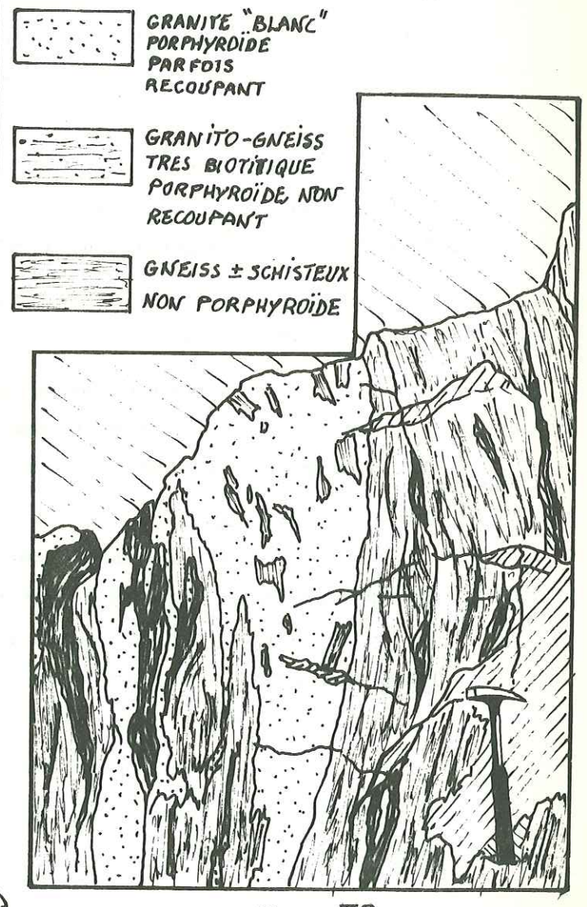


Figure 78 :

Enclaves gneissiques dans un filon granitique intrusif dans la série de Grand'Maison. (Nouvelle route au-dessus du barrage).

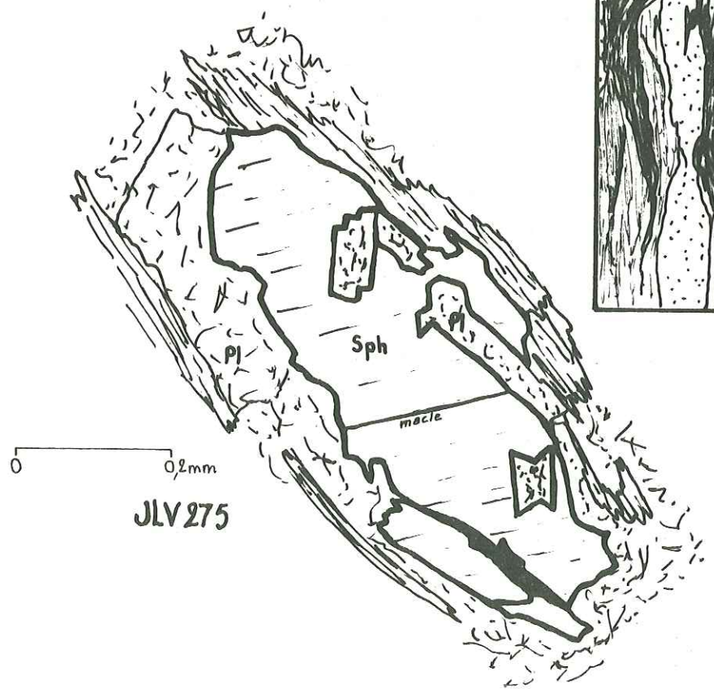


Figure 77 : Sphène incluant du plagioclase altéré automorphe dans une enclave surmicacée.

V.6. LES FILONS GRANITIQUES DE GRAND'MAISON ET DU RIEU CLARET

V.6.1. Les faciès granitiques filoniens de Grand'Maison

Le long de la route menant au col du Glandon et passant au-dessus de la retenue de Grand'Maison, s'observent de nombreux filons granitiques de puissance métrique à plurimétrique (cf. figure 39 , p. 80), intrusifs dans la série gneissique de Grand'Maison, de part et d'autre d'une zone granitique encore plus puissante (200m environ) à quelques enclaves gneissiques.

Sur cette route, les gros filons sont toujours accordés dans la foliation, la plupart du temps boudinés ou en grosses amygdales, comme celles que l'on voit sur la falaise est du Rocher Pilliozan (continuation au Nord de la zone granitique de la route).
Quelquefois des enclaves gneissiques de différentes tailles y sont incluses (figure 78).

Etudions tout d'abord le granite constitutif de ces filons et ensuite quelques faciès particuliers, occasionnels, rencontrés ici.

a) Granite à biotite filonien, liné.

Il s'agit de la roche principale, constituant tous les gros filons de ce secteur ainsi que le granite du p.m.3200 (figure 39 , p. 80).

Microscopie

- Le plagioclase est le constituant le plus abondant. Il est plus ou moins altéré en damourite, zoïsite et peut-être pumpellyite (minéral foncé et à relief assez fort)

L'altération, toujours plus poussée au centre des cristaux, traduit leur zonation lorsque celle-ci n'est pas nettement visible.

Il est maclé albite, péricline et parfois carlsbad.

- Le microcline est, ici, généralement très peu fréquent, parfois même rare. Il est facilement identifiable par les myrmékites qu'il occasionne dans les plagioclases mitoyens et par sa structure particulière : il paraît mouler les autres minéraux et même s'y insinuer.

Une très légère perthitisation l'affecte.

- Le quartz forme des amas de cristaux assez gros, bien délimités, engrenés, presque hexagonaux ou, le plus souvent, en puzzle.

L'extinction est ondulante et il existe quelques bandes de déformation.

- La biotite est quelquefois associée à de la zoïsite plus ou moins zonée. Elle est localement très transformée en chlorite (bleue en L.P. avec sphène-leucoxène-épidote dans ses clivages).

- La muscovite, elle, associée aux paillettes de biotite, est bien moins fréquente.

- Chlorite .

- Quelques apatites plus ou moins automorphes .

- Quelques rares grains de sphène.

- Rutile maclé sagénite dans la biotite .

Comme dans le granite des Sept Laux, on peut observer dans ces filons des bandes qui ont une couleur verte. C'est dans ces parties décolorées que la transformation de la biotite en chlorite est la plus poussée. Le plagioclase y est, lui aussi, très altéré en damourite et épidote mais également, et de manière bien plus fréquente que dans les zones non décolorées, en ce minéral foncé, en fines baguettes ou fibres, déterminé comme pouvant être de la pumpellyite.

b) Dans cette zone granitique précédemment citée, il existe d'autres faciès filoniens, généralement occasionnels. Ce sont des filonnets pegmatitiques, soit à biotite soit à muscovite, des filons hololeucocrates mais aussi des filonnets à feldspath noir et des niveaux à flammèches quartzeuses. Ces deux derniers sont étudiés plus en détail ci-dessous.

. Les filonnets à feldspath noir, en dehors de cette zone de la route du col du Glandon, se retrouvent en bien d'autres endroits, en particulier en rive gauche de l'Eau d'Olle (site du futur barrage, Rochers Motas) ainsi que dans la série du Rissiou-Rocher Blanc.

Leur épaisseur varie entre 2 mm et 5 cm. Ils sont caractérisés par des cristaux de feldspath potassique noir formant des yeux dont la taille oscille entre 5 mm et 2 cm dans une mésostase essentiellement quartzeuse à petits granules millimétriques de plagioclase et du même feldspath potassique noir.

Notons que, plus au Nord, on les retrouve dans les gneiss migmatitiques orientaux de Saint Rémy ainsi que dans les gneiss à muscovite occidentaux au granite des Sept Laux (col de Claran, au Sud du Collet d'Allevard).

Enfin, ils ne sont pas sans rappeler les faciès aplopegmatitiques à feldspath noir (et grenat) du Défilé de Maupas (cf. paragraphe V.7.2), ces derniers étant caractérisés par une plus grande quantité du feldspath noir.

. Niveau à flammèches de quartz. En fait, ce niveau (50 cm de puissance) n'a été trouvé que dans la zone granitique du p.m. 3200 de la nouvelle route du col du Glandon (cf. figure 39 , p.80).

Sa coloration est jaunâtre et il est caractérisé par de très fines flammèches quartzeuses lui conférant un aspect comparable à celui d'une ignimbrite.

Ces flammèches sont constituées de quartz en plages engrenées en puzzle grossier, montrant une extinction ondulante et de belles bandes de déformation. La foliation est soulignée non seulement par ces flammèches, mais aussi par des petites plages allongées de muscovite associées à de la biotite plus rare.

Les micas moulent des cristaux d'une part de plagioclase, quelquefois myrmékitique, altéré en petites baguettes de zoïsite et en fines paillettes de séricite orientées suivant ses clivages et macles, et d'autre part mais plus rarement, de microcline, parfois perthititique moiré et poecilitique.

Les autres minéraux sont : leucoxène-épidote ou rutile maclé sagénite dans la biotite et quelques grains d'hématite tachant parfois le mica blanc.

En fait, il existe, dans la région du col du Glandon, des faciès à bandes quartzeuses mais généralement plus épaisses et pas sous forme de flammèches comme ici (cf. figures 17 et 60) . Ces bandes et flammèches quartzeuses semblent correspondre à une individualisation d'une phase siliceuse et à sa recristallisation en quartz durant un épisode tectonique important. On serait ainsi tenté de parler de blastomylonites.

Conclusion

Les filons de roche granitique biotitique affleurent dans deux grands secteurs. Le premier est celui de la bordure orientale du massif granitique des Sept Laux où les faciès gneissiques encaissants et les roches granitiques intrusives alternent sur plusieurs centaines de mètres parfois. Le second secteur se trouve à environ deux kilomètres plus à l'Est : nouvelle route D 926 au-dessus du barrage de Grand'Maison, vallon du Rieu Claret plus au Nord et du coté oriental des Rochers Motas au Sud. Sa largeur approximative est de 450 mètres environ au niveau de la nouvelle route mais semble diminuer rapidement au Nord comme au Sud. Enfin, nous avons noté que tous les filons de ce secteur sont parallèles à la foliation et sont souvent boudinés. Leur caractère intrusif n'est visible que lorsque, à l'origine, ils étaient plus ou moins perpendiculaires à la foliation; dans ce cas très exceptionnel (sous l'évacuateur de crues du futur barrage, par exemple), ils montrent des indentations très étirées, disposées dans les plans de foliation des gneiss encaissants, ce qui témoigne de la grande intensité de l'épisode tectonique ayant affecté la région.

V.6.2. L'amas filonien du Rieu Claret

Cet amas est en fait une bande large d'une centaine de mètres mais très vite interrompue au Nord comme au Sud, peut-être par quelque fracture. Sa longueur est d'environ 700 mètres.

Elle est très nettement visible en rive gauche du vallon du Rieu Claret, à l'altitude de 2150 mètres.

Sur un fond feldspathique très blanc se détachent des plages biotitiques noires de 1 à 5 mm de grosseur.

Microscopie

- Le plagioclase est là-encore le minéral de loin le plus abondant. Les trois quarts des plages qu'il forme sont zonées, témoignant d'une croissance en plusieurs étapes (figure 79). Il est altéré en damourite et épidote, et, assez fréquemment, en fibres ou baguettes parfois convergentes, du minéral marron foncé en L.N. supposé être de la pumpellyite. Cette altération est peu poussée et se fait plus ou moins suivant les zonations, le coeur étant plus atteint. Quelques myrmékites se développent aux abords du feldspath potassique.

- Le quartz, engrené en puzzle, est en grosses plages aux bordures bien nettes, souvent à extinction ondulante.

- Le microcline, peu fréquent, est légèrement perthitique et peu moiré. Il "s'insinue" entre les cristaux de plagioclase qui sont alors généralement myrmékitiques, et parfois les englobe.

- La biotite forme 10 à 15 % de la roche. Elle est la plupart du temps en partie transformée en chlorite bleue et marron en L.P.

- On note également la présence de quelques petites apatites automorphes, de rutile maclé sagénite dans la biotite ,de leucoxène-épidote dans la chlorite, de pumpellyite (?) dans le plagioclase et de rares zircons (à auréoles légèrement pléochroïques) dans la biotite.

Signalons enfin que certaines plages riches en zoïsite, ainsi qu'en chlorite et biotite sont peut-être les témoins d'anciennes petites amphiboles aujourd'hui disparues.

Conclusion

Ces faciès filoniens granitiques de la route de Grand'Maison et du Rieu Claret se différencient du granite des Sept Laux par une plus grande abondance en plagioclase et corrélativement par leur pauvreté en feldspath potassique. Cependant, mis à part cette différence quantitative, on retrouve les mêmes minéraux constitutifs.

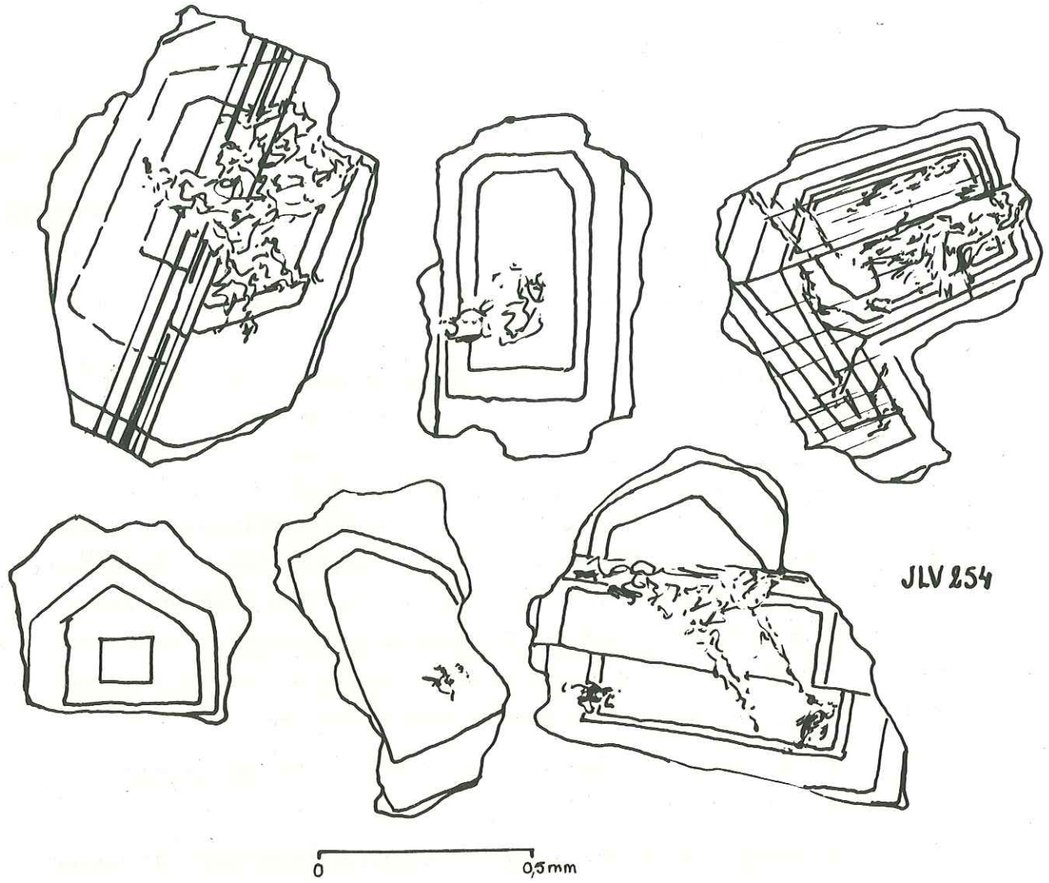


Figure 79 : Zonations du plagioclase dans le granite filonien du Rieu Claret.

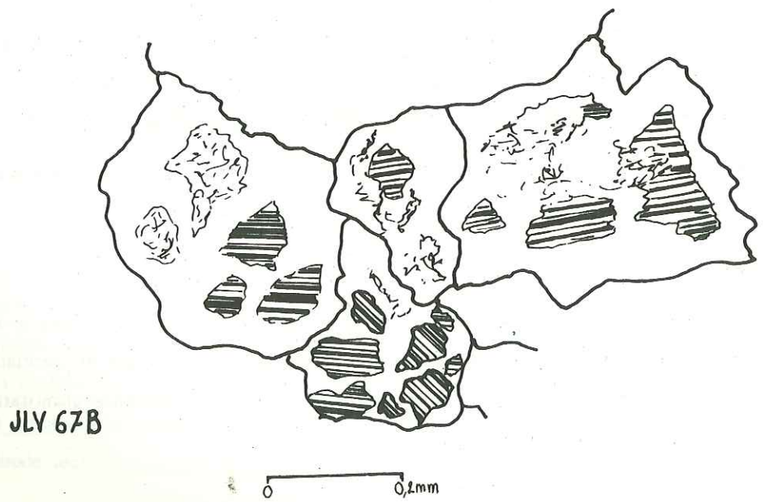


Figure 80 : Inclusions de plagioclase montrant deux familles d'orientation différente de leurs macles dans un autre plagioclase.

V.7. LES MANIFESTATIONS FILONIENNES TARDIVES DU GRANITE DES SEPT LAUX

Les dernières manifestations filoniennes du granite des Sept Laux sont représentées par les filons,hololeucocrates blancs, et les filonnets aplopegmatitiques généralement à feldspath noir .

V.7.1. Les filons hololeucocrates

Ces filons existent dans toutes les formations de notre région, à l'exception du groupe du Tepey-Sambuis : dans les séries muscovitiques du Rivier et du Rissiou-Rocher Blanc, dans l'ensemble amphibolique de l'Argentière-Puy Gris où ils sont peu différenciables parfois des leucosomes et même dans l'ensemble de Saint Colomban. Dans ce dernier, en fait, il est difficile de prouver leur relation avec le granite des Sept Laux. Cependant leur minéralogie et leur chimisme sont identiques à ceux des filons hololeucocrates liés à ce granite. Notons également que D.GASQUET(1979) relie les coupoles de granite leucocrate et leurs filons hololeucocrates, intrusifs dans le complexe de Saint-Colomban, avec le granite des Sept Laux.

En tout cas, on constate qu'ils sont plus fréquents aux alentours des zones granitiques (massif des Sept Laux et zone de Grand'Maison).

Leur puissance peut être variable : centimétrique, décimétrique, voire plurimétrique (falaise sud-est du Rocher Pilliozan, entre col et lac de la Croix ...etc...).

Leur texture est grenue et ils sont formés surtout de plagioclase et de quartz, ainsi que de microcline dont la quantité varie suivant les zones. Les minéraux phylliteux(biotite, chlorite, muscovite) sont rares, ainsi que les minéraux accessoires (pistachite, hématite).

V.7.2. Les filonnets aplopegmatitiques

Dans le Défilé de Maupas (Nord du massif du Rissiou), il existe un amas granitique de 300 m x 300 m, mais se continuant probablement en rive gauche de l'Eau d'Olle, dans lequel on peut observer des filonnets décimétriques ou plus petits d'aplites et pegmatites à feldspath noir et grenat. Ce grenat qui semble lié à la proximité de l'encaissant gneissique, a été retrouvé près du col de l'Amiante (Sud du Rocher Blanc) où il forme des lits millimétriques dans un faciès aplitique blanc intrusif dans le granite à biotite des Sept Laux.

Cependant les bains résiduels du granite des Sept Laux ont des compositions chimique et minéralogique assez variées. Voici les différents faciès rencontrés.

---

*Il a également été trouvé quelques petites paillettes microscopiques d'or dans le résidu de minéraux lourds, après la séparation du grenat.

- Pegmatite à feldspath noir et grenat. Elle est caractérisée par une assez grande abondance du feldspath potassique gris-noir, ce qui confère à la roche une couleur générale noirâtre. Ce feldspath peut atteindre de grandes tailles (jusqu'à 7x7x6 cm) et il est automorphe. Des petits lits verts tachetés de grenat rouge zèbrent ce faciès (bord de la route D 926 au point X = 894,31 - Y = 329,06 Coord.LIII. Zone Sud) .

- Si la muscovite, en plages centimétriques, devient très abondante, on aura une pegmatite à feldspath noir et muscovite.

- Sur les pentes du Rocher Blanc, près des lacs de la Motte et de l'Ile (Nord-Est des Sept Laux), les faciès filoniens pegmatitiques sont à mégacristaux de feldspath potassique blanc atteignant, là-aussi, de grandes tailles (maximum observé : 6x2 cm). Cette pegmatite est caractérisée par sa couleur très blanche, son extrême pauvreté en phyllites (muscovite) et par la présence, tout à fait occasionnelle, de quelques baguettes de tourmaline automorphe (diamètre maximal observé : 3 mm) généralement groupées.

Ces faciès grossiers pegmatitiques sont associés à des filonnets aplitiques de composition à peu près identiques :

PEGMATITE	APLITE	OCCURRENCE
. A feldspath noir ± quartzeuse	. A feldspath noir ± quartzeuse	Défilé de Maupas point coté 1394m
. A feldspath noir et grenat	. A feldspath noir et grenat	Défilé de Maupas point coté 1425m
. A feldspath noir et muscovite	?	Défilé de Maupas point coté 1394 m
. A feldspath blanc (et tourmaline)	. A feldspath blanc	Ouest Rocher Blanc Lac de l'Ile
?	. A feldspath blanc et grenat	Sud-Ouest Rocher Blanc

Figure 81 : Correspondance des filons pegmatitiques et aplitiques du granite des Sept Laux

Nous avons vu également que des filonnets centimétriques à gros feldspaths noirs dans un fond aplitique blanc à points noirs(microcline) existent en plusieurs points des séries cristallophylliennes proches du granite des Sept Laux (cf. paragraphe V.6.1.), et que, le long de la nouvelle route D 926, au-dessus de la retenue de Grand'Maison, dans la section riche en filons granitiques, des filonnets blancs à grosses plages de biotite ou de muscovite apparaissent quelquefois.

Microscopie des filonnets aplo-pegmatitiques à feldspath noir et grenat

- Le feldspath potassique(microcline) est toujours assez abondant. Dans les faciès pegmatitiques il prend de plus grandes tailles, généralement de 1 ou 2 cm. Ce minéral, fréquemment moiré mais jamais en totalité, est très perthitique (perthites soit en très fins traits bien rectilignes, soit de forme sigmoïde et plus épaisses, soit encore en petites taches amygdalaires, soit enfin disposées selon un réseau plus ou moins orthogonal : cf. figures 12 et 13) et poecilitique, incluant généralement des cristaux de plagioclase quelquefois automorphes mais rarement du quartz et des phyllites.

- Le plagioclase est soit peu altéré, en séricite, soit frais. Au contact du microcline, il est myrmékitique. Ses macles, albite et parfois carlsbad ou péricline, sont tordues et décalées du fait de la tectonique. Par endroits, des zonations sont visibles, notamment lorsqu'il est inclus dans le microcline; ailleurs la zonation se décèle par une altération bien circonscrite au coeur des cristaux.

Enfin, nous pouvons quelquefois observer, dans des plages feldspathiques altérées, des taches qui ne le sont pas et qui montrent des macles qui ont soit la même orientation soit deux orientations obliques l'une sur l'autre (figure 80).

- Le quartz est soit non déformé, en cristaux assez gros engrenés en puzzle, soit en plages de cristaux plus petits allongés et aux contours flous moulant les feldspaths. Son extinction est ondulante et il montre souvent, dans le second cas, des bandes de déformation.

- Micas blancs. A coté de la damourite d'altération des plagioclases, il existe de fines paillettes de séricite disséminées entre les grains de quartz et de feldspath. Elle peut être assez abondante, accompagnée de quelques plages plus grosses de muscovite, elles-mêmes associées à de la biotite. Dans certains secteurs très localisés, cette muscovite peut prendre un grand développement.

Dans les petits lits de ces pegmatites, où le grenat est abondant, existent des minéraux verts macroscopiquement qui correspondent à des amas de séricite très fibreuse, onduleuse. En dehors de ces lits, ces amas de séricite, comme le grenat, sont peu fréquents. Il pourrait s'agir de liquides hyperalumineux subsistant après la cristallisation des aplopegmatites qui, au départ, devaient être très alumineuses.

- La biotite, généralement un peu plus fréquente que la muscovite en grandes plages, est associée à cette dernière. Elle s'altère légèrement en chlorite grise ou bleutée en L.P; elle est souvent déformée et à extinction ondulante.

- Grenat. Sa taille est généralement de 1 à 2 mm, quelquefois plus faible, dans les pegmatites, mais n'est que de 0,1 à 0,2 mm dans les aplites. Il est toujours automorphe, non (ou très peu) altéré.

En fait ces grenats se localisent surtout dans les petits lits verdâtres décrits ci-dessus. Sinon, ils ne sont pas vraiment disséminés dans la roche mais plutôt en petites " trainées " difficilement décelables à l'oeil nu.

Son occurrence est assez limitée. De plus, nous ne l'avons rencontré qu'à proximité de l'encaissant gneissique du granite, mais dans ce granite et non dans le gneiss. Notons enfin que de minces lits grenatifères ont été retrouvés dans la falaise sud-est du Rocher Blanc dans une aplite blanche. La figure 81 nous montre qu'il s'agit, dans ce dernier cas, d'un grenat essentiellement manganésifère et non calcique.

PROPRIETES PHYSIQUES		
paramètre de maille	indice de réfraction	densité
$a_o = 11,54$ Å	$n = 1,808$	$d = 4,185$

COMPOSITIONS EN TERMES EXTREMES

(I) $\left[PYR_6 ; ALM_{36} ; GRO_2 ; SPE_{56} \right]$

ou

(II) $\left[PYR_7 ; ALM_{37} ; AND_2 ; SPE_{54} \right]$

FORMULES STRUCTURALES

(I) $(Mg_{.18} ; Fe_{1.08} ; Ca_{.06} ; Mn_{1.68})\ Al_2\ Si_3O_{12}$

ou

(II) $(Mg_{.21} ; Fe_{1.11} ; Ca_{.06} ; Mn_{1.62})\ (Al_{1.96} ; Fe,Ti_{.04})\ Si_3O_{12}$

(pourcentages en molécules)

Figure 82 : Caractéristiques du grenat (aplite blanche à grenat du Col de l'Amiante).

- Le zircon s'observe rarement dans quelques plages à biotite où il développe des auréoles pléochroïques.

Les minéraux suivants ne sont pas systématiques et leur quantité est toujours extremement faible. Ce sont :

- l'apatite hypidiomorphe, le plus souvent en inclusion dans le plagioclase, le sphène et l'épidote.

Les proportions de chaque minéral dans ces aplopegmatites sont d'environ : 30 à 35 % de plagioclase, 30 % de quartz, 30 % de feldspath potassique, 5 à 10 % de divers.

En fait, il existe certains faciès plus riches en minéraux phylliteux (muscovite), ainsi que d'autres très riches en quartz (40% ou plus). Dans ce dernier cas, le plagioclase, habituellement dominant, ne représente plus que 10 à 20 %.

V.8. GEOCHIMIE DU GRANITE DES SEPT LAUX ET DES FILONS ASSOCIES

V.8.1. Diagrammes de H. de LA ROCHE

a) Le granite des Sept Laux

Sur le diagramme QF-FB, le granite des Sept Laux se situe d'une part près du champ des adamellites et d'autre part près de celui des granodiorites. Cependant, à la différence du nuage défini par D.GASQUET(1979), il existe dans la partie sud de ce massif granitique, en particulier en bordure est, comme dans le Défilé de Maupas (X = 893,89; Y = 329,19; Z = 1394), une nette tendance tonalitique. Le granite à feldspath noir du lac Carré entre, lui aussi, dans cette partie sub-tonalitique.

A l'inverse, la tendance silico-potassique est représentée par les filons granitiques de la bordure est du granite des Sept Laux, en particulier celui du lac de l'Agnelin.

b) Les filons

- L'amas filonien du Rieu Claret matérialise nettement la tendance tonalitique du granite des Sept Laux vue ci-dessus.* Sur R_1-R_2 (figure 83), il est proche du pôle "dacite, rhyodacite ".

- Les filons hololeucocrates,* très blancs, occupent sur le diagramme QF-FB (figure 84) un domaine assez restreint, intermédiaire entre les adamellites et les granites, avec une nette tendance hololeucocrate (Fe= 8 à 11).

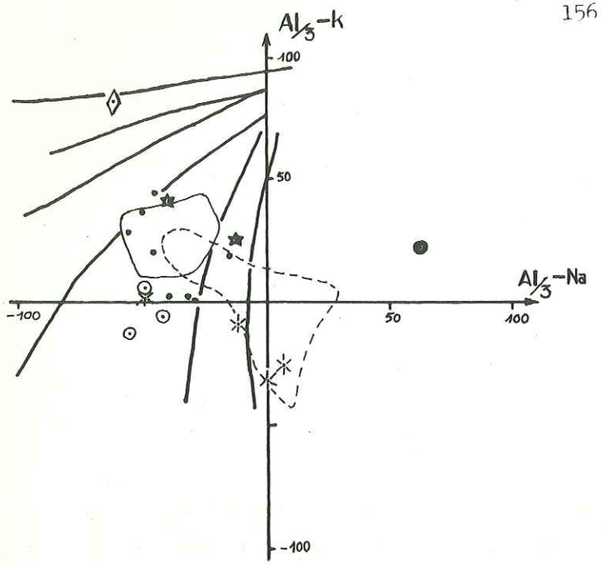
- Les filons aplopegmatitiques. A partir du nuage précédent, ils se dispersent vers un domaine soit plus potassique (filonnets à feldspath noir et grenat) soit moins potassique (filonnets à muscovite et très peu de feldspath noir).

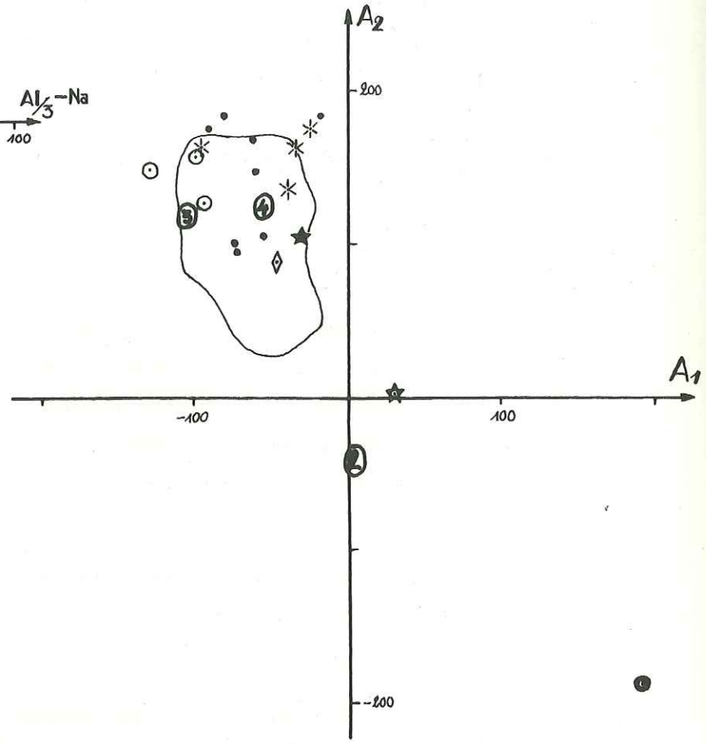
c) Variations des différents oxydes en fonction du " temps "

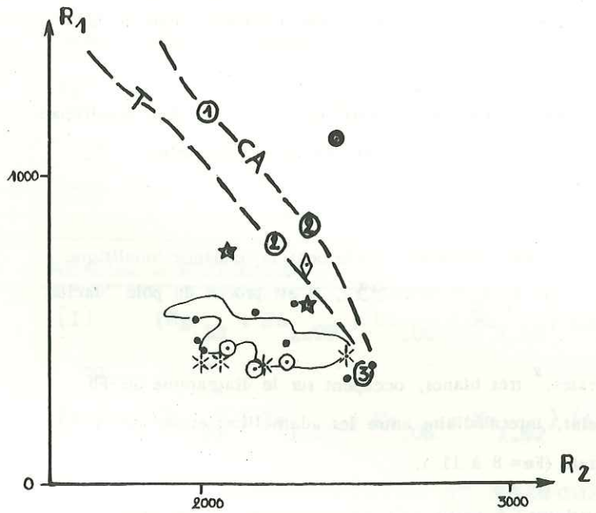
Suivant qu'un faciès recoupe ou est recoupé par un autre, nous avons pu établir une chronologie relative des différents faciès du granite des Sept Laux. Ceci est notamment assez bien visible dans le Défilé de Maupas (cf. figure 87). Nous pouvons ainsi suivre l'évolution géochimique de ce granite (figure 85).

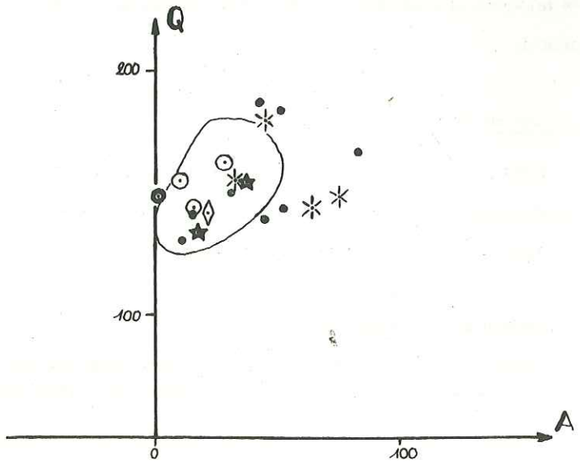
* Du point de vue pétrographique, il s'agit plutôt d'une trondjhemite

* Nous avons toujours réuni avec les filons hololeucocrates liés au granite des Sept Laux celui qui est intrusif dans le complexe de Saint Colomban(butte de Mont-Rond), car il ne présente, avec ceux-ci, aucune différence ni pétrographique, ni géochimique.









andésite
dacite, rhyodacite
rhyolite
granite s.s.

nuage du granite des Sept Laux
enclaves surmicacées
D. GASQUET (1979)

Figure 83 :

Le granite des Sept Laux et les filons associés dans les diagrammes géochimiques de H. de La Roche.

(légende page 159)

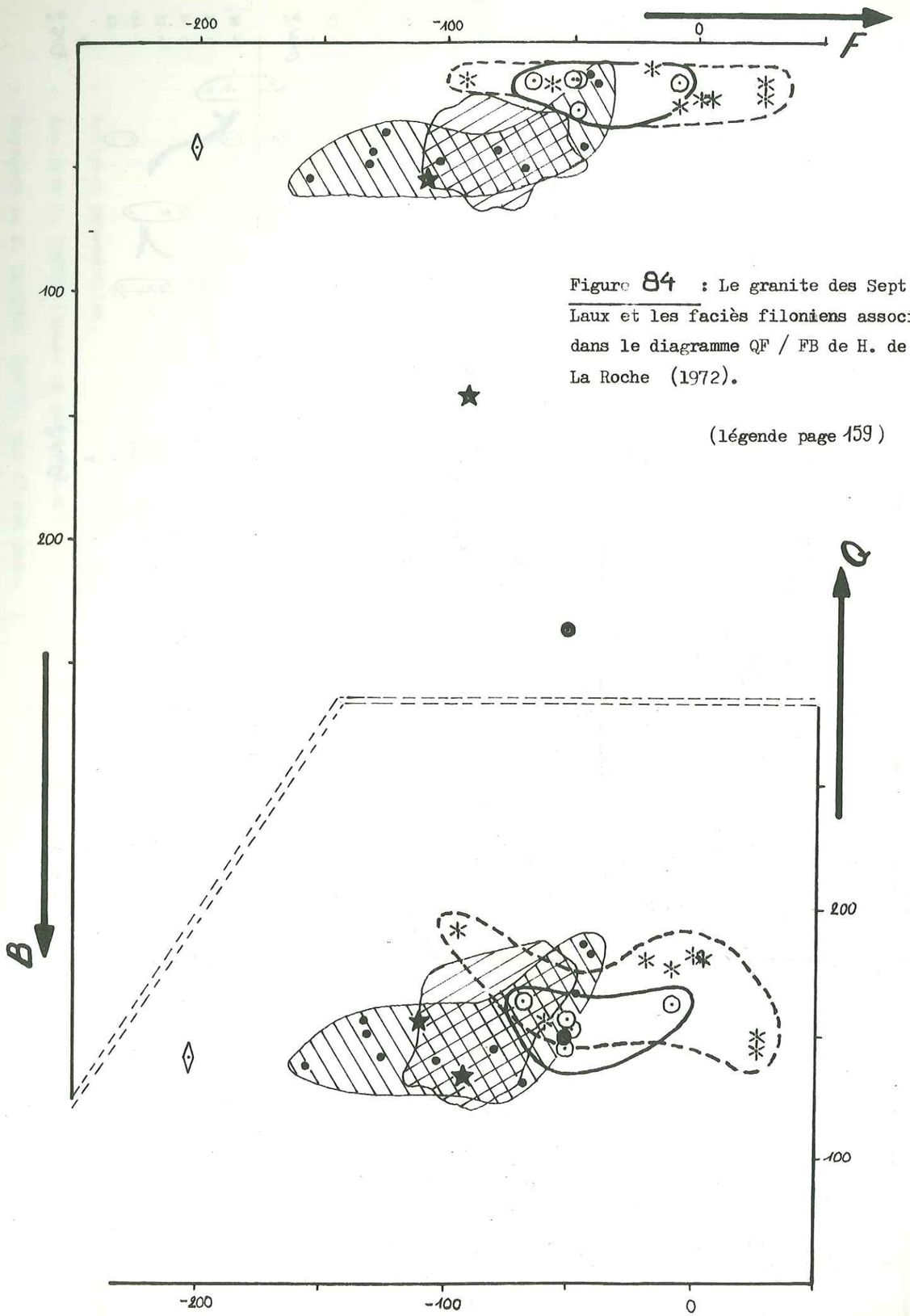


Figure 84 : Le granite des Sept Laux et les faciès filoniens associés dans le diagramme QF / FB de H. de La Roche (1972).

(légende page 159)

Altitudes en (Na+K) et en Fe, exprimées en milliatomes dans 100g de roche, en p. 159

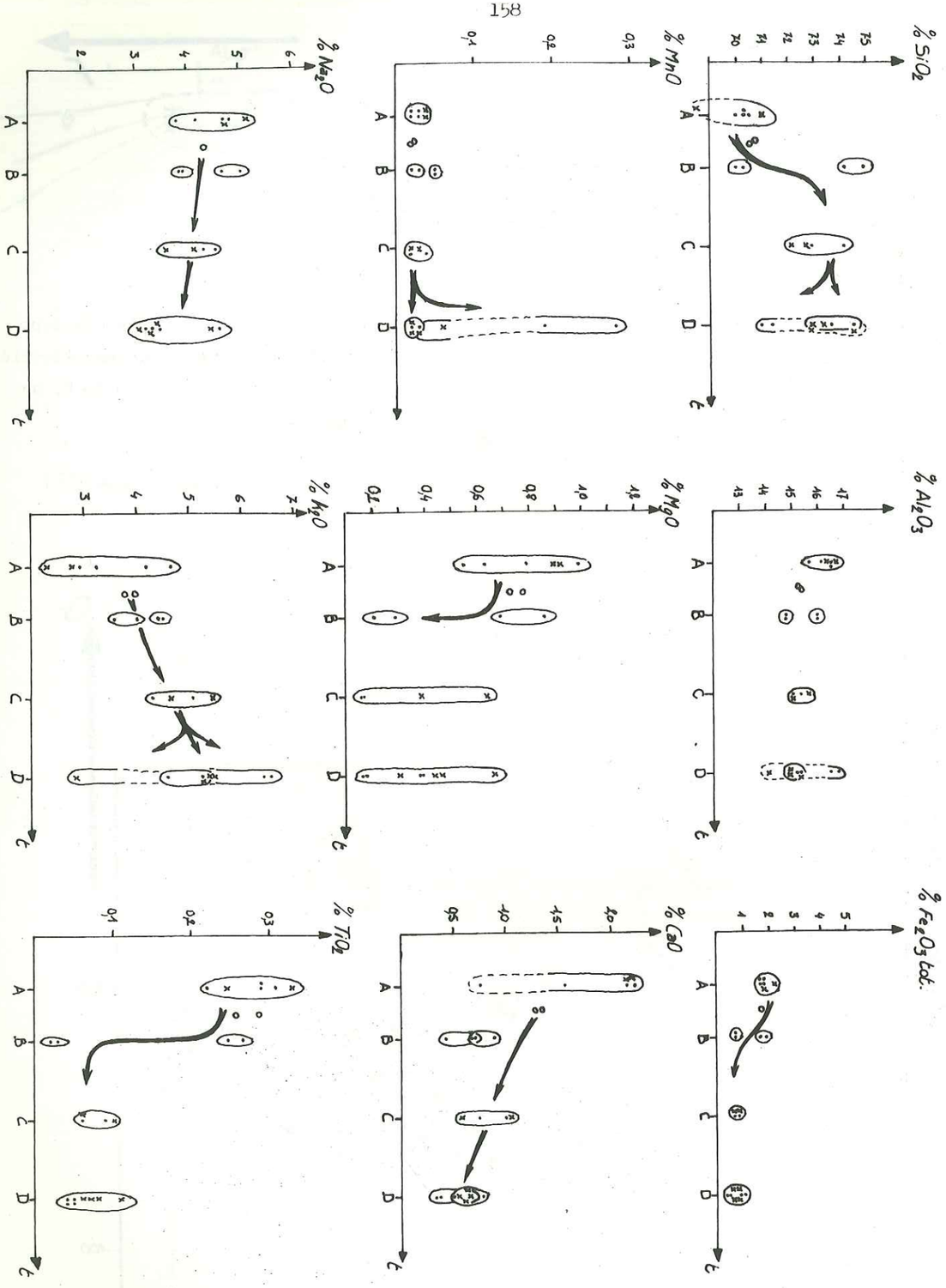
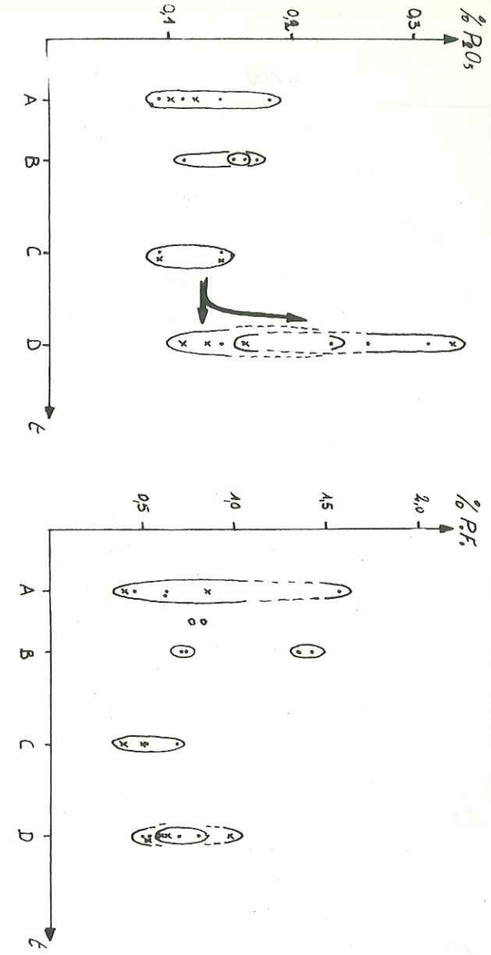


Figure 85 : Le granite des Sept Laux et filons associés. Evolution des différents oxydes en fonction du temps.

(Suite et légende de cette figure page ci-contre)



Suite de la figure 85

LEGENDE DE LA FIGURE 85:

A granite
B filons granitiques
C filons hololeucocrates
D filons aplopegmatitiques

. Analyses personnelles.

x Analyses D. BONNET (thèse en préparation)

o Moyennes de D. GASQUET (1979), sur 47 analyses.

LEGENDE DES FIGURES 83 et 84 :

- Granite "normal" des Sept Laux.
- Nuage du granite des Sept Laux de D. GASQUET.
- Filons blancs, leucocrates à biotite.
- Filonnets aplo-pegmatitiques à feldspaths noirs.
- Amas filonien de granite plagioclasique à biotite du Rieu Claret.
- Granite porphyroïde de la cascade des Sept Laux.
- Enclave surmicacée.

N.B. : Nos nuages sont basés sur 19 analyses personnelles et 8 analyses de D. BONNET (thèse en prép.) dans la même zone.

	gr. nor.	fil. bl.	f. àF.noi.	f.du R.Cl.	gr. por.
Na + K	210 à 240	230 à 250	205 à 245	208	200
Fe	21 à 28	8 à 11	7 à 14	21	25 à 50

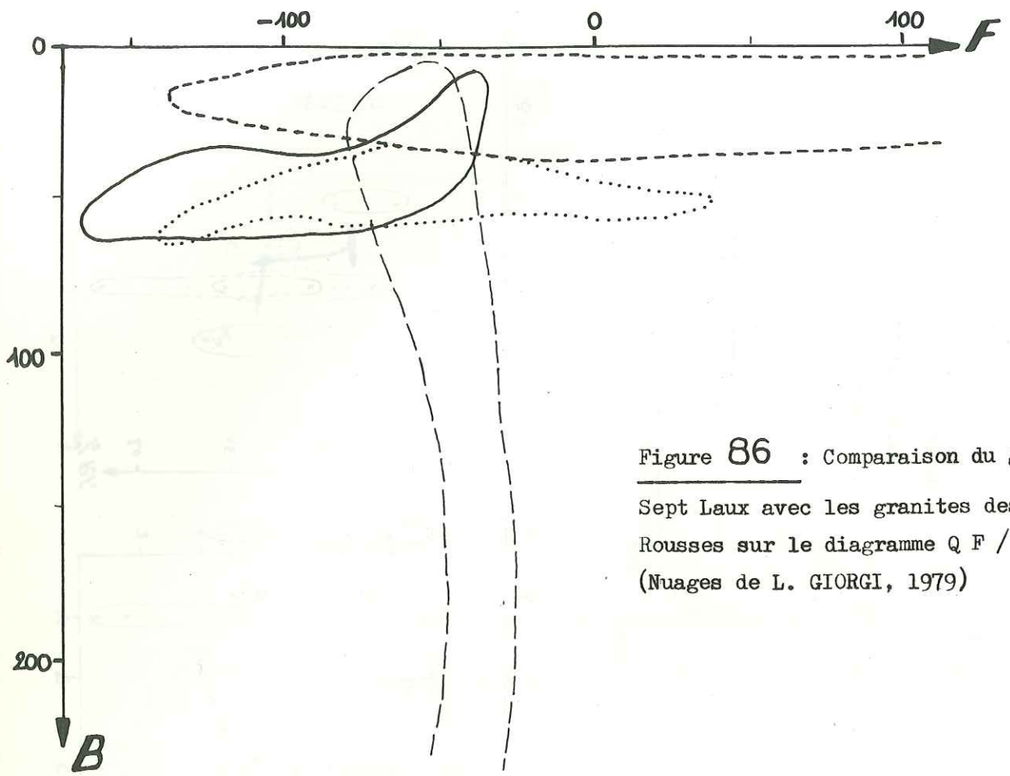
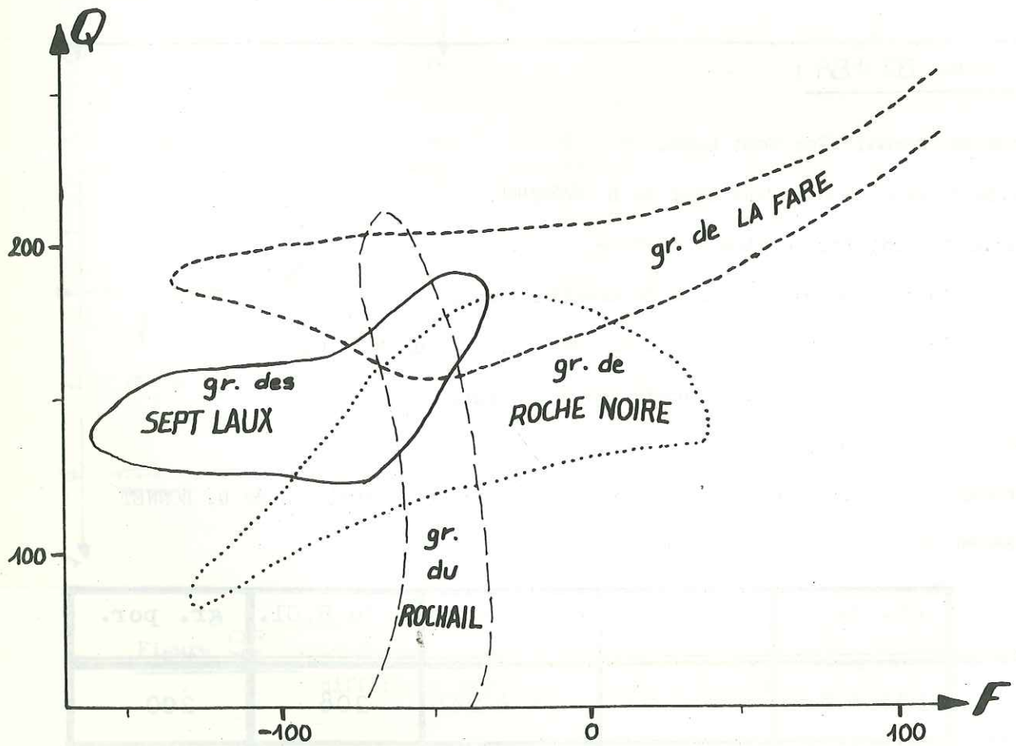


Figure 86 : Comparaison du granite des Sept Laux avec les granites des Grandes Rousses sur le diagramme Q F / F B. (Nuages de L. GIORGI, 1979)



. Au temps A correspond le granite des Sept Laux, lui-même. Les moyennes effectuées par D.GASQUET(1979), sur les faciès fins et grossiers, sont figurées par deux petits ronds.

