

Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Chatelard traversés par les galeries E.D.F. Arc-Isère- Alpes Françaises.

Dominique Gasquet

▶ **To cite this version:**

Dominique Gasquet. Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Chatelard traversés par les galeries E.D.F. Arc-Isère- Alpes Françaises.. Géochimie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1979. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-00537312⟩

HAL Id: tel-00537312

https://theses.hal.science/tel-00537312v1

Submitted on 18 Nov 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.



HAL Authorization

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE
THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE (3e CYCLE)
GEOLOGIE APPLIQUEE
OPTION PETROLOGIE-METALLOGENIE

ETUDE PETROLOGIQUE, GEOCHIMIQUE ET STRUCTURALE DES TERRAINS CRISTALLINS DE BELLEDONNE ET DU GRAND CHÂTELARD TRAVERSES PAR LES GALERIES E.D.F. ARC-ISERE. *ALPES FRANCAISES*.

par Dominique GASQUET

Soutenue le 27 novembre 1979 devant la commission d'examen :

Président	**R. MICHEL**	U.S.M.G.	Grenoble
Rapporteur	**P. GIRAUD**	U.S.M.G.	Grenoble
Examinateur	**A. AUTRAN**	B.R.G.M.	Orléans
Examinateur	**C. BORDET**	E.D.F.	Paris
Examinateur	**A. PLOQUIN**	C.R.P.G.	Nancy
Examinateur	**G. VIVIER**	C.N.R.S.	Grenoble

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE
THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE (3e CYCLE)
GEOLOGIE APPLIQUEE
OPTION PETROLOGIE-METALLOGENIE

TRAVAUX COMMUNS INSTITUT DOLOMIEU GRENOBLE - C.R.P.G.NANCY

ETUDE PETROLOGIQUE, GEOCHIMIQUE ET STRUCTURALE DES TERRAINS CRISTALLINS DE BELLEDONNE ET DU GRAND CHÂTELARD TRAVERSES PAR LES GALERIES E.D.F. ARC-ISERE. *ALPES FRANCAISES*.

par Dominique GASQUET

Soutenue le 27 novembre 1979 devant la commission d'examen :

Président	**R. MICHEL**	U.S.M.G.	Grenoble
Rapporteur	**P. GIRAUD**	U.S.M.G.	Grenoble
Examinateur	**A. AUTRAN**	B.R.G.M.	Orléans
Examinateur	**C. BORDET**	E.D.F.	Paris
Examinateur	**A. PLOQUIN**	C.R.P.G.	Nancy
Examinateur	**G. VIVIER**	C.N.R.S.	Grenoble

Au moment de terminer cette étude, il m'est agréable de remercier tous ceux qui ont contribué à la réaliser.

Monsieur le Professeur R. MICHEL, qui a accepté de présider le jury.

Monsieur C. BORDET de la Division Géologie Géotechnique d'EDF, qui a bien voulu examiner ce travail, lui qui a tant fait progresser la connaissance des Massifs Cristallins Externes des Alpes. En souvenir de la première traversée sous Belledonne ...

Monsieur A. AUTRAN du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, qui, en tant que spécialiste des massifs cristallins français, m'a fait profiter d'une partie de ses connaissances.

Monsieur le Professeur P. GIRAUD, qui m'a proposé ce sujet de thèse, par lequel j'ai tant appris et qui l'a ensuite dirigé avec chaleur.

Messieurs A. PLOQUIN et G. VIVIER, pour les longues discussions au cours desquelles je me suis initié à la géochimie. Sans eux ce travail n'existerait pas. Ils y ont participé depuis l'échantillonnage jusqu'à la rédaction.

Monsieur Y. GROS du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, qui a guidé l'étude structurale. Malgré ses occupations variées, il a toujours un peu de tendresse pour les Alpes ...

Messieurs P. VIALON et J.P. GRATIER de l'I.R.I.G.M.. Nous avons discuté souvent avec passion pour savoir si la tectonique était alpine ou hercynienne, ils m'ont convaincu ...

Monsieur J.P. MEUNIER des Services EDF de Chambéry qui m'a permis de comparer ses résultats aux miens et de combler quelques lacunes dans la coupe.

Mes remerciements vont également :

Aux Services Techniques d'EDF pour les facilités qu'ils m'ont accordées lors de mes nombreux "séjours" en galerie, et notamment :
- au Cheylas, M. CORDEL,
- à St Jean de Maurienne, M. BALVAY,
- à Allevard, M. LOGEARD,
- à St Etienne de Cuines, MM. LAPEROUSE, LOYET, TROCCARD,
- à Pontamafrey, MM. TEPPAZ, FILLIOLE.

Au personnel scientifique et technique de l'Institut Dolomieu, et particulièrement à G. BUFFET, J. COCHET, R. DOMEYNE, J. GIRAULT, F. KELLER, J.P. REVOL, R. TELMAT.

Enfin merci à mes camarades de troisième cycle pour l'aide précieuse qu'ils m'ont apportée. La galerie Arc-Isère, malgré son climat tropical, n'est pas un lieu de séjour idéal pour des vacances ...

Je dédie ce travail à Agnès qui a joué un rôle considérable pour la réalisation de ce mémoire, et pour son soutien moral.

La vérité, c'est le point d'équilibre
entre deux contradictions

X. MALLET

INTRODUCTION

1. - Aperçu géographique de la région étudiée

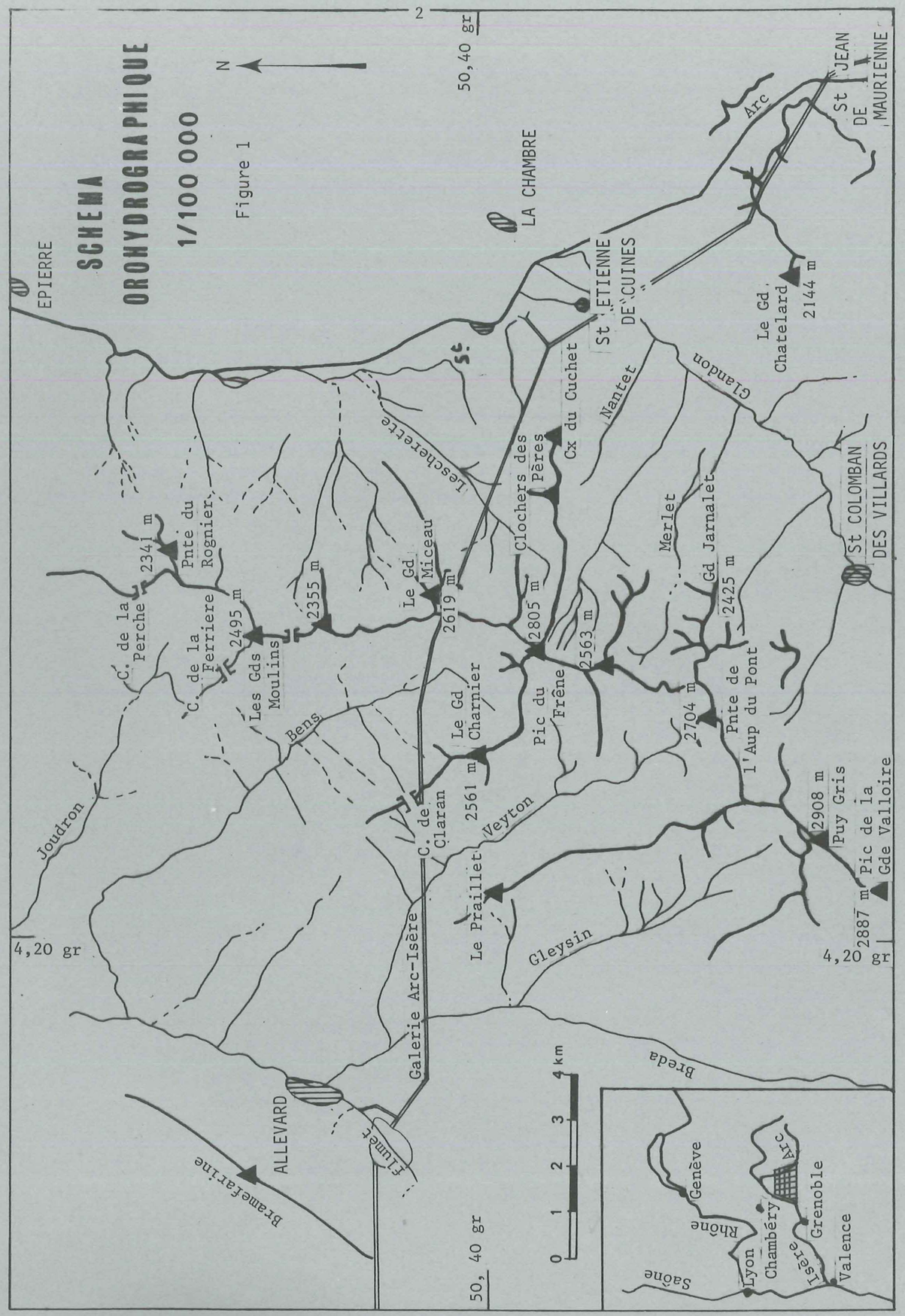
2. - L'aménagement hydroélectrique Arc-Isère