. Au temps B, se mettent en places les granites filoniens de bordure (tendance hololeucocrate du nuage du granite des Sept Laux sur la figure 84).

. Le temps C marque l'intrusion des filons hololeucocrates.

. Au temps D, les aplopegmatites souvent à feldspath noir, représentent les dernières manifestations du magmatisme des Sept Laux.

Alors que certains oxydes ne varient pas, ou très peu, au cours du temps (Al_2O_3, Na_2O ainsi que la perte au feu), d'autres vont, de A à D, soit baisser, soit augmenter :

- oxydes dont la teneur baisse de A à D.

Fe_2O_3, MgO, TiO_2 baissent brusquement entre A et B. CaO, lui, baisse progressivement de A à D; il en est de même pour Na_2O et Al_2O_3 mais de façon beaucoup moins prononcée ;

- oxydes dont la teneur augmente de A à D.

Cette augmentation est progressive pour K_2O. Elle est brusque entre A et B pour SiO_2.

Enfin, au temps D, les différents faciès montrent des teneurs à peu près identiques (Fe_2O_3 tot., MgO, Al_2O_3, Na_2O, et surtout K_2O, MnO et P_2O_5).

Implications minéralogiques

- La biotite (ou chlorite), fréquente dans le granite, n'existe pas ou en très faible quantité dans les filons. Ce minéral contient toujours du rutile, ce qui explique la baisse de TiO_2 également entre A et B;

- le calcium diminue de A à D de manière progressive, ce qui montre la tendance du plagioclase à devenir de moins en moins anorthitique au cours du temps puisque la teneur en Na_2O ne change pas. Nous pouvons également voir une dispersion notoire de CaO entre différents faciès de granite; la cristallisation du plagioclase paraît donc très précoce (le pôle peu calcique est représenté par les faciès de bordure probablement un peu plus tardifs : cf. paragraphe V.8.2.) ;

- K_2O a lui une évolution inverse de celle du CaO. Ceci indique qu'il sera emmené dans les filons et que le feldspath potassique aura une cristallisation tardive;

- le granite a une teneur assez constante en silice mais cette teneur est plus forte dans les faciès filoniens. Le quartz débute sa cristallisation donc après le plagioclase (entre les temps A et B) mais moins tardivement que le feldspath potassique puisque les filons tardifs ne sont

pas enrichis en SiO_2 par rapport aux filons précoces comme c'est le cas avec K_2O;

- enfin les éléments accessoires comme le magnésium et surtout le manganèse (grenat), le phosphore (apatite) ou même le bore non représenté ici (tourmaline) peuvent prendre une certaine importance dans les filons aplopegmatitiques qui sont les dernières manifestations filoniennes du granite des Sept Laux. Dans ces aplopegmatites, les éléments majeurs peuvent aussi varier (Si, K et Al).

d) Le granite porphyroïde de la cascade des Sept Laux

Ce faciès particulier est proche du champ des granodiorite sur le diagramme QF-FB (figure 84). Nous avons vu antérieurement qu'il pourrait représenter une énorme enclave, peut-être de la série voisine du Rissiou Rocher-Blanc riche en muscovite, plus ou moins digérée par le granite des Sept Laux. Le développement du feldspath potassique pourrait se rapprocher de celui observé dans certains granitoïdes de Saint Colomban. Du fait de l'augmentation des conditions P-T., la muscovite de la série enclavée a pu être destabilisée et transformée en feldspath potassique.

e) Comparaison avec les granites des Grandes Rousses

Sur le diagramme QF-FB (figure 86), les nuages correspondant aux granites de La Fare, Roche Noire et du Rochail, établis par L. GIORGI (1979), ne semblent pas avoir de relation, du moinsà priori, avec le granite des Sept-Laux. Notamment, la tendance tonalitique de sa partie méridionale n'est pas représentée dans les Grandes Rousses.

V.8.2. Le diagramme Q-Ab-Or-An (PH_2O)

Le granite des Sept Laux correspond à un granite calco-alcalin akéritique (1,4,2,4) dans la classification de Lacroix et à une monzodiorite dans celle de Streckeisen.

V.8.2.1. Echantillonnage

Nous avons pu différencier deux sortes de granite. Tout d'abord le granite "normal" qui est représenté par des échantillons prélevés, pour la plupart, au milieu du massif et qui semble former le corps granitique principal; ensuite le granite dit " de bordure " qui a, lui, tendance à recouper le précédent et qui se trouve plutôt sur les bordures du massif, parfois même en petits massifs satellites du corps principal, dans l'encaissant gneissique (Défilé de Maupas).

Dans le Défilé de Maupas (X= 893,89; Y=329,19; Z = 1394. Coord.L.IIIz.sud), nous rencontrons ces deux types de granite, avec leur dépendance filonienne et nous pouvons établir leur chronologie relative (figure 87) : le granite " de bordure " recoupe le granite

" normal" et tous deux sont recoupés par des filons hololeucocrates, eux-mêmes antérieurs aux filonnets aplopegmatitiques à feldspath noir .

Nous considérerons que les compositions de chacun de ces faciès, successifs dans le temps, reflètent celles des différentes phases liquides existant aux différentes étapes de la cristallisation du granite des Sept Laux.

V.8.2.2. Le rapport Ab/An

Il est bien visible (figure 88) que ce rapport Ab/An augmente des faciès les plus anciens aux plus récents. La quantité d'anorthite diminue progressivement au cours de la cristallisation du magma, jusqu'à être pratiquement nulle dans les faciès filoniens terminaux, c'est à dire dans les derniers bains qui subsistent juste avant la cristallisation totale.

Nous pouvons également remarquer que la cristallisation du plagioclase est très précoce, comme en témoigne la valeur du rapport Ab/An, plus forte dans le granite " normal " que dans celui " de bordure ". Ainsi, dans le faciès " normal ", il est de 4,4 ce qui correspond à une teneur de 18% en anorthite du plagioclase; cependant, ce chiffre n'est qu'une moyenne puisque la quantité d'anorthite baisse progressivement au cours de la cristallisation du magma, au fur et à mesure que celui-ci se refroidit. En fait ce premier plagioclase est An 27 environ, comme l'étude microscopique du granite nous l'a montré.

V.8.2.3. Le granite des Sept Laux dans le diagramme Q-Ab-Or-An-H_2O

Nous avons répertorié les compositions des différentes roches liées au granite des Sept Laux (figure 88). En fait, il s'agit des compositions normatives calculées à partir des analyses chimiques. Cependant, la quantité de K_2O contenue dans la biotite n'a pas été estimée car ce minétal est généralement peu abondant dans les faciès granitiques (inférieur à 5%) et souvent inexistant dans les filons. En tout état de cause, si on en tenait compte les points représentatifs du granite se rapprocheraient de la face Q-Ab-An du tétraèdre mais seraient toujours dans l'espace du plagioclase.

a) Présentation

Sur la figure 89 , nous pouvons constater plusieurs choses :

- baisse progressive de la teneur en anorthite entre les faciès granitiques " normaux " et ceux " de bordure ";
- cette baisse se continue jusqu'aux aplopegmatites tardives;
- la composition du granite " normal ", qui serait la plus proche de celle du magma initial, semble être représentée par les deux points d'altitude 11 sur Q-Ab-Or et 26 et 28 sur An-Ab-Or. Cependant, des compositions locales différentes sont possibles, telles que celles du point JLV 135 d'altitude 7 sur Q-Ab-Or (figures 88 et 89).

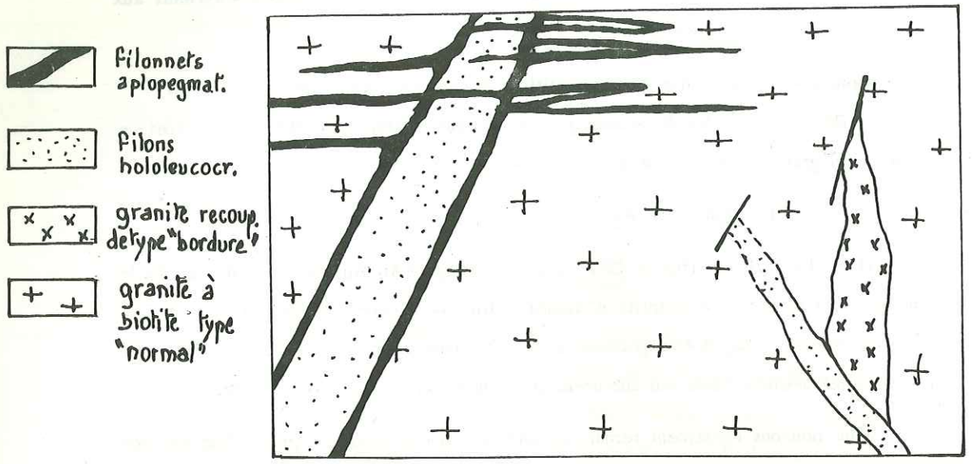


Figure 87 : Chronologie relative des différents faciès liés au granite des Sept Laux (Défilé de Maupas).

FACIES	ECHANT.	Q+Ab+ An+Or	Ab/An	Composition Q	Ab	Or	An	Q-Ab-Or Q	Ab	Or	An-Ab-Or An	Ab	Or
Granite normal ☆	JLV 172	95	4,4	26	43	20	11	29	48	23	14	58	27
	JLV 135	94		24	40	29	7	26	43	32	10	52	39
	JLV 268	94		28	43	18	11	32	48	21	15	59	25
Moyenne D. GASQUET(1979) ✳	f. fin + f.gross.	93	6,2	29	40	25	6	31	42	27	9	56	35
Granite de bordure ⊡	JLV 14	89	13,7	33	36	28	3	34	37	29	5	54	42
	JLV 65	92		26	47	23	4	27	49	24	5	63	31
	JLV 66	91		28	44	26	2	29	45	27	3	61	36
Filons hololeucocr. △	JLV 165	97	15,7	30	40	27	3	31	41	27	4	58	38
	JLV 269	97		27	38	31	4	28	40	32	6	52	42
	JLV 133	98		28	40	30	2	29	40	31	2	56	42
Filonnets aplopegmat. ⊙	JLV 272	96	∞	34	31	32	3	35	32	33	5	47	49
	JLV 63	93		30	30	41	0	30	29	41	0	42	58

Figure 88 : Valeurs des paramètres des différents faciès liés au granite des Sept Laux sur Q-Ab-Or-An-H_2O.

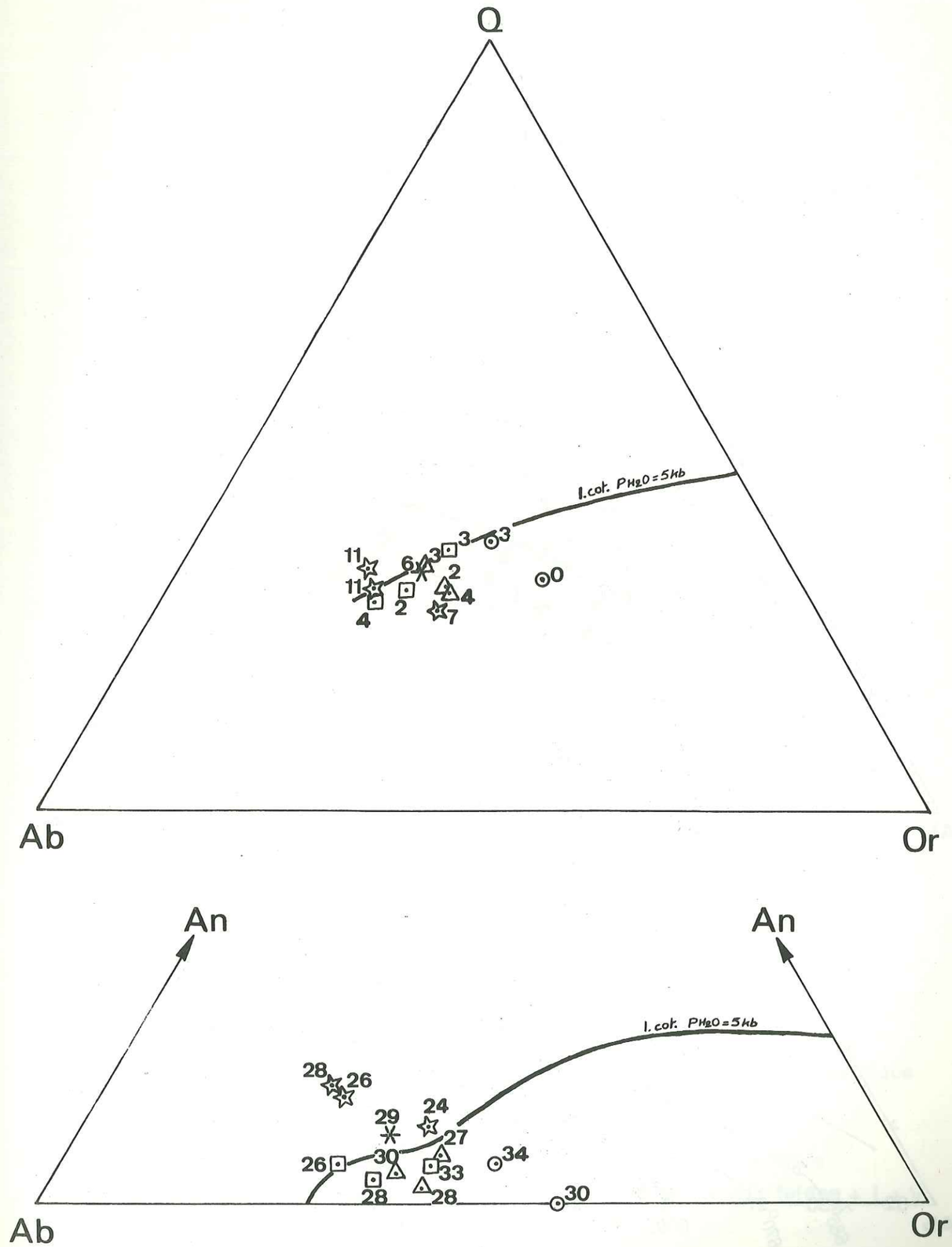


Figure 89 : Position des échantillons correspondant aux différents faciès liés au granite des Sept Laux sur le diagramme Q-Ab-Or-An.

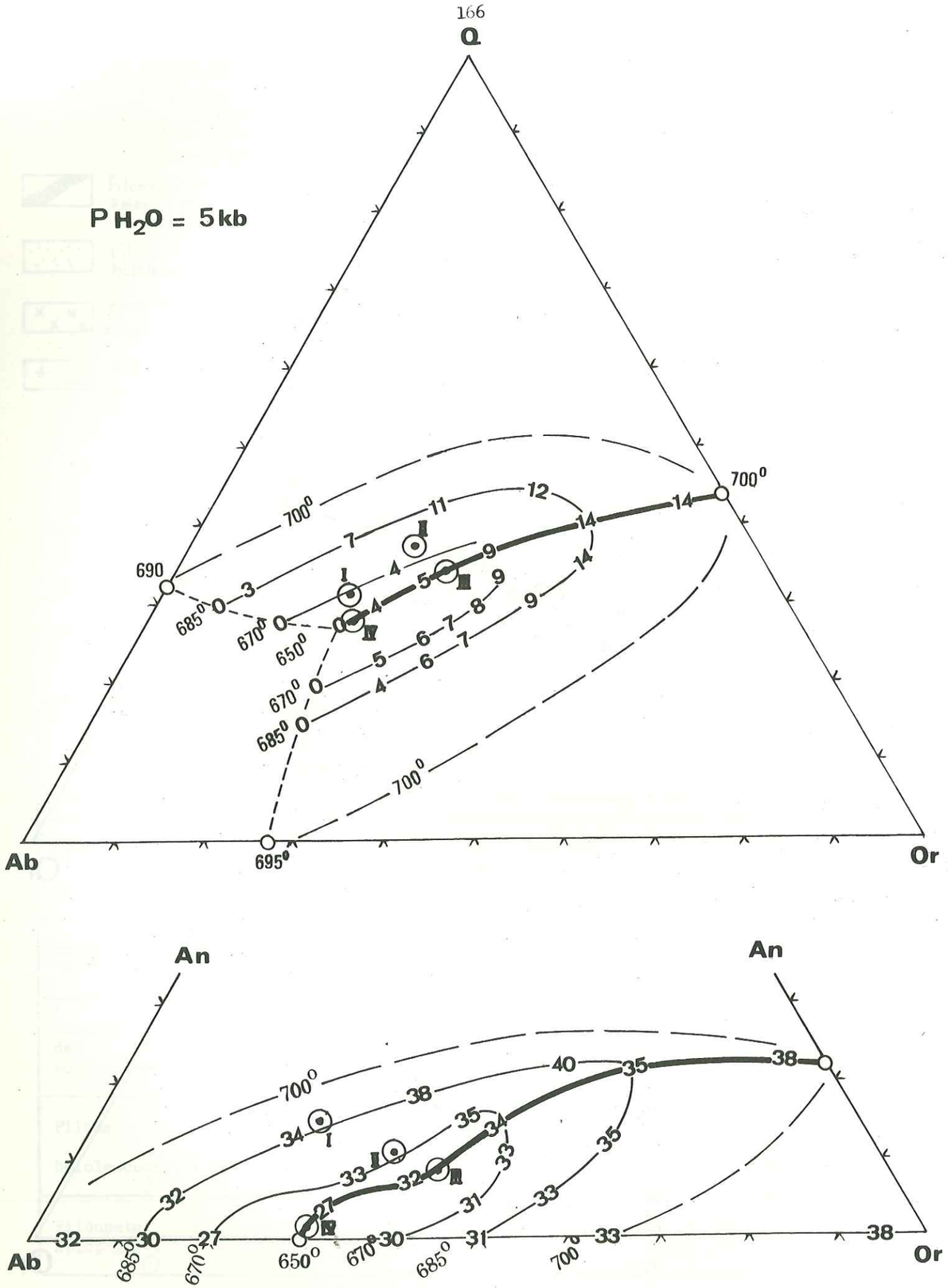


Figure 90 : Cheminement du granite des Sept Laux (JLV 268) sur le diagramme Q-Ab-Or-An à P H_2O = 5 kb.

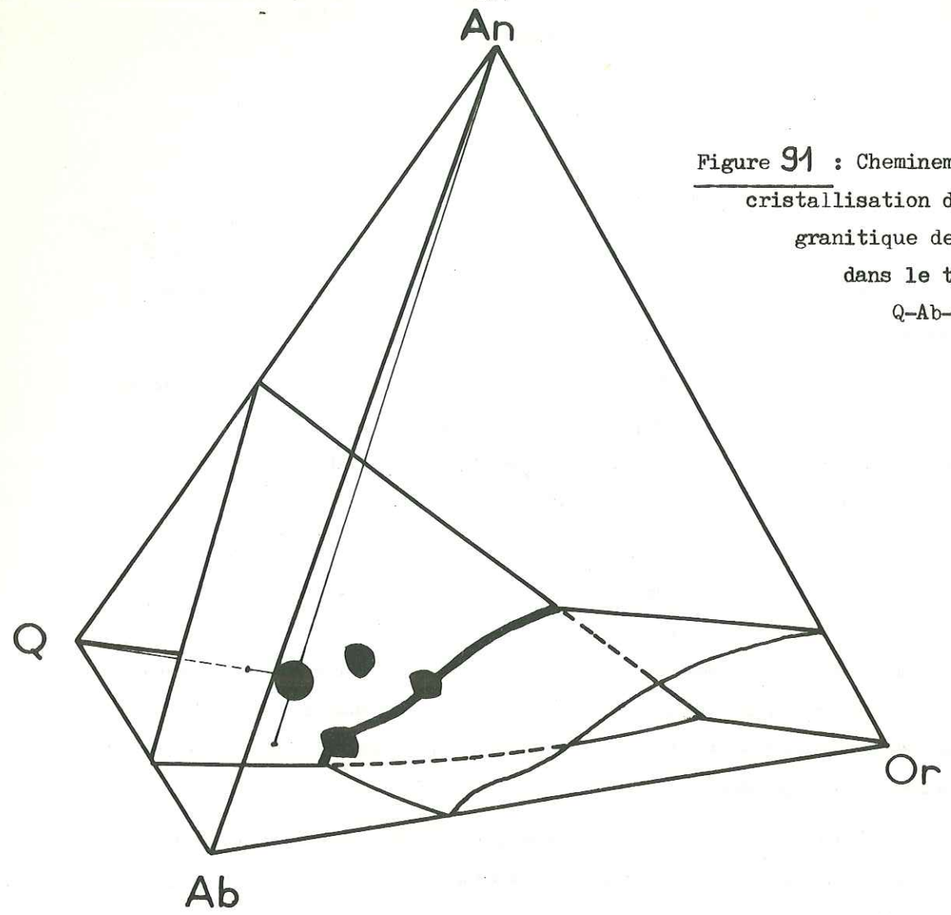
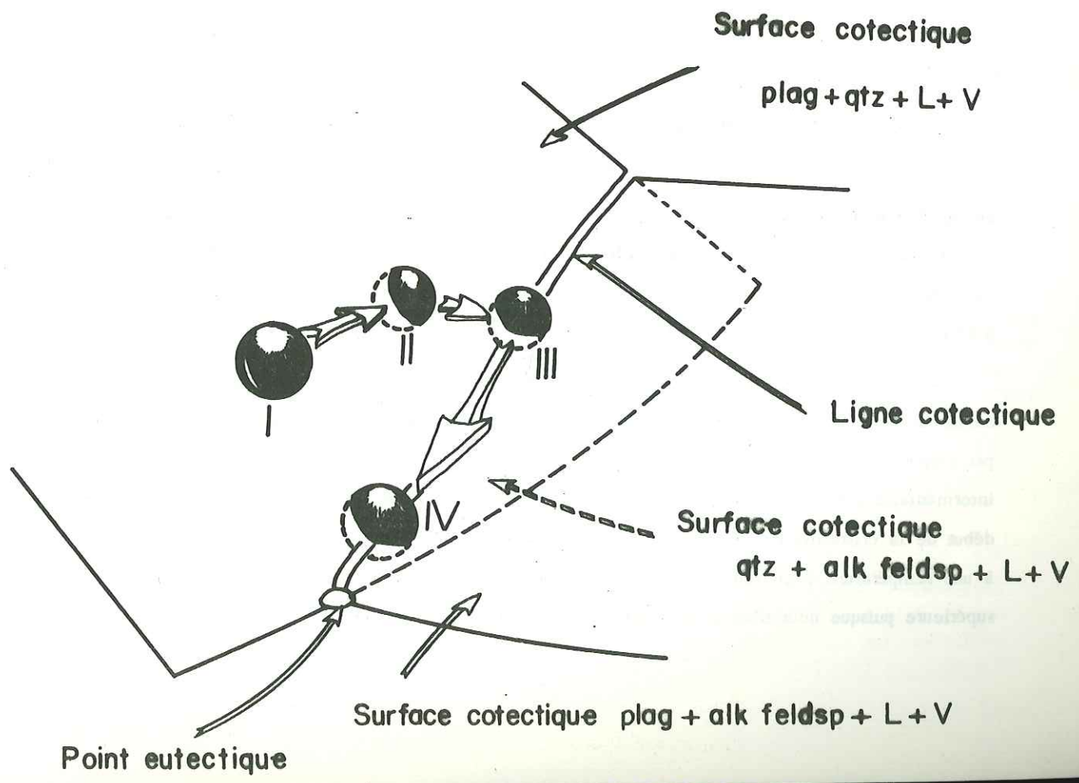


Figure 91 : Cheminement de la cristallisation du magma granitique des Sept Laux dans le tétraèdre Q-Ab-Or-An-H_2O.



b) La pression de vapeur d'eau

En plus des contraintes conventionnelles de ce diagramme (voir annexe 2), il nous faut estimer les conditions de pression d'eau sous lesquelles s'est effectuée la cristallisation du granite des Sept Laux.

Aucun auteur, à l'heure actuelle, ne semble avoir discuté des valeurs respectives qu'avaient la pression d'eau et la pression totale au cours de la cristallisation. Sur le diagramme Q-Ab-Or-An-H_2O, les faciès granitiques de bordure et les filons hololeucocrates paraissent se placer assez près de la ligne cotectique, pour PH_2O = 5 Kb.

Nous verrons que le granite des Sept Laux semble se mettre en place dans une zone en extension liée à un système de décrochement (paragraphe I.3.2 p. 205), ce qui laisse supposer que la pression existant à ce moment, puisque par convention PH_2O = P tot., est lithostatique. P_l = 5 Kb équivaudrait à une profondeur de mise en place du granite d'environ 18 km. Ce chiffre ne peut être discuté ici mais, dans le cas où il serait trop élevé, ceci signifierait que PH_2O est supérieure à P tot. et les conditions pour utiliser ce diagramme ne seraient malheureusement pas respectées.

En tout état de cause, cette pression sera estimée à 5 Kb, mais comme en fait elle peut-être comprise entre 3et 7 Kb, ceci nous conduira à affecter les résultats obtenus, en particulier pour la température,d'un certain coefficient d'erreur (cf.p. 20).

c) Le cheminement de la cristallisation du granite des Sept Laux sur Q-Ab-Or-An à PH_2O = 5 Kb.

Voir les figures 90 et 91 .

Nous avons choisi d'étudier le cheminement de l'échantillon JLV 268 (figure 88) qui semble le mieux représenter la composition du magma initial. Ce choix paraît justifié par le fait que les moyennes des analyses effectuées par D.GASQUET(1979) sur le granite des Sept Laux se placent parfaitement entre nos granites " normaux " type JLV 268 et les granites " de bordure ".

Stade I - L'altitude de ce point sur Q-Ab-Or est de 11, c'est à dire 8 % en An au-dessus de la surface cotectique qtz+plg+L+V, et il existe un déficit de 7% en Q par rapport à cette même surface sur An-Ab-Or. Dans l'espace du plagioclase, sa place est intermédiaire entre les échantillons n° 5 et 3 de WINCKLER(voir annexe 2). Le début de la cristallisation semble donc s'être effectué, dans le cas du granite des Sept Laux, à une température d'environ 715 °C ; mais celle-ci a dû probablement être légèrement supérieure puisque nous n'avons pas estimé la quantité de K dans la biotite (cf.V.8.2.3p. 163)

Sous une autre forme, on peut dire qu'à une température légèrement supérieure à 715°C, tout le plagioclase était fondu. Cependant, si le plagioclase n'a pas entièrement fondu, subsistant en cristaux épars dans le magma avec la biotite et quelques minéraux accessoires, le magma n'a jamais atteint la température de 715°C.

En tout cas, par analogie encore avec ces deux exemples de WINCKLER(p. 168), il cristallise environ 20 % de plagioclase avant que ce point n'atteigne la surface cotectique qtz+plg+L+V. *(1)

Stade II - Sur cette surface qtz+plg+L+V, la composition de la phase liquide existant à ce moment est Q=34, Ab=35, Or= 23, An =7.5 tandis que la température est de 675°C. Il aura donc fallu une décroissance de température d'environ 40°C, avec PH_2O = 5 Kb, pour cristalliser 20 % de la roche en plagioclase et pour que le quartz commence à cristalliser.

Ensuite, ce point chemine en direction de la ligne cotectique.*(2)

Stade III - A ce moment, les trois constituants (quartz, plagioclase, feldspath alcalin) cristallisent ensemble. Donc, le feldspath alcalin commence à cristalliser à 665°C environ, c'est à dire à une température plus basse de 10°C par rapport à celle où la cristallisation du quartz débute. La composition de la phase encore fondue au stade III est Q=32, Ab =34, Or = 28; An = 6.

Stade IV - Enfin lorsque la température baisse encore, la composition de la phase liquide résiduelle évolue le long de la ligne cotectique, en direction du point entectique,

---

*(1) Pour connaître la position du point représentatif de la composition et indiquant la température du bain au moment où celui-ci atteint la surface cotectique qtz+plg+L+V sur Q-Ab-Or, il suffit, semble-t-il, de tracer une ligne partant du pôle albite (le plagioclase, seul, a cristallisé avant ce moment) et passant par le point représentatif du magma initial (StadeI). Sur An-Ab-Or, on trace une autre ligne partant, cette fois, de la composition initiale du plagioclase sur le côté Ab-An, c'est à dire, dans notre cas, An 25 environ.

---

*(2) Il semble que, pour positionner sur ces diagrammes le point représentatif de la composition et de la température du bain au moment ou il atteint la ligne cotectique, il faille tracer une ligne entre le point du stade II et un pôle correspondant à la composition du feldspath alcalin. Celui-ci est formé d'un mélange des deux constituants orthose et albite. Cette dernière, bien qu'en faible quantité, est effectivement présente en association avec l'orthose comme en témoigne l'existence de perthites. Cette composition n'a pu être déterminée dans le casdu granite des Sept Laux, ce qui n'a pas une grande importance, ici, du fait de la relative proximité des stades II et III sur ce diagramme.

jusqu'au stade IV, point représentatif de la composition approximative du dernier liquide qui cristallise. Dans les expériences de WINCKLER (voir annexe 2, Fig.F), pour PH_2O = 5 Kb, la température à ce stade est toujours proche de 650°C.

V.8.2.4. Résumé de l'évolution magmatique du granite des Sept Laux

La pression de vapeur d'eau, durant la cristallisation du granite des Sept Laux, semble être de 5 Kb. En tout état de cause, elle est comprise entre 3 et 7 Kb, ce qui correspond à une erreur absolue de ± 15°C sur les valeurs de température données ici.

En supposant que les conditions conventionnelles pour l'application du diagramme Q-Ab-Or-An-H_2O sont respectées (voir annexe 2), on peut résumer ainsi les étapes principales de la cristallisation du magma granitique des Sept Laux.

- La cristallisation débute à une température légèrement supérieure à 715°C avec apparition de plagioclase approximativement An 25.

- Le magma va s'appauvrir en albite et anorthite tandis que, corrélativement, il s'enrichit en orthose et quartz jusqu'à 675°C, température à laquelle le quartz commence à cristalliser.

- Lorsque le magma atteint 675°C, 26 % du magma ont cristallisé (20 % de plagioclase + 6 % environ de résidus non fondus tels que la biotite). A partir de 675°C, le plagioclase et le quartz cristallisent ensemble tandis que le magma résiduel s'enrichit en feldspath potassique.

- A 665°C, ce dernier commence à cristalliser et, à environ 650°C, le granite des Sept Laux a entièrement cristallisé.

De ce schéma évolutif, établi à partir du diagramme Q-Ab-Or-An-H_2O, on peut tenter d'expliquer la genèse des différents faciès du massif granitique des Sept Laux. D'une manière générale, on peut concevoir qu'au fur et à mesure des cristallisations successives, le liquide résiduel a le comportement de l'eau dans une éponge qu'on presserait un peu plus violemment à certains moments *.

- Ainsi, vers 675°C environ, une partie du liquide appauvri en plagioclase migre vers l'extérieur pour donner le granite de " bordure ".

- Peu après 665°C, une partie du liquide qui, du fait de la cristallisation partielle du plagioclase et du quartz, est enrichi en feldspath potassique (ce dernier commençant

* Si cet effet de " filter press " ne se produisait pas, on aurait un massif parfaitement homogène. Cependant, si comme certains tectoniciens le prétendent, le granite des Sept Laux est un ancien sill redressé à la verticale dans une tectonique chevauchante du socle, le granite de " bordure " en particulier, non retrouvé du coté ouest du massif granitique des Sept Laux du fait de la présence de l'accident de Belle Etoile, pourrait simplement être le résultat d'une différenciation magmatique(?)

tout juste à cristalliser), est expulsé et donne les filons hololeucocrates.

- Enfin, entre 665°C et 650°C, une autre fraction de liquide très riche en feldspath potassique est expulsée pour donner les filons aplopegmatitiques à feldspath noir. Dans ceux-ci, une trop grande richesse en feldspath potassique les fait s'écarter de l'évolution logique que donne le diagramme Q-Ab-Or-An et PH_2O = 5 Kb. Pour expliquer ceci, deux phénomènes peuvent être retenus, susceptibles d'ailleurs de se combiner .

. Les liquides résiduels générateurs de ces filons sont issus de magmas très localisés originellement plus riches en potassium ; le type pourrait en être JLV 135, d'altitude 7 sur Q-Ab-Or (figure 89). Par ailleurs, ceci pourrait expliquer les variations des teneurs en différents éléments (cf. figure 85, p.158);

. Ces filons sont bien l'aboutissement d'une évolution logique dans la cristallisation d'un magma du type JLV 268 (cf. p.168, c)) mais une baisse de PH_2O (due probablement à une baisse de P totale) lors de leur mise en place entraîne, en particulier, un changement de la composition du bain au point eutectique (sur Q-Ab-Or) (lorsque PH_2O diminue, le point eutectique se déplace en direction du coté Q-Or : cf. annexe 2). Ainsi, ces filons se seraient mis en place sous une pression de vapeur d'eau et une pression totale bien inférieures à 5 Kb.

- Un dernier point reste à préciser, concernant la genèse du faciès très plagioclasique de l'amas filonien du Rieu Claret. Il pourrait correspondre soit à un magma originel très riche en plagioclase, soit à un magma appauvri en feldspath potassique et quelque peu en quartz, par départ de ces derniers avec la phase liquide résiduelle (génératrice de filons hololeucocrates).

CONCLUSION

En raison des nombreuses conventions imposées pour l'utilisation correcte du diagramme Q-Ab-Or-An-H_2O(voir annexe 2), conventions dont le respect ne peut être assuré, nous n'avons voulu ici que présenter un schéma cohérent de l'évolution dans le temps du magma granitique des Sept Laux, cerner les relations entre le corps granitique principal et sa dépendance filonienne et enfin tenter d'expliquer certaines observations de terrain ou microscopiques.

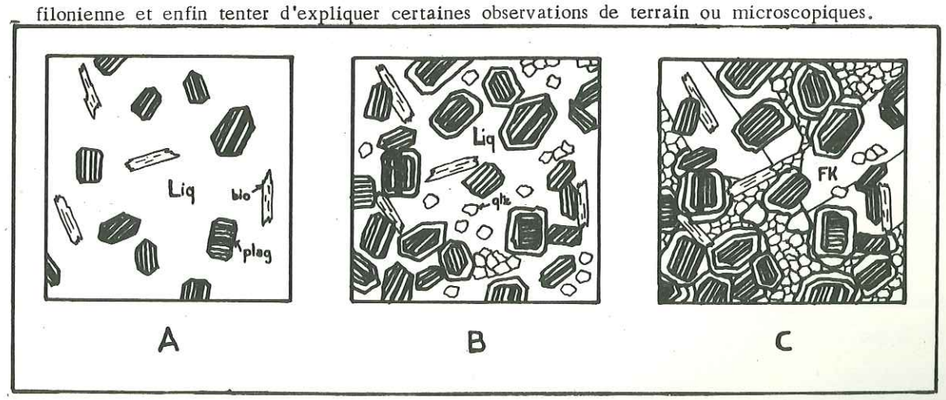


Figure 92 : Evolution probable de la cristallisation du granite des Sept Laux.

CHAPITRE VI - LES FILONS BASIQUES

VI.1. AVANT-PROPOS

A l'affleurement, nous avons pu différencier trois grandes catégories de filons basiques :

- des filons gris, parfois porphyriques, à petits phénocristaux blancs feldspathiques. Ces roches sont fines, d'un gris uniforme, très compactes et forment des bandes décimétriques et métriques, voire parfois plurimétriques, visibles de loin;

- des filons finement grenus de couleur marron foncé, dont la répartition cartographique semble quelconque;

- des roches très amphiboliques à taches blanches, décrites antérieurement (paragraphe II.2.4.1, p. 73) et sur lesquelles nous ne reviendrons pas. Elles correspondent probablement à d'anciens dykes basiques dont l'origine anté-migmatitique est nette. On retrouve ces dernières dans les formations amphiboliques du lac de la Croix et du Gros Treu, mais aussi, plus au Nord, à l'Ouest du Grand Jarnelet (G.VIVIER, communication orale).

VI.2. FILONS GRIS (PORPHYRIQUES)

Ils sont caractérisés par une couleur gris-foncé uniforme et une très grande compacité. La limite avec l'encaissant cristallophyllien est franche, mais celui-ci est mylonitisé à son contact sur une faible épaisseur. Ils sont généralement accordés à la foliation ou très légèrement obliques sur celle-ci.

Ces filons apparaissent surtout dans la formation du lac de la Croix, notamment à l'Est de l'Aiguille J.Gaillard et de chaque coté du Coup de Sabre du Piniollet. Ils soulignent parfois de grandes entailles (fractures) dans les falaises, comme au Col de la Croix, au Nord de l'Aiguille Capdepon et à l'Est du lac de la Croix.

Quelquefois, il peut y exister de petits phénocristaux automorphes dont la taille varie de 1 à 4 mm.

Microscopie

La taille du grain est très faible (0,01 à 0,05 mm). Les phénocristaux sont constitués de plagioclase et la matrice est formée de :

. 70 à 80 % d'amphibole,

. 10 à 20 % de plagioclase,

. 10 % d'épidote et de sphène.

- L'amphibole, très abondante, est de la hornblende verte qui, très souvent, se décolore et passe à de la chlorite, à teintes de polarisation presque noires, en se décolorant. Ces plages décolorées ont des extinctions variant entre +9 et + 14° (actinote).

- Le plagioclase est très altéré en séricite et zoïsite. C'est les phénocristaux automorphes qui forment, lorsqu'ils existent, environ 8 à 15 % de la roche.

On peut voir de l'albite de néoformation non altérée, avec des vermiculites et de fines aiguilles d'actinote à l'intérieur, qui s'insinue entre les amphiboles. L'albite forme parfois des microfilonnets dans lesquels il existe un peu de chlorite, du sphène, de l'épidote teintée d'oxydes de fer bruns et du leucoxène.

- La chlorite est assez rare.

- La zoïsite, très fréquente, provient probablement de la transformation du plagioclase et de la hornblende verte.

- Le sphène, fréquent, forme parfois de petites plages s'insinuant dans le plagioclase altéré et l'amphibole.

- Le leucoxène, altération probable de sphène, est aussi assez abondant.

- La zoïsite et le leucoxène-sphène forment de fréquents microfilonnets parallèles les uns aux autres.

- L'hématite est en quelques grains assez rares.

VI.3. FILONS FINEMENT GRENUS

Ceux-ci se différencient des précédents par un grain plus gros (environ1mm) visible macroscopiquement. Le même type a été trouvé en deux endroits :

. intrusif, bien rectiligne et de 2 m d'épaisseur, dans le complexe amphibolique granitoïde de Saint Colomban (falaise au Sud de Mont-Rond), recoupé par un filon hololeucocrate lié à la granitisation des Sept Laux (paragraphe V.7.1 , p.151). Sur un demi-décimètre, la roche encaissante est mylonitisée et prend une couleur marron-foncé, " brulée " ;

. intrusif dans les gneiss schisteux oeillés, gris, du Rissiou - Rocher Blanc, légèrement oblique sur la schistosité de ceux-ci, dans la montée au Col de l'Amiante (falaise sud-ouest du Rocher Blanc). Il est là-aussi recoupé par un filon hololeucocrate issu du granite des Sept Laux (figure 93).

La composition minéralogique de ce dernier est la suivante :

- Plagioclase. Il existe deux sortes de plagioclase, toutes deux abondantes : l'une est très altérée en damourite et zoïsite, l'autre, non altérée, forme souvent des taches à l'intérieur de la première, mais aussi des plages maclées carlsbad, plus rarement à macles polysynthétiques (albite ?). C'est cette dernière sorte qui est le plus souvent myrmékitique aux abords du feldspath potassique;

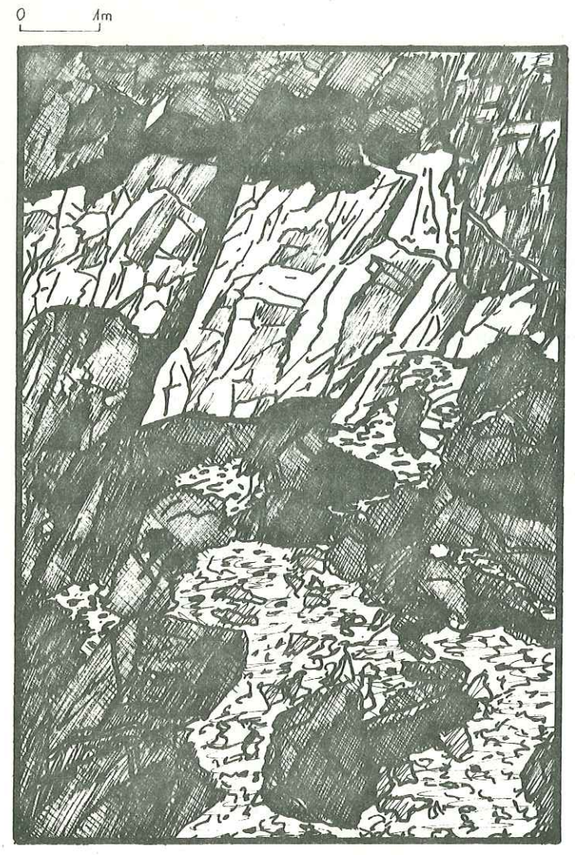


Figure 93 :
Filon finement grenu recoupé par un filon hololeucocrate (Col de l'Amiante). Noter que le filon basique est recoupant sur la foliation des gneiss du Rissiou-Rocher Blanc (coin supérieur droit).

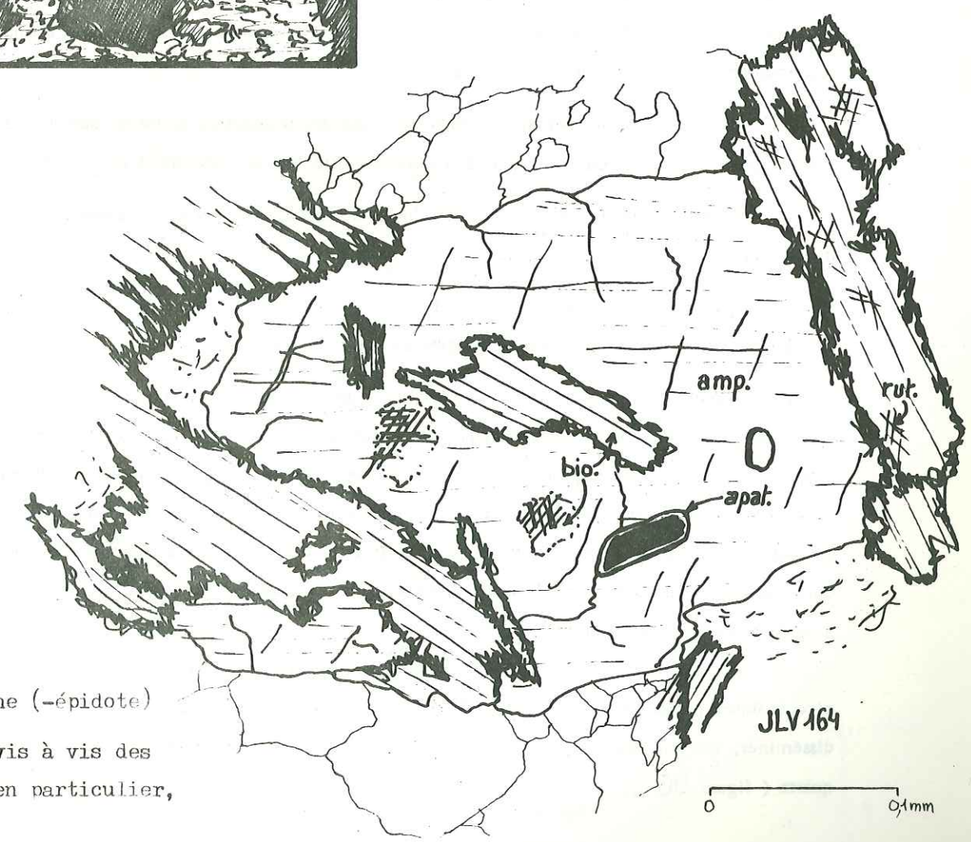


Figure 94 : Leucoxène (-épidote) blindant la biotite vis à vis des autres minéraux et, en particulier, de l'amphibole.
Noter que certaines petites taches biotitiques floues ne sont pas blindées et que les aiguilles de rutile internes à celles-ci se prolongent dans l'amphibole.

- microcline. Il est abondant, toujours légèrement perthitique, poecilitique (surtout plagioclase altéré) et présente un moirage plus ou moins prononcé;

- biotite. Elle est abondante. Elle est associée à de l'épidote-leucoxène qui a tendance à blinder les plaques de biotite (figure 94) en constituant un liseré tout autour de celles-ci tandis que le centre de la biotite est sain et renferme de très nombreuses aiguilles de rutile maclé sagénite;

- amphibole. Moins abondante que la biotite. Elle est soit en plages très allongées, soit en sections transversales abimées et plus ou moins automorphes. Ce minéral n'est jamais très vert et parfois même il est presqu'incolore; son extinction oscille toujours entre + 15 et + 16° (amphibole intermédiaire entre hornblende et actinote ?).

On peut également observer assez souvent des taches brunes pléochroïques de biotite, avec rutile épitaxique, incluses dans l'amphibole verte.

Lorsqu'elles sont petites, ces taches ont une limite très floue avec l'amphibole et les aiguilles de rutile qui pénètrent dans celle-ci suivent quelquefois certaines de ses directions privilégiées (macle, clivages); à l'inverse, si les taches de biotite sont plus grosses, elles sont blindées par de l'épidote-sphène (figure 94). Par ailleurs, il semble que l'amphibole soit toujours proche de plages biotitiques;

- quartz. Il est un peu moins abondant que les feldspaths. Il forme parfois des gouttes presque éteintes en L.P. dans l'amphibole verte qui se décolore à son contact;

- chlorite. Elle est plutôt rare, à teintes de polarisation vertes et provient de l'altération de la biotite;

- apatite. Toujours automorphe, elle est très fréquente, parfois assez grosse (0,5mm) et elle est quelquefois en inclusions dans le plagioclase et la hornblende.

On observe fréquemment une " zonation " de ces apatites, le coeur étant à angles plus ou moins émoussés, de couleur gris-marron sale uniforme en L.N. et à léger pléochroïsme normal (figure 95). Si l'on regarde à plus fort grossissement, on peut voir la plupart du temps un minuscule grain automorphe de zircon (rond dans l'apatite hexagonale et en aiguille dans l'apatite en baguette) bien au centre de la tache et du cristal d'apatite. Ce granule de zircon est sans doute le noyau autour duquel l'apatite a cristallisé, la couleur brune étant probablement due à la radioactivité du zircon;

- zircon. Ce minéral est assez fréquent et peut être assez gros. Il forme des auréoles pléochroïques nettes dans la biotite mais aussi parfois dans la hornblende. Il est en grains soit disséminés, soit en chapelet, soit encore en association d'apparence symplectique avec le quartz (figure 96);

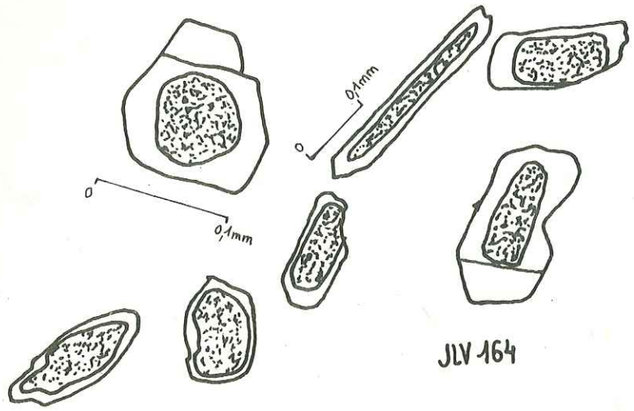


Figure 95 : Zonation des apatites.
(Noter la légère auréole pléochroïque dans la chlorite.)