3. - Le cadre géologique

4. - Buts de l'étude

5. - Moyens d'étude

6. - Présentation de la coupe géologique de la galerie Arc-Isère



INTRODUCTION

1. - APERCU GEOGRAPHIQUE DE LA REGION ETUDIEE (fig. 1)

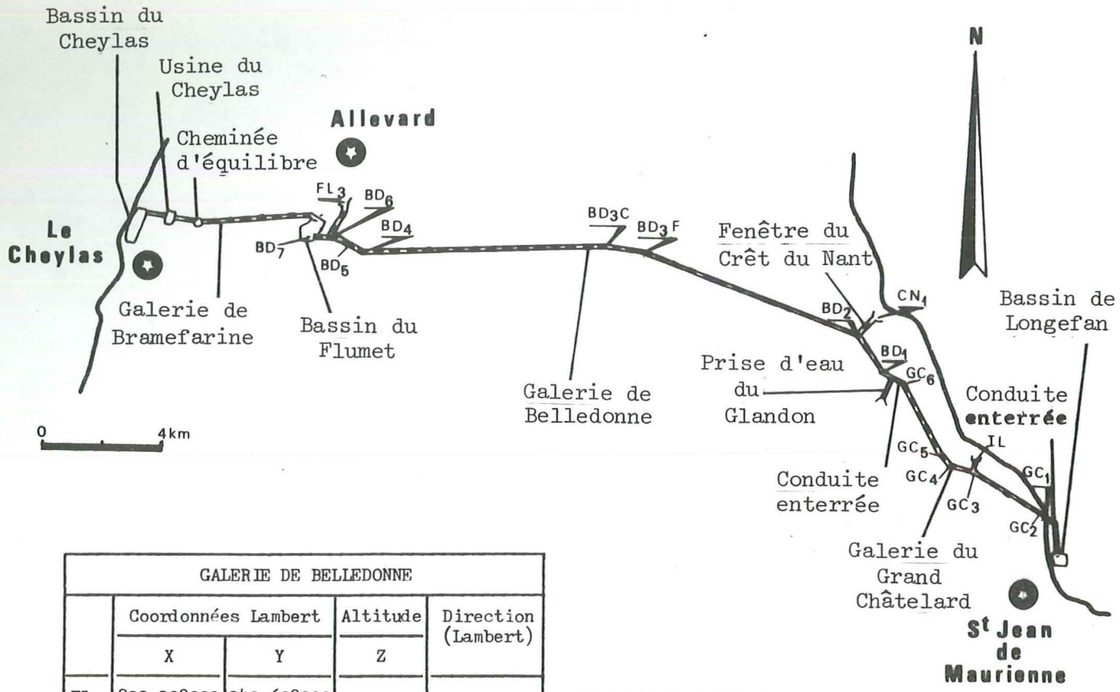
La région étudiée, traversée par la galerie hydroélectrique EDF Arc-Isère, est située dans le massif de Belledonne au Sud-Ouest de la vallée de l'Arc, en aval de St Jean de Maurienne (Savoie).

Cette région est limitée naturellement par l'Arc au Nord-Est (de St Jean de Maurienne à Epierre), le Glandon au Sud-Est qui sépare les massifs de Belledonne et du Grand Châtelard, le Breda et le Flumet à l'Ouest. La galerie Arc-Isère relie d'ailleurs l'Arc (+ le Glandon) au Flumet puis à l'Isère. La portion de galerie Flumet-Isère (galerie de Bramefarine) traversant les collines liasiques de Belledonne est hors étude.

Cette région est séparée en deux grands bassins versants par une ligne de crête imposante, véritable épine dorsale de la région, qui va de la Pointe du Rognier au Nord,au Pic de la Grande Valloire au Sud en passant par les Grands Moulins, le Grand Miceau, le Pic du Frêne, la Pointe de l'Aup du Pont, le Puy Gris. Le sommet culminant est le Pic du Frêne (2805 m). Ces altitudes élevées ont eu pour conséquence une épaisseur de couverture importante au-dessus de la galerie Arc-Isère ; environ 2000 m sous le Grand Miceau.

Les versants ouest du massif, en pente douce, permettent un accès plus facile ; les versants est et nord, en pente très raide, sont couverts de forêts très denses (du Cuchet, du Nant), gênant l'accès vers les sommets.

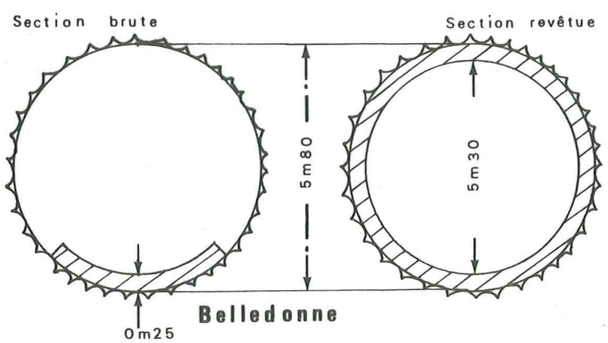
Ce versant ouest est affecté d'une rupture de pente bien visible dans la topographie ; c'est la série des cols (de Claran, de la Ferrière, de la Perche) qui sont les témoins morphologiques d'un grand accident tectonique : le "Synclinal Médian".

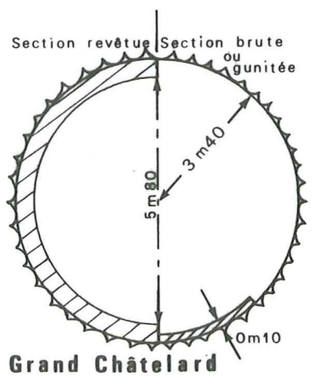


GALERIE DE BELLEDONNE				
	Coordonnées Lambert		Altitude	Direction (Lambert)
	X	Y	Z	
FL_3	892,308000	349,628000		
BD_7	891,958500	349,027000	486,50 m	
BD_6	892,082529	348,896552		
BD_5	892,227123	348,744475		
BD_4	892,571537	348,522148		97,4296 gr
BD_3C	901,441262	348,789788	491,00 m	113,3374 gr
BD_3F	902,134385	348,642414		320,7095 gr
BD_2	908,821384	346,386980	453,00 m	361,6764 gr
BD_1	909,685000	345,103000	492,50 m	
CN_1	909,442890	346,836410	448,90 m	

GALERIE DU GRAND CHATELARD				
	Coordonnées Lambert		Altitude	Direction (Lambert)
	X	Y	Z	
Il	912,809100	342,594100	481,80 m	
GC_1	914,905500	340,884000	496,71 m	95,1295 gr
GC_2	914,762000	340,873000		136,0470 gr
GC_3	912,667488	342,204387	483,70 m	308,3304 gr
GC_4	911,865000	342,310000		350,8760 gr
GC_5	911,220000	342,973000		369,5080 gr
GC_6	910,275500	344,791800	497,25 m	

PLAN DE SITUATION DE L'AMENAGEMENT ARC_ISERE





SECTIONS TYPES DES GALERIES

Figure 2 : L'aménagement hydroélectrique Arc-Isère

2. - L'AMENAGEMENT HYDROELECTRIQUE ARC-ISERE (figure 2)

Cet ouvrage constitue le dernier maillon du réaménagement complet de la vallée de l'Arc. C'est une installation mixte qui peut produire de l'électricité par gravité en utilisant les apports de l'Arc et du Glandon ou par transfert d'énergie (pompage). La puissance électrique sera ainsi de 480 MW, avec une production annuelle propre de 675 GWh.