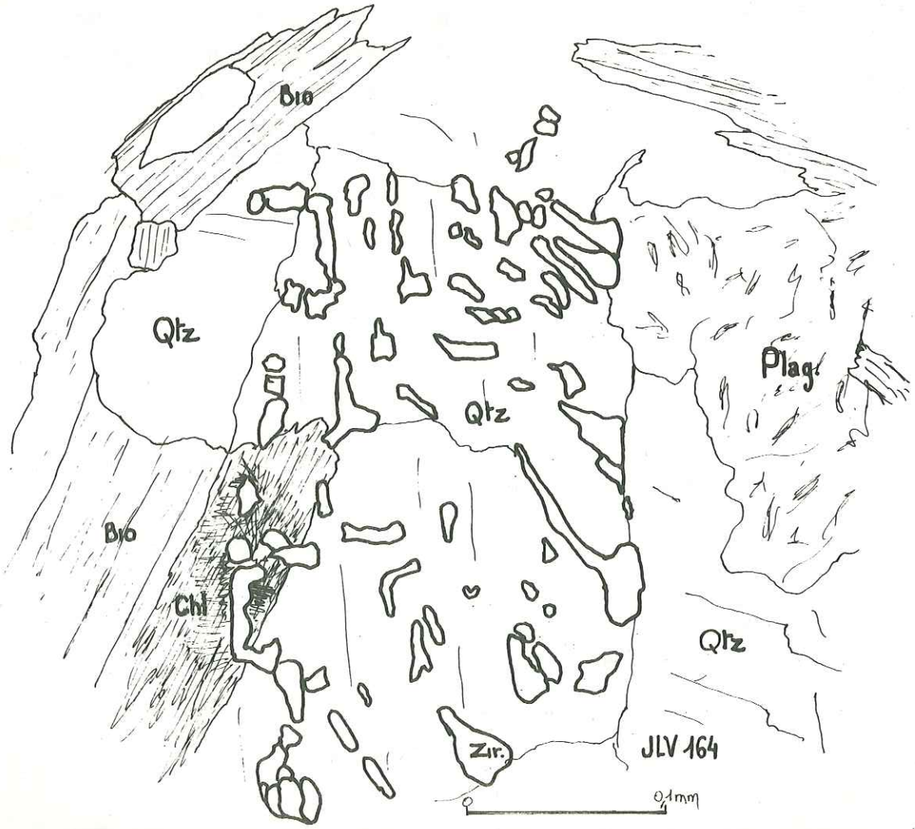
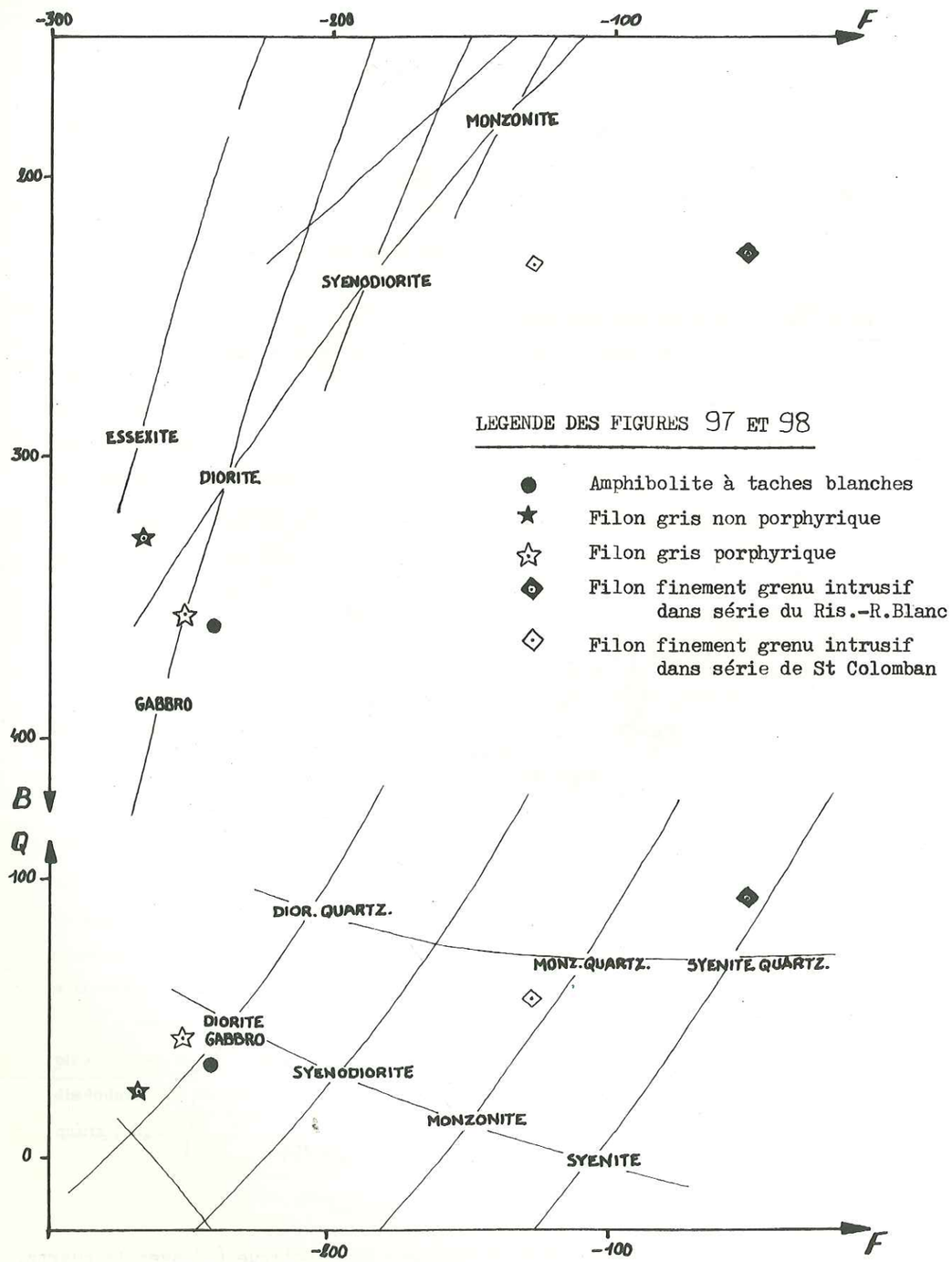


Figure 96 : Zircon en association d'apparence symplectique (?) avec le quartz.

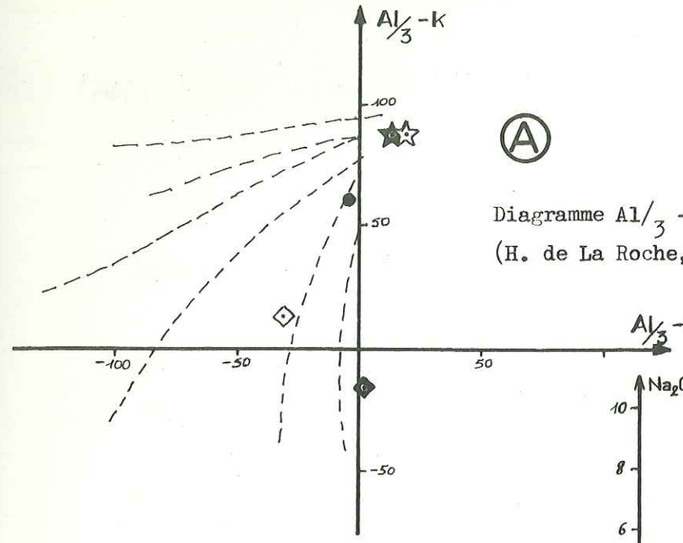
Figure 97 : Les filons basiques dans le diagramme QF / FB de H. de La Roche (1972).



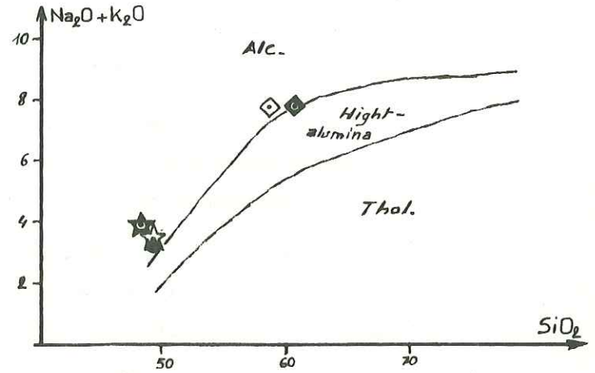
LEGENDE DES FIGURES 97 ET 98

- ● Amphibolite à taches blanches
- ★ Filon gris non porphyrique
- ☆ Filon gris porphyrique
- ◆ Filon finement grenu intrusif dans série du Ris.-R.Blanc
- ◇ Filon finement grenu intrusif dans série de St Colomban

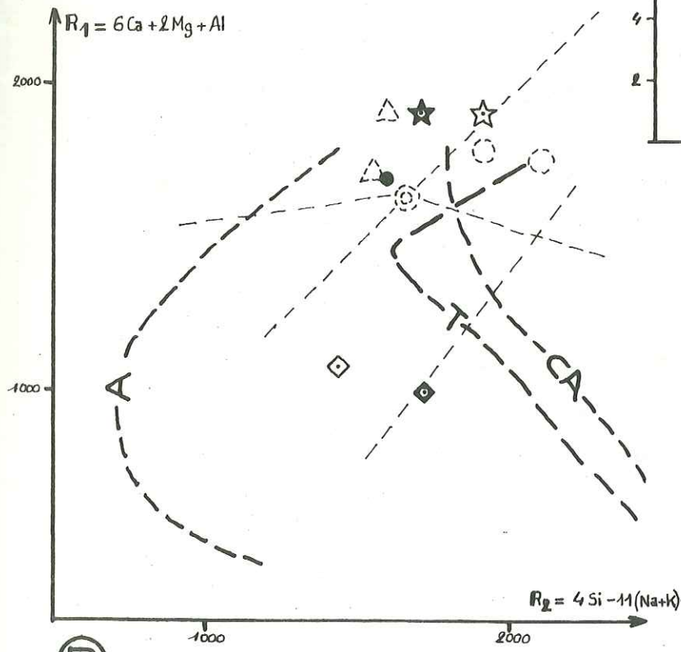
Figure 98 : Géochimie des filons basiques



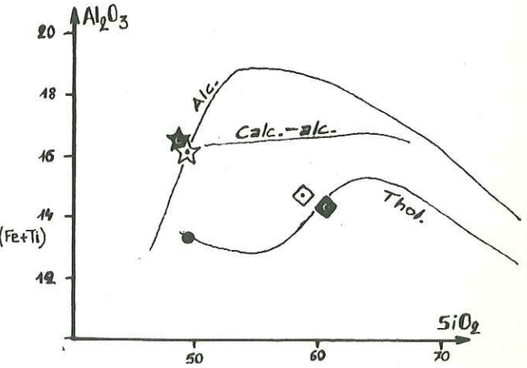
Ⓐ Diagramme Al/3 -K - Al/3 -Na (H. de La Roche, 1968) (légende page)



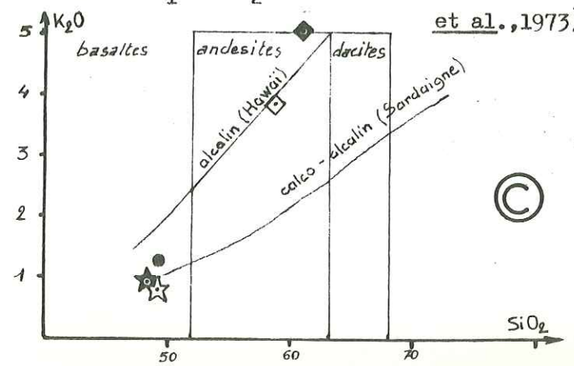
Ⓓ Diagramme alcalins-SiO_2 (Kuno H. , 1969)



Ⓑ Diagramme $R_1 = f(R_2)$. (De La Roche et al.,1973)



Ⓔ Diagramme Al_2O_3 - SiO_2 (Fonteilles M., 1968)



Ⓒ Diagramme K_2O - SiO_2 (Taylor S.R et al, 1969)

- rutile, maclé sagénite, toujours présent dans la biotite;
- hématite en quelques rares grains.

VI.4. GEOCHIMIE DES FILONS BASIQUES

La séparation de ces filons basiques en trois groupe se retrouve à la vue des diagrammes géochimiques.

- Les filons finement grenus, sur le diagramme QF-FB de H.DE LA ROCHE (figure 97), ont une chimisme de syénodiorite, à caractère toutefois plus potassique, ce qui est bien visible aussi sur les diagrammes $Al/_3$-K-$Al/_3$-Na et K_2O-SiO_2 (figure 98 ; A,C).

Rappelons que ces filons sont intrusifs, l'un dans la formation de Saint Colomban, l'autre dans la série du Rissiou-Rocher Blanc, toutes deux potassiques. Il serait donc possible de concevoir une contamination de ces filons par ces séries encaissantes lors de leur intrusion.

- Les filons gris, parfois porphyriques, sont des basaltes (QF-FB, $Al/_3$-K -$Al/_3$-Na , K_2O - SiO_2), probablement alumineux (R_1-R_2, Al_2O_3 - SiO_2). Leur chimisme les place à l'origine d'une lignée probablement calco-alcaline ou alcaline.

- Les anciens dykes antémigmatitiques (amphibolites à taches blanches), sont des basaltes, moins alumineux et plus potassiques cependant que les filons gris vus ci-dessus (figure 98 ; A, B, E).

VI.5. CONCLUSION

Dans la région du col du Glandon, il existe trois grandes sortes de filons basiques :

- des basaltes alcalins, probablement plus ou moins porphyriques à l'origine. Leur intrusion est antérieure à l'épisode migmatitique régional. A l'affleurement, ils se reconnaissent par leurs petites taches blanches dans un fond très sombre;

- des basaltes alumineux, parfois porphyriques, nombreux dans la formation du lac de la Croix.

- des filons finement grenus, à chimisme voisin de syénodiorites.

Ces deux derniers types filoniens sont probablement postérieurs à la migmatisation des séries dans lesquelles ils sont intrusifs. Dans les roches granitoïdes de Saint-Colomban leurs épontes sont rectilignes, et dans les gneiss de l'Argentière-Puy Gris, ils ne sont pas recoupés par les leucosomes. Par contre ils sont antérieurs à la mise en place du granite des Sept Laux.

CHAPITRE VII - CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE

L'étude pétrographique et géochimique du Sud-Est de Belledonne, à l'Ouest du col du Glandon, a permis de dégager les caractères suivants pour chaque ensemble.

LE GROUPE DU TEPEY-SAMBUIS est constitué essentiellement de faciès schisteux, soit verts et chloriteux, soit noirâtres et graphiteux. Son chimisme montre des affinités d'une part avec celui de la série du Taillefer de type spilitekératophyre (F.CARME, 1965 a et b, 1970 a), d'autre part avec celui de la Série verte supérieure décrite plus au Nord ("Série verte" de Y.GROS, 1974 - Y.SIMEON, 1979 et D.GASQUET, 1979). Les affinités entre cette dernière et le groupe du Tepey-Sambuis sont également d'ordre pétrographique. Des similitudes pétrographiques et surtout géochimiques existent également avec les schistes d'Huez-Vaujany décrits par L.GIORGI (1979).

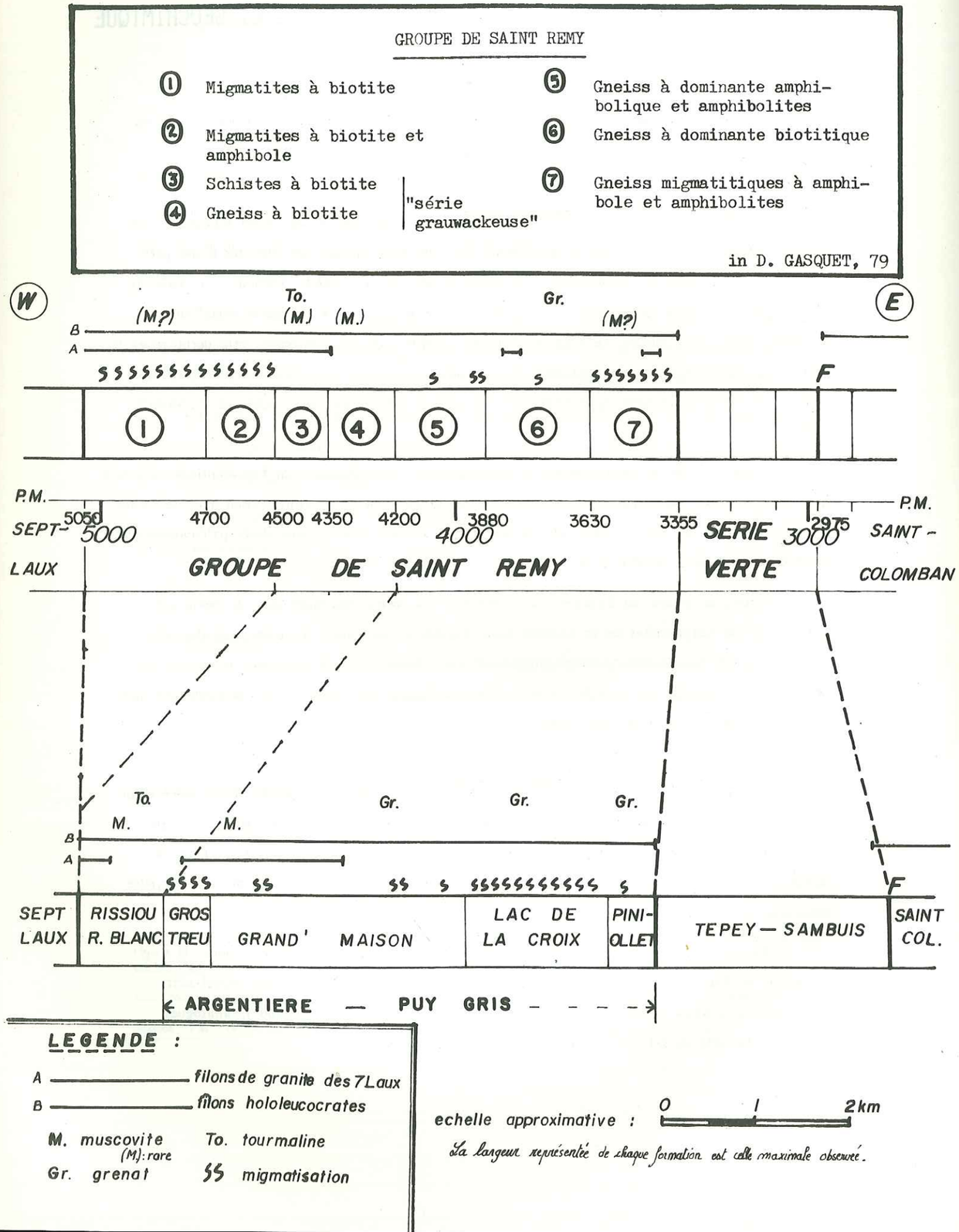
Cependant de telles similitudes ne signifient pas, bien entendu, un âge identique, d'autant que la Série verte supérieure est considérée dévono-dinantienne (par comparaison avec le faciès Culm des Vosges : Y. GROS, 1974) et que les schistes d'Huez-Vaujany sont datés paléontologiquement du Cambrien (L.GIORGI et al., 1979).

Enfin, le groupe du Tepey-Sambuis présente une forme synclinale dont le coeur est souligné par le conglomérat de la Sambuis associé à des schistes noirs ardoisiers, ces derniers étant tout à fait comparables pétrographiquement aux schistes noirs de Chavannus du massif des Grandes Rousses décrits par L.GIORGI (1979). Ce conglomérat est, quant à lui, probablement postérieurs à la granitisation des Sept Laux.

LE COMPLEXE DE L'ARGENTIERE-PUY GRIS est constitué de larges bandes grossièrement nord-sud, à dominantes alternativement amphiboliques et migmatitiques ou biotitiques et peu migmatitiques. Du point de vue géochimique, il s'agit d'une série d'origine grauwackeuse à dominante basique, comportant quelques coulées basaltiques et de rares niveaux acides (leptynites localisées dans les bandes biotitiques).

Ce complexe a son équivalent plus au Nord dans la galerie E.D.F. Arc-Isère. Il s'agit du groupe de Saint-Remy décrit par D.GASQUET en 1979 (figure 99), dans lequel sont intercalés des schistes (série grauwackeuse " entre les p.m. A 4500 et A 4200), analogues à ceux de la série de schistes et gneiss du Rissiou-Rocher Blanc.

Figure 99 : Corrélations des coupes W - E du secteur du Col du Glandon et de la galerie Arc - Isère.



LA SERIE GNEISSO-SCHISTEUSE DU RISSIOU-ROCHER BLANC-RIVIER se caractérise par la présence de muscovite et quelquefois de feldspath potassique. Il s'agit d'une ancienne série formée de sédiments pélitiques (schistes) comportant des intercalations finement quartzo-feldspathiques d'origine soit sédimentaire, soit volcanique (tufs acides?).

Dans la partie est de la série du Rissiou-Rocher Blanc, on observe quelques passées grauwackeuses parfois à allure nettement conglomératique.

Sur les diagrammes géochimiques, les points représentatifs de cette série s'inscrivent parfaitement dans les champs des gneiss paradérivés à biotite du groupe de Saint Remy et des gneiss de la bordure occidentale du granite des Sept Laux de la galerie Arc-Isère.

LE COMPLEXE DE SAINT COLOMBAN très réduit dans la région étudiée, est formé par des faciès à texture généralement granitoïde, soit amphiboliques, soit biotitiques et chloriteux , parfois porphyroïdes. Ils sont recoupés par un granite porphyroïde à biotite dont le chimisme est celui d'une syénite quartzitique.

Nous avons pu voir que ce complexe pourrait correspondre à des séries, amphibolique d'une part et silico-potassique d'autre part, telles que respectivement celles de l'Argentière-Puy Gris et du Rissiou-Rocher Blanc, homogénéisées pétrographiquement et géochimiquement par un épisode anatectique très poussé.

LE GRANITE DES SEPT LAUX est un granite leucocrate de composition sodipotassique subalcaline pouvant prendre une tendance tonalitique comme c'est le cas pour l'amas filonien à biotite du Rieu Claret. Il est accompagné de tout un cortège filonien : filons hololeucocrates intrusifs dans les séries orientales à ce massif granitique à l'exception du groupe du Tepey-Sambuis, filonnets aplopegmatitiques à feldspath noir et parfois grenat.

Une étude sur le diagramme Q-Ab-Or-An-H_2O a permis de présenter un schéma de l'évolution dans le temps de la cristallisation du magma granitique des Sept Laux, cristallisation qui, dans le cas où les pressions, totale et de vapeur d'eau, seraient bien égales à 5 kb, se serait échelonnée entre 715°C et 650°C.

STRUCTURE D'ENSEMBLE

Les différentes observations recueillies dans cette étude nous amènent à construire la coupe schématique interprétative W-E donnée sur la figure 100 .

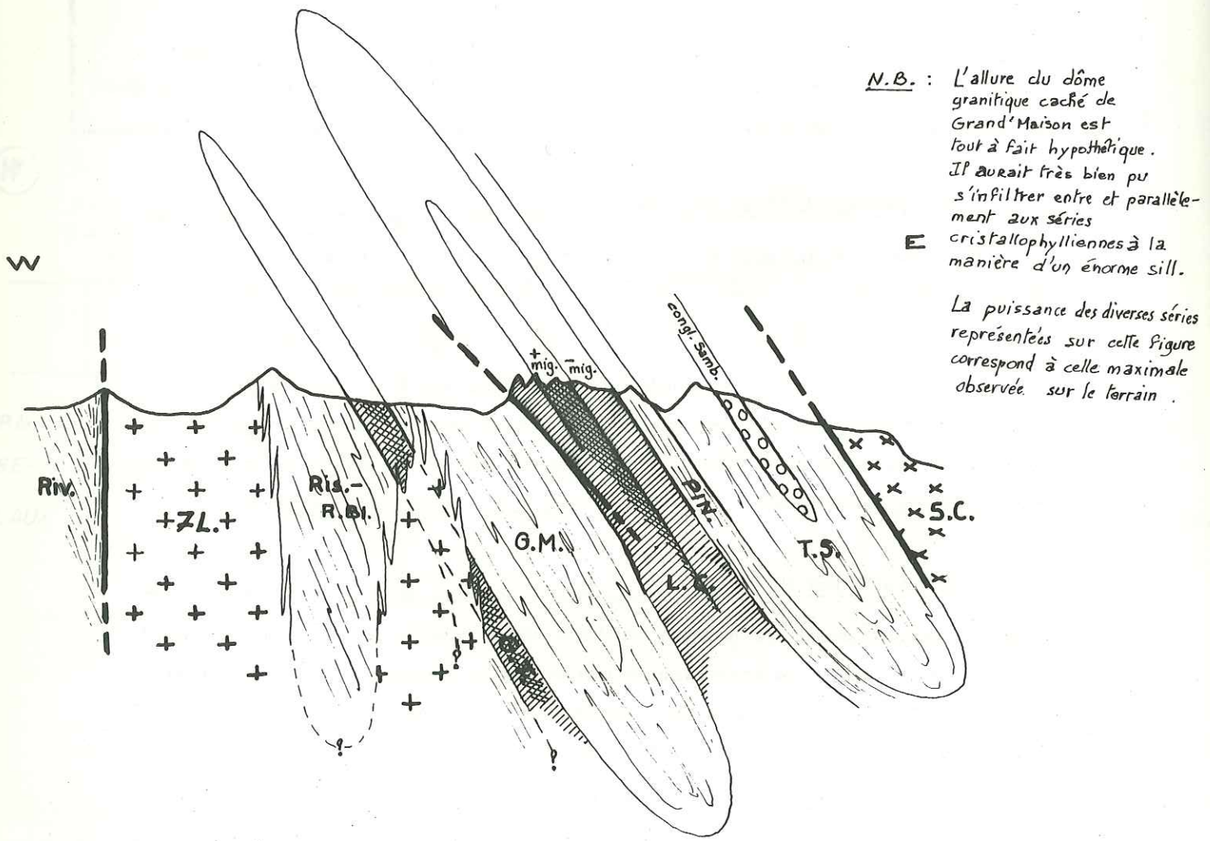


Figure 100 : Coupe schématique interprétative W - E des terrains cristallins de Belledonne, à l'Ouest du col du Glandon.

Voici les principaux faits qui ont conduit à dresser cette coupe.

- La forme synclinale du groupe du Tepey-Sambuis est déduite des constatations suivantes :

. le conglomérat de la Sambuis est la formation la plus récente puisqu'il renferme des galets du granite des Sept Laux;

. à la base " actuelle" du groupe du Tepey-Sambuis, on a un passage progressif à la série du Piniollet, démontré en particulier par les bancs de cipolin présents dans la région qu'à l'Ouest du groupe du Tepey-Sambuis et à l'Est de la série du Piniollet;

. près des bordures orientale et occidentale, des bandes amphiboliques sont pétrographiquement identiques. De plus, elles sont inexistantes dans la partie médiane de ce groupe.

- A l'Ouest de ce synclinal supposé, le coeur plus migmatitique que les bordures de la bande amphibolique du lac de la Croix nous amène à penser qu'il représente également le coeur d'une structure anticlinale pincée. On note par ailleurs une grande similitude entre la série du Piniollet (flanc oriental) et celle de Grand'Maison (flanc occidental).

- La disposition synclinale de la série de Grand'Maison est aussi déduite de similitudes pétrographiques et géochimiques entre les formations amphiboliques du lac de la Croix et du Gros Treu qui, par ailleurs, sont les seules, avec peut-être celle de Saint-Colomban, à renfermer les dykes basiques à "taches blanches" antémigmatitiques.

- Ces derniers n'existant pas dans la série du Rissiou-Rocher Blanc, on est conduit à donner une valeur anticlinale à la bande amphibolique du Gros Treu dont, par ailleurs, les flancs oriental (extrême-Ouest de la série de Grand'Maison) et occidental (série du Rissiou-Rocher Blanc) sont caractérisés par la présence de muscovite et de passées franchement conglomératiques.

Si maintenant on déplie cette coupe W-E, on peut proposer la superposition originelle suivante des séries, en ne tenant pas compte de la (ou des) phase(s) tectonique(s) et/ou tectonométamorphique(s) qui a (ont) pu se dérouler après le dépôt de telle ou telle série. La figure 101 montre cette superposition tirée d'arguments pétrographiques et structuraux.

Diverses remarques doivent être formulées :

1- Le contact entre, d'une part, les formations amphiboliques du lac de la Croix et du Gros Treu et, d'autre part, les séries du Rissiou-Rocher Blanc et du Piniollet-Grand'Maison, marque à notre avis une discordance stratigraphique : le passage des premières aux secondes est rapide et à la base de ces dernières apparaissent en certains points des faciès différents. Il s'agit, à la base de la série du Rissiou-Rocher Blanc, de micaschistes au Sud et de gneiss schisteux plus ou moins conglomératiques au Nord, et, à la base de la série de Grand'Maison, de gneiss plus ou moins conglomératiques et à muscovite au Sud et de gneiss biotitique au Nord.

2- Le contact entre la série du Piniollet et le groupe du Tepey-Sambuis semblant beaucoup plus progressif serait à notre avis normal, d'autant qu'on a diverses réccurrences symptomatiques:

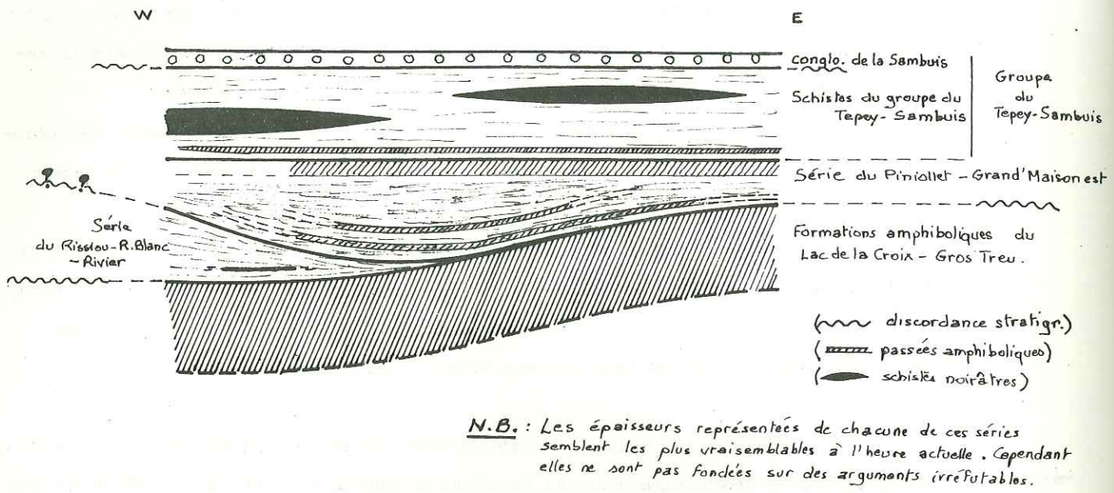


Figure 101 : Superposition originelle des séries du SE de Belledonne (sans tenir compte d'éventuelles phases tectonométamorphiques intermédiaires aux différents épisodes sédimentaires).

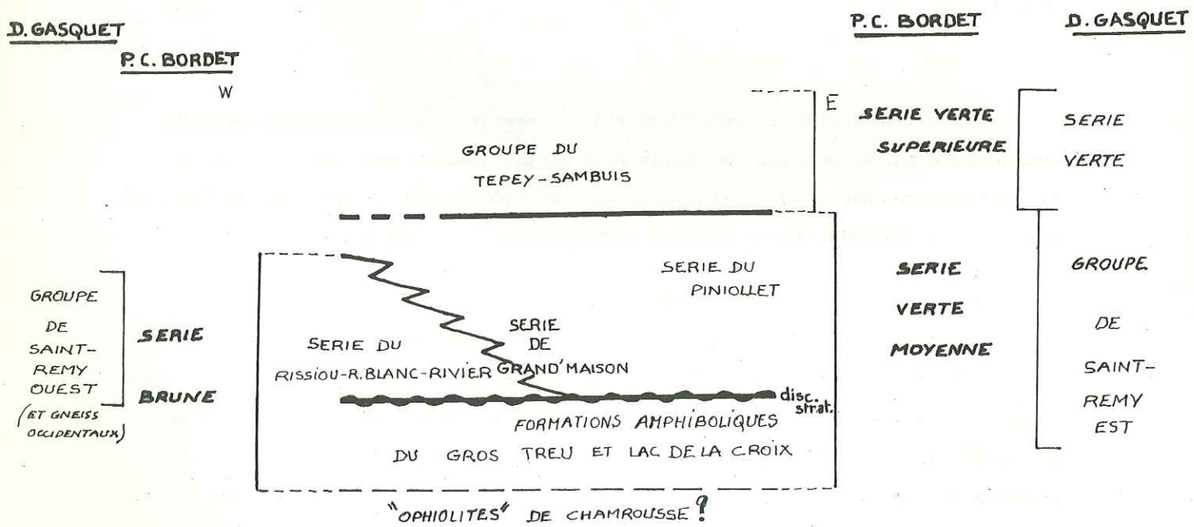


Figure 102 : Schéma résumant l'agencement des différentes séries du SE de Belledonne et correspondances supposées avec les ensembles décrits par BORDET et GASQUET.

. de bancs de cipolin du groupe du Tepey-Sambuis uniquement dans la partie est de la série du Piniollet;

. de schistes verts et de schistes noirâtres dans cette dernière;

. de passées amphiboliques de la série du Piniollet en bordure du groupe du Tepey-Sambuis.

3- Le passage entre la série du Rissiou- Rocher Blanc-Rivier à l'Ouest et de la série du Piniollet- Grand'Maison à l'Est a été interprété comme une variation latérale de faciès plutôt que comme une discordance stratigraphique (dans ce dernier cas, ce serait deux épisodes sédimentaires successifs, le premier occidental grésopélitique à intercalations volcaniques acides à grauwackeuses plus ou moins conglomératiques, le second plus oriental essentiellement grauwackeux).

La variation latérale de faciès serait attestée par le fait que l'on retrouve, d'une part, de rares lits amphiboliques dans la partie orientale de la série du Rissiou-Rocher Blanc et, d'autre part, des intercalations leptynitiques franches dans les métagrauwackes amphiboliques de l'Est de la série de Grand'Maison.

4- Le conglomérat de la Sambuis est certainement la formation la plus récente du socle antépermien de cette région. Comme il renferme des galets du granite des Sept Laux, ce dernier étant intrusif dans les séries du Rissiou-Rocher Blanc et de l'Argentière-Puy Gris, et puisque nous admettons un passage progressif entre la série du Piniollet et celle du Tepey-Sambuis, il y a de fortes chances qu'une discordance stratigraphique sépare le groupe du Tepey-Sambuis s.st. de ce conglomérat mais qu'elle ait été masquée par la tectonique. Si tel est le cas, le dépôt du conglomérat de la Sambuis serait houiller.

En conclusion de cette étude, nous proposons le schéma suivant (figure 102) qui résume l'agencement des différentes séries de la zone étudiée et les correspondances possibles entre ces séries et celles déterminées par P. et C.BORDET (1960) d'une part et par D.GASQUET (1979) dans la galerie Arc-Isère d'autre part.

DEUXIEME PARTIE

=:=:=:=:=:=:=:=

TECTONIQUE ET METAMORPHISME

CHAPITRE I - TECTONIQUE

Dans une première partie, nous exposerons les différentes caractéristiques structurales des trois grands ensembles lithologiques de cette région, à savoir les formations cristallophylliennes, le granite des Sept Laux et la couverture sédimentaire. Ensuite nous étudierons les déformations, cassantes d'une part et souples d'autre part. Dans une dernière partie, nous essayerons de reconstituer l'histoire tectonique du Sud-Est de Belledonne.

I.1. LES DOMAINES STRUCTURAUX

La tectonique se traduit de manière différente dans les formations cristallophylliennes (déformations souples importantes et fracturation cisaillante), dans le granite des Sept Laux (fracturation essentiellement d'aplatissement pur du fait de la plus grande homogénéité de ce massif et dans la couverture essentiellement liasique du " synclinal " du col du Glandon (déformations souples).

I.1.1. Les formations cristallophylliennes

Comme nous pouvons le voir sur la figure 103 les plans de schistosité-foliation * des séries cristallophylliennes varient entre N 160E et N 60E. En fait la schistosité principale est N 20 - N 35E à pendage de 40° à 85° vers le Sud-Est. Quelques pendages très forts vers l'Ouest peuvent être observés (75 à 90°), en particulier aux alentours du conglomérat de la Sambuis *.

Sur le terrain, nous avons pu différencier plusieurs familles de schistosités.

- Schistosité N-S à N 15E à pendage vers l'Est de 50 à 90° ou vers l'Ouest plus fort (80 à 90°). Cette schistosité est toujours liée à la proximité de grandes fractures soit de direction N 50E et elle est alors peu prononcée, soit surtout N 130E (col de la Croix, vallon de la Croix). Dans ce dernier cas, c'est la schistosité ancienne originellement N 20 - 30E qui est tournée par le mouvement senestre de ces fractures tandis que, dans le cas des failles N 50E, il s'agit d'une deuxième schistosité surimposée à la précédente N 20-30E.

- Schistosité N 160 à N180E, pentée de 50 à 90° vers l'Est ou très fortement vers l'Ouest. Elle est toujours très proche d'accidents N 130E (col de la Croix, Rieu Claret). Nous avons noté qu'une schistosité N 170E(pendage 85° vers l'Ouest) affecte le filon basique du col de

*(1) Nous ne parlerons par la suite que de schistosité, tout en sachant que bien souvent la schistosité et la foliation sont parallèles sauf dans des cas très particuliers (bords de fracture...etc...)

*(2) Dans la partie N-E de la nouvelle route D 926, des pendages (non répertoriés sur la figure 103) de 30° à 50° vers l'Ouest sont à rapporter à un énorme fauchage.

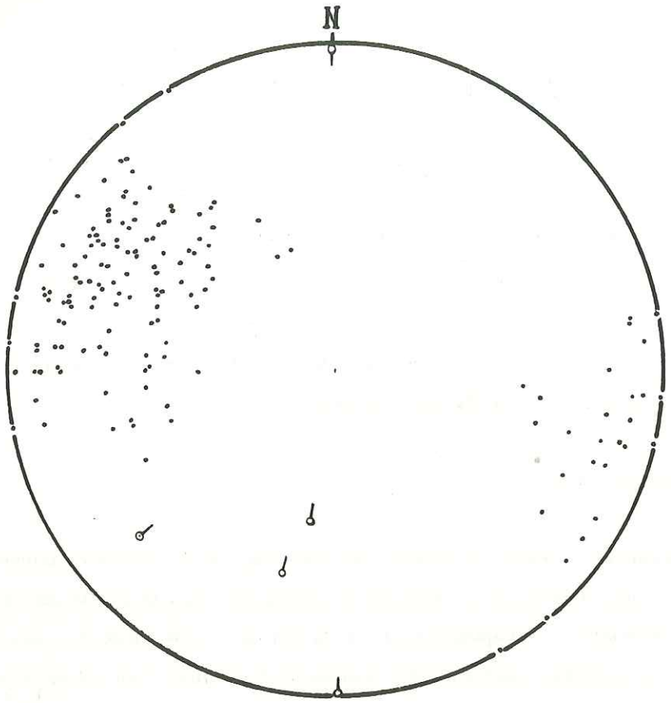


Figure 103 : stéréogramme des plans de schistosité-foliation et des axes de plis des séries cristallophylliennes (canevas de Wulff, hémisphère inférieur).

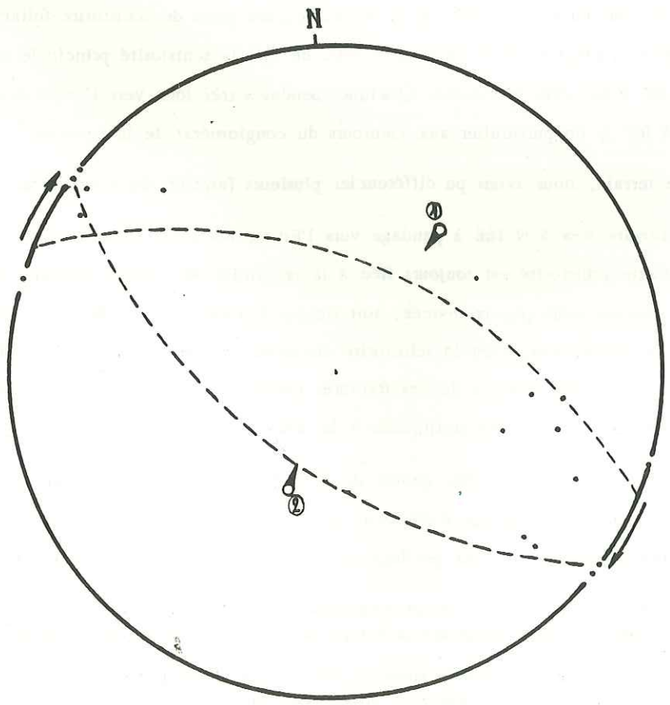
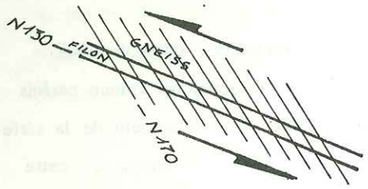


Figure 104 : stéréogramme des plans de schistosité du Lias dans le "synclinal" sédimentaire du col du Glandon (canevas de Wulff, hémisphère inférieur).



la Croix dont la direction est parallèle à la fracture La fracture N 130E a joué en extension dans un premier temps et, par la suite, a été reprise dans un mouvement senestre qui crée cette schistosité N 170E.

- Schistosité N 35 à N 60E, pentée vers le SE de 50 à 90°. Elle est liée aux accidents N 50E (certaines zones de la route de Grand'Maison) ou bien, et beaucoup plus rarement, à des fractures N 80E. C'est la schistosité principale N 20-35E qui est tournée dans un mouvement horaire.

Ces formations cristallophylliennes présentent dans la région du col du Glandon des plis de type isoclinal (figure 100 p. 184). La grande intensité de la déformation est également traduite par le développement généralisé d'yeux et d'amygdales. Toutes les directions de fracture y sont représentées.

Nous étudierons plus en détail les tectoniques souple et cassante de cette région.

I.1.2. Le granite des Sept Laux

Le granite des Sept Laux n'est jamais orthogneissifié et ne présente que rarement une schistosité, alors peu marquée, soulignée par la biotite et toujours N 20-30 E.

Son comportement cassant est légèrement différent de celui des séries cristallophylliennes environnantes (carte hors texte de la fracturation). Les principales directions de fractures sont les suivantes :

. N 50 à 60 E pentée fortement au Nord,
. N 30E,
. N 80 à 90E pentée fortement au Nord,
. N 125 à 130 E,
. N 140 à 150E,
. N 10E

Les fractures N 145 à 155 E, assez rares dans les séries cristallophylliennes, sont bien visibles ici, en particulier près du Rocher Badon. Elles correspondent à de larges entailles (plusieurs dizaines de mètres) dans le granite mais leur mouvement n'a pu être déterminé. Elles sont très continues, parfois sur des distances kilométriques.

Ainsi, le massif granitique des Sept Laux, homogène par rapport aux formations encaissantes, se caractérise par des systèmes conjugués de fractures (N 50E - N 140E; N 80E - N 130E) traduisant un comportement plutôt en aplatissement pur et non en cisaillement.

Ce massif est bordé à l'Ouest par une puissante bande de mylonites, large de 200 à 300 mètres, constituée par les schistes du Rivier. Cet accident de Belle-Etoile coince parfois de grosses écailles de gneiss. En fait, ces mylonites semblent résulter de l'écrasement de la série du Rivier contre le massif granitique. Lors de la reconstitution de l'histoire tectonique de cette région, nous essayerons de situer la place et la signification d'une telle épaisseur de mylonites, en rapport notamment avec l'inexistence d'une telle fracture sur le bord sud-est du massif granitique.

I.1.3. La couverture sédimentaire (Figure 110)

Nous avons principalement étudié les sédiments liasiques du " synclinal " du col du Glandon, en particulier en se rapprochant du contact cristallin-sédimentaire.

La direction de la stratification oscille entre N 20E et N 50E, son pendage, vers le Sud-Est, d'environ 55° est en fait très changeant.

La schistosité est N 35 - 45 E à pendage vers l'Est, rarement vers l'Ouest, et de plus en plus fort en se rapprochant du contact cristallin-Lias. Les axes de pli dans le Lias sont pentés vers le Nord (figure 104,(1)). Près du contact avec le cristallin de Belledonne, deux cas peuvent se présenter :

- ce contact est N 50E, la schistosité du Lias lui est strictement parallèle (N 50 à N 60E) fortement pentée à l'Est comme les plans axiaux des plis (bas du ravin de la Croix et pont du Goulet au S-W de Vaujany)*;
- ce contact est N 20 - 30 E, la schistosité du Lias est là-aussi parallèle à ce contact, parfois même plus méridienne (anciennes carrières de talc à l'Ouest du Sapey d'en Haut, Rieu Claret, site du barrage de Grand'Maison, entre le Gros Treu et La Villette) et les axes de pli deviennent N 20 - 30E et plongent vers le Sud (figure 104 ,(2)).

I.2. LES DEFORMATIONS

I.2.1. Fracturation**

I.2.1.1. Les diverses familles de fractures

Nous allons passer en revue les différentes familles de fracture du S-E de Belledonne, dans la région du col du Glandon, en nous aidant de la carte photo-interprétative de la fracturation (carte hors texte).

a) Fractures N 30E (N 20 à N 35E)***. Cette direction correspond en fait à la foliation et à la schistosité principale des formations cristallophylliennes de ce secteur. Ceci

* Le contact avec une fracture N 80E n'a pu être observé

** Notons que la déclinaison magnétique était de 2°55' au 1er .01.79, ce qui rend l'erreur sur les mesures effectuées sur le terrain négligeable.

*** " fourchette " des directions réelles observées.

ne permet donc pas, la plupart du temps, de les recenser totalement. Leur présence est cependant trahie par des couloirs très schisteux, le meilleur exemple étant certaines bandes de schistes noirs ardoisiers associées au conglomérat de la Sambuis.

Les mesures de rejet effectuées donnent des mouvements très imprécis (dextres, senestres ou verticaux).

Certaines de ces fractures sont bien visibles. C'est le cas en particulier au Coup de Sabre du Piniollet où une de ces fractures est responsable d'une entaille, profonde de plus de 100 m, dans le chaînon orienté E-W des Aiguilles de l'Argentière. C'est aussi le cas des fractures, précédemment décrites, de la bordure cristallin-sédimentaire mésozoïque, qui ne semblent pas montrer ici de jeu dextre important.

Notons enfin que c'est suivant ces fractures N 30E (ou originellement peut-être plus méridiennes et réorientées par la suite) que l'on trouve du talc associé parfois à de la serpentine (?). Par exemple : anciennes carrières detalc du Sapey d'en Haut; source à 500 m au S-E du lac de la Croix; nouvelle route D 926 à la verticale de Grand'Maison). Dans ces trois occurrences, le talc forme des bandes (ou amandes ?) de puissance pluridécamétrique.

b) Fractures N 50E (N 50 à N 60E)

Ces fractures, bien qu'elles ne soient pas les plus abondantes, jouent un rôle important du fait de leur rejet horizontal. Il s'agit de grandes fractures continues dont les principales sont, du Nord au Sud, celles de Fond-de-France, de la Grande-Valloire, de la Plagne Vaumard, du glacier de l'Argentière-Cime du Sambuis et, la plus remarquable, celle du col du Glandon - col du Sabot qui semble se poursuivre au SE par l'accident plus méridien du col d'Ornon.

Lorsque l'on se rapproche d'une telle fracture, il apparaît deux nouvelles schistosités. La première N 30 à N 60E suivant que l'on est plus ou moins près de l'accident et elle correspond à la torsion de la direction régionale N 20 - 30E. La seconde (N-S à N 20E) est secondaire, elle se surimpose simplement à la précédente.