2.1 - Description des ouvrages

Les différents ouvrages permettent, par une déviation de près de 32 km, de couper la grande boucle formée par l'Arc et l'Isère de St Jean de Maurienne (Savoie) au Cheylas (Isère).

D'amont en aval, il a fallu réaliser plusieurs ouvrages.

- Le bassin de Longefan, d'une surface de 20 ha et d'une capacité de 1,7 hm^3, est séparé de la nappe phréatique par un revêtement bitumeux.

- La conduite enterrée de Longefan, de 4,50 m de diamètre et de 1200 m de longueur, est un tuyau en béton armé.

- La galerie du Grand-Châtelard, de St Jean de Maurienne à Ste Marie de Cuines, d'un diamètre au rocher de 6,30 m (figure 2) et d'une longueur de 6,4 km. La perforation, presque entièrement dans le cristallin, s'est faite selon la méthode traditionnelle à l'explosif à partir d'une fenêtre située environ au milieu de sa longueur.

- La conduite et la prise d'eau du Glandon, de Ste Marie de Cuines à St Etienne de Cuines. La conduite, de 700 m, a les mêmes caractéristiques que celles de Longefan. Elle permet de relier le massif du Grand-Châtelard au massif de Belledonne. Signalons la réalisation d'un travail de génie civil remarquable permettant le passage en "siphon" de cette conduite sous le torrent du Glandon. La prise peut déverser dans la conduite précédente 8 m^3/s des eaux dérivées du Glandon, grâce à un diamètre de 1,20 m.

- La galerie de Belledonne, de St Etienne de Cuines au Cheylas, d'une longueur de 19 km dont 18,3 km* de jour à jour (sans fenêtre) et qui permettra de faire transiter 72 m^3/s des eaux de l'Arc. La section de dérochement a 5,80 m de diamètre (figure 2) ; elle est bétonnée sur une grande partie (diamètre final 5,30 m). Cette galerie a été perforée en attaque montante par les deux extrémités.
  Côté amont : perforation classique à l'explosif à partir de la fenêtre du Crêt du Nant (pente de 0,5%, altitude de départ 450 m).
  Côté aval : la perforation a été réalisée au tunnelier Wirth (pente de 0,06%, altitude de départ 480 m).

- Le bassin du Flumet d'un volume de 4,7 hm^3. C'est le point haut du pompage ; sa situation dans un marais a nécessité la construction d'une digue en terre à noyau d'argile et à faible pente.

- La galerie de Bramefarine de 3,9 km de longueur et de 8,10 m de diamètre au rocher (plus un revêtement de béton de 30 cm). Elle a été perforée au tunnelier Robbins.

- La cheminée d'équilibre de Bramefarine de 90 m de haut et de 16 m de diamètre.

- La conduite forcée de Bramefarine, de 4,45 km de longueur, de 5,6 m de diamètre et de 190 m de dénivelé.

- L'usine du Cheylas, souterraine, est équipée de pompes-turbines Francis qui évacuent l'électricité sur le réseau à la tension de 380 kV.

- Le bassin du Cheylas d'un volume de 4 hm^3 et d'une surface de 60 ha. C'est le réservoir inférieur de pompage, il restitue l'eau à l'Isère par un canal de 700 m de longueur.

Notre travail a plus particulièrement porté sur les galeries de Belledonne et du Grand-Châtelard. La galerie de Bramefarine, perforée à travers les "collines liasiques de Belledonne", n'entrait pas dans le cadre d'une étude des massifs cristallins externes.

---

* En Europe, seul le tunnel du Simplon a une portion sans fenêtre, plus longue.

2.2 - Problèmes géotechniques pour le percement des galeries

Galerie de Belledonne :

La couverture au-dessus de la galerie de Belledonne a dépassé sous le Grand Miceau 2000 m. Cette forte épaisseur a provoqué des décompressions importantes aux parements dues à la libération des contraintes naturelles après l'ouverture de la cavité (J. HUG, 1978).
Ceci s'est traduit par l'écaillage de la paroi apparaissant dans un délai de quelques heures à quelques jours. Ces inconvénients ont été palliés par la pose de boulons à ancrage ponctuel à expansion (jusqu'à 1 boulon par m^2), un soutènement par cintrage et/ou gunitage (béton projeté) dans les zones particulièrement fracturées.

Dans la galerie aval (E)*, la nature de la roche (schistes) non équante, et donc non isotrope, l'orientation de la schistosité perpendiculaire à la galerie, et le profil parfaitement circulaire de la galerie obtenu grâce au tunnelier ont fait que le phénomène fût pratiquement inexistant.

La couverture épaisse fut aussi la cause de températures élevées : jusqu'à 36°C pour 90 % d'humidité dans la partie médiane.

L'attaque Maurienne (A + B + C)* a traversé des zones très fracturées ; ceci a eu pour conséquence un drainage du massif avec des venues d'eau instantanées de plusieurs dizaines de litres par seconde.
Le débit stabilisé total sur l'ensemble de l'attaque s'est situé autour de 400 litres par seconde.
L'attaque Allevard (E + F)* n'a pas eu de gros problèmes d'écoulement d'eau (total cumulé < à 20 litres par seconde).

C'est d'ailleurs une des raisons pour laquelle le tunnelier a eu des performances assez remarquables (jusqu'à 35,4 m par jour ; en moyenne 10 m par jour).

Galerie du Grand-Châtelard :

Elle a traversé des roches très mylonitiques surtout dans son attaque aval en direction de Ste Marie de Cuines ; les venues d'eau assez importantes étaient directement liées aux fluctuations météoriques en raison de la couverture plus faible (600 m). Cette extrême fissuration a nécessité un soutènement par cintres et enfilages avec blindages du front de taille.

---

* Pour la numérotation des galeries, voir figure 3 page 8.

2.3 - Numérotation des échantillons

Pour la commodité des relevés géologiques et de l'échantillonnage, il a fallu désigner chaque tronçon de galerie par une lettre :

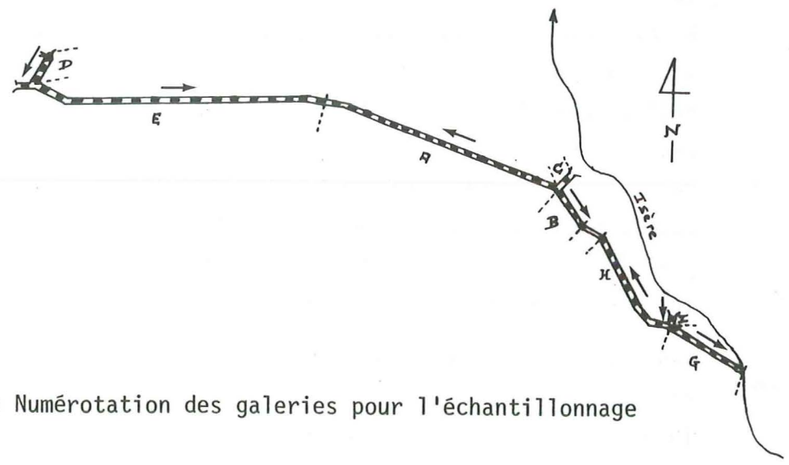


Figure 3 : Numérotation des galeries pour l'échantillonnage

Galerie de Belledonne :

Attaque amont (Maurienne) : galerie aval (7368 m) ..... A
galerie amont (1350 m) ..... B
fenêtre du Crêt du Nant (740 m) C

Attaque aval (Allevard) : fenêtre (800 m) ..... D
galerie (10000 m) ..... E

Galerie du Grand-Châtelard :