Le mouvement suivant ces fractures N 50E, souligné en particulier par ces deux schistosités, est décrochant dextre.

Enfin, ces rejets décrochants sont parfois très importants comme en témoigne le décalage de près de 5 km du massif granitique des Sept Laux. Si, comme nous le verrons plus loin, il y a eu un mouvement senestre antérieur le long de ces fractures, le décalage dextre en serait d'autant plus grand.

c) Fractures N 80E (N 75 à N 90E)

Dans certains cas, elles jouent un rôle important. Elles se traduisent alors par une schistosité de fracture comme on peut le voir le long de la nouvelle route D 926 ou

au Nord du col du Sambuis.

Cette fracturation est à l'origine de l'individualisation au Nord du " bloc " du Rissiou et elle prend une grande importance dans le granite des Sept Laux, où elle est conjuguée, semble-t-il, à une direction N 120-130E.

Le mouvement observé suivant ces fractures est dextre mais n'est jamais très prononcé (rarement plus de 100 m).

d) Fractures N 130E (N 125 à N 135E)

Ces fractures sont à l'origine d'une nouvelle schistosité N 160 à N-S. Le mouvement, senestre, est important (Rieu Claret par exemple), ce qui témoigne peut-être d'un prédécoupage suivant soit cette direction, soit un autre très proche telle que celle des fractures N 140-N 150E.

L'orientation N 130E correspond généralement à des vallons (Rieu Claret, trajet occidental de l'Eau d'Olle au Nord du Rissiou, vallon du Grand Pesson au Sud du Puy Gris et surtout la grande transversale entre les vallées du Glandon et du Bréda : le ravin de la Croix relayé au NW par la Combe Madame. Ainsi, ces fractures ont dû jouer en failles d'extension, antérieurement au décrochement senestre comme en témoigne le filon basique N 130 du col de la Croix repris dans un épisode décrochant générateur de la schistosité N 170E.

e) Fractures N 145E (N 140 à N 150E)

La direction très proche de celle des précédentes ne permet pas de les distinguer de manière certaine. Elles sont surtout localisées dans la région des Sept Laux ainsi que dans le " bloc " du Rissiou et à l'Ouest de l'accident de Belle-Etoile. Ce sont sans doute des fractures conjuguées à celles de direction N 50E.

f) Fractures N-S (N 170 à N 10E)

Elles sont représentées principalement par l'accident de Belle Etoile. Le mouvement suivant ces fractures n'a pu être déterminé.

Il s'agit probablement de fractures d'extension comme en témoignent les nombreux filons basiques suivant cette direction (aiguille J.GAILLARD, Est du lac de la Croix, Nord de l'aiguille de Capdepon, SE du Rocher Blanc ...etc...) mais aussi les filons granitiques. Ces filons primitivement N-S (voir page 203) ont souvent été réorientés suivant une direction NE-SW.

I.2.1.2. L'accident décrochant dextre du col du Glandon - col du Sabot

Si l'on regarde la carte photo-interprétative de la fracturation (hors texte), certaines familles de fractures ressortent très bien et semblent se superposer à d'anciens réseaux. Ce sont les fractures N 50E, N 80E et N 130E, et de manière moins évidente : N 30E et N 145E. Par contre l'importante bande N-S de mylonites de Belle Etoile ne se voit que très peu en photo aérienne.

Les premières, bien visibles, conditionnent l'emplacement des crêtes et des vallées de cette région . Voyons les successivement .

- N 50E : elles sont à l'origine de petits vallons non continus (Grande Valloire, Plagne Vaumard, glacier de l'Argentière...), identiques à ceux contrôlés par les fractures N 145E conjuguées aux précédentes et qui sont mieux visibles sur le versant occidental de la chaîne de Belledonne.

- N 130E : elles donnent des vallons plus prononcés, surtout lorsque leur direction se rapproche d'E-W (Rieu Claret, Combe Madame, ravin de la Croix...).

- N 80E : vallons plus larges (combe du Tepey et de Mont-Rond, vallée de l'Eau d'Olle au Nord du Rissiou). Cette direction détermine des crêtes occasionnellement E-W comme celle des Aiguilles de l'Argentière.

A l'exception de l'accident de Belle-Etoile et du chevauchement de la Crête du Pin, les autres directions semblent avoir une moindre importance dans l'architecture actuelle de ce secteur.

Ces trois familles de fractures ne semblent jamais coexister toutes trois avec une même importance dans une même zone. Nous pouvons ainsi délimiter différents domaines où seulement une ou deux familles prédomine(nt) (figure 105).

Les fractures N 50E sont peu pénétratives à l'intérieur du massif cristallin; elles ne le deviennent qu'aux abords de l'accident du col du Glandon-col du Sabot comme ceci est bien visible dans la " langue " extrême-nord du massif des Grandes Rousses, en bordure des trois lacs du refuge de l'Etendard (lacs Bramant, Blanc et Tournant).

Ainsi, ces trois familles de fractures s'intègrent plus ou moins bien dans le schéma d'évolution de la fracturation associée à un décrochement dextre de direction N 50E (cf. R.E. WALLACE, 1973 ; J.P. ROBERT, 1976; P.VIALON, 1976) (figure 106)

La schistosité liée au décrochement a été rencontrée avec les fractures N 50E et N 130E(cf. paragr.I.2.1.1.). Dans la grande amygdale de schistes verts et noirâtres du col du Sabot, le décrochement dextre N 50E se traduit par plusieurs éléments.

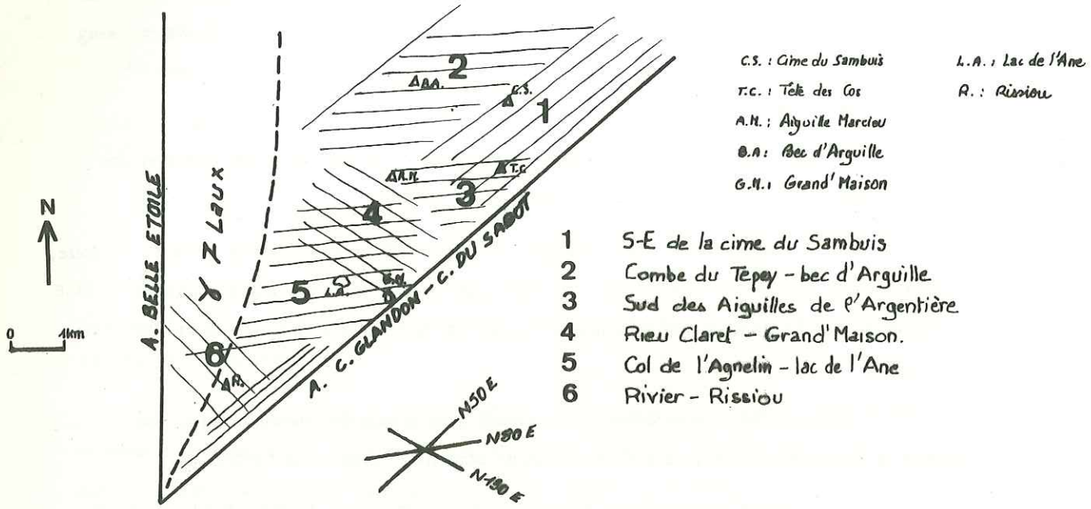
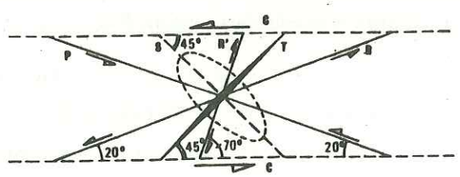


Figure 105 : Délimitation du secteur étudié en domaines où prédomine(nt) une ou deux famille(s) de fractures liées au décrochement col du Sabot - col du Glandon.



Le croquis rassemble les différents marqueurs possibles. Ils ne coexistent généralement pas: les conditions de leur apparition sont distinguées dans les schémas suivants, en fonction de différentes conditions aux limites ou de différents comportements du matériau au moment de la déformation. Les conditions d'apparition des fractures *P* et *R* en fonction de l'orientation de la sollicitation (application de l'effort) sont données d'après des expériences sur plaquette d'argile (cf. WALLACE 1973).

in P.VIALON, 1978

Figure 106 : Fracturation associée à un décrochement dextre (WALLACE, 1973 - ROBERT, 1976 - VIALON, 1976).

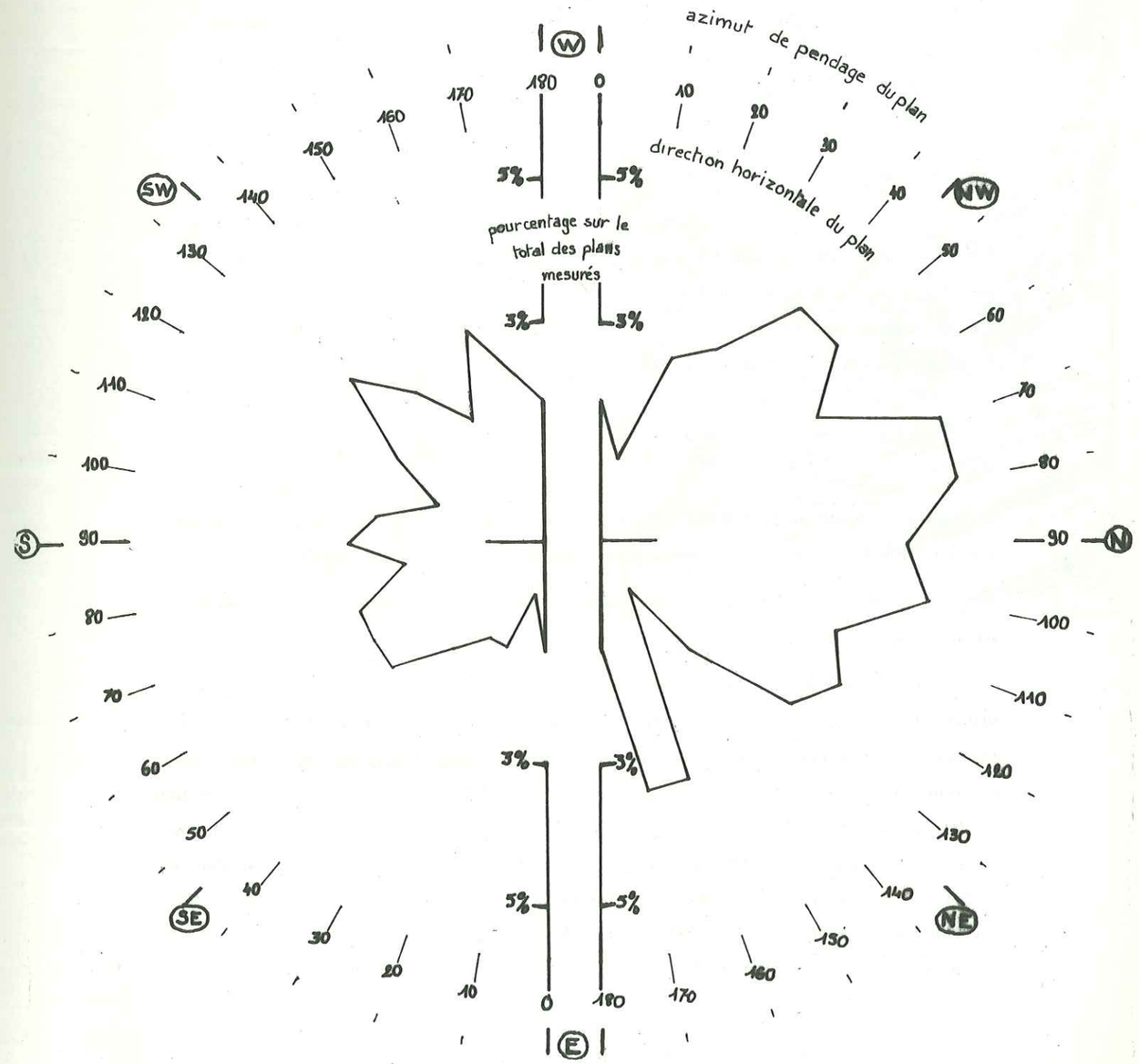
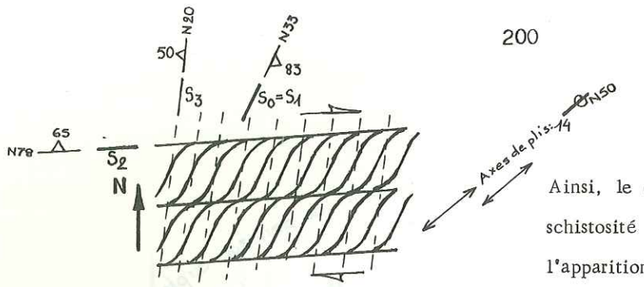


Figure 107 : rosace des pourcentages des plans de diaclase (toutes formations cristallines réunies) suivant leur direction horizontale et leur azimut de pendage.
(259 plans mesurés)



Ainsi, le décrochement se traduit par une schistosité de strain-slip suivant S_2 et par l'apparition d'une schistosité plus méridienne S_3.

Enfin, ces trois familles de fractures N 50, N 130 et N 80 sont respectivement pentées vers le Sud-Est, le Sud-Ouest ou le Sud.

Sur la figure 107, nous avons reporté toutes les diaclases mesurées. Ce sont les diaclases pentées Nord qui sont les plus fréquentes alors que celles de même direction mais qui sont pentées Sud, le sont moins. En ce qui concerne ces dernières, cependant, elles correspondent probablement à des schistosités de fracture liées aux grandes familles de failles de cette région comme en témoigne leur parallélisme avec celles-ci.

I.2.2. La tectonique souple

I.2.2.1 Les plis

Les plis bien visibles à l'affleurement sont décimétriques, beaucoup plus rarement métriques. Cependant, on peut voir quelques ondulations à grand rayon de courbure probablement liées à des grandes fractures importantes.

Les divers types de plis rencontrés dans les séries cristallophylliennes sont représentés sur les figures 108 et 109.

Ils sont soit à schistosité de plan axial et alors généralement très pincés, de type semblable, et en chevrons, soit d'aspect très " plastique " et sans orientation privilégiée. Dans le premier cas, l'aplatissement peut être tel que les lits leucocrates, qui soulignent ces plis, sont très étirés et il ne subsiste plus que quelques charnières difficilement identifiables (rods). En fait, on ne peut pas différencier les anciens plis, totalement aplatis et réaccordés, des plis d'entraînement. La roche prend alors, souvent, un aspect non plissé avec des lits très rectilignes. Dans le second cas, ce sont des plis probablement sub-contemporains de l'épisode migmatitique comme en témoigne souvent la présence de néosome granitoïde au coeur de ces plis. Notons par ailleurs que, très fréquemment, ces plis confèrent aux roches un aspect faussement nébulitique (figure 46 p.93).

De l'étude de ces plis, il ressort qu'il existe au moins deux épisodes de plissement, le premier étant contemporain et/ou légèrement postérieur à l'épisode migmatitique, le second provoquant l'apparition de la schistosité.

I.2.2.2 Les yeux

Dans l'étude pétrographique qui a précédé, nous avons pu constater l'existence de nombreuses séries oeillées dans la région. Ils sont, en particulier, bien visibles le long de la nouvelle route D 926 au-dessus de Grand'Maison. Ces yeux se localisent surtout dans les séries de gneiss et schistes de Grand'Maison et du Rissiou-Rocher Blanc. C'est dire qu'ils sont

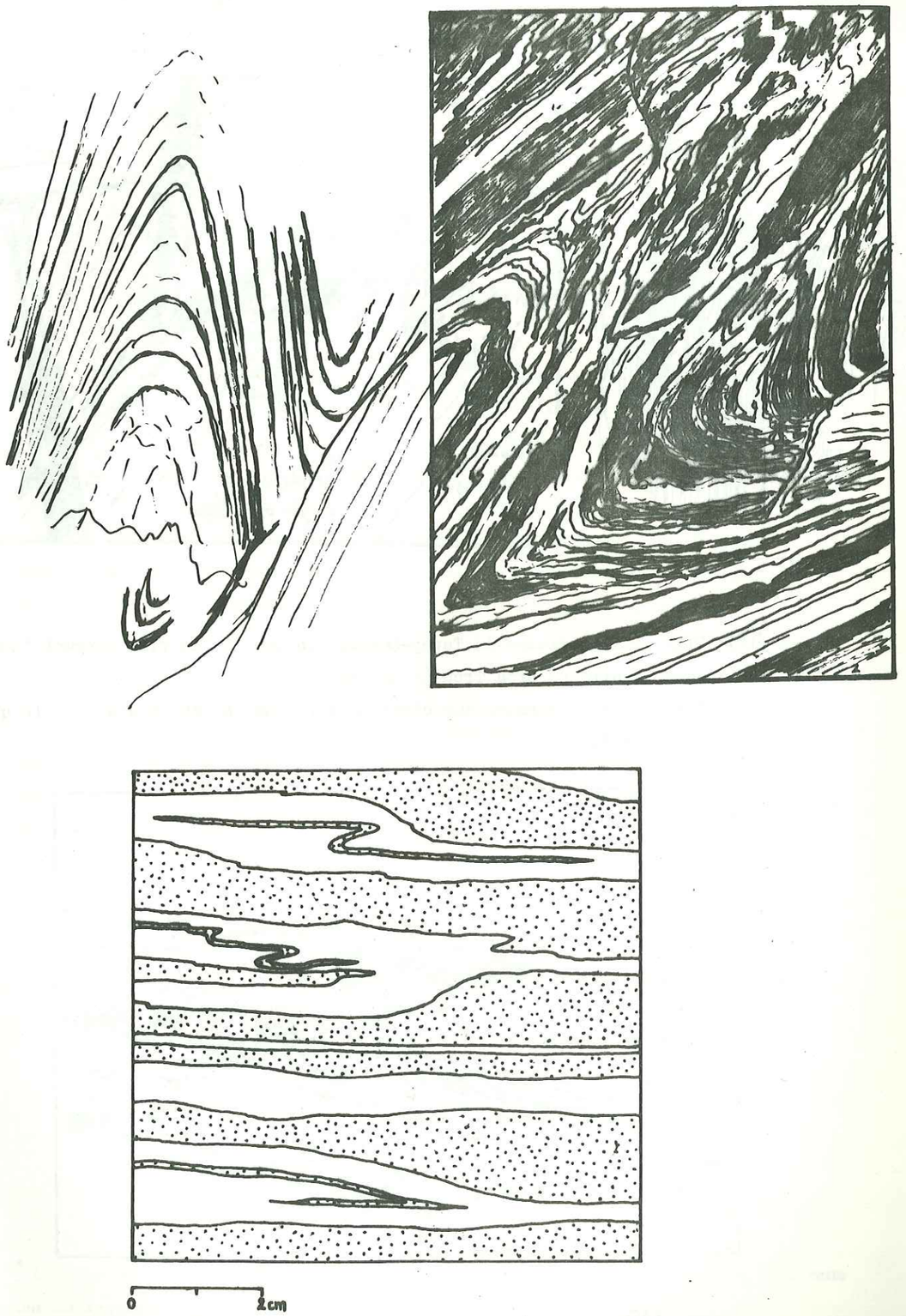


Figure 108 : Plis dans la formation amphibolique du lac de la Croix.

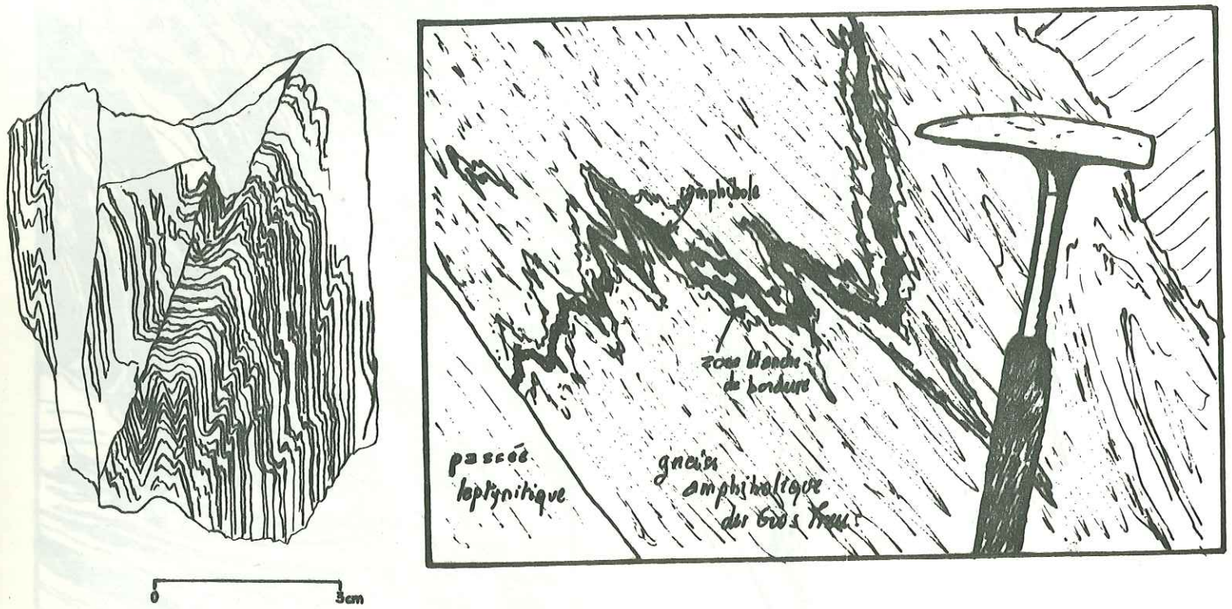


Figure 109 : Plis dans le groupe du Tepey-Sambuis (à gauche) et pli ptygmatitique dans l'unité du Gros Treu (à droite).
Noter pour ce dernier que c'est un mobilisat à taches d'amphibole qui est plissé.

Figure 110 : Pli dans la couverture liasique, vu du Col du Sabot.

liés à une hétérogénéité primaire de la roche (structure hétérogranulaire). Par contre dans les formations amphiboliques, on trouve des amygdales centimétriques à plurimétrique soit de leucosome, soit de restite très amphibolique. Dans le groupe du Tepey-Sambuis, formé principalement de roches schisteuses compactes très homogènes, nous avons trouvé quelques faciès sporadiques dans lesquels les lits quartzeux forment des amygdales (cf. figure 5 , p. 16).

Ces yeux et amygdales sont bien visibles sur les plans verticaux mais par contre ils sont bien moins nets sur les plans horizontaux.

Le long de la route D 926, à l'Est du Défilé de Maupas, dans la série du Rissiou-Rocher Blanc, nous avons pu observer (figure 111) sur un plan sub-horizontal un banc décimétrique d'amphibolite, plus compact que les schistes encaissants, qui forme des amygdales séparées les unes des autres de un à deux mètres et qui est recoupé par un filon hololeucocrate non déformé *. Ceci témoigne d'un épisode tectonique, avec étirement maximal (axe X) suivant un sens horizontal, antérieur à l'intrusion des filons hololeucocrates tardifs du granite des Sept Luax. Ensuite, l'étirement s'est bien effectué dans un sens vertical comme en témoignent, sur les plans verticaux, les déformations du complexe filonien lié au granite des Sept Laux que nous allons étudier plus en détail.

Déformations des filons d'origine granitique

Sur les plans plus ou moins verticaux, ces filons sont soit oeillés ou en amygdales, soit intacts et plus ou moins rectilignes. Les filons que l'on trouve actuellement en amygdales étaient, à l'origine, obliques sur la schistosité-foliation. Ainsi nous avons pu retracer l'évolution de la déformation de ces filons (figure 112). Dans le cas où ceux-ci étaient primitivement parallèles à la schistosité , ils sont rarement boudinés et il s'y développe une schistosité interne (granite liné).

Enfin, un dernier cas, très rare (par exemple, sous l'évacuateur de crues du barrage de Grand'Maison), est celui où le filon s'est mis en place de façon grossièrement perpendiculaire à la schistosité. Il est alors fortement déformé sur ses bordures. Celles-ci sont dentelées et s'interpénètrent avec les schistes ou gneiss encaissants parallèlement à la schistosité.

---

* La même observation a été faite sur le site du barrage, en rive gauche de l'Eau d'Olle, avec cette fois des amygdales d'un ancien lit ou filon d'actinote pure.

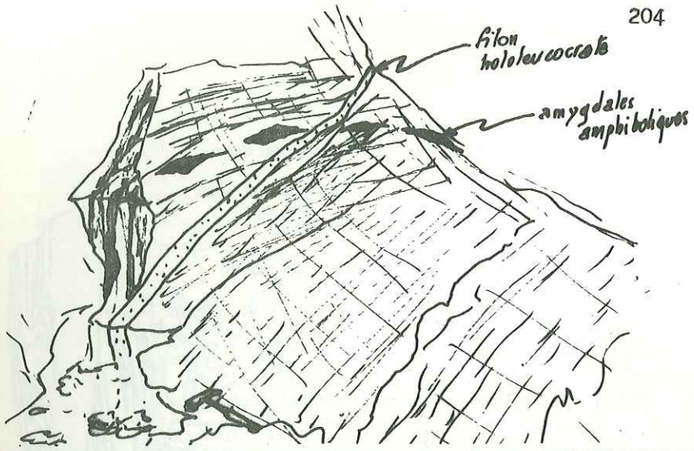
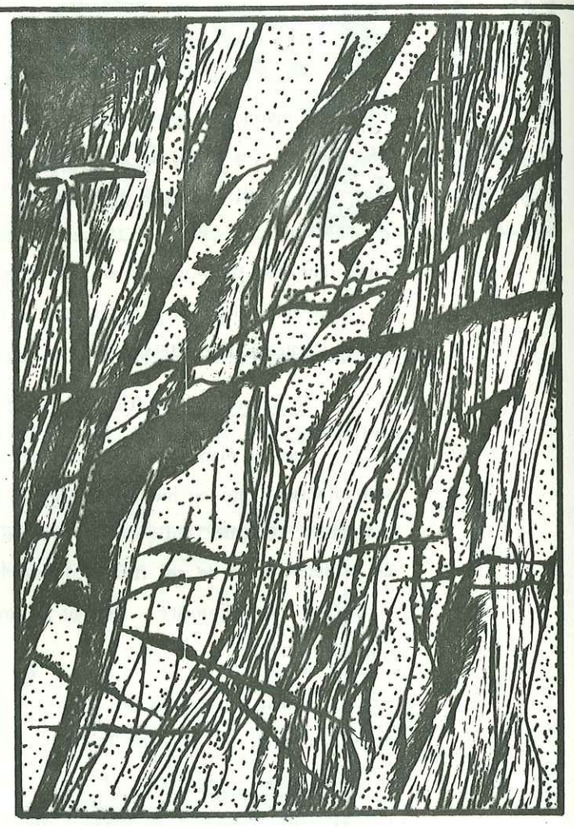


Figure 111 :

Banc décimétrique d'amphibolite formant des amygdales, recoupé par un filon hololeucocrate non déformé.

Stade 1 - 2 . Leucosome dans la série de G^{d}'Maison (n^{lle} route)



Stade 3 - 4 . Filons griques dans la série de G^{d}'Maison (R^{er} Pilliozan)

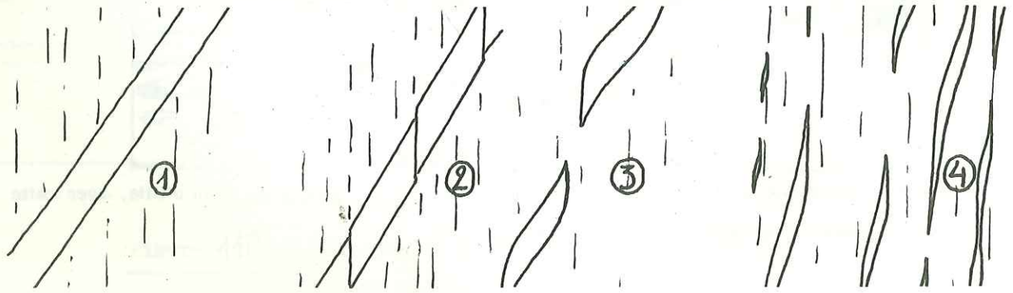


Figure 112 : Evolution de la déformation des filons primitivement obliques sur la schistosité-foliation. Noter que ce filon peut alors devenir parallèle à la foliation.

I.3. EVOLUTION CINEMATIQUE DU S.E. DE BELLEDONNE

Nous savons les nombreuses difficultés rencontrées pour interpréter la fracturation des Alpes Françaises ainsi que leur forme en arc.

L'interprétation que nous proposons ici n'a comme but que de présenter un schéma cohérent pour le Sud-Est de Belledonne (région du col du Glandon). Elle est le résultat de réflexions presonnelles éclairées par de longues discussions avec MM. P.VIALON et G.MENARD dont je remercie, ici encore, l'aimable assistance .

Après quelques remarques sur les épisodes anciens nous présenterons les deux grands stades de l'histoire tectonique de la région à partir de l'intrusion du granite des Sept Laux.

I.3.1. STADES ANCIENS

Nous ne parlerons ici que très succinctement des épisodes tectoniques antérieurs à l'intrusion granitique des Sept Laux qui marque le début de notre stade I. Les marqueurs des déformations liées à ces épisodes anciens sont généralement totalement effacés ou réorientés par les stades postérieurs. Il est donc aujourd'hui difficile de séparer ces marques anciennes de celles des épisodes plus récents.

Cependant nous pouvons dire que ces phases anciennes ont surtout consisté en un (ou des) plissement(s) dont la direction primitive des axes de pli ne peut être estimée de manière certaine.

Certains plis sont contemporains de l'épisode migmatitique. Ils traduisent un comportement très plastique des roches, dans un climat encore "chaud".

L'évolution tectonique postérieure peut être étudiée plus en détail. Elle se décompose en deux stades (figure 113) qui correspondent à des axes de contraction globale approximativement N-S pour le premier et E-W pour le second *(1).

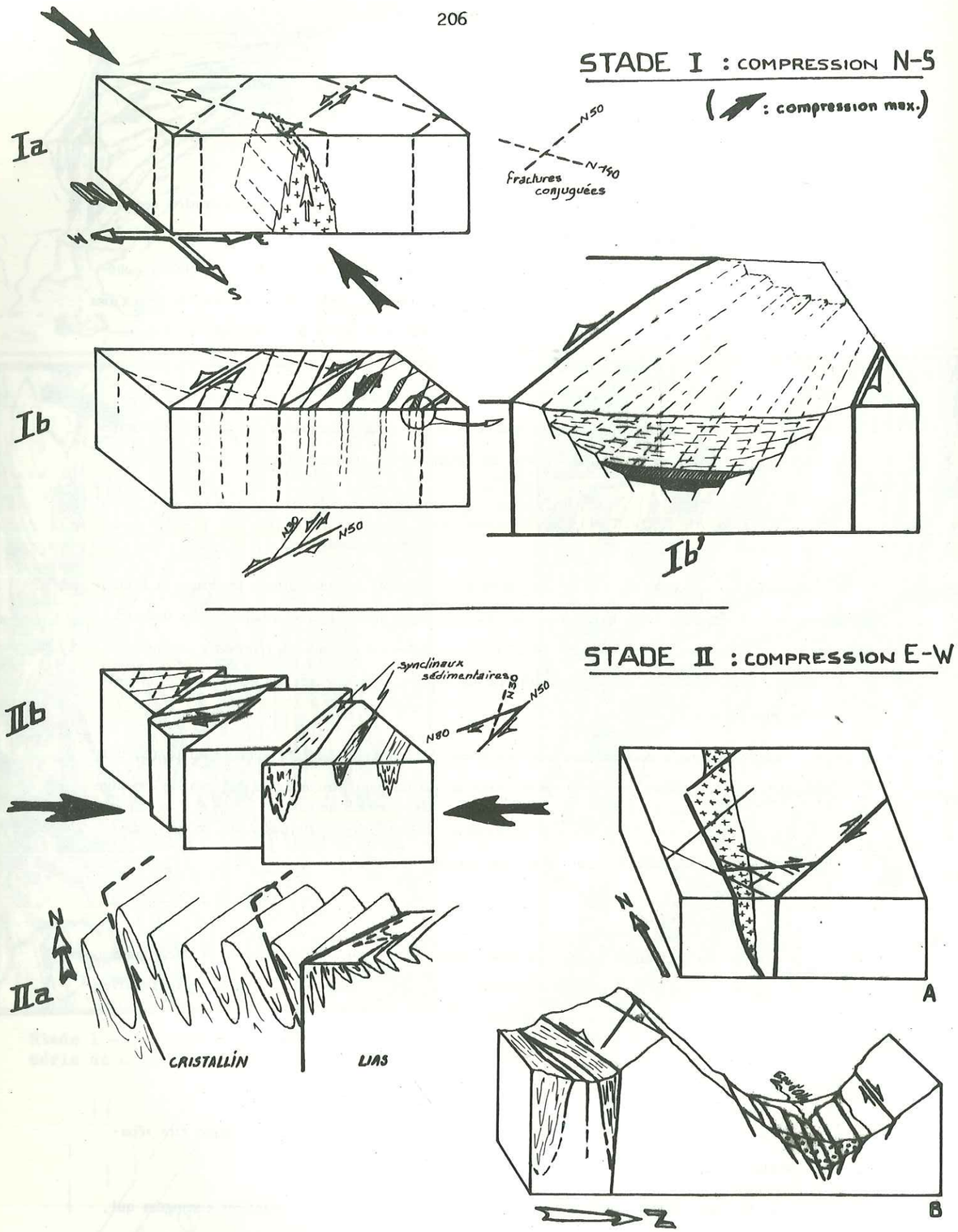
I.3.2. STADE I

Ce premier stade, où la contraction est approximative N-S, peut lui-même être séparé en plusieurs étapes.

a) La première(Ia) correspond à l'apparition*(2) d'un système de fractures conjugées qui, d'ailleurs, vont guider par la suite toute l'architecture de la région. Ces fractures sont de direction N 14OE à mouvement dextre et N 5OE à mouvement senestre. Cette dernière direction

---

Notes infrapaginales *1 et * 2 page 208.



Individualisation du "bloc" du Rissiou et coupe S - N de la vallée de l'Eau d'Olle.

Figure 113 : Evolution des derniers stades tectoniques de la région du Col du Glandon.

(Voir explications page suivante).

Explications de la figure 113

STADE I : compression N-S

Episode Ia : fracturation conjuguée et intrusion granitique des Sept Laux.

Episode Ib : prédominance des fractures décrochantes senestres N 50E (D) et N 30E (R) et formation des grabens sédimentaires.

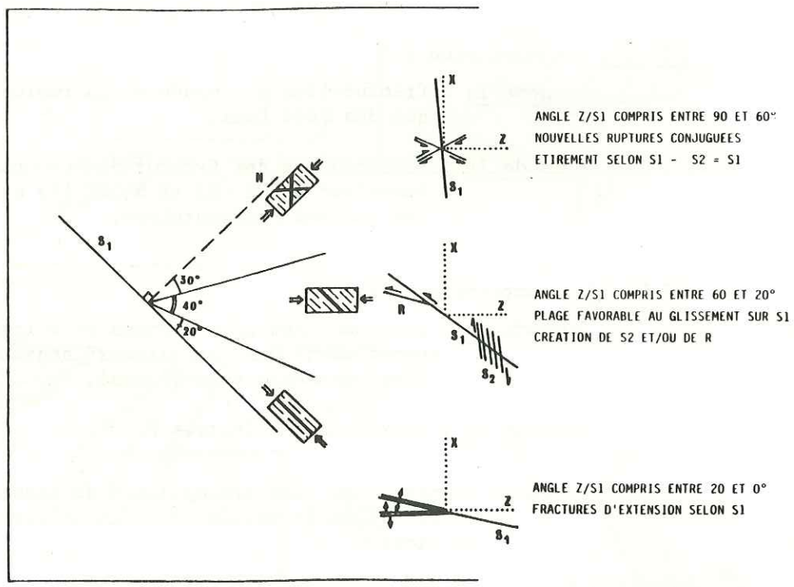
STADE II : compression E-W

Episode IIa : pincement des plis anciens et plissement et resserrement des "synclinaux" sédimentaires. Chevauchements vers l'Ouest.

Episode IIb : décrochements dextres N 50E.

Schémas Ib' : formation du bloc triangulaire du Rissiou et coupe S-N de la vallée de l'Eau d'Olle au Nord du Rissiou.

* (1) En fait, nous ne parlerons pas ici en termes de contrainte. Selon P.ROBERT (1976) et P.VIALON (1976), la contrainte maximale fait un angle d'environ 30° avec le décrochement majeur D (mais cet angle est fonction de l'angle de frottement interne φ). Des études plus récentes (P.VIALON, 1979) montrent que, dans le cas où une anisotropie ancienne existerait (schistosité ou fracture) l'angle que fait la contrainte maximale avec la direction préexistante peut varier de 40°, en fonction cependant de la cohésion du matériau (figure). C'est dire que dans le stade II, où la fracture N 50 E rejoue en décrochement dextre, l'axe de contrainte maximale peut varier entre N50 et N110.



Différents cas limites de la position de S_1 par rapport à la direction de raccourcissement Z. Le plan XY n'est plus confondu avec l'anisotropie précoce. Schémas de déformations expérimentales sur roches schisteuses en compression axiale sur des éprouvettes diversement orientées par rapport à la schistosité S_1 (cf. DAYRE & KHALAF 1971, SIRIEYS 1966).

(in P.VIALON, 1978)

* (2) En fait, le socle pouvait être , déjà à cette époque, prédécoupé et ces fractures conjuguées l'héritage de phases tectoniques encore plus anciennes, rejouant durant "notre" stade I puis durant le stade II.

correspond probablement aux grandes dislocations de la bordure cévenole du Massif Central français.

Liée à cette contraction N-S, une zone d'extension (cassure fragile) également N-S est probablement à l'origine de l'intrusion du magma granitique des Sept Laux.

Enfin, durant cette étape, des plis environ E-W, peu prononcés ont pu apparaître *.

b) Durant la deuxième étape (Ib) de ce stade I, le mouvement selon les fractures N50E devient prédominant. On passe ainsi à un décrochement senestre N50E accompagné de sa fracturation satellite, en particulier les fractures de Riedel N 30E senestres (RI) et N 170 E dextres (R'I).

Le jeu senestre simultané suivant les fractures D (N 50E) et suivant les fractures R (N30E) va permettre l'ouverture de bassins de direction sensiblement parallèle aux Riedel N 30E (figure 114).

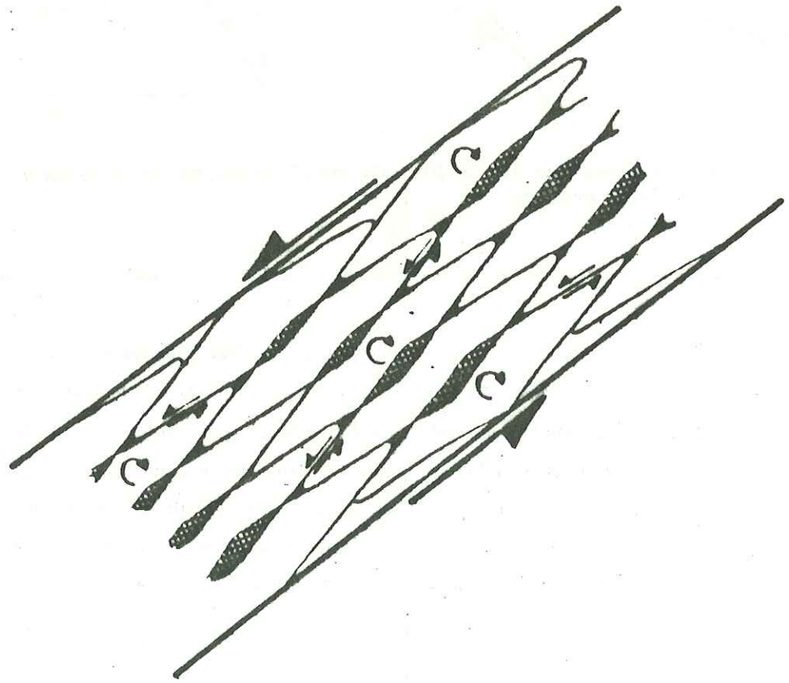


Figure 114 : Ouverture de bassins de direction sensiblement parallèles aux Riedel (jeu simultané suivant D et R) (in J.P. ROBERT, 1976).

---

* des plis tels que ceux qu'observe P.VIALON dans son étude sur les déformations de la couverture sédimentaire (1974, p.668). Cependant, de plus récentes études, en particulier dans l'Himalaya (A.PECHER,1978) montrent qu'il peut s'agir simplement de torsions d'axes de pli par glissement différentiel sur les plans de schistosité dans une zone cisaillée.

Ce sont des petits grabens (Ib') allongés, dont l'ouverture et le comblement débutent au Carbonifère et se prolongent durant le Trias, le Lias et même jusqu'au Crétacé (Hauterivien) dans le " synclinal " de Bourg d'Oisans (Grand Renaud). C'est dire que ce stade I a pu se prolonger jusqu'à cette époque. L'ouverture de ces grabens plus ou moins progressive au cours du temps, contemporaine de fractures actives sur leurs bordures est prouvée par les récentes études de J.C. BARFETY *, qui montrent la présence d'olistolithes emballés dans les sédiments liasiques de la bordure est de l'accident du col d'Ornon. Les affleurements de Houiller pincé, tels ceux du conglomérat de la Sambuis ou du col du Sabot, peuvent être des grabens avortés, n'ayant fonctionné que durant le Carbonifère (figure 115).

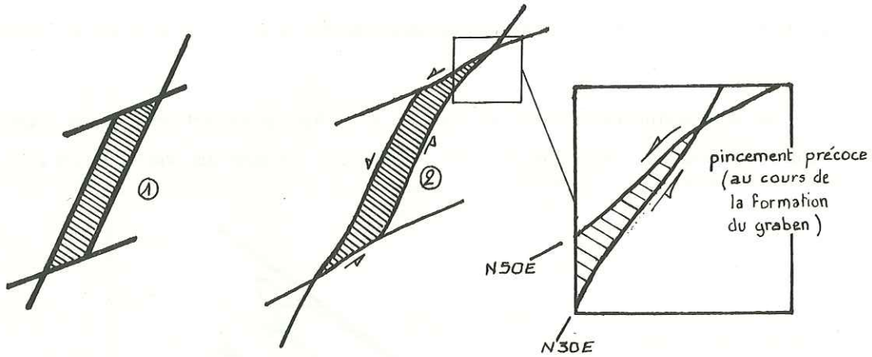


Figure 115 : Hypothèse sur le dépôt du conglomérat de la Sambuis : grabens avortés.

Deux remarques importantes sont à faire en ce qui concerne le conglomérat de la Sambuis :

. selon notre étude, ce conglomérat s'est déposé lors d'un épisode détritique postérieur à la mise en place du granite des Sept Laux. Ce fait justifie la différenciation du Stade I en deux épisodes (liés, néanmoins, à une même évolution tectonique continue dans le temps), car le granite des Sept Laux affleurait déjà lors de la sédimentation du conglomérat **;

. leur position au coeur de la synforme du Tepey-Sambuis signifie non pas, certes, que ce pli soit postérieur à la sédimentation du conglomérat mais que, du moins, les épisodes tectoniques postérieurs à celle-ci reprennent les structures antérieures (figure 116).

---

* - " ... la bordure occidentale de la dépression structurale de Bourg d'Oisans se caractérise... par ses dispositifs sédimentaires qui attestent à la fois l'existence de paléopentes accentuées et une activité tectonique qui s'est poursuivie au moins jusqu'au Toarcien supérieur, et qui a été responsable d' écroulements et de glissements synsédimentaires.... De fait... cet accident du Col d'Ornon est une structure... synsédimentaire, qui a fonctionné à plusieurs reprises au cours du Lias." (J.C. BARFETY et al., 1979).

** ou du moins une partie puisque les galets du conglomérat sont plutôt formés du faciès que nous avons dénommé " de bordure ".

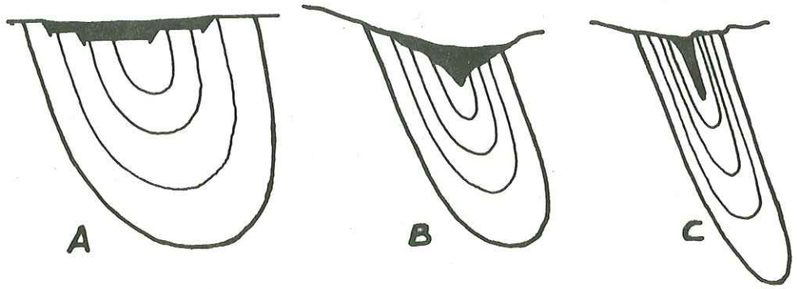


Figure 116 : Position du conglomérat de la Sambuis au coeur de la synforme du Tepey-Sambuis.

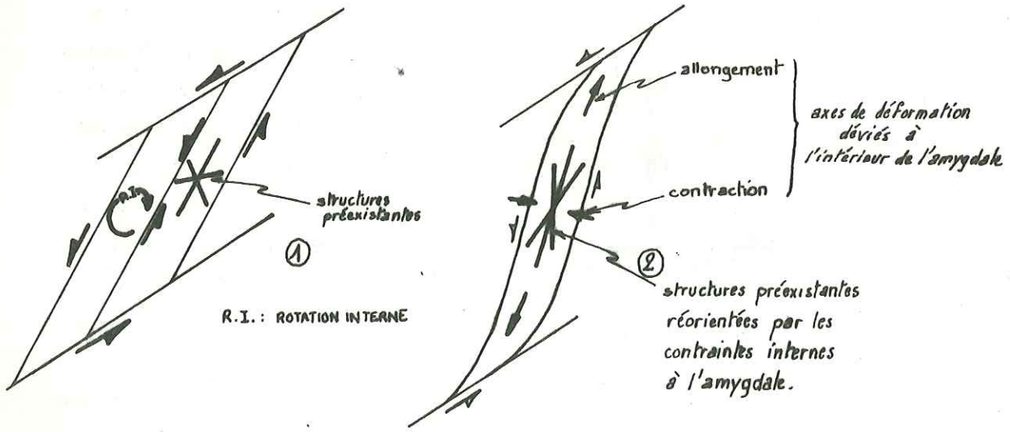


Figure 117 : Réorientation des anciennes structures à l'intérieur des amygdales délimitées par les fractures D et R.

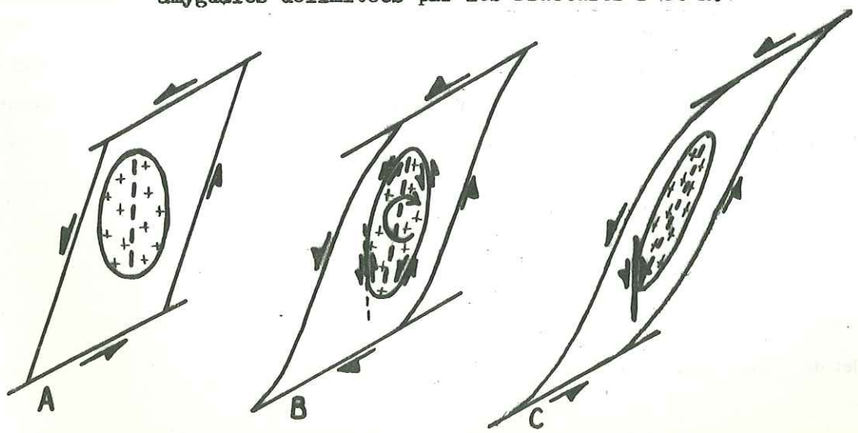


Figure 118 : Réorientation du granite des Sept Laux.

c) Durant ce deuxième épisode Ib, le socle va se déformer. Il est,en fait, découpé en losanges délimités par les fractures DI(N 5OE) et RI(N 30E). Les rotations internes à ces losanges vont provoquer un étirement intense, suivant leur grande diagonale, qui sera responsable de la réorientation des structures anciennes (figure 117) ainsi que du massif granitique des Sept Laux primitivement N-S, aujourd'hui N20-3OE (figure 118).

L'accident de Belle Etoile est en fait la fracture d'extension primitive (N-S) qui, au second épisode du stade I , joue en décrochement senestre : conséquence de la réorientation du massif granitique dans une direction NNE-SSW (figure 119).

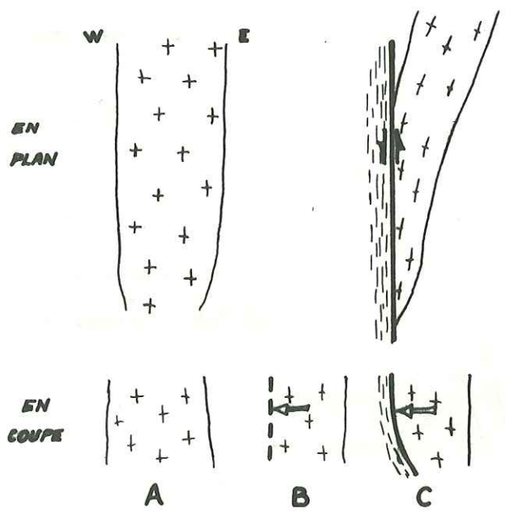


Figure 119 : Genèse de l'accident de Belle Etoile.

En coupe, cette fracture est probablement pentée vers l'Est, en raison de la compression vers l'Ouest du massif homogène de granite. Ainsi, il prend une composante chevauchante vers l'Ouest qui s'affirmera au stade II (contraction E-W). L'écrasement le long de cette fracture est responsable de l' intense mylonitisation de la série schisteuse du Rivier. La contemporanéité de cette compression E-W tout au long de l'accident de Belle-Etoile (dans le stade de compression globale N-S) et de la cristallisation du magma granitique (mis en place peu de temps auparavant, au début du stade I) semble attestée par le fait que les filons hololeucocrates,en particulier, n'existent pas à l'Ouest de ce granite mais sont abondants du côté oriental. La rotation du massif granitique entraîne une compression à l'Ouest et une distension à l'Est (figure 120) permettant la mise en place des filons*.

---

* l'effet de " filter press " (voir p.170) pourrait ainsi être expliqué.

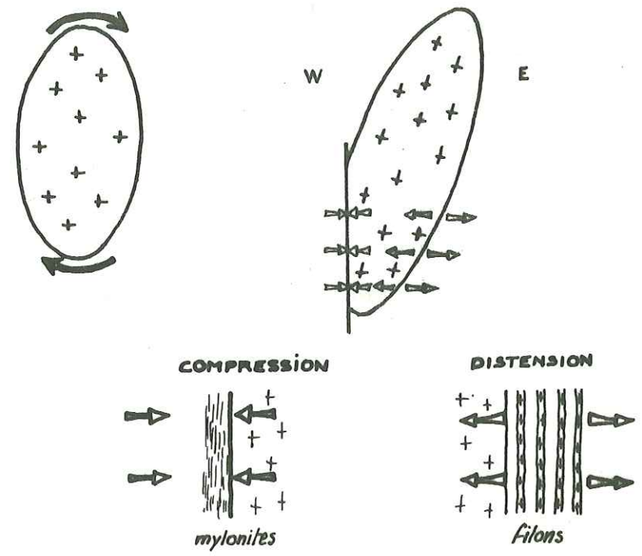


Figure 120 : Essai d'interprétation de l'apparition de filons en bordure est du granite des Sept Laux.

En résumé, le stade I (contraction globale N-S) se caractérise :

a) par l'intrusion granitique calco-alcaline des Sept-Laux dont la cristallisation est contemporaine, dans sa partie méridionale du moins, d'une rotation horaire du massif entraînant des comportements différents sur son bord ouest (compression le long de l'accident de Belle Etoile) et sur son bord est (distension et mise en place des filons);

b) par un système décrochant senestre N 5OE avec les fractures de Riedel correspondantes N 30E dont le jeu simultané permet, d'une part, l'ouverture de bassins sédimentaires de direction N 3OE(grabens), fonctionnant du Carbonifère au Lias, voire à l'Hauterivien et, d'autre part, une réorientation des stuctures antérieures due à la rotation horaire interne et à un étirement dans le sens longitudinal des amygdales délimitées par ces deux systèmes de fractures décrochantes.

I.3.3. STADE II

Nous avons pu observer que, dans la région du col du Glandon, les filons liés au granite des Sept Laux ont été fortement étirés dans le sens vertical (boudins et amygdales, celles-ci parfois distantes de plusieurs mètres). Dans le sens horizontal, l'étirement est bien moins prononcé.

Ces filons, aujourd'hui tous parallèles à la foliation des séries cristallophylliennes encaissantes, ont été réorientés et surtout étirés dans un stade de contraction globale E-W environ.

Cette compression provoque un resserrement des plis antérieurs, finissant par ailleurs de les réorienter suivant la direction N20-30E. Ceci est caractéristique d'un comportement ductile des roches.

La seconde conséquence de cette contraction E-W est le rejeu des fractures anciennes N 50E, cette fois-ci dans un sens dextre.

Nous allons étudier ces deux comportements plus en détail.

a) Plis et chevauchements (IIa)

Nous avons vu qu'au stade I, le jeu simultané de DI et RI permettait le serrage des amygdales délimitées par ces deux familles de fractures avec un fort étirement suivant leur grande diagonale. Or les filons d'origine granitique liés au granite des Sept Laux présentent un faible étirement dans le sens horizontal mais par contre un fort allongement dans le sens vertical. C'est pourquoi nous attribuons ce phénomène au stade II.

Dans une contraction maximale globale de direction grossièrement E-W, les anciens plis vont être fortement pincés, totalement réorientés selon une direction N 20-30E, avec un fort étirement dans le sens vertical par glissement le long des plans de schistosité et de foliation. Ceci se traduit par un " oeillage " généralisé des formations cristallophylliennes de cette région, mais aussi des filons liés au granite des Sept Laux et des mobilisats leucocrates ou des restites individualisés lors de l'épisode migmatitique ancien.

D'un autre côté, les grabens sédimentaires, formés au stade I, vont acquérir leur forme " synclinale " par pincement durant cette phase II. On peut mieux comprendre dorénavant l'emplacement du conglomérat de la Sambuis au coeur de la synforme du Tepey-Sambuis ainsi que son apparence intraformationnelle dans la série des schistes verts et noirâtres du Tepey-Sambuis*.

Le pendage général vers l'Est semble lié à la présence d'anciennes fractures N 30E (RI) pentées également vers l'Est. C'est suivant ces zones de faiblesse que se développent des

*Le caractère peu déformé de ce conglomérat vient surtout du fait de la présence des schistes noirs ardoisiers qui ont " encaissé " toute la déformation.

chevauchements vers l'Ouest, dont les trois plus importants dans notre secteur sont ceux de la bordure occidentale du complexe de Saint Colomban, de la crête du Pin faisant recouvrir partiellement la formation de Grand'Maison par celle du lac de la Croix, et enfin de Belle-Etoile. Ce dernier cependant est vertical en surface mais nous avons vu qu'il est possible qu'il soit penté vers l'Est en profondeur.

b) Les décrochements N 50E dextres (IIb)

Le décrochement majeur de cette région est, sans équivoque possible, celui qui sépare les massifs cristallins externes, de Belledonne d'une part et des Grandes Rousses d'autre part.

Si les corrélations stratigraphiques entre les schistes d'Huez-Vaujany (Grandes Rousses) et le groupe du Tepey-Sambuis (Belledonne) s'avèrent exactes, ce décrochement correspondrait à un décalage d'au moins dix kilomètres. Plus au Nord, un accident similaire (faille de Fond-de-France) décale le granite des Sept Laux et correspond à un déplacement de 5 kilomètres au minimum.

D'autres grandes fractures décrochantes dextres N 50E existent dans cette région, en particulier celle de la Grande Valloire, celle de la Plagne Vaumard qui semble se continuer, plus au SW, à l'Est du Pic des Cabottes et celle du Glacier de l'Argentière-Cime du Sambuis.

A la différence de ce que l'on a pu observer dans le comportement de ces fractures au stade I où le jeu est simultané suivant DI(N 50E) et RI(N 30), ce qui n'entraîne pas de grand décalage suivant l'une ou l'autre de ces directions, au stade II, le mouvement est prédominant suivant la direction N 50 préexistante.

Ces décrochements N 50E dextres s'accompagnent de la fracturation satellite suivante :

- fractures N80 dextres (RII),
- fractures N 130 senestres (R'II),
- fractures N 30 à mouvement incertain (PII, anciennes RI).

Nous allons essayer de répondre à deux questions, toutes deux liées aux décrochements dextres N 50E.

- Pourquoi les terrains sédimentaires forment-ils des coins le long de l'accident majeur du col du Glandon-col du Sabot ?

Dans la région du col du Glandon, trois coins sédimentaires sont bien visibles : un au SE du Gros Treu, un autre au SE de la cime du Sambuis et surtout celui formant la petite butte du Carrelet (2131m) au SE des Aiguilles de l'Argentière.

La direction des plis du Lias, environ N 40 - N 50 dans le " synclinal " du col du Glandon, varie brusquement au contact des fractures N 30E bordant ces coins à l'Ouest (figure 121).

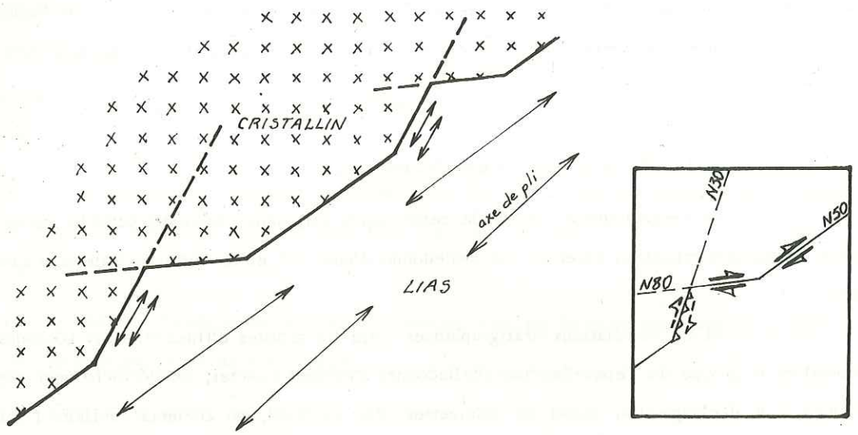


Figure 121 : Bordure cristallin - sédimentaire liasique; interprétation des coins du second dans le premier.

En fait ces fractures N 30E sont les anciens RI sur lesquel le Lias, déplacé vers le SW suivant les fractures DII (N 50E) et RII (N 80E), va buter. Ces fractures N 30E rejouent probablement en mouvement dextre (PII) mais le Lias a surtout tendance à chevaucher le cristallin vers l'Ouest le long de cette fracture.

- Pourquoi l'Eau d'Olle a-t-elle préféré recouper le cristallin au Nord du Rissiou plutôt que continuer en ligne droite et passer dans le Lias du col du Sabot ?

Le bloc du Rissiou, de forme triangulaire, est délimité au SE par le décrochement N 50E du col du Sabot, au Nord par une fracture RII N 80E et à l'Ouest par l'ancienne fracture d'extension N-S de bordure occidentale du granite des Sept Laux : l'accident de Belle-Etoile.

Le Riedel N 80E dextre va individualiser ce bloc déjà recoupé au S-E et à l'Ouest. Cependant le mouvement va rapidement être bloqué contre l'accident de Belle Etoile ou, plus exactement, contre le massif granitique homogène. La contraction E-W va provoquer en particulier l'apparition* de fractures N 130E conjuguées à celles de direction N 50E (figure 113,A). On est ainsi passé d'une tectonique cisaillante à un aplatissement pur avec système de fractures conjuguées. La fracture N 80E, plus ou moins parallèle à l'axe de contraction maximale évolue en fracture d'extension , ce qui provoque un effondrement selon cette direction. Cet affondrement permet la

---

* apparition des fractures N 130E d'autant plus facile que le socle était déjà prédécoupé selon cette direction, durant le stade I.

la déviation de l'Eau d'Olle à travers le cristallin * (figure 113,B).

En résumé, le stade II (contraction globale maximale grossièrement E-W) se caractérise par des décrochements dextres de vaste amplitude suivant la direction préexistante N 50E ainsi que par un aplatissement très prononcé des plis préexistants provoquant un glissement intense le long des plans de schistosité et de foliation. Ceci se traduit par un " oeillage " général des séries cristallophylliennes de la région du col du Glandon. La dernière caractéristique de ce second stade est une réactivation des fractures N 30E qui ont, cette fois, une composante principale chevauchante vers l'Ouest. Enfin, c'est à ce stade que les grabens sédimentaires acquièrent leur forme " synclinale", pincée.

Une question reste posée : quel est l'enchaînement de ces deux modes de déformation durant le stade II ?.

Il ne nous a pas été possible de donner avec certitude cet enchaînement. Il semble cependant que le stade IIa soit légèrement antérieur; dans un second temps, par déblocage du mouvement le long des accidents N 50E, la déformation va être supportée par de grands décrochements dextres (IIb).

Ce blocage au SW pourrait être expliqué par la persistance, pendant un certain laps de temps, de la contraction N-S durant le stade de contraction maximale E-W. Ceci pourrait, en particulier, expliquer les glissements et les chevauchements dans le sens vertical (X , axe d'élongation maximale, vertical) (figure 122).

I.3.4. Conclusion

Reconstitution d'une partie de l'histoire tectonique du Sud-Est de Belledonne

1- Tectonique ancienne : plissements syn - et post - migmatisation. L'âge de ces phases ne peut pas être fixé, probablement soit calédonien soit hercynien précoce.

2 - Tectonique récente qui se décompose en deux grandes stades.

a) Stade I, contraction maximale N-S, lui-même décomposé en plusieurs étapes :

- intrusion du granite des Sept Laux, daté récemment d'environ 325 ± 40 MA (source B.R.G.M. communication orale D.GASQUET);

---

* Notons par ailleurs que ceci peut avoir des répercussions sérieuses dans le cas où le barrage de Grand'Maison serait construit, soit du fait de la surcharge qu'il créera dans une zone effondrée, soit par la risque de " court-circuitage " de l'eau de la retenue au-dessous du barrage, les infiltrations étant actuellement freinées par le remplissage du fond du vallon par les alluvions de l'Eau d'Olle remaniant les sédiments liasiques argileux et imperméables.

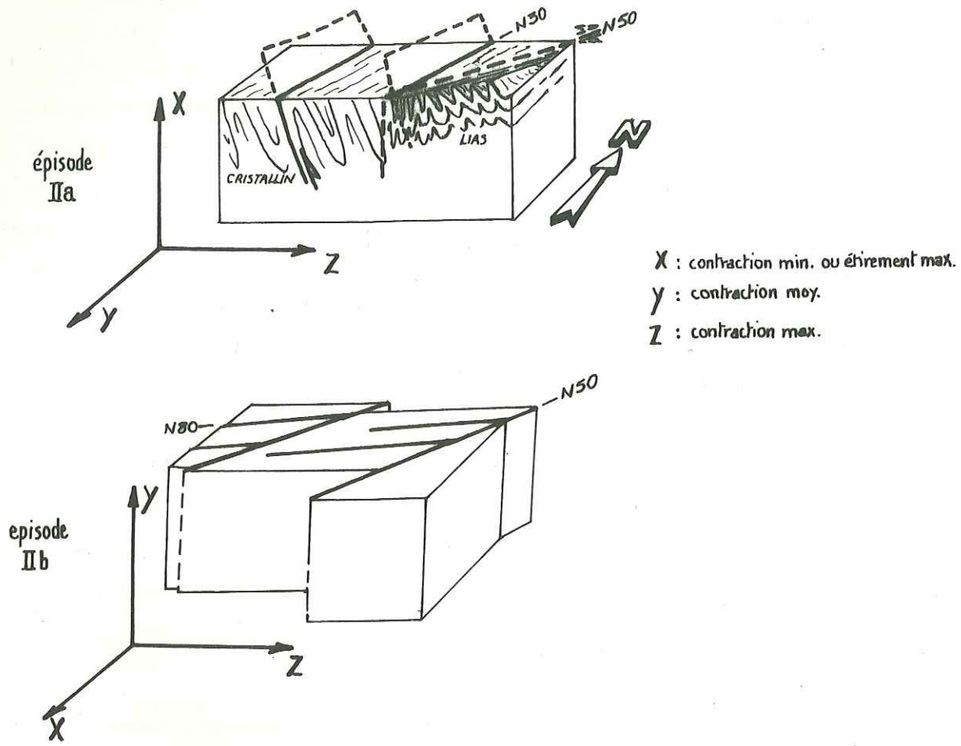


Figure 122 : Axes de déformation durant les deux épisodes du stade II.

- décrochements N 50E et N 30E senestres;
- cristallisation du granite des Sept Laux sous contraintes tectoniques sub-contemporaines à sa mise en place;
- ouvertures, au Houiller, de bassins sédimentaires;
- réorientation des anciennes structures par étirement longitudinal des amygdales limitées par les fractures décrochantes senestres N 50E et N 30E.

Ce stade I s'étale depuis la fin du Dinantien (Hercynien précoce), avec intrusion du granite des Sept Laux, jusque , au moins, dans le Néocomien (Alpin précoce) puisque la sédimentation dans les grabens, essentiellement carbonifère, triasique et surtout liasique, se continue jusqu'à l'Hauterivien dans le " synclinal " de Bourg d'Oisans (Grand Renaud).

b) Le stade II (contraction maximale E-W) consiste en deux étapes successives :

- resserrement des plis antérieurs qui prennent leur allure actuelle très pincée, isoclinale, s'accompagnant de forts glissements dans le sens vertical. Il est responsable également de chevauchements vers l'Ouest selon d'anciennes fractures N 30E liées au stade I;

- en même temps, les bassins sédimentaires sont pincés et acquièrent leur "structure synclinale ";

- cette contraction E-W se caractérise, par la suite, par des décrochements dextres N 50E qui vont supporter la déformation et stopper l'épisode chevauchant précédant dans certaines zones protégées comme celle " coincée " entre les accidents de Fond-de-France et du col du Glandon-col du Sabot. *

Afin de déterminer l'âge du stade II , alpin de toute manière, il nous faut étudier la succession de la répartition des contraintes principales au cours du temps. L'étude qui précède a permis de décomposer cette évolution en trois temps (figure 123).

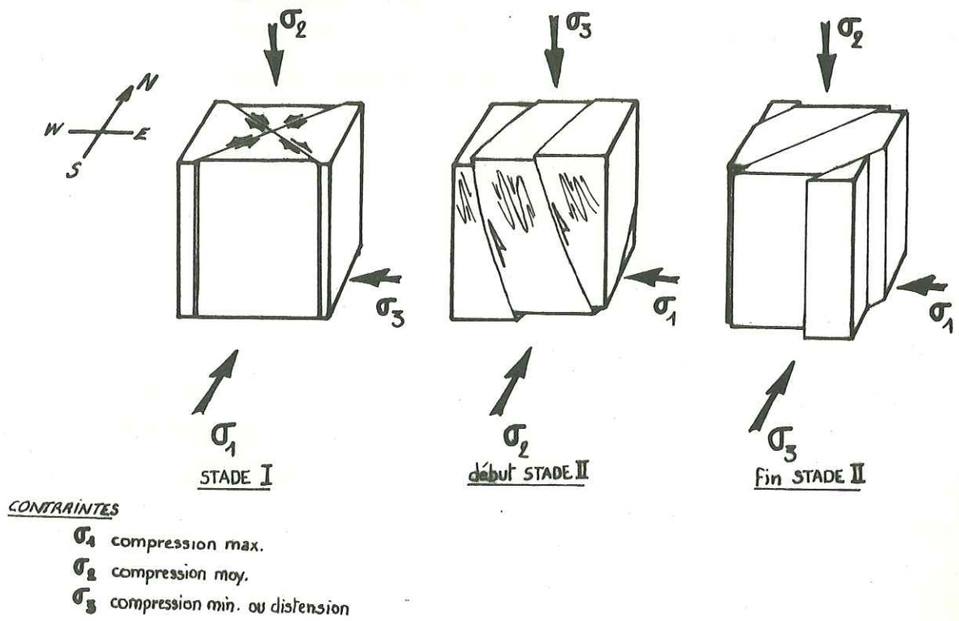


Figure 123 : Evolution de la répartition des contraintes principales au cours du temps.

---

* Notons qu'il ne semble y avoir totale analogie entre le comportement du socle et celui de la couverture "sédimentaire" durant ce stade. En effet, cette dernière continue probablement à chevaucher vers l'Ouest même durant l'épisode décrochant dextre du socle. Il est ainsi difficile de corréler les âges des déformations dans le sédimentaire et dans le socle.

Ainsi, comme D.GASQUET(1979) a pu l'observer dans son étude du Synclinal Médian, il y a rotation apparente de la contrainte maximale (σ_1) dans le sens antihoraire (G.MENARD,1979). Il ressort en fait de notre schéma que c'est une contrainte grossièrement E-W qui prend progressivement le pas sur la contrainte maximale antérieure environ N-S.

La tectonique alpine peut s'expliquer dans un système général de compression N-S liée à la tectonique des plaques et à la collision Afrique-Europe (P.VIALON, 1976).

La rotation de σ_1 pourrait être due à la translation vers le NW du " bloc" italien à laquelle se superpose, par la suite, un mouvement de rotation antihoraire de ce bloc. On considère que cette translation vers le NW se fait à partir du Nummulitique seulement et que la rotation antihoraire débute à partir de l'Oligocène (in G. MENARD, 1979).

Ainsi, le stade II de l'évolution tectonique du socle cristallin du S-E de Belledonne correspondrait à l'Alpin moyen.

CHAPITRE II : METAMORPHISMES

II.1. INTRODUCTION

L'étude pétrographique des diverses formations cristallines du Sud Est de Belledonne, à l'Ouest du col du Glandon a permis de mettre en évidence différentes paragenèses minérales développées lors de métamorphismes successifs.

Cependant, certaines difficultés sont apparues pour fixer leurs conditions de pression et de température respectives. Voyons les principales.

- Aucun minéral typique de métamorphisme, tel qu'un des types de silicate d'alumine, n'a pu être observé.

Notons toutefois que quelques uns des amas sériciteux attribués dans cette étude à la rétromorphose du plagioclase, peuvent être en fait d'anciens silicates d'alumine.

- Il est difficile de séparer les minéraux nés lors du métamorphisme de ceux qui sont hérités. Ce sera surtout le cas pour le groupe du Tepey-Sambuis.

- Les rétromorphoses tardives sont importantes, comme cela a été noté dans tous les massifs cristallins externes des Alpes. Il sera ainsi souvent délicat de distinguer les minéraux propres au métamorphisme principal, d'autant plus que certains ont pu totalement disparaître.

- Enfin, suivant le chimisme originel de la roche, certains minéraux vont pouvoir se former, d'autres non. Par exemple, le fait que les silicates d'alumine n'existent pas n'implique pas obligatoirement qu'il n'y ait pas eu les conditions P-T nécessaires à leur formation.

II.2. CONDITIONS DE STABILITE DES DIVERS MINERAUX OBSERVES

La figure 124 rassemble les associations minérales propres à chaque formation. Nous y avons regroupé les types de roche dont les associations minérales sont identiques.

II.2.1. Plagioclases

Il existe au moins deux sortes de plagioclases. L'une est toujours rétromorphosée en séricite + zoïsite ± calcite ± chlorite. Son pourcentage en anorthite est compris entre 25% et 45 %. Dans les roches basique, l'isograde An 30 + hbl semble donc dépassé : 550°C/ 3kb et 600°C/ 8kb (in GASQUET, 1979). Cependant, selon H.G.F. WINKLER (1980), certaines amphibolites peuvent

LISTE DES ABREVIATIONS UTILISEES POUR LES MINERAUX

ab	*albite*
act	*actinote*
alm	*almandin*
amph	*amphibole*
an-An	*anorthite*
analc	*analcime*
and	*andalousite*
AS	*silicate d'alumine*
bio	*biotite*
cc	*calcite*
crd	*cordiérite*
chl	*chlorite*
co	*corindon*
ctd	*chloritoïde*
ep	*épidote*
FK	*feldspath potassique*
glau	*glaucophane*
gr	*grenat*
hlb	*hornblende*
kya	*disthène*
L	*liquide (mélange fondu)*
law	*lawsonite*
marg	*margarite*
mu	*muscovite*
phen	*phengite*
plag	*plagioclase*
pu	*pumpellyite*
qz	*quartz*
sill	*sillimanite*
sph	*sphène*
std	*staurotide*
sti	*stilpnomélane*
zo	*zoïsite (ortho-ou clino-)*

avoir un plagioclase dont la composition est différente de celle considérée comme typique d'une zone métamorphique donnée. Seul le changement brutal de cette composition entre An5 et An 17 serait caractéristique (entre 500-550°C : LIOU et al., 1974).

L'autre variété est de l'albite (ou bien un plagioclase à faible pourcentage en anorthite). La limite inférieure de stabilité de l'albite est constituée par la réaction suivante, dont la courbe d'équilibre passe par les points 190°C/2kb et 170°C/4kb (A.B. THOMPSON, 1971) :

$$\text{analc} + qz \rightleftharpoons ab + H_2O$$

II.2.2. Amphiboles

L'amphibole principale existant dans la région étudiée est la hornblende verte. Cependant, quelques diffractogrammes aux RX, en particulier sur les amphiboles des mobilisats et des hornblendites, montrent qu'il s'agit d'une amphibole ayant les mêmes caractéristiques que l'hastingsite. Il s'agirait donc plutôt d'une amphibole intermédiaire entre hornblende verte et actinote. F.CARME(1978) et D.GASQUET (1979) parlent de " hornblende actinotique".

Nous avons souvent pu observer la transformation de la hornblende verte en actinote (cf. figure 41 p. 85), cette dernière, blanche en L.N., remplaçant la hornblende verte sur ses bordures; seul le coeur des plages présente encore une couleur vert-foncé en L.N. L'actinote s'effiloche en fines baguettes que l'on retrouve souvent dans des plages soit d'albite non altérée soit de quartz.

a) Hornblende verte

Selon WINKLER (1980), l'apparition de hornblende à partir d'actinote se fait aux environs de 500°C, avec seulement une très faible augmentation de température lorsque la pression baisse :

$$act + chl + qz \rightleftharpoons hbl$$

LIOU et al. (1974), pour une composition basaltique, rapportent le début de la disparition de la chlorite au profit de l'amphibole à 475°C/2kb. Cette transformation est complète au-dessus de 550°C/2kb et 575°C/5kb.

b) Actinote

Nous venons de voir à quelle température WINKLER place la courbe (- actinote). Selon ERNST (1968), le domaine de stabilité de la ferrotrémolite ne dépasse pas environ 450°C/1kb et 515°C/2kb.

	TEPEY-SAMBUIS		PINIOLL. GR. MAI.		GROS TREU L. CROIX			RISSIOU R. BLANC		SAINT COLOM.		GR. 7L.
QUARTZ	X	(X)	X	X	X	X	(X)	X	X	X	X	X
FK								X	X	X	X	X
PLAGIO.	25	X	olig?	38	27-45	X	ol-and.	29	X	ol-and.	X	27
ALBITE	(X?)	(X)	X	X?	X	X	X	(X)		(X)		
HOR. VER.	((X))	X	X	X	X	(X)	X			X		
ACTIN.		X	X		(X)	(X)	X			X		
BIOT. BR.	X	(X)	X	X	Xmg		(X)	X	XFe	X	X	X
BIOT. VER.	(X)		(X)					X	(X)			(X)
MUSCOV.	(X2)			(X)				X	X		X	X
CHL. bleue	X	(X)	X	X	X	(X)	X	X	X	X	X	X
verte			(X)					(X)				
marr.	X2	(X)	X	X	(X)		(X)	(X)	(X)	X	X	X
grise	(X)	(X)										
ZIRCON			(X)	X				X	X	(X)		X
APATITE	X	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X
PISTACH.	X	X	X	X	X		X	X	X	X	X	(X)
SPHENE	(X)	X	X	X	X		X			X		
RUTILE												X
ALLAN.		(X)	(X)	X	(X)					(X)		
GRENAT			(X)		(X)							
TOURM.	(X)								(X)			
LEUCOX.	X	X	X		X	(X)	X	X	X	(X)	X	
ZOISITE	X	X	X	X	X	(X)	X			X	X	
CALCITE	X	X		(X)	(X)		(X)					X
Altér. plag. dam.	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
zoï.	(X)	X	X	X	X	X	X	(X)	X?	X	X	X
cal.	(X)	(X)			(X)	(X)		(X)		(X)	X	
chl.		(X)			(X)							
pump.										(X?)		(X?)
	schistes ver. et noi.	épid. et gn. amph.	Gn. Piniollet et gn. amp. or. C-M	Gn. à amph. occ. C-M	paléosomes amph., biot.	leucosomes	hornblendite	gneiss	schistes	gr. oïde amph., biot. non porphyr.	gr. oïde chl. porphyr.	gran. à biotite

explication de ce tableau page suivante

Figure 124 : Les différentes associations minérales dans les diverses formations cristallines du Sud Est de Belledonne.

II.2.3. Biotite

La biotite observée est soit verte, et dans ce cas quasiment jamais dans les formations très amphiboliques, soit brune. Cette dernière est la plus représentée, avec un pléochroïsme soit assez faible (tendance magnésienne) soit très fort avec des teintes rouges (tendance ferrifère). Cette dernière se rencontre exclusivement dans la série du Rissiou-Rocher Blanc.

La température d'apparition de la biotite dépend fortement de la composition chimique originelle de la roche. De nombreuses réactions ont été étudiées par divers auteurs et concernent l'apparition de la biotite à partir de différents minéraux (in BROWN, 1975 et in PECHER, 1978).

Actuellement, la seule réaction pour laquelle les conditions expérimentales P-T sont connues est la suivante : (BROWN, 71) :

$$\text{sti} + \text{pheng} + \text{act} \rightleftharpoons \text{bio} + \text{chl} + \text{ep} + H_2O$$

données expérimentales (NITSCH, 1970) :

inf. à 430°C/1kb

445 ± 10°C/4kb

460 ± 10°C/7kb

Nous avons observé quelquefois des plages de biotite au coeur de celles de certaines amphiboles (cf. figure 70 , p. 131) soit en taches floues, soit bien individualisées et alors blindée de leucoxène-épidote (cf. figure 94). On peut penser dans ce dernier cas que la biotite semble s'être formée aux dépens de la hornblende (?) . Lors du métamorphisme rétrograde tardif

Explication de la figure 124 :

X	minéral régulièrement réparti et généralement en grande quantité
(X)	minéral observé localement
((X))	minéral disparu, totalement transformé
X?	minéral à détermination incertaine
27	pourcentage en anorthite du plagioclase
ol-and.	oligoclase ou andésine
albite	plagioclase non ou peu altéré : albite ou plagioclase à pourcentage faible en anorthite
couleurs de la chlorite	teintes de polarisation de la chlorite
biotite	mg : biotite de couleur claire en L.N. Fe : biotite de couleur foncée, rouge en L.N.

durant lequel se forme le leucoxène à partir du rutile de la biotite, ce leucoxène va blinder les plages de biotite qui ne sont plus en équilibre avec la hornblende.

II.2.4. Micas blancs

Le mica blanc est représenté par la séricite (damourite) liée aux retromorphoses tardives et par la muscovite qui, elle, serait liée au métamorphisme principal mais qui ne se rencontre que dans les séries occidentales de la région étudiée.

La limite supérieure de stabilité de la muscovite est définie par la réaction suivante (YODER et al., 1955, EVANS, 1965) :

$$mu \rightleftharpoons FK \text{ (sanidine)} + co + H_2O$$

En présence de quartz, la muscovite est détruite à des températures plus faibles suivant la réaction :

$$mu + qz \rightleftharpoons FK + AS + H_2O$$

et selon ALTHAUS et al. (1970), si PH_2O est inférieur à 3,5 kb, cette disparition de la muscovite en présence de quartz, s'effectue à 580°C/1kb et 660°C/3kb.

A de plus fortes pressions, mu + qz + plag ± bio ± FK sont complètement fondus par anatexie. Cette courbe " anatexie" passe par 660°C/3,5kb et 615°C/10kb (in WINKLER,1980).

Dans la région étudiée, la muscovite n'apparaît que dans les séries du Rissiou-Rocher Blanc et du Rivier. Le microcline y est également présent mais nous n'avons jamais rencontré de silicates d'alumine. P.BORDET signale sur la carte géologique au 1/50 000 de Vizille la présence de staurotide. F.CARME (1973a) signale du disthène dans la vallée de la Romanche, dans une série équivalente, à notre avis, de celle du Rivier. Il est donc possible qu'un silicate d'alumine ait pu se former et ait été ultérieurement destabilisé, notamment en muscovite comme J.BOCQUET (1974) l'a observé dans des ensembles plus internes des Alpes.

Mais la muscovite peut également disparaître sans former de silicate d'alumine, notamment en présence de chaux (JOHANNES et al., 1972) :

$$1\ mu + 4\ cc + 6\ qz \rightleftharpoons 2zo + 3\ FK + 4\ CO_2 + 2H_2O \text{ à } 510°C\text{-}570°C/7kb.$$

II.2.5. Chlorite

Bien que la chlorite ait un champ de stabilité très vaste (jusqu'à 600-800°C et pressions élevées), elle semble liée dans la région étudiée à des métamorphismes rétrogrades tardifs.

Elle dérive en particulier ou bien de la biotite et dans ce cas ses teintes de polarisation sont généralement bleues et elle est tachée de leucoxène-sphène épidote-minéraux opaques, ou bien de la hornblende verte, et dans ce cas ses teintes de polarisation sont le plus souvent marron-bronze et elle est limpide, c'est-à-dire non tachée d'inclusions opaques ferro-titanées.

Pour un système de composition basaltique, la disparition de la chlorite débuterait à environ 475°C/2kb et serait complète, avec formation d'amphibole, à 550°C/2kb et 575°C /5kb (LIOU et al.,1974) (voir par.II.2.2.).

II.2.6. Epidotes

Les épidotes rencontrées sont la pistachite (épidote s.st.), la zoïsite (orthozoïsite et/ou clinozoïsite) et l'allanite.

La composition de la phase fluide (proportion de CO_2, fugacité de O_2) joue un rôle déterminant dans la stabilité des épidotes. L'épidote ferrifère a un champ de stabilité, à pressions égales, plus étendu que celui de la clinozoïsite (HOLDAWAY, 1972, LIOU, 1973.)

Cependant cette dernière n'est stable que pour des proportions moléculaires de CO_2 faibles (2 moles%/2kb), 10 %/7 kb) (STORRE et NITSCH,1972). Au-dessus de ces valeurs, on a la réaction :

$$2\ zo + 1\ CO_2 \rightleftharpoons 3\ an + 1\ cc + 1H_2O.$$

Selon J.BOCQUET, 1974, le domaine de stabilité de l'épidote dépasse 600°C.

La limite inférieure pour la zoïsite est définie par la réaction de déshydratation suivante (NITSCH, 1974) :

$$5\ law \rightleftharpoons 2\ zo + 1\ marg + 2\ qz + 8\ H_2O$$

340°C/4kb

385°C/7kb

II.2.7. Sphène-rutile

Le degré d'altération du sphène ne permet pas, la plupart du temps, de préciser son origine, c'est-à-dire de préciser q'il est détritique (gneiss), volcanique (métabasaltes) ou métamorphique .

Toutefois, nous pouvons avancer, dans plusieurs cas, une origine métamorphique :

- présence de petits bâtonnets à contours plus ou moins réguliers de leucoxène dans quelques mobilisat du Gros Treu (cf. figure 48 , p. 100)

- sphène, non transformé en leucoxène " s'infiltrant" dans les cassures parallèles aux clivages de la hornblende verte, ce qui témoignerait d'une cristallisation synchrone de ces deux minéraux;

- dans la transformation de la biotite, le sphène, sous forme de leucoxène, est toujours intimement lié à de l'épidote (pistachite).

Le rutile quant à lui, ne se rencontre que dans les biotites brunes non altérées, c'est à dire assez rarement.

Nous pouvons dire dès à présent que le leucoxène est un minéral propre au métamorphisme rétrograde tardif, associé à la chlorite, la zoïsite, la calcite et la pistachite (cette dernière étant également formée pendant le métamorphisme principal). Dans l'altération de l'amphibole où on le rencontre (cf. figure 29 p. 59), le leucoxène dérive du sphène et, dans la biotite, il est le résultat de la transformation du rutile.

Selon SCHUILING et al.(1967) et ERNST (1972), les pressions totales élevées favorisent la présence de sphène et, en présence de CO_2, on observe la réaction suivante :

sph + CO_2 $\rightleftharpoons$ cc + qz + anatase (rutile) qui dépend fortement de la fugacité de CO_2. Toutefois et la calcite peuvent coexister en équilibre dans des roches carbonatées.

Enfin, lorsque les gneiss sont soumis à une anatexie conduisant à la formation de migmatites, on a la réaction suivante (BUSCH, 1966 et 1970, in WINKLER,1980) :

bio + plag + qz $\rightleftharpoons$ hbl + FK + sph

II.2.8. Grenat

Le grenat se rencontre dans les séries gneissiques du Piniollet et de Grand'Maison. Dans cette dernière il existe dans les leptynites de la bordure orientale. Il est toujours associé à de la biotite, en particulier dans la formation amphibolique du lac de la Croix.

Sa transformation plus ou moins poussée, en zoïsite et chlorite, ne permet pas d'effectuer des analyses telles que celles opérées par D.GASQUET (1979) sur des couples biotite-grenat, d'autant que la biotite n'est qu'exceptionnellement saine.

En ce qui concerne les gneiss du groupe de Saint Rémy, D.GASQUET conclut dans son étude que, sous réserve d'une absence de zonation des grenats, le métamorphisme qui les a affectés correspond au " médium-grade" de WINKLER. De même, dans le diagramme triangulaire de MIYASHIRO (1958) les grenats, qui sont de type "pyralspite" (12-21 % PYR, 56-67 % ALM, 5-28 % SPE, 7 % "grandite") , correspondent au domaine du métamorphisme de "faciès amphibolite". Les températures de formation des grenats du groupe de Saint Rémy oscilleraient entre 600 et 660°C

II.2.9. Staurotide

Ce minéral n'a pas été rencontré par nous-même mais P.BORDET le signale sur la carte géologique de Vizille, dans les " gneiss gris migmatitiques " ("gneiss gris" dans notre étude) et dans la série située à l'Ouest du granite des Sept Laux.

WINKLER (1965, 1967, 1980) définit le début du faciès amphibolite (et également le début du "médium-grade" dans sa nomenclature) par l'apparition de la staurotide (pour des pressions basses et moyennes, par celle de la cordiérite). Cependant pour former la staurotide, il faut que la chlorite contienne une appréciable quantité de fer:

chl + mu $\rightleftharpoons$ std + bio + qz + H_2O

Avec $MgO/_{MgO+FeO}$ = 0,4, l'équilibre (HOSCHEK, 1969, in WINKLER,1980) est à 540°C $\pm$ 15°C/4kb et 565°C $\pm$ 15°C+7kb.

II.2.10. Pumpellyite

Rappelons que la paragenèse typique du faciès " schistes verts " dans les roches basiques est la suivante :

albite + actinote + chlorite + zoïsite/clinozoïsite (épidote).

A des températures plus basses, à la différence des épidotes riches en fer, la zoïsite/clinozoïsite n'est pas longtemps stable. Cette dernière disparaît pour former soit un silicate Ca-Al (lawsonite ou laumontite), soit un minéral Ca-Al-Mg (pumpellyite). Sauf sous des pressions inférieures à 2 ou 3kb, la réaction suivante est la plus commune (WINKLER,1980);

clinozo. + act + H_2O $\rightleftharpoons$ pu + chl + qz.

La pumpellyite est donc caractéristique du " very-low-grade metamorphism" de WINKLER.

En ce qui concerne " notre " région la pumpellyite semble n'être présente que dans certains faciès liés au granite des Sept Laux et dans le complexe de Saint-Colomban. Cependant, son identification dans les plagioclases altérés, qui seuls la renferment, est très délicate.

Nous avons remarqué en outre, dans le complexe de Saint Colomban, que, lorsqu'elle existe, elle n'apparaît que dans les plagioclases inclus dans le feldspath potassique. Par contre, dans les autres plagioclases de la roche, la rétromorphose ne produit que l'assemblage damourite + zoïsite.

L'explication, la plus probable à nos yeux, est que le feldspath potassique a joué un rôle d'écran protecteur vis à vis du plagioclase inclus. Celui-ci, lors du métamorphisme rétrograde tardif, a été soumis non pas aux conditions de température requises pour la formation de la zoïsite (stade faible) mais à celles du stade très faible.

II.3. EVALUATION DES CONDITIONS P-T DES METAMORPHISMES

Tout d'abord, il semble qu'il y ait eu deux épisodes métamorphismes principaux. Il est certes possible que d'autres épisodes aient eu lieu mais leurs traces ont soit été oblitérées par les épisodes postérieurs soit ne sont pas assez significatives pour qu'on puisse les déceler.

Au premier métamorphisme que nous appellerons " métamorphisme principal", on peut rattacher la formation des minéraux suivants :

-faciès basiques : hbl + plag (An 30) + bio + sph + pist ± qz ± gr ± chl ? ± pistachite ?
-leucosomes : qz + plag (An?) ± hbl ± bio
-série du Rissiou-Rocher blanc = qz + plag (An 29?) + bio + mu + pist± FK ± chl? +std?
-groupe du Tepey-Sambuis : qz + plag (olig.?) + bio + pist? ± hbl

Au second métamorphisme que nous nommerons " métamorphisme rétrograde tardif " sont liés les minéraux suivants :

-faciès basiques : qz + act + ab + chl + zo + leucox + séricite ± cc ± pu ± pist.
-faciès non basiques et groupe du Tepey-Sambuis : qz + chl + zo + ab + cc ± act

II.3.1. Le métamorphsime principal

Durant cet épisode métamorphique ce sont les formations amphiboliques du lac de la Croix et du Gros Treu qui, apparemment, ont été soumises aux conditions P-T les plus élevées. Cependant, dans ces formations, les paragenèses sont sensiblement identiques à celles de la bordure est de Grand'Maison ou de la bordure ouest du Piniollet. De la sorte, nous pouvons avancer que les conditions P-T y ont été presqu'identiques.

L'anatexie qui semble plus facile dans les formations amphiboliques pourrait être liée à une pression de fluides plus forte. C'est en tout cas ce qui ressort de certaines observations faites dans les séries gneissiques à amphibole de Grand'Maison et du Piniollet où les quelques restites sont généralement amphiboliques et non biotitiques. Ceci tendrait bien à dire que l'anatexie affecte préférentiellement les niveaux amphiboliques.

Le chimisme originel de la roche semble donc influer sur le fait qu'il y ait anatexie ou non. Toutefois, la courbe "anatexie" est probablement dépassée : la température est supérieure à 630°C.

Le grenat apparaît, en particulier dans les bordures gneissiques situées de part et d'autre de la formation du lac de la Croix. Sa composition n'a pas été déterminée mais les études de D.GASQUET (1979) sur le groupe de Saint Rémy (équivalent au Nord du complexe de l'Argentière-Puy Gris et de la série du Rissiou-Rocher Blanc) montrent que ce grenat est assez riche en almandin

et pauvre en spessartine. Selon WINKLER (1980) le spessartine est caractéristique de faibles pressions. Ainsi, la présence d'almandin implique une température supérieure à environ 500°C et une pression approximativement supérieure à 2kb.

Enfin, si l'on considère que les séries amphiboliques du Gros Treu et du lac de la Croix, (du moins leurs bordures formées de gneiss migmatitiques) et les séries gneissiques adjacentes ont été soumises à des conditions P-T proches, la courbe " anatexie" n'est dépassée qu'assez légèrement .

La température serait donc comprise approximativement entre 600 et 670°C.

La série du Rissiou - Rocher Blanc

Cette série se caractérise par des minéraux alumineux tels que la muscovite et le feldspath potassique. Par contre elle ne présente aucune trace de migmatisation. Le plagioclase est peut-être légèrement moins anorthitique mais, selon WINKLER (1980), ceci ne semble plus être un critère valable de différenciation des zones métamorphiques.

La difficulté vient du fait qu'il faut savoir si le feldspath potassique est hérité (sédimentaire) ou d'origine métamorphique. La première hypothèse nous paraît la plus probable, ne serait-ce que parce que nous le rencontrons dans les galets de certaines passées conglomératiques. Ainsi dans le cas où les pressions seraient inférieures à 3,5 kb, la courbe - (mu+qz),+ (FK+AS+H_2O) n'est pas dépassée. Pour des pressions plus fortes, cette dernière courbe se superpose à la courbe " anatexie", laquelle, ici, n'est également pas dépassée.

P.BORDET signale de la staurotide. Personnellement nous ne l'avons jamais rencontrée. Si sa présence était confirmée, ceci impliquerait que la courbe d'équilibre (+ staurotide) est dépassée mais que la courbe - (std+ mu + qz),+ (bio+AS) n'est pas franchie. La fourchette des conditions P-T serait ainsi :

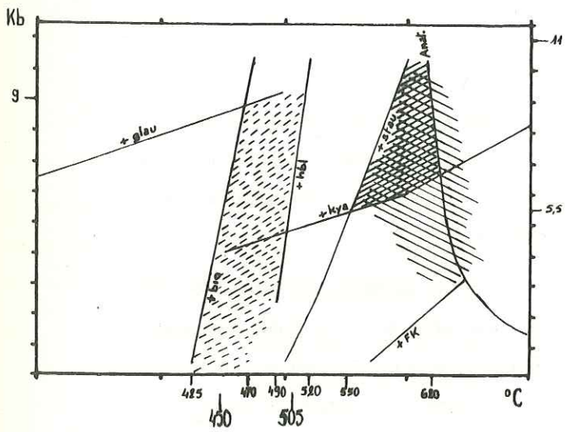
500-600 $<$T°C $<$ 550-630 Pkb $>$ 1-2 kb.

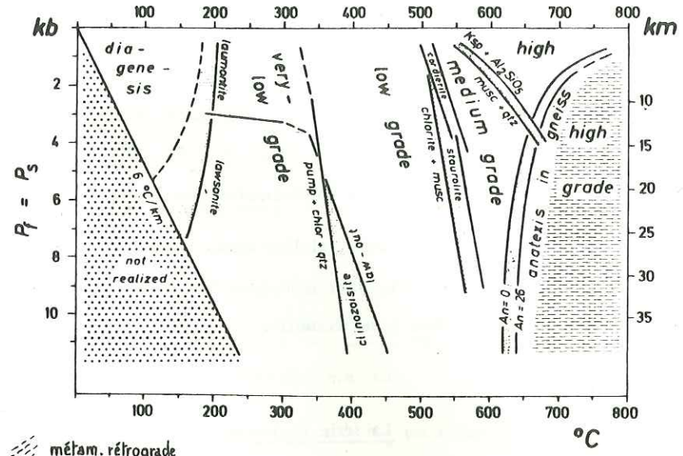
De son côté, F.CARME signale du disthène dans les environs d'Allemond dans une série comparable, à notre avis, à celle du Rissiou-Rocher Blanc. Le disthène implique des pressions très fortes (supérieures à 4-9 kb). La présence conjuguée de staurotide et dedisthène définirait plus précisémment les conditions P-T :

550°C $<$ T $<$ 620°C et 5,5 kb $<$ P $<$ 11 kb

II.3.2. Le métamorphisme rétrograde tardif

Ce métamorphisme affecte toute la région étudiée mais en particulier le groupe du Tepey-Sambuis probablement du fait que les conditions du métamorphisme principal ont été moins élevées que pour les autres séries.





métam. rétrograde tardif

champ probable du métam. principal

champ du métam. principal dans la série du Rissiou-Rocher Blanc (avec conditions de stabilité du staurolide et du disthène).

Nomenclature de H.G.F. WINKLER

(in WINKLER, 1980)

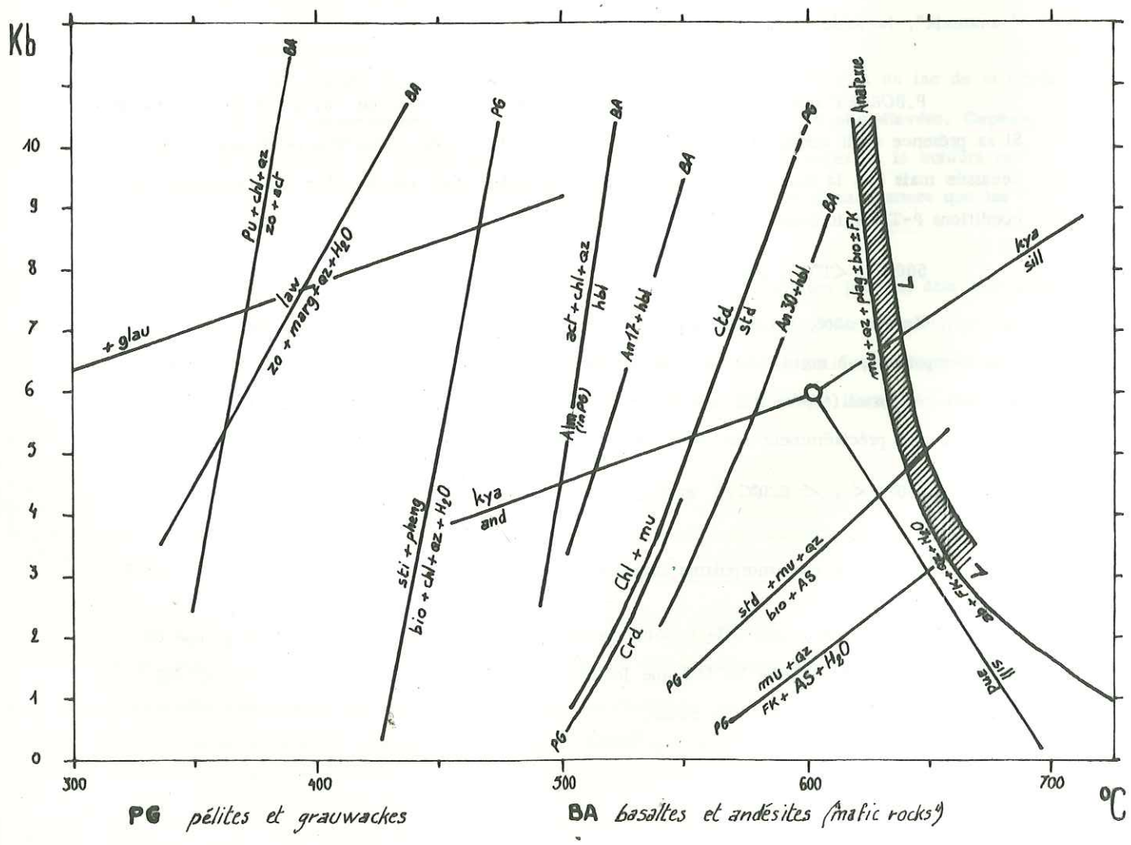


Figure 125: Les principales courbes d'équilibre et les conditions P et T approximatives des métamorphismes.

Il se caractérise en particulier par les rétromorphoses du plagioclase (en séricite, zoïsite, albite, calcite, ± chlorite, ± pumpellyite), de la hornblende verte (en actinote, chlorite, zoïsite, ± pistachite) du grenat (en zoïsite et chlorite), du sphène (en leucoxène), de l'assemblage biotite-rutile (en chlorite et leucoxène-épidote-minéraux opaques).

Il pourrait également être responsable de la disparition d'éventuels silicates d'alumine.

Ce métamorphisme, décrit depuis plusieurs années, correspond au faciès " schistes verts ", c'est à dire à un domaine compris entre les deux courbes + (zo+act) et + hbl. En fait nous n'avons jamais observé de stilpnomélane, ce qui pourrait réduite le champ des conditions P-T de ce métamorphisme dans la région étudiée, en particulier celles de la température: 450 ± 20°C < T < 505 ± 15°C.

L'absence de glaucophane indique seulement que P < 9kb.

II.4. CONCLUSION

En résumé, au moins deux épisodes métamorphiques reconnaissables ont affecté les terrains cristallins du Sud Est de Belledonne, à l'Ouest du col du Glandon. Le premier, le " métamorphisme principal " a une intensité variable suivant les formations qu'il affecte. L'intensité maximale s'observe dans les formations amphiboliques où il y a anatexie, cette dernière étant beaucoup moins prononcée dans les séries gneissiques à amphibole environnantes et inexistantes dans la série du Rissiou - Rocher Blanc

Le groupe du Tepey-Sambuis a subi les conditions les moins élevées de cet épisode métamorphique qui ne se traduit , en particulier, que par la formation de hornblende verte sur les bordures de la synforme.

Les conditions P-T sont rendues difficilement déterminables par l'absence de minéraux typiques de métamorphisme comme les silicates d'alumine. Pour le complexe de l'Argentière-Puy Gris et la série du Rissiou - Rocher Blanc, ces conditions oscilleraient entre :

500°C < T < 670°C et 2 kb < P < 11 kb

Rappellons les conclusions de l'étude de D.GASQUET (1979) sur le groupe de Saint Rémy :

T = 635°C ± 30°C Ps = PH_2O = 4 à 6 kb

et celles de Y.GROS (1974) pour le complexe leptyno-amphibolique dans le Beaufortin :

T = 600 à 630°C P > 6,5 kb

Un fait semble toutefois certain : l'intensité du métamorphisme varie suivant les formations, c'est à dire dans un sens Est-Ouest mais aussi du Nord au Sud puisque dans la galerie Arc-Isère les gneiss biotitiques du groupe de Saint-Rémy, en bordure orientale du granite des

Sept Laux, sont franchement migmatitiques et que le feldspath potassique y remplace largement la muscovite de " notre " région.

Enfin nous pouvons remarquer que les limites des zones du métamorphisme principal se calquent assez bien sur les limites stratigraphiques.

De la sorte, si la succession stratigraphique exposée précédemment (de bas en haut ; formations très amphiboliques du lac de la Croix et du Gros Treu, série gneisso-schisteuse du Rissiou - Rocher Blanc et série gneissique à amphibole de Grand'Maison - Piniollet, groupe du Tepey-Sambuis) était confirmée, on pourrait en déduire, grossièrement , sur une transversale Est-Ouest un parallélisme entre la zonéographie du métamorphisme principal et la stratigraphie des séries affectées*, mais par contre une obliquité de la première sur la seconde selon Nord-Sud.

Le second métamorphisme, dit " rétrograde tardif ", correspond au faciès " schistes verts " et affecte toute la région et en particulier le groupe du Tepey-Sambuis où il est le plus discernable. Les conditions de pression n'ont pu être précisées mais la température doit osciller entre 450 $\pm$ 20°C et 505 et $\pm$ 15°C.

Selon Y.GROS (1974), dans le Beaufortin, les conditions du métamorphisme de la série Verte sont : 385°C $<$ T $<$ 460°C et 4 kb $<$ P $<$ 7kb.

Age de ces métamorphismes

Nous ne nous aventurerons pas à préciser l'âge du premier et nous nous contenterons de dire qu'il est ancien et anté-alpin. Le second est soit tardihercynien soit alpin; mais il semble s'être prolongé postérieurement au plissement isoclinal terminal comme en témoigne en particulier la néoformation de chlorite à fibres obliques sur la schistosité principale dans de petites fentes d'extension de certaines roches du groupe du Tepey-Sambuis.

---

* Ceci ne signifie pas obligatoirement que le métamorphisme principal a affecté les séries stratigraphiques avant leur plissement mais que du moins il est antérieur à la formation des plis isoclinaux très pincés tels qu'ils existent actuellement.

CONCLUSIONS GENERALES

Avant de présenter un schéma d'évolution synthétique de la géologie de la partie cristalline du Sud Est du massif de Belledonne, à l'Ouest du col du Glandon, il faut rappeler brièvement les résultats acquis lors de cette présente étude. Nous allons donc tout d'abord résumer les diverses caractéristiques pétrographiques, géochimiques, métamorphiques et structurales des différentes formations de cette région.

PRINCIPALES CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES DU SUD EST DE BELLEDONNE

Les différentes formations forment des bandes continues, mais d'épaisseur variable, grossièrement orientées NNE-SSW. Ce sont d'Est en Ouest ; le complexe de Saint Colomban, le groupe du Tepey-Sambuis, le complexe de l'Argentière - Puy Gris, la série du Rissiou- Rocher Blanc et le granite des Sept Laux.

LE COMPLEXE GRANITO-GNEISSIQUE DE SAINT COLOMBAN

Il est formé de faciès à texture granitoïde, très rarement gneissiques, biotitiques (ou chloriteux) ou amphiboliques,recoupés par un granite porphyroïde biotitique. L'épisode anatectique qui semble donc avoir été très poussé est probablement le même que celui qui a affecté le complexe de l'Argentière-Puy Gris.

Avec l'aide de la géochimie, nous avons proposé l'hypothèse que ce complexe, caractérisé par l'apparition de feldspath potassique, pourrait résulter de l'homogénéisation géochimique

et pétrographique de séries, d'une part amphibolique telle que celle de l'Argentière - Puy Gris, et, d'autre part, silico-potassique telle que celle du Rissiou-Rocher Blanc, par un épisode anatectique très poussé.

Sa bordure occidentale est probablement chevauchante sur la synforme du Tepey-Sambuis.

LE GROUPE DU TEPEY-SAMBUIS

Il affleure sur le versant oriental de la cime du Sambuis et est traversé par les vallons du Tepey et de la Croix.

Il est composé principalement de schistes verts compacts dans lesquels sont intercalés des bandes de schistes noirâtres, parfois de puissance plurihectométrique ainsi que quelques passées quartzitiques ou calcitiques. Les bordures de la bande du Tepey-Sambuis, en contact avec les formations amphiboliques du Piniollet à l'Ouest et de Saint Colomban à l'Est, sont caractérisées par l'apparition de faciès gneissiques et chloriteux, d'épidotites et de gneiss plus ou moins riches en amphibole, parfois rubanés. Par contre, la partie médiane est occupée par des alternances de schistes ardoisiers très noirs, de grès et de conglomérats. En ce qui concerne le conglomérat de la Sambuis, il renferme exclusivement (?) des galets d'origine ignée acide parfois pluridécimétriques.

Du point de vue géochimique, les schistes verts semblent être issus, d'une part, de sédiments grésopélitiques et, d'autre part, de termes volcaniques sodiques qui rappellent la série spilite-kératophyre du Taillefer. Il s'y intercale des passées grauwackeuses résultant d'une activité volcanique basique contemporaine de la sédimentation, du moins à la base supposée de la série (près des bordures) qui comporte de très rares coulées basaltiques .

Ce groupe présenterait une structure synclinale dont le coeur serait occupé par le conglomérat de la Sambuis. Il est actuellement difficile de savoir si ce groupe a subi les effets d'un (ou de deux) épisode(s) métamorphique(s). Les paragenèses observées sont celles du faciès schistes verts et elles n'apparaissent que localement provenir de la destabilisation rétrograde d'associations antérieures (chloritisation de hornblende).

LE COMPLEXE DE L'ARGENTIERE PUY-GRIS

Ce complexe, à dominante amphibolique, constitue la majeure partie de la zone étudiée. Il se décompose en quatre bandes, alternativement plus ou moins amphiboliques, qui sont, d'Est en Ouest, les suivantes.

a- La série peu amphibolique du Piniollet . Elle est elle-même subdivisée en une zone orientale nettement amphibolique et une autre, occidentale, qui l'est peu. C'est dans cette dernière que l'on observe sporadiquement du grenat. Le passage progressif avec le groupe du Tepey-Sambuis est attesté, en particulier, par quelques réccurrences de schistes verts ou noirs et par des bancs de cipolin typiques de ce dernier, dans la série du Piniollet.

b- La formation très amphibolique et migmatitique du Lac de la Croix. On peut y

trouver plusieurs types de migmatites : des gneiss migmatitiques (veinites) et des migmatites rubanées plutôt sur les bordures de la bande et des migmatites granitoïdes (à schlieren, tachetées, granitoïdes s.st.) dans la partie médiane. Dans cette dernière, s'individualisent des néosomes parfois plurimétriques(leucosome et mélanosome hornblenditique). Comme faciès particuliers, on peut citer les amphibolites à taches blanches (anciens dykes basiques antémigmatitiques) et les faciès à grenat et biotite .

c- La série gneissique de Grand'Maison. Elle est tronquée au Nord par le chevauchement de la crête du Pin qui la fait recouvrir partiellement par la formation du lac de la Croix. Par contre, au Sud, la nouvelle route au-dessus du barrage et de la retenue de Grand' Maison a permis d'en étudier une coupe assez précise (cf. figure 39, p.80). Elle se décompose grossièrement en trois zones : l'une, orientale, à alternances amphiboliques et leptynitiques à grenat, une autre, centrale, à faciès oeillés, intrusions granitiques et passées amphiboliques plus ou moins migmatitiques, la dernière, occidentale, est formée de gneiss très biotitiques, fins, alternant avec des gneiss oeillés, grossiers. C'est aussi dans cette dernière qu'apparaît parfois de la muscovite.

d- L'unité très amphibolique du Gros Treu . Il s'agit d'une bande très continue et relativement peu large (environ 500m). Les faciès qui le constituent sont sensiblement les mêmes que ceux que l'on trouve dans la bande du lac de la Croix.

Du point de vue géochimique, le complexe amphibolique de l'Argentière-Puy Gris est d'origine volcano-sédimentaire avec, dans les formations du lac de la Croix et du Gros Treu, une dominante basique, et, dans celles de Grand'Maison et du Piniollet, une dominante acide. Les apports volcaniques (éruptions et/ou coulées) sont assez abondants dans les deux premières (basiques), alors qu'ils consistent également en tufs acides associés à des sédiments gréso-pélitiques dans les deux dernières.

Du point de vue structural, ces différentes bandes forme une succession de plis très pincés faisant suite vers l'Ouest à la synforme du Tepey-Sambuis : deux antiformes (lac de la Croix, Gros Treu) séparant une synforme, celle de Grand'Maison.

Au moins deux métamorphismes ont affecté ce complexe. Le premier (métamorphisme principal) s'est accompagné de phénomènes anatectiques, particulièrement poussés au coeur de l'antiforme du lac de la Croix. Les conditions P-T en seraient approximativement :

$500°C < T < 670°C$ et $2\ kb < P < 11\ kb$

Les conditions du second métamorphisme dit " rétrograde tardif " ont été estimée à :

$450 \pm 20°C < T < 505 \pm 15°C$ et $P < 9$ kb

LA SERIE DU RISSIOU - ROCHER BLANC

Cette série affleure entre la bande du Gros Treu et le granite des Sept Laux. Cependant, nous lui rapportons également la série schisteuse du Rivier située à l'Ouest de ce granite. Elle est formée de gneiss et micaschistes, parfois gris aux abords du granite, dans lesquels s'intercalent quelques passées détritiques grossières et de très rares lits amphiboliques qui apparaissent à l'approche de l'unité du Gros Treu. Mais cette série est surtout caractérisée par l'apparition généralisée de la muscovite et parfois du feldspath potassique.

Grâce à l'étude géochimique, nous avons pu montrer qu'il s'agissait d'une série formée de sédiments pélitiques (schistes) alternant avec des niveaux fins quartzo-feldspathiques probablement volcaniques, c'est à dire des tufs acides (cette alternance étant particulièrement bien visible dans la série du Rivier) et des niveaux franchement grauwackeux (gneiss).

Le métamorphisme principal qui l'a affecté ne conduit pas à la migmatisation. Dans le cas ou la staurotide et le disthène, signalés par certains auteurs dans des séries comparables, auraient effectivement été formés, les conditions P-T seraient :

$550°C < T < 620°C$ et $5,5$ kb $< P <$ 11 kb.

Postérieurement, là-encore, le métamorphisme rétrograde tardif l'a affecté.

LE GRANITE DES SEPT LAUX

Il affleure dans la combe où sont installés ces sept lacs. C'est un granite leucocrate à biotite, calco-alcalin akéritique. Il est accompagné de tout un cortège filonien : filons granitiques sur sa bordure orientale et dans la série de Grand'Maison ; filons hololeucocrates, largement répartis sauf dans les séries du Tepey-Sambuis et du Rivier, et filonnets aplopegmatitiques, généralement à feldspath noir et parfois à grenat, qui n'existent ni dans la série du Rivier, ni dans les séries à l'Est de celle de Grand'Maison. L'emploi du diagramme Q-Ab-Or-An-H_2O a permis de présenter l'évolution schématique dans le temps de la cristallisation du magma granitique des Sept Laux. Celle-ci, dans le cas où on aurait bien P tot = PH_2O = 5 kb, se déroulerait en plusieurs étapes :

. début de la cristallisation du plagioclase à 715°C;

. début de la cristallisation du quartz à 675°C pendant qu'une partie du liquide résiduel migre vers les bordures du massif;

. début de la cristallisation du feldspath potassique à 665°C tandis que le liquide

résiduel est expulsé en partie pour former les filons hololeucocrates;

. fin de la cristallisation du magma à environ 650°C, auparavant une autre fraction de liquide a été expulsée pour donner les filonnets aplopegmatitiques.

L'âge de ce granite est probablement hercynien. Il est en tout cas postérieur à l'épisode migmatitique qui a affecté le complexe de l'Argentière - Puy Gris et sans doute celui de Saint-Colomban.

ESSAI DE RECONSTITUTION DE LA SUITE STRATIGRAPHIQUE

Nous avons essayé de reconstituer la succession stratigraphique des différents ensembles de la région (cf. figure 101 page 186). De la plus récente à la plus ancienne, on aurait donc le schéma suivant.

LE GROUPE DU TEPEY-SAMBUIS

En plus des affinités soulignées entre le groupe du Tepey-Sambuis et la série du Taillefer, il faut noter celles qui existent entre le premier et la série verte décrite plus au Nord d'une part, et les schistes d'Huez-Vaujany dans les Grandes Rousses d'autre part. Or la série verte est datée, par analogie de faciès, du dévono-dinantien (Y.GROS, 1974) et les schistes d'Huez-Vaujany renferment une faune cambrienne (L.GIORGI et al, 1979).De la sorte, il ne nous est guère possible de fixer un âge précis à ce groupe du Tepey-Sambuis d'autant que le conglomérat qui occupe le coeur du synclinal et qui renferme des galets de granite analogue à celui des Sept Laux est probablement houiller.

En définitive, compte tenu des analogies de faciès entre le groupe du Tepey-Sambuis et les schistes d'Huez-Vaujany, de leur relative proximité, malgré leur séparation par l'accident du col du Glandon - Col du Sabot, l'hypothèse la mieux fondée à l'heure actuelle est d'admettre un âge paléozoïque inférieur à l'essentiel du groupe du Tepey-Sambuis et un âge carbonifère (moyen à supérieur) au conglomérat de la Sambuis accordé tectoniquement au coeur de la structure synclinale.

L'ENSEMBLE RISSIOU-ROCHER BLANC ET PINIOLLET - GRAND'MAISON

Le groupe du Tepey-Sambuis passe progressivement à sa base à la série du Piniollet. Dans le cas où le premier serait cambrien, l'ensemble Rissiou - Rocher Blanc et Piniollet - Grand'Maison serait également cambrien.

LES FORMATIONS AMPHIBOLIQUES DE BASE DU GROS TREU ET DU LAC DE LA CROIX

Nous avons été conduit à admettre qu'une discordance existait entre l'ensemble précédent et ces formations amphiboliques migmatitiques. Toujours dans le cas où l'analogie schistes de Vaujany - groupe du Tepey-Sambuis serait correcte, ces formations amphiboliques seraient soit infracambriennes, soit précambriennes s.l..

Enfin, nous avons pu montrer la parfaite analogie (en particulier géochimique) entre d'un côté le complexe de l'Argentière -Puy Gris et la série du Rissiou - Rocher Blanc et de l'autre le groupe de Saint Rémy décrit par D.GASQUET (1979) dans la galerie Arc-Isère. Notamment les gneiss et schistes à muscovite du Rissiou - Rocher Blanc correspondraient aux tendances grésopélitique et pélitique des gneiss paradérivés à biotite du groupe de Saint Rémy (série "métagrauwackeuse "). La présence, dans ces gneiss paradérivés à biotite, de feldspath potassique à la place de la muscovite s'explique par le fait que,dans la galerie Arc-Isère, ils sont migmatisés.

D'un autre côté, si les schistes d'Huez-Vaujany sont bien l'équivalent latéral du groupe du Tepey-Sambuis, tout porterait à croire que les gneiss de Bourg d'Oisans correspondraient à la série du Piniollet, et, probablement, à une partie de celle du lac de la Croix.

SCHEMA D'EVOLUTION SYNTHETIQUE

A l'heure actuelle, nous ne disposons ni de données paléontologiques ni de datation radiométrique complète sur ce massif. Aussi, en leur absence, c'est uniquement à l'aide de nos observations et de comparaisons avec des régions voisines que nous allons proposer un schéma de l'évolution chronologique des terrains cristallins du Sud Est de Belledonne, à l'Ouest du col du Glandon.

Ce schéma, qui nous paraît le plus vraisemblable, doit bien évidemment être considéré comme une simple hypothèse de travail. Des temps les plus reculés aux plus récents, divers épisodes peuvent être retracés.

1- Dépôt d'une série grauwackeuse à nombreuses intercalations volcaniques basiques (lac de la Croix - Gros Treu). Son âge est soit précambrien, soit infracambrien (soit encore paléozoïque inférieur).

2- Individualisation de deux domaines à sédimentation différente mais contemporaine. Celui de l'Ouest avec des dépôts à dominante grésopélitique et pélitique, à intercalations volcaniques acides et grauwackeuses plus ou moins grossières (Rissiou - Rocher Blanc - Rivier), et celui de l'Est

à remplissage volcano-sédimentaire avec mélange d'apports basiques, de rares coulées acides et de sédiments plus ou moins pélitiques (Piniollet - Grand'Maison). Au cours du temps, ce dernier type de remplissage s'étend vers l'Ouest où il supplante la sédimentation silico-alumineuse. Cet épisode se terminerait par la sédimentation gréso-pélitique et la mise en place d'une association de type spilite-kératophyre à l'origine du groupe du Tepey-Sambuis qui serait cambrien (ou dévono-dinantien).

3- Métamorphisme général,de faciès amphibolite, accompagné localement de la mobilisation de certains niveaux tels que les formations amphiboliques inférieures (lac de la Croix-Gros Treu et Saint-Colomban). Il est probablement synchrone d'une ou de plusieurs phase(s) de plissement dont les traces ont été effacées par les épisodes tectoniques postérieurs. Cet épisode est soit calédonien, soit hercynien précoce.

4- Intrusion granitique des Sept Laux produite lors d'un important épisode de fracturation des formations cristallophylliennes antérieures. Dans une compression glolabe N-S, des décrochements N 50E senestres déterminent, avec leurs "Riedels" N 30E, l'ouverture de grabens dans lesquels se déposent successivement le Houiller, auquel on peut rattacher le conglomérat de la Sambuis à galets de granite des Sept Laux, le Trias, le Lias et même le Néocomien dans le bassin de Bourg-d'Oisans.

Les phénomènes rétromorphiques sont peut-être à relier à cet épisode tectonique mais ils se poursuivent probablement au moins jusqu'à l'Alpin moyen.

5- La compression maximale globale devient E-W à l'Alpin moyen . Elle entraîne dans notre secteur le plissement intense des séries cristallophylliennes qui reprend les anciennes structures et leur confère le style isoclinal très pincé actuel. C'est à ce moment que les grabens sédimentaires prennent leur allure "synclinale", et que les chevauchements vers l'Ouest se produisent.

Puis, dans notre secteur, les accidents N 50E rejouent en mouvement dextre. Ce dernier peut être très important comme celui qui, le long de l'accident col du Glandon - col du Sabot, a décallé les Grandes Rousses par rapport à Belledonne.

En ce qui concerne le rejeu dextre de ces accidents N 50, il n'est pas impossible que, dans d'autres secteurs de Belledonne, il se soit effectué antérieurement à l'épisode de pincement des plis et de chevauchement, voire même en alternance avec lui, suivant que le mouvement se bloque ou non le long de ces fractures.

Bibliographie

ALRIC G., VIRLOGEUX D., 1977. - Pétrographie et géochimie des roches métamorphiques et magmatiques de la région de Deh-Bid-Bawanat (Chaîne de Samandaj,Iran) *Thèse de 3è cycle Grenoble.*

ALTHAUS E., KAROTKE E., NITSCH K.H., WINKLER H.G.F., 1970. - An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz.*N. Jb. mineral.Mh.*, pp. 325-336.

ARTHAUD F., MATTE P., 1975 . - Les décrochements tardi-hercyniens du Sud Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation.*Tectonophysics* 25, pp. 139-171.

BARD J.P., 1980. - *Microtéxture des roches magmatiques et métamorphiques*.Masson, Paris, 192 p.

BARFETY J.C., GIDON M., LEMOINE M., MOUTERDE R. 1979. - Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille du col d'Ornon. *C.R.A.S.*, t.289, série D, pp. 1207-1210.

BARFETY J.C., GIDON M., MOUTERDE R., 1970.- Observations stratigraphique et structurale sur le mésozoïque des environs de Bourg d'Oisans.*Géologie alpine Grenoble* t. 46, pp. 23-28

BARTOLI F., 1973.- Etude pétrologique et structurale du Haut Vénéon (Massif du Pelvoux). *Thèse 3è cycle Grenoble.*

BARTOLI F., PECHER A., VIALON P., 1974.- Le chevauchement Meije-Muzelle et la répartition des domaines structuraux alpins du massif de l'Oisans (partie nord du Haut-Dauphiné cristallin). *Géologie alpine Grenoble*,t.55, pp. 17-26.

BAYLY B., 1976. - *Introduction à la Pétrologie*.Masson, Paris, 368 p.

BERTHET P., 1957. - Les schistes cristallins des versants de la vallée de la Romanche dans la traversée de Belledonne. *D.E.S. Grenoble.*

BOCQUET J. 1974. - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises . *Thèse Grenoble.*

BONIN B., VELLUTINI P., 1976. - Vue générale sur les complexes alcalins de Corse. *Bull. soc.géol. de France* (7), t. XVIII, n°5, pp. 1207-1208.

BORDET C., 1957. - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes Françaises). *Thèse Paris; Mém.Serv.Carte géol. France*, 1961.

BORDET P., 1961. - Sur la géologie du massif de Belledonne. *C.R.A.S.* t.252, pp. 434-437.

BORDET P., 1962. - Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne (s.st.) Feuilles de Domène et Vizille au 1/50 000. *Bull. Serv. Carte Géol. de France* n° 269, t.59, pp. 239-250.

BORDET P., BORDET C., 1960-1963 - Belledonne-Grandes Rousses et Aiguilles Rouges Mont-Blanc : quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. Livre à la mémoire du Prof. P.FALLOT. *Mém. hors série, Soc. Géol. de France*, 2, pp. 309-316.

BOUDON J., GAMOND J.F., GRATIER J.P., ROBERT J.P., DEPARDON J.P., GAY M., RUHLAND M., VIALON P., 1976. - L'arc alpin occidental : réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S ? *Eclogae géol. Helv.*,vol. 69/2 , pp. 509,519

BOULIER AM.M, BOUCHEZ J.L., 1978 . - Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Géol. de France*,7, t.XX n°3, pp. 245-251.

BROWN E.H., 1971.- Phase relations of biotite and stilpnomelane in the greenschist facies. *Contr. Mineral.Petrol.*,31, pp. 275-299.

BROWN E.H., 1975. - A petrogenetic Grid for Reactions producing Biotite and other Al-Fe-Mg silicates in the Greenschist Facies. *J.of.Pétrol.*,16, pp. 258-271.

CAILLAT C., 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 de 3è cycle Grenoble*.

CARME F., 1965a.- Sur deux formations, d'origine volcanique, des schistes cristallins anté-houillers de la chaîne de Belledonne (Alpes Françaises).*C.R.A.S.*, t.260, 9, n° 24, pp. 6401-6404.

CARME F., 1965 b. - Existence de deux formations détritiques remarquables (conglomérats et flysch) dans les schistes cristallins anténouillers du Taillefer (chaîne de Belledonne; Alpes françaises). *C.R.A.S.*, t.260,9, n° 25, pp. 6656-6659.

CARME F., 1970a.- Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes Françaises). *C.R.A.S.*, t.271, série D, n° 7, pp. 631-633.

CARME F., 1970b.- Successions granitiques et caractères spécifiques de la granitisation hercynienne dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). *C.R.A.S.*, t.271, série D, n°8, pp.696-699.

CARME F., 1970c.- Tectoniques superposées et granitisations successives dans les massifs cristallins externes des Alpes; arguments nouveaux en faveur du rôle majeur d'une orogenèse anté-hercynienne dans la formation des terrains cristallins de Belledonne et des Aiguilles Rouges. *C.R.A.S.*, t. 271, série D, n° 20, pp. 1733-1736.

CARME F., 1970d.- Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements.*C.R.A.S.*, t. 271, série D, pp. 2232-2235.

CARME F., 1971 a.- Les phases successives de déformation continue dans l'ensemble de Belledonne- Aiguilles Rouges (massifs cristallins externes, Alpes Françaises). *C.R.A.S.*, t. 273, série D, n° 20, pp. 1771-1774.

CARME F., 1971 b. - Données microstructurales pour une corrélation possible entre les massifs cristallins externes alpins et les Cévennes septentrionales. *C.R.A.S.*, t. 273, série D, n°22, pp. 2038-2041.

CARME F., 1973 a. - Précisions sur le métamorphisme majeur des schistes cristallins de la chaîne de Belledonne. Essai de zonéographie et distributions verticales des zones au niveau de la coupe de la Romanche.*C.R.A.S.*, t.277, série D, n° 20, pp. 2133-2136.

CARME F., 1973 b.- Précisions nouvelles sur l'ampleur et le style de la tectonique tangentielle hercynienne dans la chaîne de Belledonne. *C.R.A.S.*, t. 277, série D, ,° 21, pp. 2309-2312.

CARME F., 1974.- Sur une paragenèse tardive à disthène, sillimanite prismatique et zoïsite dans les anatexites à pinite des environs d'Allemont (chaîne de Belledonne); essai d'interprétation pétrogénétique. *C.R.A.S.*,t.278, série D, n°5, pp. 565-568.

CARME F., 1975 . - Caractères chimiques de deux ensembles de roches magmatiques pré-orogéniques du socle anté-houiller des Massifs cristallins Externes alpins et des Monts du Lyonnais. *C.R.A.S.*, t. 281, série D, n° 2-3, pp89-92.

CARME F., 1978.- Les granitoïdes à affinité monzonitique du complexe granitique de Saint-Colomban (chaîne de Belledonne, Alpes occidentales). Etude géochimique et essai d'interprétation génétique. *C.R.A.S.*, t.286, série D, n° 17, pp. 1233-1235.

DANGLA P., 1979.- Géologie de la rive orientale du Kafjord (Troms, calédonides de Norvège du Nord). Etude de la migmatisation calédonienne. *Thèse 3è Cycle Orsay*.

DAY H.W., 1973.- The high temperature stability of muscovite plus quartz. *Am.Min.*, 58, pp. 255-262.

DEBELMAS J., KERCKHOVE C., 1980.- Les alpes franco-italiennes. *Géologie alpine Grenoble*, t.56, pp. 21-58.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J., 1962. - *Rock-forming minerals* . First Edition. Volume 1 : *Ortho-and Ring Silicates*. Ed. W.Clowes and sons, London and Beccles, Great Britain.

DEN TEX E., 1949.- Les roches basiques et ultrabasiques des Lacs Robert et le Trias de Chamrousse (Massif de Belledonne). Etude pétrologique et géologique. *Thèse Leiden*.

DE PIERI R., QUARENI S., 1978.- Partition coefficients of alkali and alkaline-earth elements between alkali feldspar phenocrysts and their lava matrix. *Mineral. Magazine*, vol.42, pp. 63-67.

DIDIER J., LAMEYRE J., 1969.- Les granites du Massif Central français, étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contr. Mineral. and Petrol.*,24, pp. 219-238.

DONDEY D., 1960.- Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale (Alpes Françaises). D.E.S.; *Trav.lab.géol.Fac.Sc. de Grenoble*, t.36, pp. 285-368.

EHRSTRÖM C.E., 1971.- Contribution à l'étude géochimique et pétrologique des formations cristallines de la chaîne de Belledonne. *Thèse Grenoble*.

ERNST W.G., 1968.- *Amphiboles : cristal chemistry, phases rélations and occurrence.* Springer Verlag, Berlin.

EUGSTER H.P., 1970 - Thermal and ionic equilibria among muscovite, K-Feldspar and aluminosilicate assemblages.*Fortschr.Miner.*, 47, pp. 106-123.

EVANS B.W., 1965.- Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. *Am.J.Sci.*, 263, pp. 647-667.

FANG J.H., DONALD BLOSS F., 1966.- *X-Ray diffraction tables.*Southern Illinois Un. Press, Carbondale and Edwardsville.

FISCHESSER R., 1955.- *Données des principales espèces minérales.* Ed. J. et R.Sennac, Paris.

GASQUET D., 1979.- Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Châtelard traversés par les galeries E.D.F. Arc-Isère (Alpes françaises). *Thèse 3è cycle Grenoble.*

GASQUET D., GIRAUD P., PLOQUIN A., VIVIER G.,1979.-Une coupe continue à travers le massif de Belledonne : la galerie Arc-Isère. *7è R.A.S.T., Lyon,* p.206.

GIBERGY L., 1968.- Découverte de " grès à trous" renfermant des débris d'organismes dans les schistes noirs du Valbonnais (série cristallophyllienne dans les Massifs cristallins Externes des Alpes françaises. *C.R.A.S.*, t.267, série D, pp. 1251-1254.

GIBERGY P., LACOMBE J.C., VIALON P., 1970.- Caractères des faciès attribuables au Dévono-Dinantien et de leur métamorphisme, dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). *C.R.A.S.*, t.270, série D, pp. 756-759.

GILLOT-BARBIERI C., 1970.- Etude pétrographique de la partie du massif des Ecrins-Pelvoux. Le complexe intermédiaire. *Thèse 3è cycle Grenoble.*

GIORGI L., 1979.- Contribution à l'étude géologique des terrains cristallins du massif des Grandes Rousses, Isère, France. *Thèse 3è cycle Grenoble.*

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 (Alpes occidentales).*C.R.A.S.*, t.288, série D, pp. 1070-1082.

GIORGI L., GIRAUD P., VIVIER G., 1979.- La série cristallophyllienne du versant occidental du massif cristallin externe des Grandes Rouddes. *7è R.A.S.T.*, Lyon.

GIRAULT J., 1972.- Méthodes de coloration sélective des minéraux. *Sér. Doc. Int. Institut Dolomieu, Grenoble,* n° 72, D 23.

GRATIER J.P., LEJEUNE B., VERGNE J.L., 1973.- Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. *Thèse 3è cycle Grenoble.*

GROS Y., 1974.- Etude pétrologique et structurale du Beaufortin (Nord de Belledonne). *Thèse 3è cycle Grenoble.*

GUITARD G., 1970.- Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss oeillés du massif du Canigou (Pyrénées Orientales). *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 63.

HAMET J., 1975.- Etude systématique par la méthode 87 Rb-87 Sr des processus orogéniques. Exemple de la Montagne Noire. *Thèse Paris VII.*

HOLDAWAY M.J., 1972. - Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of f_{O2} and Fe content. *Contr. Miner. Petrol.*,37, pp. 307-340.

JAMES R.S., HAMILTON D.L., 1969.- Phase relations in the system $NaAlSi_3O_8$- $K\ Al\ Si_3O_8$ - $Ca\ Al_2Si_2O_8$ - SiO_2 at 1 kilobar water vapour pressure. *Contr. Mineral. and Petrol.*,21, pp. 111-141.

JASMUND K., SCHAFER R., 1972.- Experimentelle Bestimmung der P-T-Stabilitätsbereiche in der Mishgkristallreihe Tremolit-Tschermakit. *Contr. Miner. Petrol.*,34, pp. 101-115.

J.C.P.D.S., 1974.- *Selected powder diffraction data for minerals. Data book.* First Edition. Public. Joint Committee on Powder Diffraction Standards.

JOHANNES W., ORVILLE P.M., 1972.- Zur Stabilität der Mineralparagenesen Muskovit + Calcit + Quarz , Zoisit + Anorthit + Calcit. *Fortschr. Miner.*, 50, Bh1, pp. 46-47.

JUNG J., 1977.- *Précis de pétrographie* . 3è édition, Masson Paris, 327 p.

KALSBEEK F., 1962.- Petrology and structural geology of the Berlanche-Valloire area (Belledonne Massif, France).*Thèse Leiden.*

KRUMMENACHER D., BORDET P., LE FORT P., 1965.- Les massifs cristallins externes alpins et leurs séries métamorphiques.Problèmes de raccords stratigraphiques et géochronométriques. *Schweiz. Mineral.Petr.*, 45, pp. 855-874.

LACOMBE J.C., 1970.- Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins -Pelvoux. Le complexe volcano-sédimentaire. *Thèse 3è cycle Grenoble.*

LAMEYRE J., 1958.- La partie nord du massif des Grandes Rousses. Etude des schistes cristallins et de la couverture sédimentaire. *Trav. lab. géol. fac. Sc. de Grenoble,* t.34, p. 83.

LA ROCHE H. de, 1968.- Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C.R.A.S.*, t.267, série D, pp.39-42.

LA ROCHE H. de, 1972.- Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. *Sc. de la Terre, Nancy,*t. XVII, pp. 31-46.

LA ROCHE H.de, 1974.- Geochemical characters of the metamorphic domains : survival and testimony of their premetamorphic history. *Sc. de la Terre, Nancy,* t. XIX, n° 2, pp. 101-117.

LA ROCHE H. de, 1975.- Variations chimiques durant le métamorphisme croissant des grésopélites. *Sc. de la Terre, Nancy,* XX, n°2, pp. 165-200.

LA ROCHE H. de, 1978.- La chimie des roches présentée et interprétée d'après la structure de leur faciès minéral dans l'espace des variables chimiques : fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent. Application aux roches ignées. *Chemical geology*, vol.21, pp. 63-87.

LA ROCHE H. de, AUTRAN A., CHANTRAINE J., MOINE B., 1074.- Etudes géochimiques associées à la cartographie géologique : essai de reconstitution des séries antémétamorphiques dans le domaine des feuilles à 1/50 000 Bourganeuf et Ambazac (Massif central français). *Bull. B.R.G.M.* (2), IV, n°2, pp.109-124.

LA ROCHE H. de, LETERRIER J., 1973.- Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C.R.A.S.*, Série D, t.276, pp. 3115-3118.

LASSERRE J.L., LAVERGNE C., 1976.- Le volcanisme tholéiitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes) : minéralogie, pétrographie et géochimie. *Thèse 3è cycle Grenoble.*

LE FORT P., 1971.- Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale. Thèse; *Mémoires Sc. de la Terre, Nancy*, 1973, n° 25.

LE FORT P., DEBON F., SONET J., 1980.- La ceinture des granites à cordiérite du " Bas-Himalaya". Typologie et âge Rb-Sr du massif de Manserah (Pakistan). *8è R.A.S.T.*, Marseille.

LE FORT P., EHRSTRÖM C.E., 1969.- Caractères géochimiques et origine des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne. *Sc. de la Terre, Nancy*, t.XIV, n°3, pp. 215-238.

LE FORT P., PECHER A., 1971.- Présentation d'un schéma structural du Haut-Dauphiné cristallin. *C.R.A.S.*, t.273, série D, pp.3-5.

LIOU J.G., 1973.- Synthesis and stability relations of epidote, $Ca_2 Al_2 Fe Si_3O_{12}(OH)$. *J.Petrol.*, 14, pp. 381-413.

LIOU J.G., KUNIYOSHI S., ITO K., 1974.) Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *Am.J.Sci.*, 274, pp. 613-632.

LORY P., 1952.- Quelques observations sur "Belledonne méridionale". *Trav.Pab.géol. fasc.Sc.Grenoble*, t.30, pp. 117-131.

MATTAUER M., 1973.- *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre.* Hermann, Paris, 494 p.

MEHNERT K.R., 1968. *Migmatites and the origine of granitic rocks.* Elsevier publishing company, Amsterdam.

MENARD G., 1979.- Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. *Thèse 3è cycle Grenoble.*

MICHEL R., BERTHET P., 1958.- Les formations cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne dans la vallée de la Romanche (Isère). *C.R.A.S.*, t.246, pp. 1888.

MIYASHIRO A., 1973.- *Metamorphism and metamorphic belts.* George Allen and Unwin, London, 492 p.

MOINE B., LA ROCHE H.de, 1968.- Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C.R.A.S.*, t.267, série D, pp. 2084-2087.

MUELLER R.F., SAXENA S.K., 1977.- *Chemical Petrology.* Springer Verlag, New York, 394 p.

NICOLAS A., POIRIER J.P., 1976. - *Crystalline plasticity and solid stade flow in metamorphic rocks.* Ed. Willey Interscience, Londres ,444p.

PECHER A., 1970 . - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le socle ancien. *Thèse 3è cycle Grenoble.*

PECHER A., 1978. - Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand chevauchement central himalayen (M.C.T.). Transversale des Anapurnas et du Manaslu, Népal. *Thèse Grenoble.*

PECHER A., VIALON P., 1974 - Métamorphismes, clivages schisteux, spilites et dérivés, dans le cadre pétrostructural des massifs cristallins du Haut-Dauphiné et de leur couverture. *Bull. soc.géol.France* (7), XVI, n° 3, pp.266-268.

PIBOULE M. 1979. - L'origine des amphibolites : Approche géochimique et mathématique. Application aux amphibolites du Massif Central Français. *Thèse Lyon I.*

PONCERRY E., SIMEON Y., GIRAUD P., VIVIER G., 1979.- Une lignée granitosyénitique dans la chaîne de Belledonne. Exemple : le granite de la Lausière (Savoie). *7è R.A.S.T., Lyon*, p.378.

PORTELLA P., 1980.- Les bassins sédimentaires protérozoïques du lac Tilly et de la rivière Laforge. Leur place dans l'agencement structural du territoire du Nouveau Québec dégagé par photographies satellites et cartes aéromagnétiques . *Thèse 3è cycle. Grenoble.*

POTY B., WEISBROD A., STALDER H.A., 1973.- Temperature et croissance des cristaux de quartz des fentes alpines dans les Alpes françaises et suisses. *R.A.S.T.*, Paris, p.343.

RAMSAY J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks.* Mc.Graw Hill, London, 568 p.

ROBERT J.P., 1976.- Les décrochements, fracturations et mouvements de blocs associés. Exemples des massifs subalpins dauphinois. *Thèse 3è cycle Grenoble.*

ROUBAULT M., 1963.- *Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant.* Ed.Lamarre - Poinat, Paris, 365 p.

ROUTHIER P, AYE F., BOYER C., LECOLLE M., MOLIERE P., PICOT P., ROGER G., 1978.- La ceinture sud-ibérique à amas sulfurés dans sa partie espagnole médiane. Synthèse sur le type amas sulfurés volcano-sédimentaires. *Mém.du B.R.G.M.*, n°94.

SCHUILING R.D., VINK B.W., 1967.- Stability relations of some titanium-minerals (sphene, perovskite, rutile, anatase). *Geochim. Cosmochim.Acta*, 31, pp. 2399-2411.

SIMEON Y., 1979.- Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes françaises). *Thèse 3è cycle Grenoble.*

SIMEON Y., GASQUET D., PONCERRY E., GIRAUD P., VIVIER G. 1979.- Les formations à mégacristaux de feldspaths alcalins dans la chaîne de Belledonne. *7è R.A.S.T., Lyon*, p.430.

SPRY A. 1969.- *Metamorphic textures*. Pergamon Press, Oxford, 350 p.

STORRE B., NITSCH K.H., 1972.- Die Reaktion 2 Zoisit + 1 CO_2 = 3 Anorthit + 1 Calcit + 1 H_2O. *Contr. Mineral.Petrol.*, 35, pp. 1-10.

STRECKEISEN A., 1973. - Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Neues Jahrb. Mineral., Monatsh.*, 4, pp. 149-164.

STRECKEISEN A., 1976. - To each plutonic rocks its proper name .*Earth Sc.Rev.*, vol.12, n°1, pp. 1-33.

TEGYEY M., 1978.- Utilisation de la géochimie-majeurs pour la cartographie des terrains cristallins. Possibilités de traitement automatique des analyses au B.R.G.M. *Documents du B.R.G.M.*, n°12.

THOMPSON A.B., 1971.- Analcime-albite equilibria at low temperatures. *Am.J.Sci.*, 271, pp. 79-92.

THOREZ J., 1975. - *Phyllosilicates and clay minerals*. Ed.G.Lelotte, Dison,Belgique.

TOBI A.C., 1959. - Petrographical ang geological investigations in the Merdaret-Lac Crop region (Belledonne Massif, France). *Thèse Leiden, Leidse, geol. Meded*, 24, pp. 181-281.

TRICART P., 1980 - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. *Thèse Strasbourg.*

TUTTLE O.F., BOWEN N.L., 1958. - Le système albite-orthose-silice-eau. Traduction : J.Peterlongo. *Trav.dép.géol.Miner.fac.Sc. de Clermont-Ferrand*, 1965, n°14.

VATIN-PERIGNON N., 1966.- Géologie du massif cristallin du Grand Châtelard (Savoie). *Trav.lab.géol.fac.Sc. de Grenoble*, t.42, pp. 141-202.

VATIN-PERIGNON N., JUTEAU T., LE FORT P., 1972.- Les filons du massif du Pelvoux (Alpes occidentales françaises). *Géologie alpine*, t.48, n°2, pp. 207-227.

VERNET J., 1974.- Sur la tectonique alpine des massifs cristallins dauphinois dans leur région culminante(Pelvoux, Grandes Rousses et leurs abords) et l'histoire de leur édification. *Géologie alpine*, t.50, pp. 195-236.

VIALON P., 1968.- Clivages schisteux et déformations : répartition et genèse dans le bassin mésozoïque de Bourg d'Oisans (Alpes du Dauphiné). *Géologie alpine Grenoble*, t.44, pp. 353-366.

VIALON P., 1974.- Les déformations " synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du Socle Préalpin. Conséquences pétrostructurales. *Schweiz.min.petr.Mitt.*,54, 2/3, pp.663-690.

VIALON P., 1979. - Les déformations continues-discontinues des roches anisotropes. *Eclogae geol.Helb.*, vol. 72/2, pp.531-549.

VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J., 1976. - *Elements de tectonique analytique*. Masson Paris, 101 p.

YODER H.S., EUGSTER H.P., 1955.- Synthetic and natural muscoviste. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 8, pp. 225-280.

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 bréchiques (massif du Cantal). *Thèse 3è cycle Grenoble.*

WINKLER H.G.F., 1967. - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Revised Second Edition. Springer-Verlag New York, 237 p.

WINKLER H.G.F., 1976. - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Fourth Edition. Springer-Verlag Berlin, 334 p.

WINKLER H.G.F., 1980. - *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Fifth Edition. Springer-Verlag New York, 348 p.

WINKLER H.G.F., BOESE M., MARCOPOULOS T., 1975. - Low temperature granitic melts. *N.Jb.Miner.Mh.*,6, pp. 245-268.

WINKLER H.G.F., BREITBART R., 1978. - New aspects of granitic magmas. *N.Jb.Miner.Mh*, H.10 pp. 463-480.

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 : Situation du secteur étudié ..... p. 4
Fig. 2 : Schéma orohydrographique et toponymique de la région du col du Glandon ..... p. 2
Fig. 3 : Profil longitudinal schématique de la vallée de l'Eau d'Olle ..... p. 4
Fig. 4 : Le groupe du Tepey-Sambuis vu du col du Glandon p.10
Fig. 5 : Schiste amygdalaire du groupe du Tepey-Sambuis p.16
Fig. 6 : Fibres de chlorite obliques sur la schistosité générale p.16
Fig. 7 : Plagioclase se granulant p.16
Fig. 8 : Schiste noir ardoisier p.22
Fig. 9 : Torsion des stries dans un grain de quartz p.22
Fig.10 : Grain anguleux semblant poinçonner la schistosité p.22
Fig.11 : "Macles" dans un grain de microcline de la matrice gréseuse du conglomérat de la Sambuis p.26
Fig.12 : Perthites branchues dans le microcline p.26
Fig.13 : Perthites linéaires fines et perthites sigmoïdes p.26
Fig.14 : Galet granitique dans le conglomérat de la Sambuis p.28
Fig.15 : Gneiss amphibolique rubané ± migmatitique de la bordure ouest du groupe du Tepey-Sambuis (Ravin de la Croix) p.34
Fig.16 : Bordure d'un banc de cipolin p.34
Fig.17 : Rubans de quartz d'allure blastomylonitique dans le groupe du Tepey-Sambuis p.34
Fig.18 : La bordure ouest du groupe du Tepey-Sambuis p.38
Fig.19 : Les galets granitiques du conglomérat de la Sambuis dans le diagramme QF-FB. ... p.41
Fig.20 : Triangle des silico-aluminates-Le groupe de Tepey-Sambuis p.42
Fig.21 : Diagramme Al+Fe+Ti - Ca+Mg - Le groupe du Tepey-Sambuis p.42
Fig.22 : Diagramme Al+Fe+Ti/3-K-Al+Fe+Ti/3-Na - Le groupe du Tepey-Sambuis p.43
Fig.23 : Diagramme Al/3-K-Al/3-Na. Le groupe du Tepey-Sambuis p.43
Fig.24 : Diagramme A2 = f(A1). Le groupe du Tepey-Sambuis p.44
Fig.25 : Diagramme Q = f(A). Le groupe du Tepey-Sambuis p.45
Fig.26 : Diagramme R1=f(R2). Le groupe du Tepey-Sambuis p.45
Fig.27 : Transformation de la hornblende verte en chlorite suivant les clivages p.55
Fig.28 : Zoïsite envahissant un plagioclase p.55
Fig.29 : Faciès chloriteux avec plages formées de chlorite-calcite-leucoxène-épidote (A) de transformation probable de l'amphibole p.59
Fig.30 : Différents types de migmatites amphiboliques de la formation du lac de la Croix.. p.62
Fig.31 : Bande de mobilisat leucocrate recoupant la foliation du gneiss migmatitique amphibolique p.64
Fig.32 : Gneiss migmatitique amphibolique du lac de la Croix p.64
Fig.33 : Gouttes de quartz dans l'amphibole p.68
Fig.34 : Caractère post-(ou tardi-) cinématique de la zoïsite p.68
Fig.35 : Minéral opaque cerné par le sphène dans l'amphibolite à taches blanches p.68
Fig.36 : Migmatite amphibolique et biotitique à grenat p.74
Fig.37 : Amphibolite à taches blanches p.74
Fig.38 : Bloc de migmatite amphibolique dans le Casse de l'Argentière p.78
Fig.39 : Coupe de la nouvelle route du Rivier au Col du Glandon p.80
Fig.40 : Gneiss ocellaire amphibolique ± rubané de l'Est de la série de Grand'Maison p.81
Fig.41 : Amphibole zonée dans les gneiss ocellaires amphiboliques de Grand'Maison p.83
Fig.42 : Inclusions de quartz dans le plagioclase des bandes de gneiss oeillé biotitique de Grand'Maison p.83
Fig.43 : Les deux faciès principaux des gneiss à amphibole occidentaux de Grand'Maison.... p.88
Fig.44 : Faciès oeillé d'origine détritique grossière de la bordure extrême-est de la série de Grand'Maison p.88
Fig.45 : Bloc dans les éboulis issus des Rochers-Rissiou et du Gros Treu p.93
Fig.46 : Allure faussement nébulitique des gneiss amphiboliques du Gros Treu p.93

Fig.47 : Ségrégations d'échelle métrique de leucosome et restite hornblenditique dans l'unité de Gros Treu p.100
Fig.48 : Apatite et allanite dans un leucosome de l'unité du Gros Treu p.100
Fig.49 : Le complexe gneisso-amphibolique de l'Argentière-Puy Gris dans le diagramme R1= f (R2) p.103
Fig.50 : Le complexe de l'Argentière - Puy Gris dans le diagramme Al+Fe+Ti/3-K-Al+Fe+Ti/3-Na p.104
Fig.51 : Le complexe de l'Argentière-Puy Gris dans le diagramme Al/3-K-Al/3-Na p.104
Fig.52 : Le complexe gneisso-amphibolique de l'Argentière-Puy Gris dans le diagramme Q= f(A)..... p.105
Fig.53 : Le complexe gneisso-amphibolique de l'Argentière - Puy Gris dans le diagramme Al+Fe+Ti - Ca + Mg p.105
Fig.54 : Le complexe gneisso-amphibolique de l'Argentière-Puy Gris dans le diagramme A2 = f (A1)..... p.106
Fig.55 : Coupe très schématique W-E du complexe de L'Argentière-Puy Gris p.109
Fig.56 : Zircons avec auréoles pléochroïques dans une plage biotitique d'un gneiss oeillé p.115
Fig.57 : Gneiss oeillé de la série du Rissiou-Rocher Blanc p.115
Fig.58 : Micaschistes à tourmaline du Petit Chalvet (série du Rissiou-Rocher Blanc) p.118
Fig.59 : Passée quartzeuse dans les micaschistes à tourmaline du Petit-Chalvet p.118
Fig.60 : Schistes oeillés du ruisseau Bunard p.121
Fig.61 : Alternance des faciès compacts et des schistes à tourmaline dans la série du Rivier(le long de la D926, ruisseau du Cléta)..... p.121
Fig.62 : Kinks soulignés par la muscovite dans les faciès schisteux p.121
Fig.63 : Les gneiss du Rissiou-Rocher Blanc et du Rivier dans le diagramme Al+Fe+Ti/3-K-Al+Fe+Ti/3-Na p.124
Fig.64 : Les gneiss du Rissiou-Rocher Blanc et du Rivier dans le diagramme Al/3-K-Al/3-Na... p.124
Fig.65 : Les gneiss schisteux du Rissiou-Rocher Blanc et du Rivier dans le diagramme Q= (A).... p.125
Fig.66 : Les gneiss schisteux du Rissiou-Rocher Blanc et du Rivier dans le diagramme Al+Fe+Ti-Ca+Mg..... p.125
Fig.67 : Le gneiss du Rissiou-Rocher Blanc et du Rivier dans le diagramme R1 f (R2)..... p.126
Fig.68 : Les gneiss du Rissiou-Rocher Blanc et du Rivier dans le diagramme A2 = f (A1)..... p.126
Fig.69 : Granite porphyroïde blanc recoupant un granitoïde biotitique sombre au pont de La Chal p.131
Fig.70 : Biotite à l'intérieur de cristaux d'amphibole dans le faciès biotitique non porphyroïde de Saint Colomban p.131
Fig.71 : Hornblendite dans le complexe de Saint Colomban..... p.133
Fig.72 : Hornblendite dans l'unité du Gros Treu p.133
Fig.73 : Diagramme QF-FB. Essai d'interprétation génétique du complexe de Saint Colomban... p.137
Fig.74 : Granite à biotite des Sept Laux p.141
Fig.75 : Le granite porphyroïde de la cascade des Sept Laux qui forme des boules en englobant des enclaves gneissiques p.141
Fig.76 : Bloc sous la cascade des Sept Laux montrant une évolution à partir d'un gneiss schisteux jusqu'au granite porphyroïde recoupant, par enrichissement en mégacristaux feldspathiques p.145
Fig.77 : Sphène incluant du plagioclase altéré automorphe dans une enclave surmicacée..... p.145
Fig.78 : Enclaves gneissiques dans un filon granitique intrusif dans la série de Grand'Maison (Nouvelle route au dessus du barrage)..... p.145
Fig.79 : Zonations du plagioclase dans le granite filonien du Rieu Claret p.150
Fig.80 : Inclusions de plagioclase montrant deux familles d'orientation différentes de leurs macles dans un autre plagioclase p.150
Fig.81 : Correspondance des filons pegmatitiques et aplitiques du granite des Sept Laux p.152
Fig.82 : Caractéristiques du grenat (aplite blanche à grenat du col de l'Amiante)..... p.154
Fig.83 : Le granite des Sept Laux et les filons associés dans les diagrammes géochimiques de H. de LA ROCHE p.156
Fig.84 : Le granite des Sept Laux et les faciès filoniens associés dans le diagramme QF/FB... p.157
Fig.85 : Le granite des Sept Laux et filons associés. Evolution des différents oxydes en fonction du temps p.158

Fig. 86 : Comparaison du granite des Sept Laux avec les granite des Grandes Rousses sur le diagramme QF/FB..... p.160
Fig. 87 : Chronologie relative des différents faciès liés au granite des Sept Laux (Défilé de Maupas)..... p.164
Fig. 88 : Valeurs des paramètres des différents faciès liés au granite des Sept Laux sur Q-Ab-Or-An-H_2O p.164
Fig. 89 : Position des échantillons correspondant aux différents faciès liés au granite des Sept Laux sur le diagramme Q-Ab-Or-An..... p.165
Fig. 90 : Cheminement du granite des Sept Laux (JLV 268) sur le diagramme Q-Ab-Or-An à PH_2O = 5kb p.166
Fig. 91 : Cheminement de la cristallisation du magma granitique des Sept Laux dans le tétraèdre Q-Ab-Or-An-H_2O..... p.167
Fig. 92 : Evolution probable de la cristallisation du granite des Sept Laux p.171
Fig. 93 : Filon finement grenu recoupé par un filon hololeucocrate (col de l'Amiante)..... p.175
Fig. 94 : Leucoxène (épidote) blindant la biotite vis à vis des autres minéraux et en particulier de l'amphibole p.175
Fig. 95 : Zonation des apatites p.177
Fig. 96 : Zircon en association d'apparence symplectique (?) avec le quartz p.177
Fig. 97 : Les filons basiques dans le diagramme QF-FB p.178
Fig. 98 : Géochimie des filons basiques p.179
Fig. 99 : Corrélations des coupes W-E du secteur du Col du Glandon et de la galerie Arc-Isère p.182
Fig.100 : Coupe schématique interprétative W.E des terrains cristallins de Belledonne, à l'Ouest du col du Glandon p.184
Fig.101 : Superposition originelle des séries du S.E. de Belledonne p.186
Fig.102 : Schéma résumant l'agencement des différentes séries du SE de Belledonne et correspondances supposées avec les ensembles décrits par BORDET et GASQUET.. p.186
Fig.103 : Stéréogramme des plans de schistosité - foliation et des axes de plis des séries cristallophylliennes p.192
Fig.104 : Stéréogramme des plans de schistosité du Lias dans le "synclinal" sédimentaire du col du Glandon p.192
Fig.105 : Délimitation du secteur étudié en domaines où prédomine(nt) une ou deux famille(s) de fractures liées au décrochement col du Sabot - col du Glandon p.198
Fig.106 : Fracturation associée à un décrochement dextre (WALLACE, 1973 - ROBERT, 1976 - VIALON , 1976)..... p.198
Fig.107 : Rosace des pourcentages des plans de diaclase p.199
Fig.108 : Plis dans la formation amphibolique du lac de la Croix p.201
Fig.109 : Plis dans le groupe du Tepey-Sambuis (à gauche) et plis ptygmatitiques dans l'unité du Gros Treu (à droite)..... p.202
Fig.110 : Pli dans la couverture liasique , vu du col du Sabot p.202
Fig.111 : Banc décimétrique d'amphibolite formant des amygdales recoupé par un filon hololeucocrate non déformé p.204
Fig.112 : Evolution de la déformation des filons primitivement obliques sur la schistosité-foliation p.204
Fig.113 : Evolution des derniers stades tectoniques de la région du col du Glandon p.206
Fig.114 : Ouverture de bassins de direction sensiblement parallèles aux Riedel (Jeu simultané suivant D et R)..... p.209
Fig.115 : Hypothèse sur le dépôt du conglomérat de la Sambuis: grabens avortés p.210
Fig.116 : Position du conglomérat de la Sambuis au coeur de la synforme du Tepey-Sambuis p.211
Fig.117 : Réorientation des anciennes structures à l'intérieur des amygdales délimitées par les fractures D et R..... p.211
Fig.118 : Réorientation du granite des Sept Laux p.211
Fig.119 : Genèse de l'accident de Belle Etoile p.212
Fig.120 : Essai d'interprétation de l'apparition de filons en bordure est du granite des Sept Laux p.213
Fig.121 : Bordure cristallin-sédimentaire liasique ; interprétation des coins du second dans le premier p.216

Fig.122 : Axes de déformation durant les deux épisodes du stade II p.218
Fig.123 : Evolution de la répartition des contraintes principales au cours du temps p.219
Fig.124 : Les différentes associations minérales dans les diverses formations cristallines du Sud Est de Belledonne p.224
Fig.125 : Les principales courbes d'équilibre et les conditions P et T approximatives des métamorphismes p.232

CARTES HORS-TEXTE

• Carte photointerprétative de la fracturation - Sud de Belledonne - Région du col du Glandon
• Carte géologique des terrains cristallins du Sud Est de Belledonne - Ouest du Col du Glandon (sans Quaternaire)

TABLE DES MATIERES

pages

INTRODUCTION 1

A- APERCU GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE LA REGION ETUDIEE..... 1
a- Situation 1
b- Morphologie 1
B- TRAVAUX ANTERIEURS 3
C- BUT ET MOYENS D'ETUDE..... 5
D- PRESENTATION DES DIFFERENTS ENSEMBLES 6

PREMIERE PARTIE : PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE 7

Chapitre I - Le groupe du Tepey-Sambuis 9

I.1. PRESENTATION 9
I.2. LES SCHISTES VERTS 11
I.2.1. Les schistes verts s.s..... 11
I.2.2. Les faciès quartzitiques blancs 13
I.2.3. Les schistes à nodules de quartz 13
I.2.4. Les " épidotites " 14
I.2.5. Les gneiss chloriteux 17
a- Lits sombres..... 17
b- Lits clairs 18
I.3. LES SCHISTES NOIRS 19
I.3.1. Les schistes noirs compacts 19
I.3.2. Les schistes ardoisiers 20
I.3.3. Les passées gréseuses 23
I.3.4. Le conglomérat de la Sambuis 24
I.3.4.1. La matrice gréseuse du conglomérat de la Sambuis..... 25
I.3.4.2. Les galets 25
I.3.4.3. Problème de l'âge du conglomérat de la Sambuis 29
I.4. LES PASSEES AMPHIBOLIQUES 31
I.4.1. Bordure est 31
I.4.2. Bordure ouest 33
I.4.3. Passage à la série amphibolique de l'Argentière-Puy Gris 35
I.5. LES BANCS DE CIPOLIN 36
I.6. POSSIBILITE D'EXISTENCE D'UN PLI DANS LE GROUPE DU TEPEY-SAMBUIS 37
I.7. GEOCHIMIE DU GROUPE DU TEPEY-SAMBUIS 39
I.7.1. Les différents faciès du groupe du Tepey-Sambuis 39
a- Schistes verts 39
b- Passées noirâtres et schistes noirs ardoisiers.... 40
c- Epidotites (prasinites épidotiques)..... 40
d- Gneiss peu amphiboliques 40
e- Grès, matrice et galets du conglomérat de la Sambuis 46
I.7.2. Comparaisons 46
a- Avec la Série Verte Supérieure du Nord de Belledonne 46
b- Avec les schistes d'Huez-Vaujany 46

pages

Chapitre II - Le complexe amphibolique de L'Argentière-Puy Gris..... 49

GENERALITES 49
NOMENCLATURE 50

II.1. LA SERIE PEU AMPHIBOLIQUE DU PINIOLLET 52
II.1.1. Présentation 52
II.1.2. Coupe du Sud des Aiguilles de l'Argentière-Tête des Cos 52
II.1.3. Etude microscopique 53
a- Faciès non amphiboliques..... 53
b- Faciès amphiboliques..... 54
II.1.4. Faciès particuliers 56
a- Chalet de la Combe 56
b- Combe du Tepey 56
II.1.5. Passage à la formation du lac de la Croix..... 58
a- Microscopie des faciès chloriteux..... 58
b- Microscopie des faciès très amphiboliques..... 61
II.2. LA FORMATION AMPHIBOLIQUE MIGMATITIQUE DU LAC DE LA CROIX... 61
II.2.1. Présentation..... 61
II.2.2. Les gneiss migmatitiques..... 65
II.2.3. Les faciès migmatitiques francs..... 66
II.2.3.1. Migmatites rubanées amphiboliques..... 67
II.2.3.2. Migmatites amphiboliques tachetées (ou oeillées)..... 69
II.2.3.3. Migmatites amphiboliques à texture granitoïde 71
a- Migmatite granitoïde s.st..... 71
b- Leucosome..... 71
c- Hornblendite..... 72
II.2.4. Faciès particuliers 73
II.2.4.1. Amphibolite à taches blanches..... 73
II.2.4.2. Faciès non amphiboliques..... 76
II.2.5. Conclusion 78
II.3. LA SERIE DES GNEISS A AMPHIBOLE DE GRAND'MAISON..... 79
II.3.1. Les gneiss ocellaires amphiboliques et les gneiss leptynitiques rubanés..... 81
a- Gneiss ocellaires amphiboliques..... 81
b- Gneiss leptynitiques rubanés..... 82
c- Hornblendites..... 84
II.3.2. Zone granitique 85
II.3.3. Gneiss amphiboliques migmatitiques..... 85
a- Mélanosome 85
b- Leucosome 86
c- Paléosome 86
II.3.4. Les gneiss à amphibole occidentaux..... 87
a- Gneiss stromatitiques biotitiques à amphiboles..... 87
b- Bandes de gneiss oeillé biotitique..... 89
II.3.5. Passage à la bande amphibolique du Gros Treu..... 91
II.3.6. Conclusion..... 92
II.4. L'UNITE AMPHIBOLIQUE DU GROS TREU 92
II.4.1. Les paléosomes..... 92
a- Paléosomes amphiboliques..... 94
b- Paléosomes non amphiboliques..... 95
II.4.2. Les mélanosomes..... 96
II.4.3. Les leucosomes..... 97
a- Fraction quartzo-feldspathique à taches d'amphibole. 98
b- Fraction quartzo-feldspathique "microgrenue"..... 98
c- Fraction quartzo-feldspathique"grenue" à biotite.... 98
II.4.4. Conclusions..... 101

pages

II.5. GEOCHIMIE DU COMPLEXE DE L'ARGENTIERE-PUY GRIS..... 102
II.5.1. Avant-Propos..... 102
II.5.2. Etude géochimique..... 102
a- Gneiss amphiboliques du lac de la Croix..... 102
b- Gneiss amphiboliques du Gros Treu..... 107
c- Gneiss du Piniollet..... 107
d- Gneiss de Grand'Maison..... 107
II.5.3. Comparaison avec le complexe de Saint-Rémy (D.GASQUET,1979)..... 107
II.5.4. Conclusion 108
II.6. CONCLUSIONS..... 108

Chapitre III - Les séries gneisso-schisteuses du Rissiou-Rocher Blanc et du Rivier..... 111

III.1. AVANT-PROPOS 111
III.2. LES SCHISTES ET GNEISS GRIS, COMPACTS ET A GRAIN FIN..... 112
a- Faciès gneissique 113
b- Faciès schisteux..... 113
III.3. LES GNEISS OEILLES 114
III.4. LES SCHISTES ET FACIES ASSOCIES..... 114
a- Schistes et gneiss ± enclavés dans le granite des Sept Laux..... 116
b- Schistes oeillés du ruisseau Bunard..... 116
c- Micaschistes à tourmaline du Petit Chalvet..... 117
d- Passées quartzeuses..... 119
III.5. COMPARAISON AVEC LA SERIE DU RIVIER 119
a- Faciès compact 120
b- Faciès schisteux..... 120
III.6. CONCLUSION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE 122
III.7. GEOCHIMIE..... 122
III.7.1. Caractères géochimiques de la série du Rissiou-Rocher Blanc..... 123
III.7.2. Comparaison avec le groupe de Saint-Rémy..... 123
III.7.3. Caractères géochimiques de la série du Rivier..... 123
III.7.4. Conclusion à l'étude géochimique..... 127
III.8. CONCLUSION..... 127

Chapitre IV - Le complexe granito-gneissique de Saint Colomban..... 129

IV.1. AVANT-PROPOS 129
IV.2. LES FACIES GRANITO-GNEISSIQUES..... 129
IV.2.1. Faciès amphiboliques non porphyroïdes..... 130
IV.2.2. " Hornblendites"..... 132
IV.2.3. Faciès biotitiques non porphyroïdes..... 134
IV.2.4. Faciès chloriteux porphyroïdes..... 135
IV.3. GRANITE "BLANC" PORPHYROIDE 135
IV.4. CONCLUSION 136
IV.5. GEOCHIMIE DU COMPLEXE DE SAINT COLOMBAN..... 136
IV.5.1. Diagramme QF/FB..... 136
IV.5.2. Essai d'interprétation 138

pages

Chapitre V - Le granite des Sept Laux et les filons associés..... 139

V.I. AVANT PROPOS..... 139
V.2. LE GRANITE A BIOTITE 140
V.3. LE GRANITE A FELDSPATH NOIR DU LAC NOIR 142
V.4. LE GRANITE PORPHYROIDE DE LA CASCADE DES SEPT LAUX 142
V.5. LES ENCLAVES SURMICACEES..... 144
V.6. LES FILONS GRANITIQUES DE GRAND'MAISON ET DU RIEU CLARET..... 146
V.6.1. Les faciès granitiques filoniens de Grand'Maison..... 146
V.6.2. L'amas filonien du Rieu Claret 149
V.7. LES MANIFESTATIONS FILONIENNES TARDIVES DU GRANITE DES SEPT LAUX 151
V.7.1. Les filons hololeucocrates..... 151
V.7.2. Les filonnets aplopegmatitiques..... 151
V.8. GEOCHIMIE DU GRANITE DES SEPT LAUX ET DES FILONS ASSOCIES..... 155
V.8.1. Diagrammes de H. de la ROCHE 155
a- Le granite des Sept Laux 155
b- Les filons 155
c- Variations des différents oxydes en fonction du "temps"..... 155
d- Le granite porphyroïde de la cascade des Sept Laux.. 162
e- Comparaison avec le granites des Grandes Rousses... 162
V.8.2. Le diagramme Q-Ab-Or-An(PH_2O)..... 162
V.8.2.1. Echantillonnage 162
V.8.2.2. Le rapport Ab/An 163
V.8.2.3. Le granite des Sept Laux dans le diagramme Q-Ab-Or-An-H_2O 163
a- Présentation..... 163
b- La pression de vapeur d'eau..... 168
c- Le cheminement de la cristallisation du granite des Sept Laux sur Q-Ab-Or-An à PH_2O=5kb. 168
V.8.2.4. Résumé de l'évolution magmatique du granite des Sept Laux..... 170

Chapitre VI - Les filons basiques 173

VI.1. AVANT-PROPOS 173
VI.2. FILONS GRIS (PORPHYRIQUES)..... 173
VI.3. FILONS FINEMENT GRENUS 174
VI.4. GEOCHIMIE DES FILONS BASIQUES..... 180
VI.5. CONCLUSION 180

Chapitre VII - Conclusion a l'étude pétrographique et geochimique.. 181

DEUXIEME PARTIE : TECTONIQUE ET METAMORPHISME 189

Chapitre I - Tectonique..... 191

I.1. LES DOMAINES STRUCTURAUX 191
I.1.1. Les formations cristallophylliennes..... 191
I.1.2. Le granite des Sept Laux..... 193
I.1.3. La couverture sédimentaire..... 194
I.2. LES DEFORMATIONS..... 194
I.2.1. Fracturation 194
I.2.1.1. Les diverses familles de fractures..... 194
a- Fractures N30E..... 194
b- Fractures N50E..... 195

pages

c- Fractures N80E..... 195
d- Fractures N130E..... 196
e- Fractures N145E..... 196
f- Fractures N-S..... 196
I.2.1.2. L'accident décrochant dextre du col du Glandon-col du Sabot..... 197
I.2.2. La tectonique souple 200
I.2.2.1. Les plis 200
I.2.2.2. Les yeux 200
I.3. EVOLUTION CINEMATIQUE DU S.E. DE BELLEDONNE 205
1.3.1. Stades anciens..... 205
1.3.2. Stade I..... 205
1.3.3. Stade II..... 214
a- Plis et chevauchements (IIa)..... 214
b- Les décrochements N50 dextres (IIb)..... 215
1.3.4. Conclusion 217

Chapitre II - Metamorphisme..... 221

II.1. INTRODUCTION..... 221
II.2. CONDITIONS DE STABILITE DES DIVERS MINERAUX OBSERVES..... 221
II.2.1. Plagioclases..... 221
II.2.2. Amphiboles..... 223
a- Hornblende verte 223
b- Actinote 223
II.2.3. Biotite 225
II.2.4. Micas blancs 226
II.2.5. Chlorite..... 226
II.2.6. Epidotes..... 227
II.2.7. Sphène-rutile 227
II.2.8. Grenat 228
II.2.9. Staurotide 229
II.2.10 Pumpellyite 229
II.3. EVALUATION DES CONDITIONS P-T DES METAMORPHISMES..... 230
II.3.1. Le métamorphisme principal..... 230
II.3.2. Le métamorphisme rétrograde tardif..... 231
II.4. CONCLUSION 233

CONCLUSIONS GENERALES..... 235

BIBLIOGRAPHIE 243
LISTE DES FIGURES..... 253
TABLE DES MATIERES..... 257

ANNEXE 1 : Analyses chimiques..... 263
ANNEXE 2 : Le diagramme Q-Ab-Or-An-H_2O..... 271
ANNEXE 3 : Diagrammes géochimiques utilisés..... 277

ANNEXE 1

ANALYSES CHIMIQUES

Résultats exprimés en pourcentages pondéraux d'oxyde pour les différents éléments majeurs et en ppm pour les éléments-traces.

N.B. Le FeO n'est pas dosé, tout le fer est alors sous forme de Fe_2O_3 = Fe_2O_3 total

NUMEROS

COL (collecteur)
- D.G. : D.GASQUET
- les autres échantillons prélevés par nos soins doivent tous être précédés par "JLV".

LAB (laboratoire)
- Echantillons "A" : année 1979
- Echantillons "B" : année 1980

COORDONNEES LAMBERT III Zone Sud.

GROUPE DU TEPEY-SAMBUIS

NUMERO		COORDONNEES			ANALYSE GEOCHIMIQUE											
COL	LAB	X	Y	Z	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	TOTAL
SCHISTES VERTS S.L.																
20	A460	902.36	337.80	1575	65.39	15.65	5.34	0.13	3.26	0.22	5.68	1.37	0.66	0.12	2.34	100.16
30	A449	901.44	335.31	1790	57.12	17.45	7.78	0.12	4.37	2.18	6.64	0.89	0.94	0.15	2.99	100.63
31c	A444	900.76	334.70	1840	66.54	17.25	5.95	0.06	2.31	0.20	1.82	4.19	0.81	0.15	0.44	99.72
37a	A445	902.64	336.72	1560	58.17	17.90	4.55	0.13	2.91	3.60	3.23	3.43	0.75	0.15	4.85	99.67
48	A465	902.66	336.86	1600	58.20	18.11	6.99	0.07	3.11	1.04	4.81	3.38	0.98	0.17	2.48	99.34
56	B582	901.48	337.27	2085	62.25	16.98	6.50	0.10	3.41	1.17	6.47	0.73	0.75	0.09	2.23	100.77
PRASINITES EPIDOTIQUES																
1	A440	900.52	334.21	2005	55.13	18.89	5.46	0.05	5.34	5.66	2.13	1.80	0.44	0.11	4.79	99.80
237	B275	900.30	334.91	2090	63.49	16.92	3.68	0.06	2.91	6.74	4.53	0.75	0.34	0.10	1.28	100.79

NUMERO		COORDONNEES			ANALYSE GEOCHIMIQUE											
COL	LAB	X	Y	Z	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	TOTAL
SCHISTES NOIRS COMPACTS																
57	B583	901.52	337.28	2070	63.25	15.63	6.07	0.07	3.71	0.81	2.45	3.91	0.86	0.18	2.45	99.39
99	B585	899.65	334.20	2400	61.26	17.09	7.13	0.07	2.38	1.87	4.58	2.15	0.80	0.39	2.12	99.91
228	B586	900.01	334.96	2105	52.38	15.40	10.47	0.23	5.83	7.33	4.43	0.97	1.80	0.24	1.28	100.55
238	B588	900.65	334.81	1960	51.19	13.91	11.97	0.21	7.32	8.43	3.76	0.33	1.73	0.22	1.41	100.65
DG3	A458	901.96	336.96	1830	59.14	18.60	7.39	0.25	3.41	0.36	3.27	3.22	0.94	0.13	2.91	99.62
SCHISTES NOIRS ARDOISIERS																
59	B584	901.72	337.34	2040	58.72	16.48	7.20	0.09	4.52	1.06	4.59	2.29	0.87	0.15	3.22	99.18
GRES ET MATRICE GRESEUSE DU CONGLOMERAT DE LA SAMBUIS																
DG4	B590	901.77	336.92	1890	68.89	14.17	3.62	0.09	2.58	1.00	4.65	2.18	0.53	0.12	1.68	99.58
58	B257	901.69	337.34	2060	69.53	14.35	3.76	0.07	2.63	0.58	3.95	2.61	0.45	0.11	1.84	99.88
GNEISS AMPHIBOLIQUES																
38	B581	902.64	336.74	1570	58.73	17.68	5.58	0.02	3.13	2.03	6.09	2.57	0.87	0.20	2.74	99.64
232	B587	900.15	336.04	2170	69.33	14.33	4.23	0.06	1.53	1.20	5.90	0.53	0.47	0.09	1.19	98.92

NUMERO		COORDONNEES			ANALYSE GEOCHIMIQUE											
COL	LAB	X	Y	Z	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	TOTAL
PASSEE TRES AMPHIBOLIQUE INTERSTRATIFIEE																
32b	A464	900.97	334.44	1710	48.71	16.32	8.38	0.12	8.96	8.72	3.22	1.36	0.81	0.11	3.53	100.24
GALETS GRANITIQUES DU CONGLOMERAT DE LA SAMBUIS																
58a	B258	901.69	337.34	2060	73.69	14.88	0.96	0.02	0.70	0.58	4.72	4.15	0.10	0.06	0.93	100.79
DG7A	B592	901.63	336.85	1970	70.11	16.31	1.57	0.02	1.39	0.96	5.15	2.47	0.26	0.07	1.33	100.66
DG7B	B593	901.63	336.85	1970	73.23	15.56	1.37	0.02	0.71	1.18	5.62	1.84	0.15	0.09	0.91	100.71

COMPLEXE DE L'ARGENTIERE-PUY GRIS

NUMERO		COORDONNEES			ANALYSE GEOCHIMIQUE											
COL	LAB	X	Y	Z	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	TOTAL
SERIE AMPHIBOLIQUE DU LAC DE LA CROIX																
2	A451	899.44	335.25	2220	57.68	18.01	7.11	0.12	3.24	6.50	4.48	1.11	0.95	0.21	1.12	100.53
5	A450	899.64	335.42	2340	52.87	15.75	10.22	0.17	6.76	6.30	3.04	1.85	1.36	0.18	1.97	100.47
25	A462	899.62	337.74	2015	50.63	20.06	7.19	0.13	6.31	2.81	6.15	1.60	1.22	0.35	3.80	100.25
26	A443	899.32	337.65	2100	61.46	17.48	5.87	0.12	2.81	3.51	5.06	1.17	0.93	0.22	1.37	100.00
27	A463	899.19	337.63	2145	56.74	18.29	6.58	0.07	4.47	4.86	4.08	1.82	0.93	0.21	2.05	100.10
28	A448	898.86	337.64	2240	61.59	17.98	5.79	0.11	2.44	4.31	3.54	1.95	0.67	0.28	1.33	99.99
111	B269	899.52	334.86	2220	59.03	16.63	7.05	0.12	4.09	5.23	4.15	1.27	0.87	0.20	1.43	100.07
255	B310	898.03	332.37	2070	50.39	18.77	8.22	0.12	5.74	7.68	4.15	1.22	1.45	0.55	1.58	99.87
AMPHIBOLITE A TACHES BLANCHES																
105	B304	898.39	333.43	2420	48.87	13.25	13.33	0.23	6.95	10.10	2.76	1.33	1.66	0.17	0.99	99.64

NUMERO		COORDONNEES			ANALYSE GEOCHIMIQUE											
COL	LAB	X	Y	Z	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	TOTAL
SERIE AMPHIBOLIQUE DU GROS TREU																
34	A441	893.90	325.83	1970	53.90	18.24	7.80	0.16	4.36	5.67	4.68	2.04	1.08	0.28	1.61	99.82
44	A447	894.04	326.37	2115	60.79	17.19	6.54	0.13	2.75	4.69	3.85	1.75	0.87	0.20	1.53	100.29
181	B308	894.76	327.60	2265	48.89	18.56	10.26	0.14	5.87	7.55	3.43	2.40	1.65	0.21	1.86	100.81
Echantillon "composite au hasard"																
294	B278	895.50	329.49	1550	58.51	17.13	6.53	0.12	3.42	4.98	4.16	1.70	0.84	0.24	1.76	99.40
SERIE GNEISSIQUE DU PINIOLLET																
21	A442	900.33	338.34	1860	66.80	16.00	5.08	0.06	2.32	2.21	4.14	1.57	0.82	0.16	1.42	100.58
94	B303	899.34	334.31	2480	66.68	16.55	3.98	0.07	1.84	2.83	4.85	1.62	0.59	0.16	1.44	100.62
SERIE GNEISSIQUE DE GRAND'MAISON (Echantillon occidental à muscovite)																
180	B307	895.00	327.73	2230	67.34	15.19	4.64	0.07	1.57	1.05	2.82	4.06	0.63	0.16	2.36	99.89
AMPHIBOLITE INTERSTRATIFIEE A GRENAT DU PINIOLLET																
23	A461	900.26	338.45	1930	48.87	14.21	13.54	0.25	8.10	8.18	3.75	0.37	1.72	0.20	1.25	100.44

SERIE DU RISSIOU-ROCHER BLANC

NUMERO		COORDONNEES			ANALYSE GEOCHIMIQUE											
COL	LAB	X	Y	Z	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	TOTAL
10	A446	893.15	325.08	1840	57.67	16.83	5.49	0.13	4.77	1.46	5.82	1.28	0.58	0.09	6.26	100.38
69	B219	894.31	329.06	1430	74.22	13.63	3.25	0.05	1.12	0.62	2.48	3.12	0.54	0.11	1.53	100.66
144	B271	894.65	331.60	2370	65.25	16.82	5.69	0.06	2.35	0.70	2.25	4.35	0.76	0.16	2.31	100.6[illegible]
156	B272	894.78	329.37	1500	66.93	16.32	4.98	0.10	1.96	1.54	3.12	2.71	0.72	0.20	1.96	100.53
259	B311	892.47	324.43	1670	67.09	15.23	4.50	0.07	1.72	0.96	2.75	4.12	0.64	0.17	2.33	99.59
281	B589	895.24	329.45	1500	66.94	15.43	4.83	0.07	1.80	1.32	3.05	3.64	0.61	0.15	1.41	99.31

SERIE DU RIVIER

NUMERO		COORDONNEES			ANALYSE GEOCHIMIQUE											
COL	LAB	X	Y	Z	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	TOTAL
PASSEE COMPACTE, QUARTZEUSE																
149	B264	891.63	330.05	1275	78.42	10.67	2.70	0.05	1.04	1.40	2.43	1.95	0.50	0.11	1.78	101.04
SCHISTES A TOURMALINE																
150	B265	891.63	330.05	1275	60.29	18.92	6.33	0.06	2.65	0.71	2.34	3.86	0.87	0.16	3.22	99.41

SCHISTES VERTS DU COL DU SABOT

NUMERO		COORDONNEES			ANALYSE GEOCHIMIQUE											
COL	LAB	X	Y	Z	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	TOTAL
288	B312	897.23	329.54	1580	53.33	18.46	5.10	0.08	4.62	5.10	4.36	2.98	0.30	0.08	6.38	100.80

COMPLEXE DE SAINT COLOMBAN

NUMERO		COORDONNEES			ANALYSE GEOCHIMIQUE											
COL.	LAB.	X	Y	Z	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	TOTAL
GRANITOIDE A AMPHIBOLE																
126	B305	903.80	338.30	1280	55.71	14.23	6.45	0.12	8.09	4.93	3.09	4.90	0.70	0.63	1.50	100.34
GRANITOIDE A BIOTITE-CHLORITE																
153	B306	903.89	338.31	1210	57.51	16.54	5.23	0.09	3.53	2.81	3.32	6.13	0.78	0.65	3.21	99.80
298	B591	903.91	338.38	1195	58.35	15.83	5.13	0.06	3.68	2.29	3.54	5.75	0.75	0.60	3.70	99.74
GRANITE BLANC PORPHYROIDE																
299	B594	903.91	338.38	1195	63.95	15.39	3.58	0.08	2.62	1.91	4.06	5.10	0.51	0.34	2.29	99.91

FILONS BASIQUES

NUMERO		COORDONNEES			ANALYSE GEOCHIMIQUE											
COL	LAB	X	Y	Z	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	TOTAL
INTRUSIFS DANS LE COMPLEXE DE L'ARGENTIERE-PUYGRIS																
à phénocristaux feldspathiques																
81	B259	898.97	334.09	2490	49.04	16.10	8.71	0.14	9.31	10.37	2.65	0.86	1.20	0.15	1.81	100.34
sans phénocristaux feldspathiques																
82	B260	899.21	334.30	2510	48.27	16.52	8.51	0.15	8.41	10.69	2.97	0.96	1.01	0.14	1.46	99.09
Rappel de l'analyse correspondant au faciès d'amphibolite à taches blanches																
105	B304	898.39	333.43	2420	48.87	13.25	13.33	0.23	6.95	10.10	2.76	1.33	1.66	0.17	0.99	99.64
INTRUSIF DANS LE COMPLEXE DE SAINT-COLOMBAN																
129	B261	903.70	338.21	1345	58.53	14.71	5.70	0.10	6.04	4.69	3.95	3.92	0.78	0.73	1.46	100.61
INTRUSIF DANS LA SERIE DU RISSIOU-ROCHER BLANC																
164	B273	895.54	333.59	2660	60.80	14.28	5.71	0.09	5.82	3.92	2.79	5.08	0.82	0.68	0.99	100.99

GRANITE DES SEPT LAUX

NUMERO		COORDONNEES			ANALYSE GEOCHIMIQUE											
COL	LAB	X	Y	Z	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	TOTAL
GRANITE NORMAL A BIOTITE																
14	A459	891.67	324.78	1140	69.96	16.50	1.69	0.02	0.63	0.78	3.81	4.22	0.29	0.18	1.58	99.66
65	B221	894.31	329.06	1430	70.00	15.99	1.90	0.05	0.86	0.89	5.04	3.58	0.25	0.11	1.42	100.10
66	B220	894.31	329.06	1430	70.26	15.99	1.71	0.05	0.69	0.68	4.70	4.01	0.23	0.17	1.35	99.84
135	B270	893.81	332.93	2255	70.26	15.69	1.84	0.03	0.99	1.58	4.39	4.67	0.31	0.14	0.63	100.54
145	B263	894.79	331.83	2325	74.18	14.82	0.74	0.02	0.29	0.44	3.94	4.50	0.04	0.16	0.71	99.83
172	B266	893.39	335.32	1920	70.34	16.17	1.66	0.03	0.55	2.16	4.85	3.24	0.22	0.11	0.46	99.79
268	B217	893.89	329.19	1395	70.59	16.48	1.84	0.02	0.79	2.23	4.72	2.91	0.29	0.09	0.62	100.58
270	B215	893.91	329.15	1395	74.91	14.77	0.69	0.03	0.21	0.71	3.90	4.43	0.02	0.15	0.72	100.54
GRANITE PORPHYROIDE (enclave mal digérée de la cascade des Sept Laux)																
71	B218	892.88	330.01	1290	65.10	15.59	3.83	0.07	3.48	2.66	3.70	3.53	0.53	0.34	1.59	100.42
274	B277	892.70	330.03	1280	69.86	16.15	1.83	0.04	1.20	1.93	4.44	3.16	0.24	0.19	0.87	99.90
ENCLAVE SURMICACEE																
273	B276	892.70	330.03	1280	59.13	15.42	6.95	0.14	5.39	5.12	1.21	3.72	0.96	0.48	1.77	100.29

COMPLEXE FILONIEN LIE AU GRANITE DES SEPT LAUX

NUMERO		COORDONNEES			ANALYSE GEOCHIMIQUE											
COL	LAB	X	Y	Z	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	TOTAL
FILONS HOLOLEUCOCRATES																
165	B274	895.54	333.59	2660	74.13	15.06	0.85	0.04	0.17	0.74	4.58	4.34	0.06	0.14	0.69	100.79
269	B216	893.89	329.19	1395	72.89	15.35	0.70	0.02	0.16	1.00	4.36	5.08	0.09	0.09	0.52	100.26
FILON HOLOLEUCOCRATE INTRUSIF DANS LE COMPLEXE DE SAINT-COLOMBAN																
133	B262	903.58	338.00	1365	74.79	14.16	0.62	0.01	0.22	0.36	4.61	4.98	0.07	0.03	0.43	100.27
AMAS FILONIEN DE GRANITE PLAGIOCLASIQUE A BIOTITE (Rieu Claret)																
254	B309	897.26	332.38	2175	69.39	17.36	1.65	0.02	0.78	3.12	5.50	1.42	0.24	0.08	0.73	100.29
APLITE A FELDSPATH NOIR																
68A	B653	894.31	329.06	1430	73.62	15.21	0.54	0.03	0.38	0.50	4.63	4.59	0.05	0.23	0.54	100.36
272	B214	893.91	329.15	1395	74.45	15.36	0.52	0.02	0.18	0.78	3.51	5.27	0.04	0.14	0.50	100.77
PEGMATITE A FELDSPATH NOIR																
63	B222	894.31	329.06	1430	70.97	16.84	1.08	0.28	0.17	0.37	3.23	6.43	0.04	0.31	0.81	100.53
68B	B654	894.31	329.06	1430	71.39	16.51	0.93	0.19	0.39	0.34	3.35	6.58	0.05	0.26	0.70	100.85

ELEMENTS-TRACES

NUMERO		TRACES (ppm)			
COL	LAB	Cr	Ni	Co	V
JLV 1	A 440	193	128	31	111
JLV 2	A 451	56	23	17	127
JLV 10	A 446	153	112	24	134
JLV 14	A 459	147	76	15	14
JLV 20	A 460	131	100	19	121
JLV 21	A 442	138	65	11	141
JLV 23	A 461	202	83	36	385
JLV 25	A 462	104	57	16	137
JLV 27	A 463	101	61	19	125
JLV 31c	A 444	124	68	24	188
JLV 32b	A 464	396	160	37	201
JLV 37a	A 445	52	39	18	140
JLV 48	A 465	98	53	21	187
DG 3	A 458	172	88	12	143

ANNEXE 2

LE DIAGRAMME Q-Ab-Or-An-H_2O

BIBLIOGRAPHIE

HAMET J., 1975. *Thèse Paris VII.*

JAMES R.S. *et al.*,1969. *Contr.Mineral.and.Petrol.*, 21,111-141.

TUTTLE O.F. *et al.*, 1958. Trad.J.PETERLONG O. *Trav.dep.géol. Miner.fac.Sc. de Clermont-Ferrand*,1965, n°14.

WINKLER H.G.F., 1967. *Petrogenesis of metamorphic rocks*.Rev. Sec. Ed.

WINKLER H.G.F., 1976. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Fourth Ed.

WINKLER H.G.F. *et al.*,1975. *N.Jb.Miner.Mh.*,6,245-268.

WINKLER H.G.F. *et al.*, 1978.*N.Jb.Miner.Mh.*,10, 463-480.

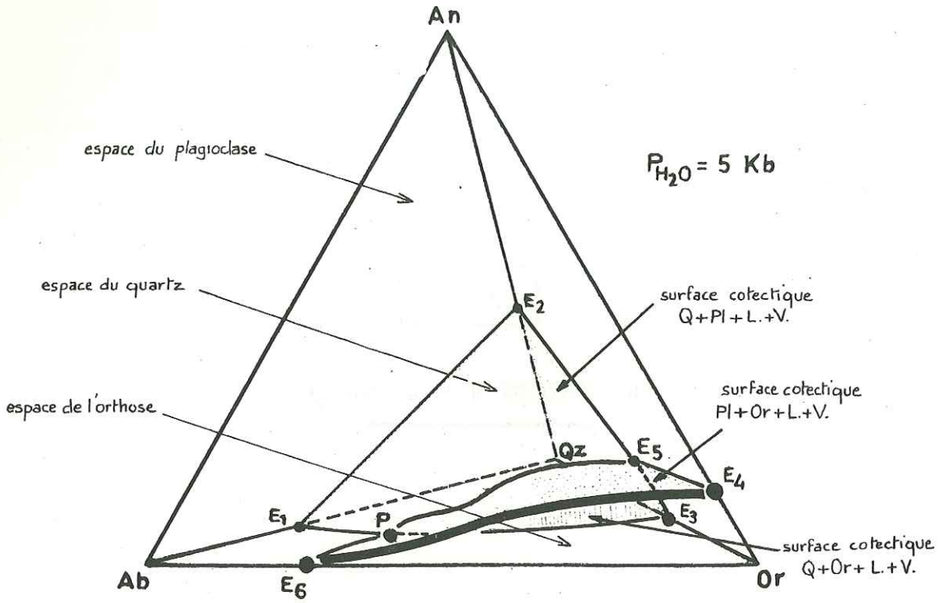


Figure D : Tétraèdre Q-Ab-Or-An à P H_2O=5 kb (H.G.F. WINKLER, 1976)

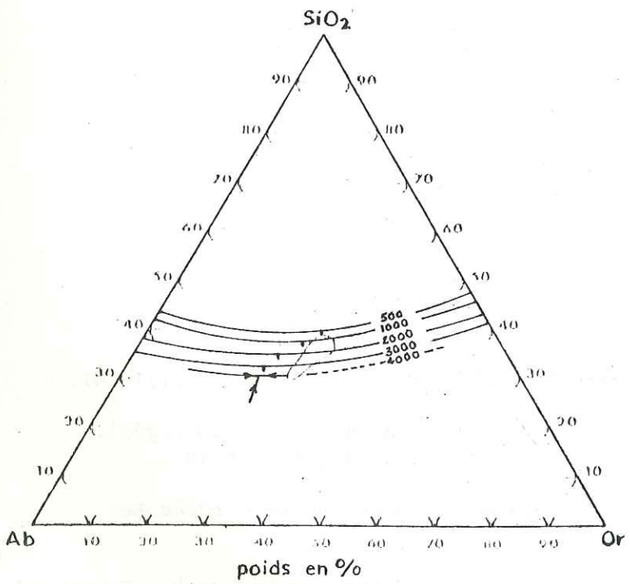


Figure A : Influence de P H_2O sur le minimum cotectique du système Q-Ab-Or-H_2O (O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN, 1958)

Figure B : Data for minima or eutectics in the system Qz-Ab-Or-H_2O at various pressures.

P_{H_2O}	Q	:	Ab	:	Or	T, °C
500	39	:	30	:	31	770
1,000	37	:	34	:	29	720
2,000	35	:	40	:	25	670
4,000	31	:	46	:	23	650
5,000	27	:	50	:	23	640
10,000	23	:	56	:	21	615

Figure C : Data valid for 2 kb.

Ab/An ratio	"Minimum melt" temperature, °C	Ratio of "minimum melt" composition Qz	:	Ab	:	Or
∞	670	34	:	40	:	26
7.8	675	40	:	38	:	22
5.2	685	41	:	30	:	29
3.8	695	43	:	21	:	36
2.9	695	44	:	19	:	37
1.8	705	45	:	15	:	40

LE DIAGRAMME Q-Ab-Or-An-H_2O.

I - GENERALITES

En 1958, TUTTLE et BOWEN ne tenaient pas compte de la teneur en anorthite de la roche et leur diagramme se réduisait au triangle Q-Ab-Or (systéme granitique approché). Or cette teneur a une trés grande importance, notamment dans le positionnement du point eutectique dans le cas de fusion partielle de la roche. VON PLATEN (1965) puis WINKLER (1967, 1976, et al. 1975) publieront des résultats expérimentaux sur le systéme Q-Ab-Or-An-H_2O (Von Platen pour PH_2O = 2Kb, Winkler pour 5 et 7Kb). Ces expériences permettent d'étudier les phénomènes soit de fusion partielle, d'un matériel gneissique par exemple, soit de cristallisation fractionnée, notamment d'un matériel granitique.

Ce diagramme Q-Ab-Or-An-H_2O permet de délimiter les champs de stabilité des différentes phases et de montrer les différents équilibres entre cristaux, bain fondu et gaz dans un systéme réduit aux trois composants principaux des roches granitiques : le quartz, le plagioclase et le feldspath alcalin.

Les conventions à adopter pour utiliser ce diagramme sont :

H_2O en excés
PH_2O = Ptotale
PH_2O reste constante
Produits fondus (ou susceptibles de fondre) = qtz+Fk+plg > 80 %.

En fait, dans la plupart des roches granitiques, les résidus cristallisés non fondus (ferro-magnésiens surtout), n'entrant pas dans le diagramme Q-Ab-Or-An, ne dépassent pas quelques %.

Positionnement d'un point :

Il faut connaître la composition modale de la roche ainsi que la composition du plagioclase en albite et anorthite et celle du feldspath alcalin en albite et orthose. Comme, dans la plupart des cas, il est impossible de faire des analyses modales fiables, il est préférable d'utiliser les compositions normatives calculées à partir d'analyses chimiques, en ayant soin d'estimer la quantité de K_2O contenue dans la biotite (WINKLER et al. 1978). Sur Q-Ab-Or, les compositions de ces 3 éléments sont ramenées à 100 et on fait la meme chose sur An-Ab-Or. Les altitudes en An sur Q-Ab-Or et en Q sur An-Ab-Or sont les quantités de ces deux éléments lorsque Q+Ab+An+Or = 100.

II - INFLUENCES

a) De PH_2O.

A la suite des expériences de TUTTLE et BOWEN (1958), suivant la valeur de la pression de vapeur d'eau à laquelle est soumise la roche, le minimun cotectique, c'est à dire le point représentatif des compositions du premier bain dans le cas d'une fusion partielle, change de position sur Q-Ab-Or (figure A). C'est à dire que le point eutectique se déplace en s'éloignant du côté Q-Or lorsque la pression augmente (se rapproche du pôle Ab). La température

---

Ce point, en fait, est un minimum thermique cotectique pour PH_2O 3.6Kb (TUTTLE et BOWEN, 1958), 2.2 Kb (MORSE, 1970), 3Kb (SECK, 1971 et WINKLER, 1976) avec éxistence d'une solution solide entre les éléments Na et K du feldspath unique. Pour des PH_2O supérieures, il s'agit d'un eutectique ternaire, équilibre qui demande, dans Q-Ab-Or, la coexistence des 5 phases : Alb.+Ort.+Qtz+liquide + vapeur.

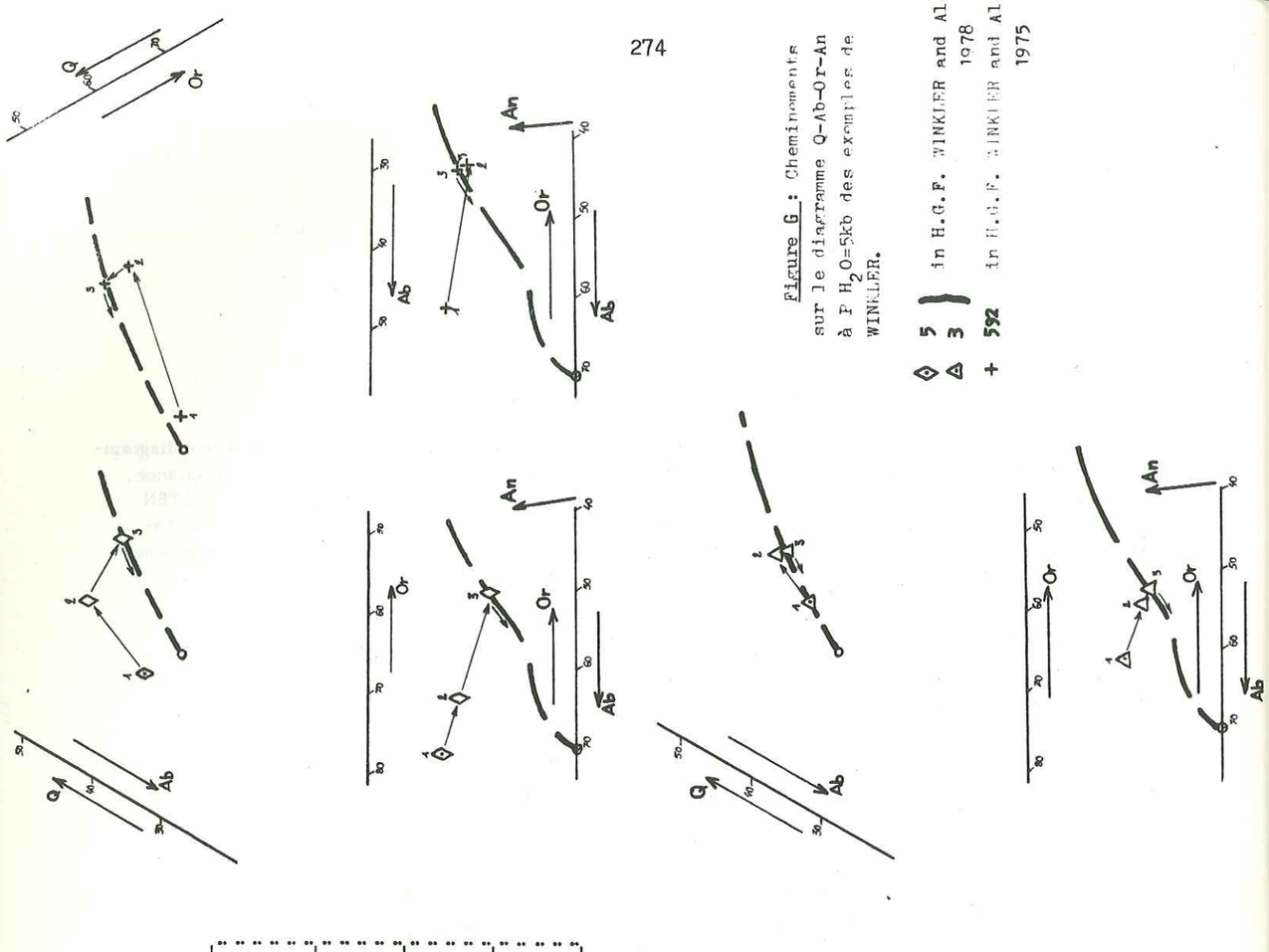
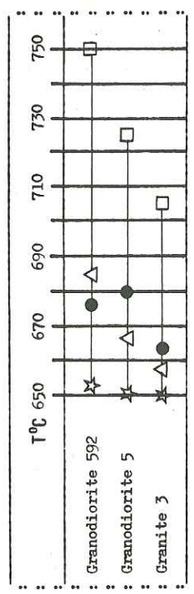


Figure G : Cheminements sur le diagramme Q-Ab-Or-An à P H_2O=5Kb des exemples de WINKLER.

◇ 5 } in H.G.F. WINKLER and Al. 1978
△ 3
+ 592 in H.G.F. WINKLER and Al. 1975

N° roche et figure	Provenance	Q	Ab	Or	An	Plag.	Quantité de plag. cristall. avant le début de la crist. du quartz
592	granodiorite du "Granite du Salem" (SW africain) (WINKLER et al, 1975)	23,7	40,3	22	14	An 27	?
5	granodiorite archéenne (Nuk-gneiss, Groenland) (WINKLER et al, 1978)	28	43,5	14	14,5	An 26	24 %
3	granite intrusif (Bergell, Suisse) (WINKLER et al, 1978)	28	39	23	10	An 24	16 %

Figure E : caractéristiques des "exemples de WINKLER"



● Début cristallisation du quartz
△ Début cristallisation du feldspath potassique
□ Début cristallisation du plagioclase
☆ Fin de la cristallisation

Figure F : évolution de la cristallisation des "exemples de WINKLER" à P. H_2O = 5 Kb, données expérimentales.

de ce minimum thermique baisse au fur et à mesure que PH_2O augmente (figure B).

b) Du rapport Ab/An.

VON PLATEN (1965) exprime la teneur en anorthite avec le rapport Ab/An, ce qui peut également donner une idée du plagioclase existant dans la roche. Si ce rapport diminue (si la teneur en An augmente), le point eutectique se déplace vers le côté Q-Or (s'éloigne du pôle Ab) et corrélativement la température, en ce point, augmente (figure C). Cependant, il semble que ce fait ne soit important que dans le cas d'une fusion partielle (composition et température auxquelles apparaît le premier bain fondu). Dans le cas d'une cristallisation fractionnée, la composition du liquide change au fur et à mesure de cette cristallisation et, bien que le dernier bain cristallisé à peu prés à la température de l'eutectique, cet état d'équilibre ou An=O ne sera possible que dans le cas de compositions du magma initial proches de la partie centrale du triangle Q-Ab-Or (WINKLER, 1976).

c) De gaz autres que la vapeur d'eau.

Ce sont notamment HCl, HF ou NH_3. VON PLATEN révèle que la présence d'HCl durant une expérience provoque une diminution du quartz et corrélativement une augmentation de l'orthose dans la composition du point eutectique, tandis que la température baisse quelque peu. Il est tout à fait possible que HCl soit présent dans les terrains métamorphiques issus de sédiments contenant des solutions salées.

III - UTILISATION DU DIAGRAMME

Nous ne considérerons ici que les cas où PH_2O 3 Kb (voir note infrapaginale p.). Dans ce tétraèdre (figure D), trois espaces (ceux du quartz, du plagioclase et de l'orthose) sont séparés les uns des autres par trois surfaces cotectiques. Sur la ligne cotectique ($P-E_5$), il coexiste cinq phases en équilibre : Q + Pl + Or + liquide + vapeur. Au point eutectique, il coexiste les mêmes cinq phases mais à la température la plus basse possible.

Afin de voir le cheminement du point représentatif d'un magma lors de sa cristallisation fractionnée, nous allons étudier trois exemples de WINKLER dont les compositions sont proches de celle du granite des Sept Laux (Figure E). Les expériences en laboratoire (figure F) permettent de prouver la véracité des résultats donnés par le diagramme Q-Ab-Or-An-H_2O, à PH_2O = 5 Kb.

a) Point 592.

Situé sur Q-Ab-Or à une distance de + 10 % en An au dessus de la surface cotectique Pl + Or + L + V et déficitaire en Q sur An-Ab-Or, ce point se trouve dans l'espace du plagioclase loin des surfaces cotectiques. On aura successivement :

- cristallisation de plagioclase à partir de 750°C;
- atteinte de la surface cotectique Pl +Or + L + V à 685° C et le feldspath potassique commence à cristalliser;
- on est alors très proche de la ligne cotectique, le quartz cristallisera avec le plagioclase et le feldspath alcalin seulement à une température de 10° C plus basse;
- fin de la cristallisation à 653°C.

b) Point 5.

Il est situé dans l'espace du plagioclase à + 10 % en An et - 10 % en Q par rapport à la surface cotectique Pl + Q + L + V ;

- comme le point 592, la cristallisation débute avec du plagioclase, à assez haute température (725 - 730°C), et sur Q-Ab-Or, le point 5 chemine à l'opposé du pôle Ab vers la surface cotectique ;
- le quartz commence à cristalliser à environ 680°C. A ce moment, 24 % de plagioclase auront déjà cristallisé;
- la ligne cotectique est atteinte à environ 665°C et la cristallisation finit à 650°C.

c) Point 3.

Son excédent en anorthite est de 5 % et son déficit en quartz est de 6 % pour être sur la surface cotectique Qtz + Pl + L + V. Ce point, moins "haut" dans l'espace du plagioclase que les deux exemples précédents, la cristallisation ne débute qu'à 705°C;

- 16 % de plagioclase vont cristalliser entre 705°C et 663°C, moment où le quartz commence, lui aussi, à apparaître;
- Il faudra une très faible baisse de température pour atteindre la ligne cotectique et pour que le feldspath alcalin cristallisé (environ 655, 660°C);
- la cristallisation finit vers 650°C.

ANNEXE 3

DIAGRAMMES GEOCHIMIQUES UTILISES

Diagramme QF - FB P. 279

Diagramme Al+Fe+Ti/3 -K - Al+Fe+Ti/3 -Na P. 280

Diagramme Al/3 -K - Al/3 -Na P. 281

Diagramme Al+Fe+Ti - Ca+Mg P. 282

Diagramme $R_1 = f(R_2)$ P. 283

Diagramme $Q = f(A)$ P. 284

Diagramme $A_2 = f(A_1)$ P. 285

LEGENDE DU DIAGRAMME

$R_1 = f(R_2)$

- basanite
- basalte alcalin
- tholéiite
- basalte alcalin s.l.
- téphrite
- hawaïte
- mugéarite
- andésite tholéiitique
- andésite
- dacite, rhyodacite
- phonolite
- trachyte
- rhyolite

ultrabasites résiduelles

différenciation basaltique

SUITES VOLCANIQUES TYPIQUES

- S alcaline sous-saturée
- A alcaline
- T tholéiitique
- CA calco-alcaline

LEGENDE DU DIAGRAMME

$A_2 = f(A_1)$

- basanite
- tholéiite
- basalte alcalin s.l.
- téphrite
- hawaïte
- mugéarite
- andésite
- phonolite
- trachyte
- rhyolite
- granite s.s.
- dacite, rhyodacite

ultrabasites résiduelles

SUITES VOLCANIQUES

- S alcaline sous-saturée
- CA calco-alcaline
- A alcaline

fractionnement par fusion partielle dans les formations crustales soumises au métamorphisme

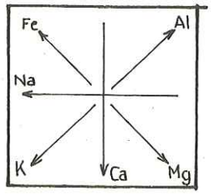
fractionnement par fusion partielle dans le manteau supérieur (MS)

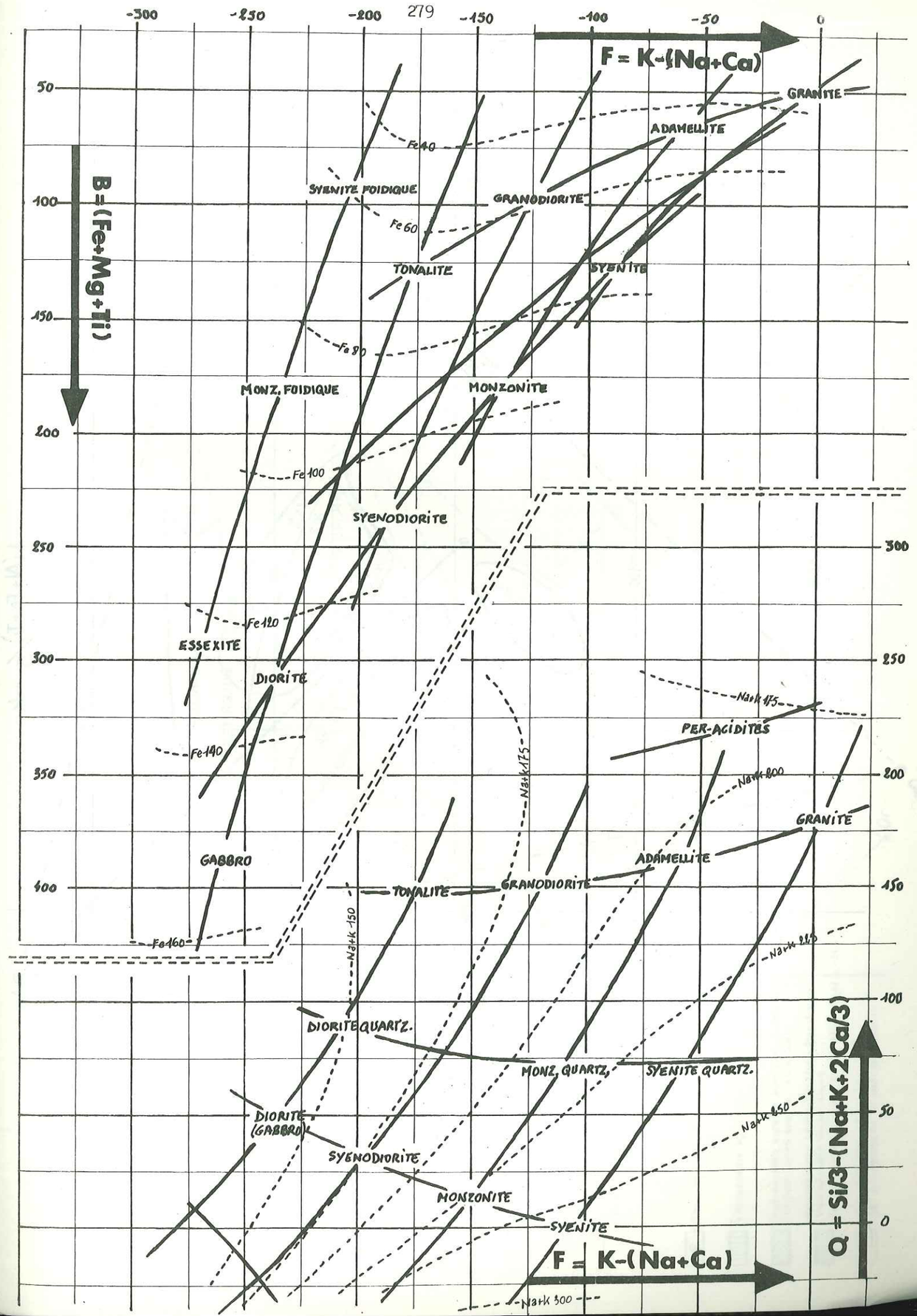
- p péridotites
- e éclogites
- k kinzigites

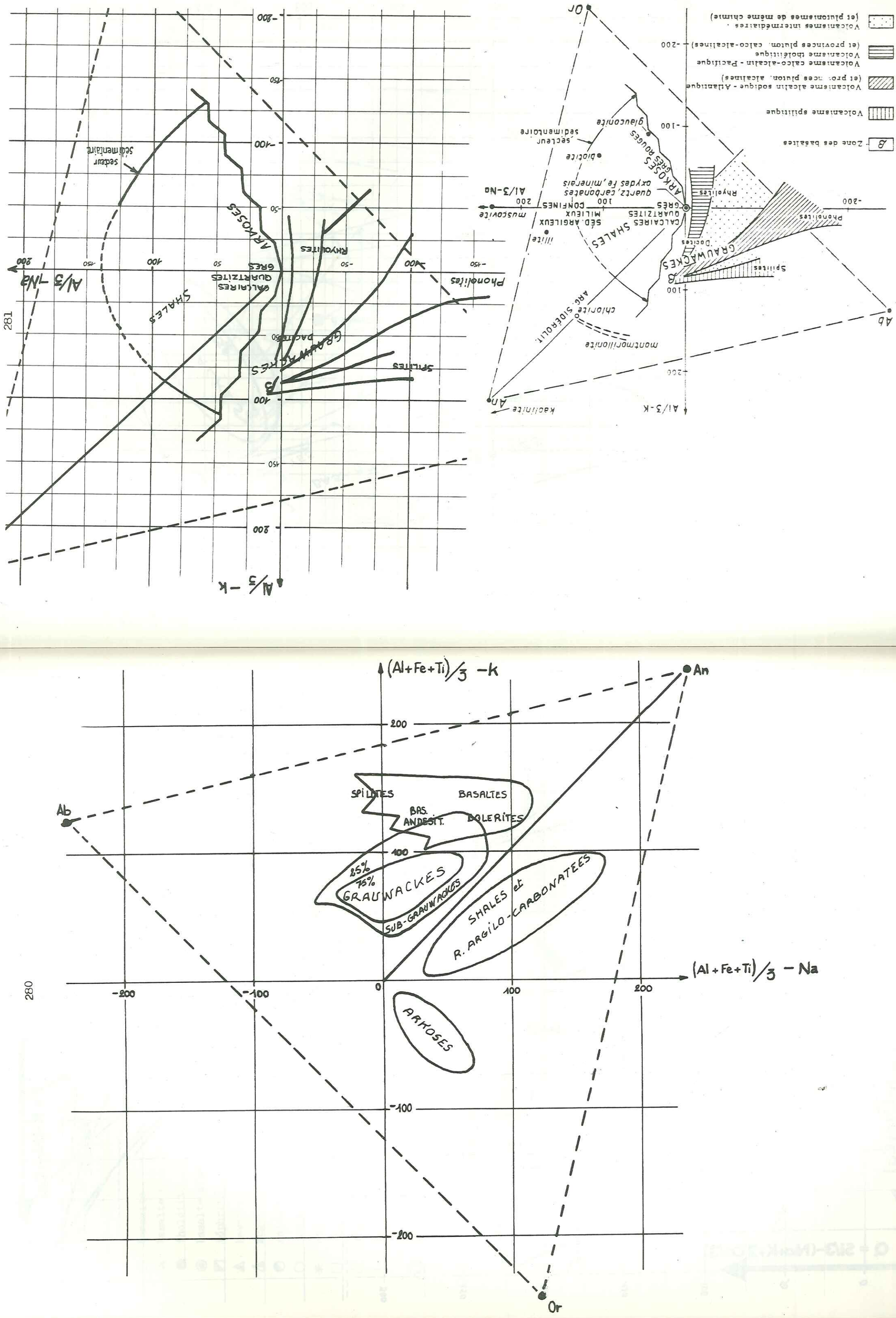
résidus solides de fusion couplés à β, α, γ

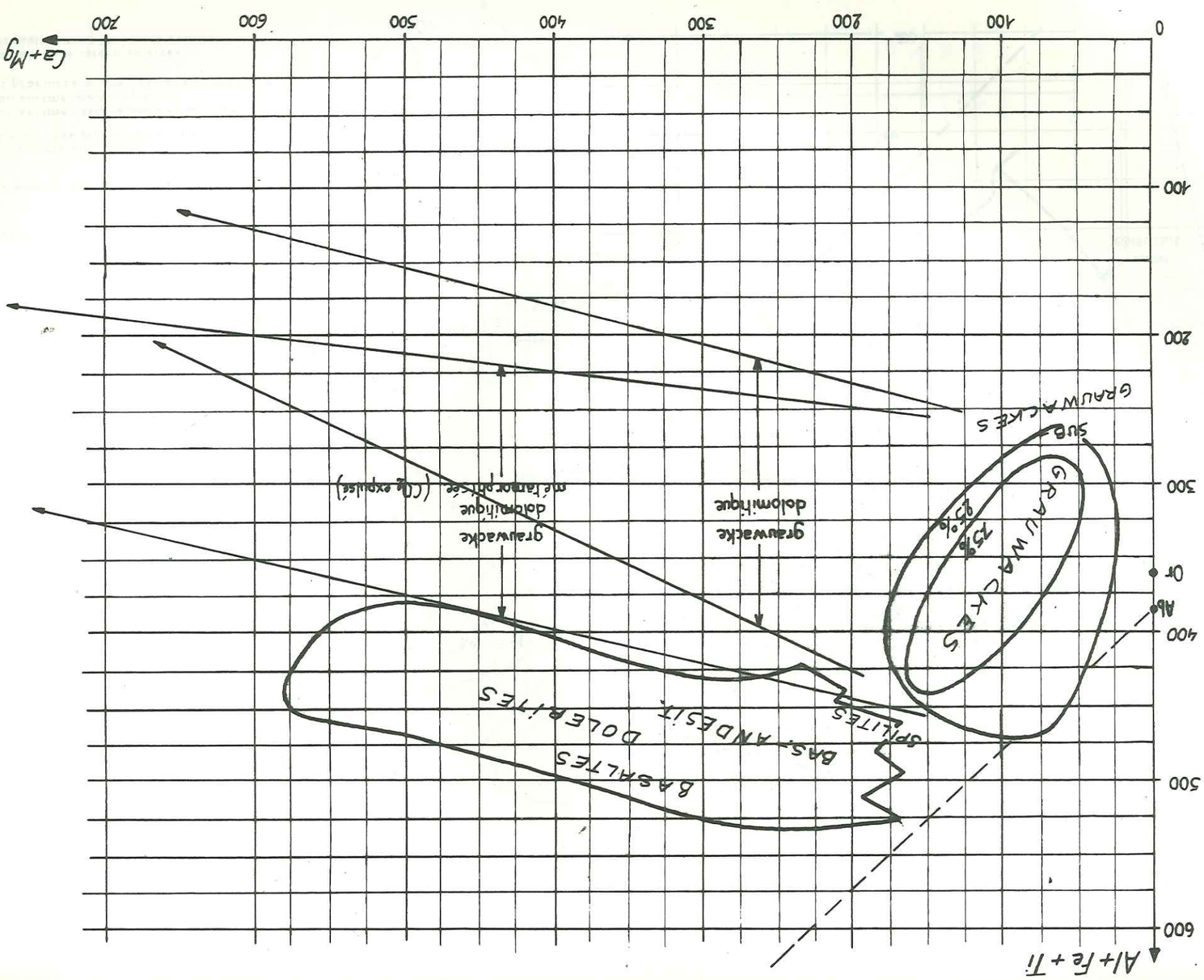
- CC croûte continentale
- CO croûte océanique

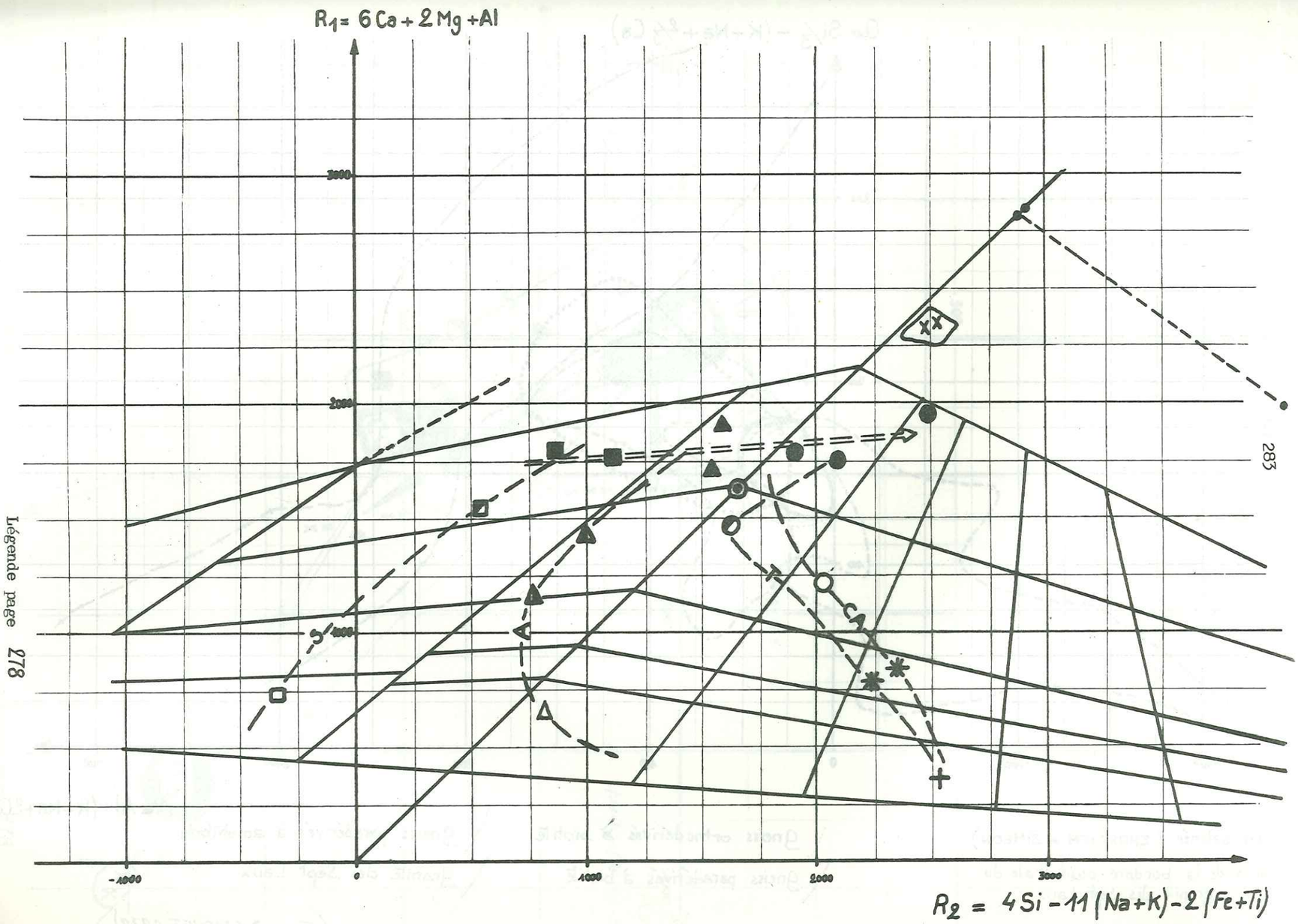
Jeu individuel des éléments

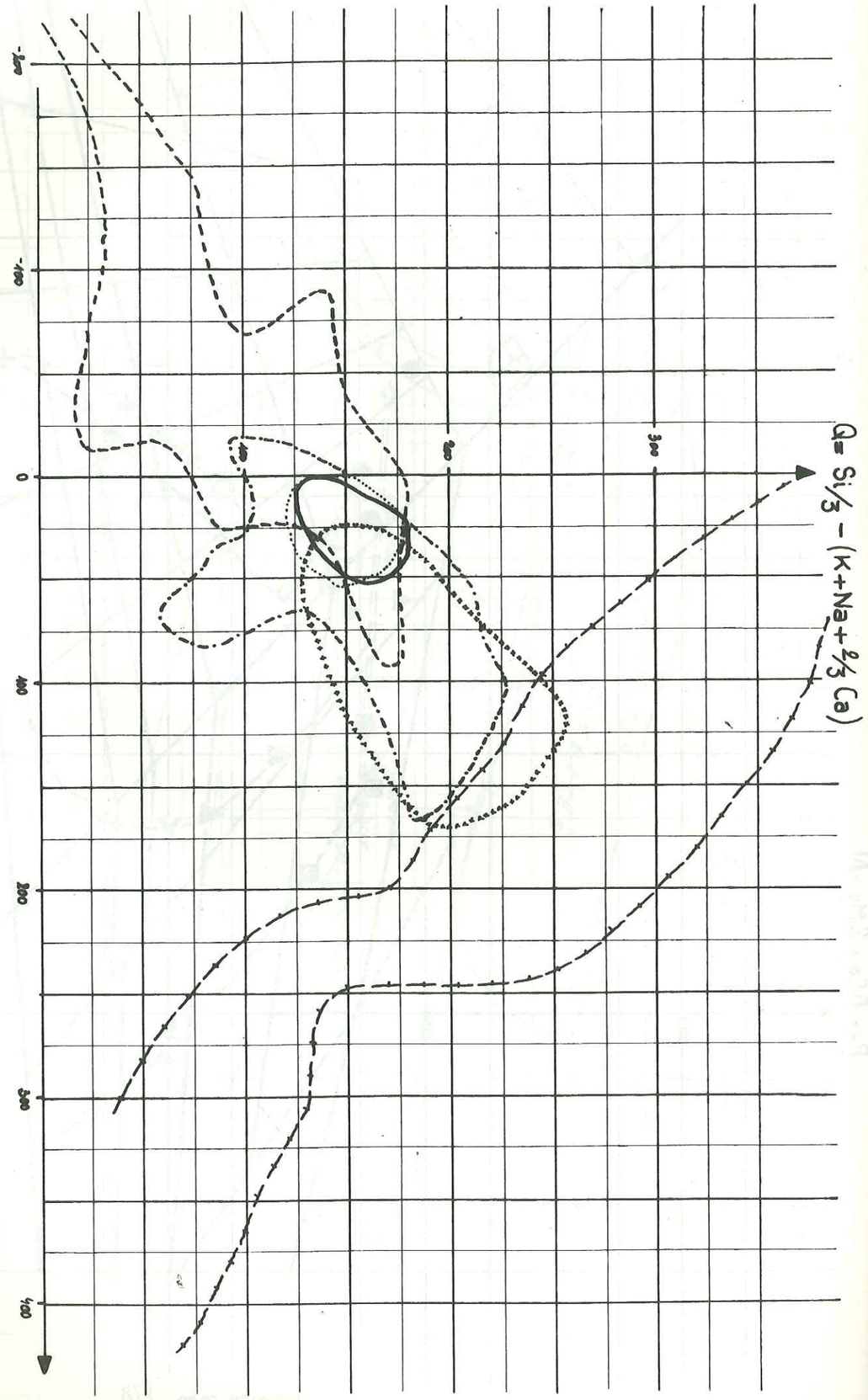




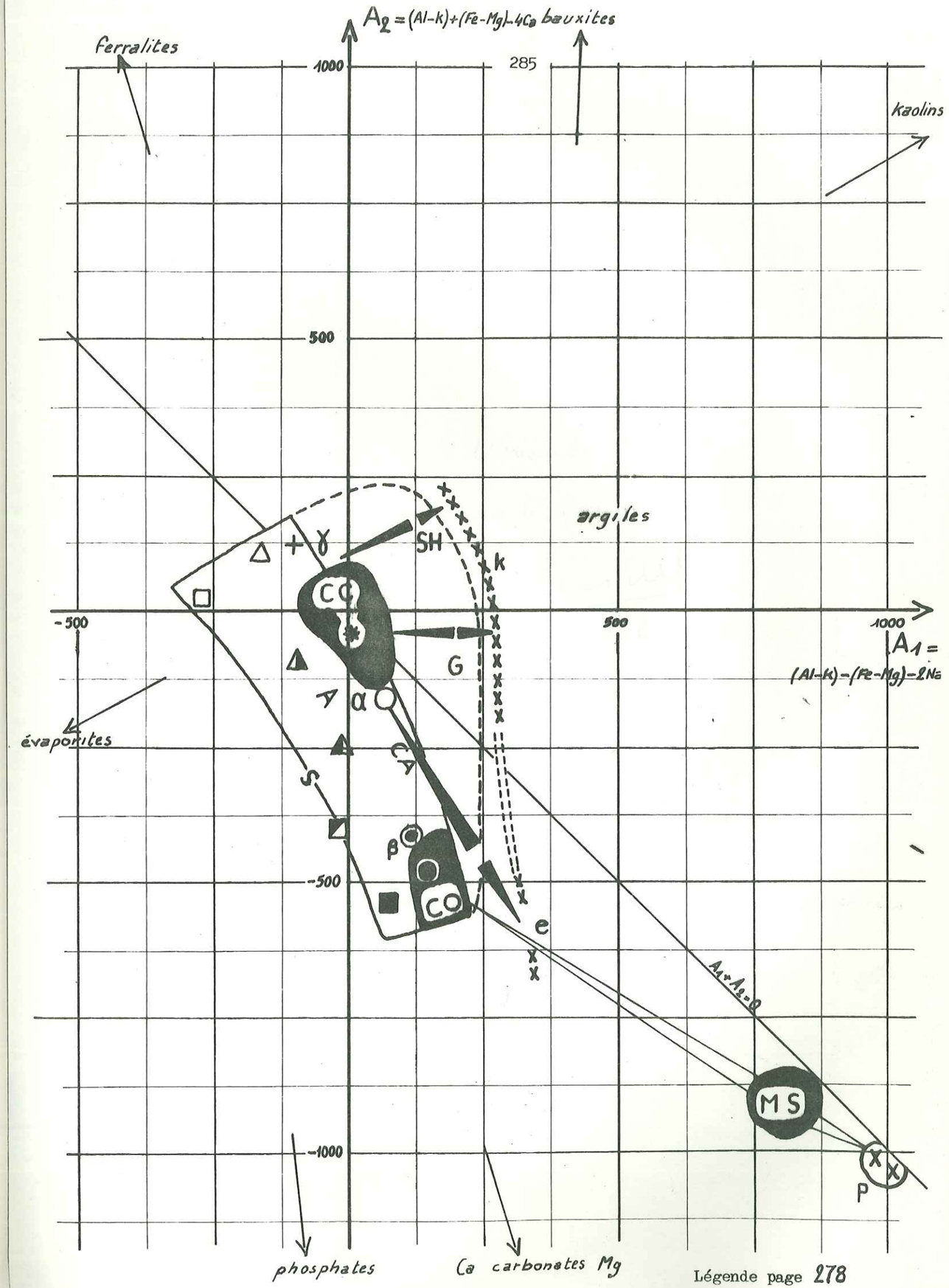

(Al+Fe+Ti)/3 -k
An
Ab
Or
200
100
-100
-200
0
-200
-100
100
200
(Al + Fe+Ti)/3 - Na
SPILITES
BASALTES
BAS. ANDESIT.
DOLERITES
85%
75%
GRAUWACKES
SUB-GRAUWACKES
SHALES et R. ARGILO-CARBONATEES
ARKOSES


Al+Fe+Ti
600
500
400
Ab
Or
300
200
100
0
100
200
300
400
500
600
700
Ca+Mg
BASALTES
BAS-ANDESITE
DOLERITES
SPILITES
GRAUWACKES
75%
25%
GRAUWACKES
SUB-
grauwacke
dolomitique
grauwacke
dolomitique
métamorphisée
(CO2 expulsé)


R1= 6Ca+2Mg+Al
3000
2000
1000
-1000
0
1000
2000
3000
R2 = 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)



(In D. GASQUET, 1979)



Légende page 278

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 6 Novembre 1980.

Le Président de la thèse

R. MICHEL

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 13.11.80

Le Président de l'Université Scientifique et Médicale

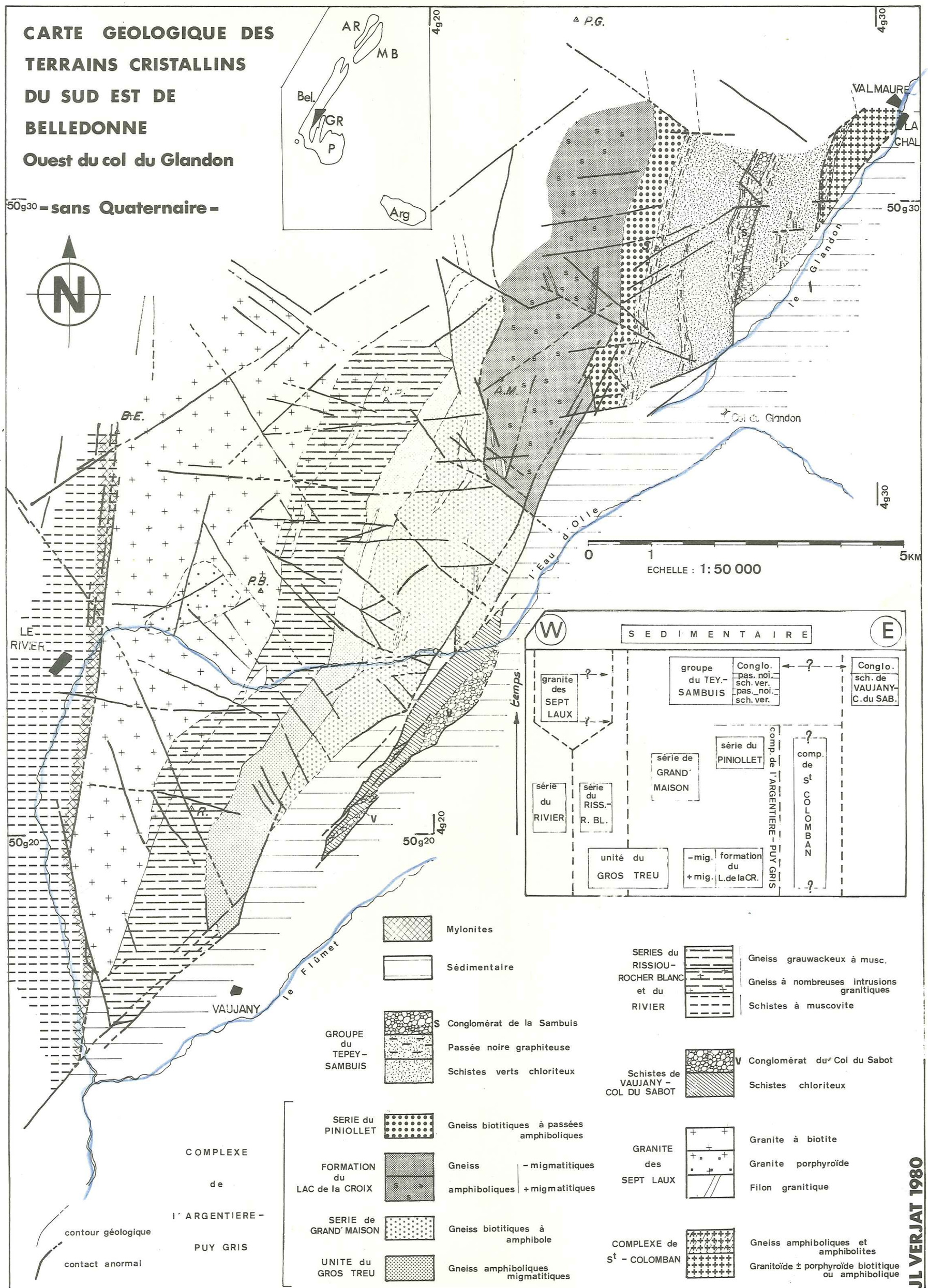
G. CAU

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE - GRENOBLE

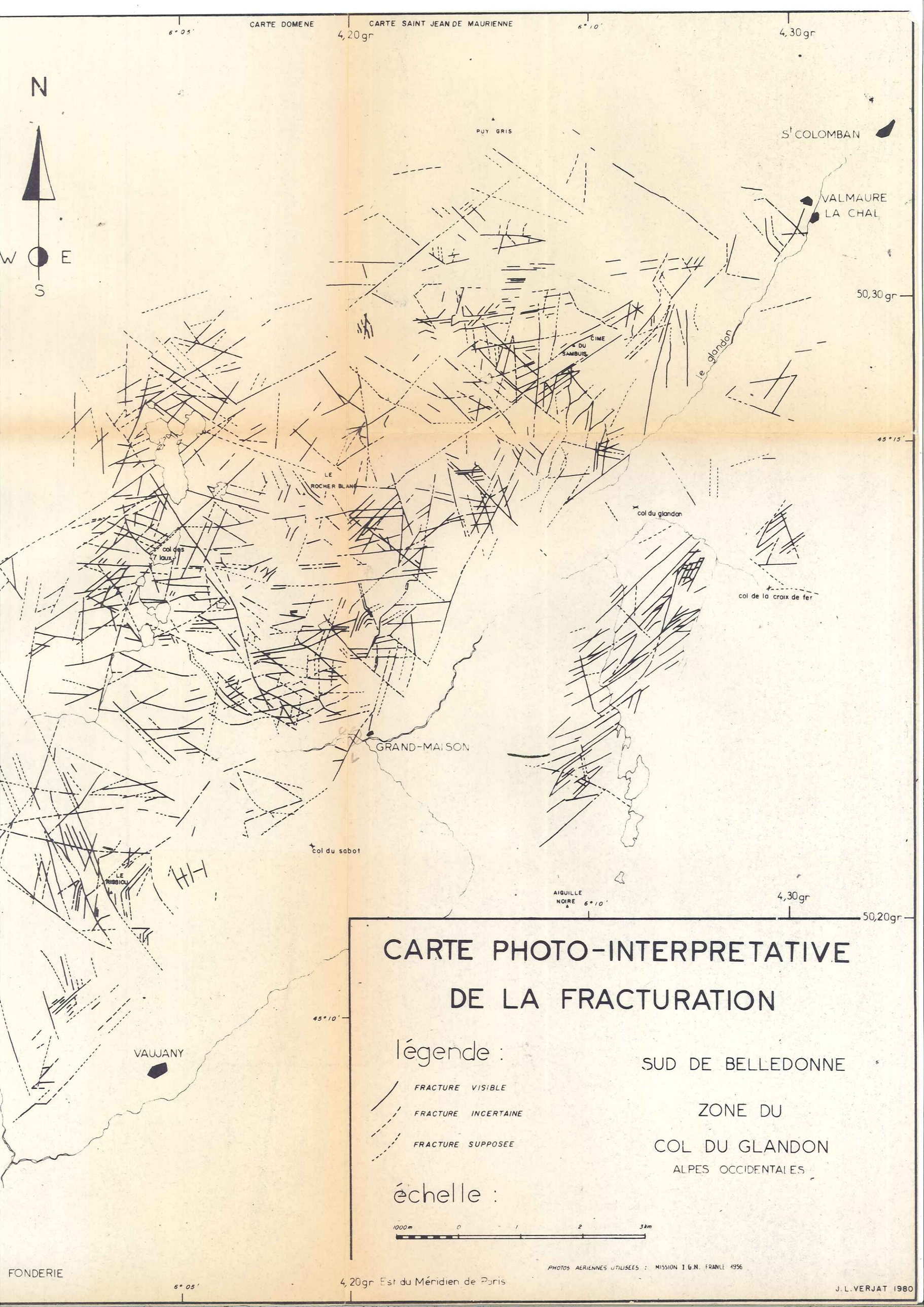
CARTE GEOLOGIQUE DES TERRAINS CRISTALLINS DU SUD EST DE BELLEDONNE

Ouest du col du Glandon

50g30 - sans Quaternaire -



JUL VERJAT 1980



CARTE PHOTO-INTERPRETATIVE DE LA FRACTURATION

légende :

FRACTURE VISIBLE

FRACTURE INCERTAINE

FRACTURE SUPPOSEE

échelle :

1000m 0 1 2 3km

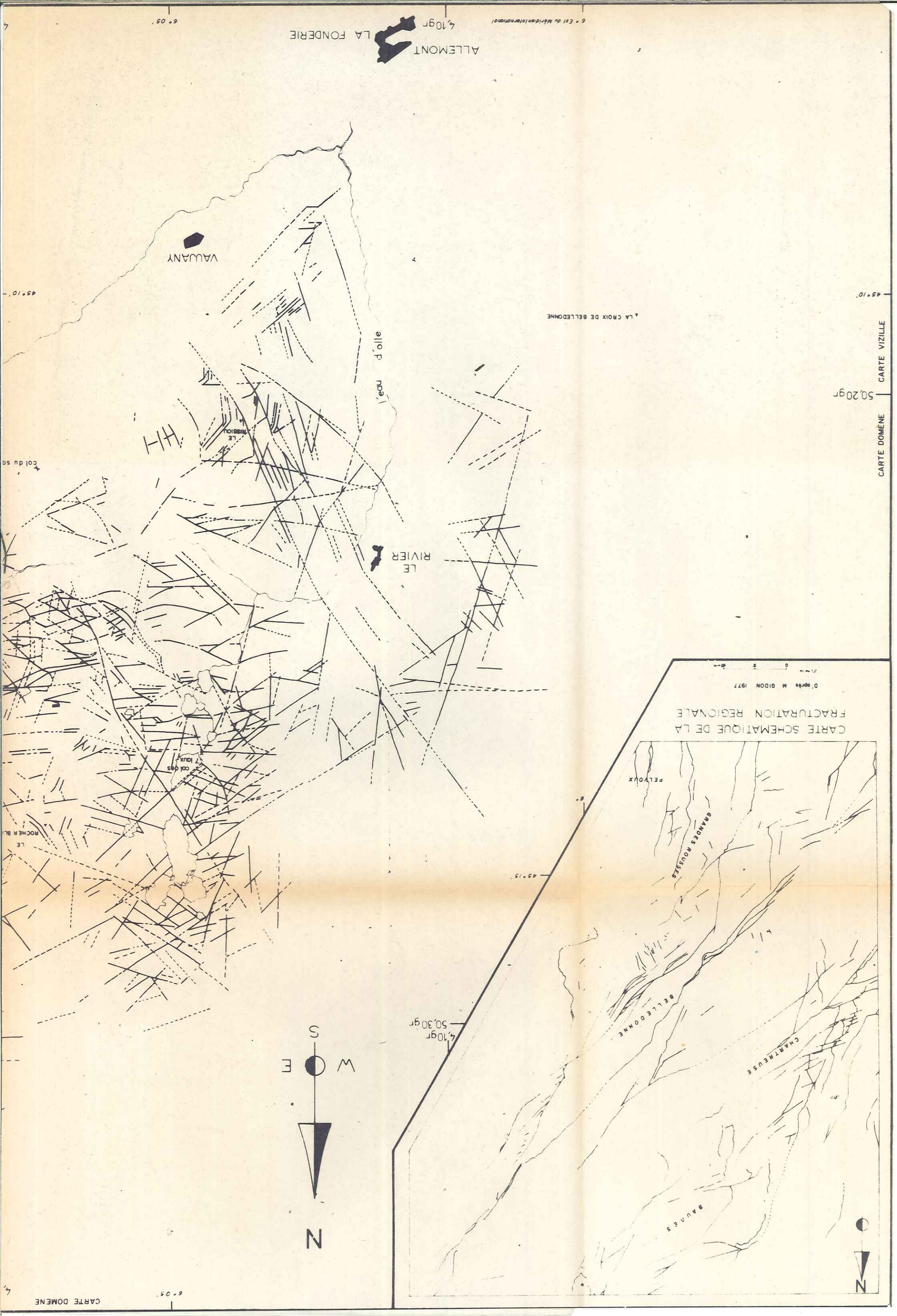
SUD DE BELLEDONNE

ZONE DU

COL DU GLANDON

ALPES OCCIDENTALES

PHOTOS AERIENNES UTILISEES : MISSION I.G.N. FRANCE 1956


CARTE DOMENE
CARTE VIZILLE
ALLEMONT
LA FONDERIE
4,10gr
6° Est du Méridien international
6° 05'
45°10'
45°15'
50,20gr
50,30gr
LA CROIX DE BELLEDONNE
VAUJANY
LE RIVIER
l'eau d'olle
LE MISSIOU
col du sa
LE ROCHER BL
col des IDUX
N
W
E
S
CARTE SCHEMATIQUE DE LA FRACTURATION REGIONALE
D'après M GIDON 1977
BAURES
CHARTREUSE
BELLEDONNE
GRANDES ROUSSES
FELLYOUX