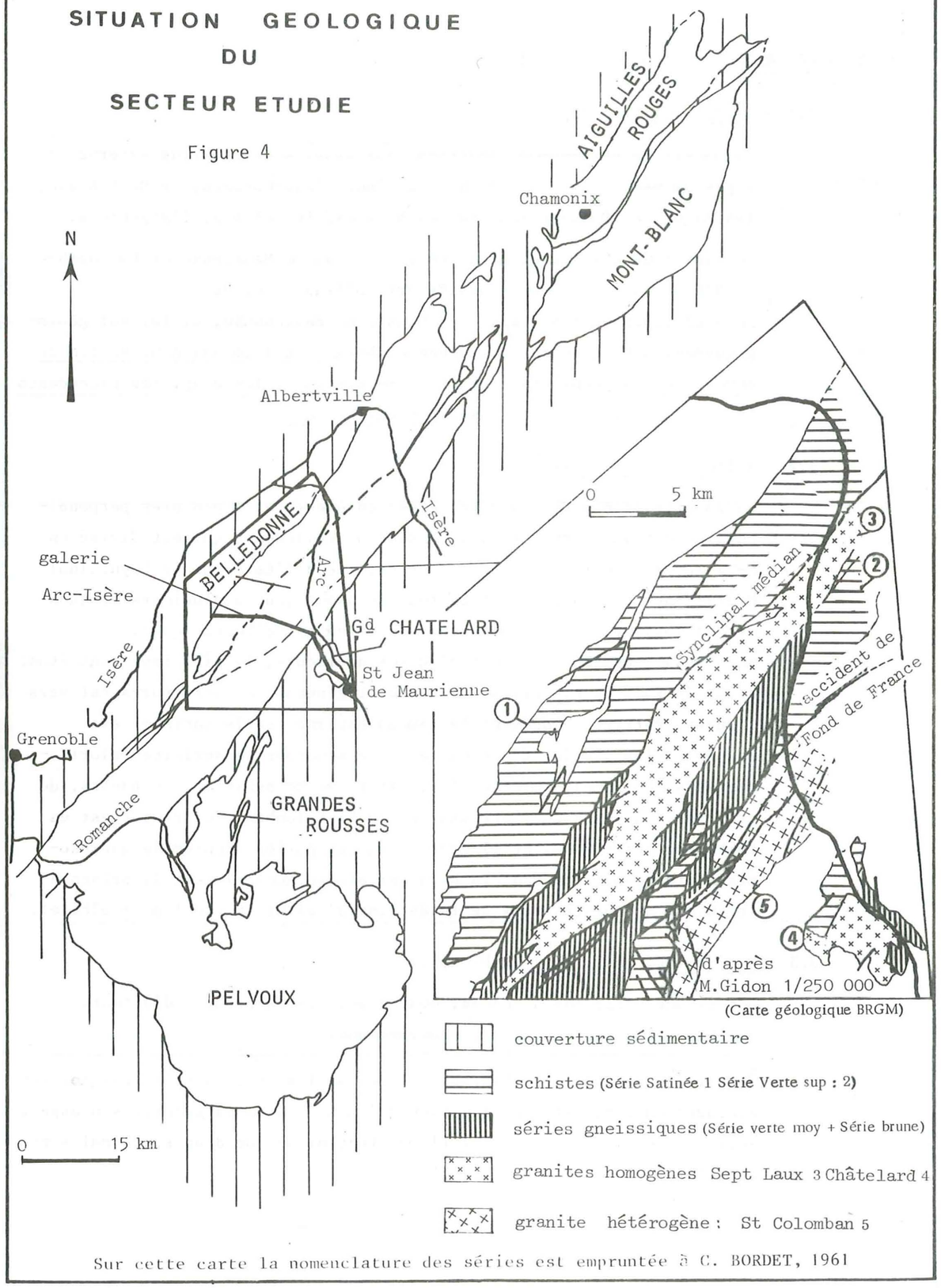
galerie amont (2558 m) ..... G
galerie aval (3783 m) ..... H
"fenêtre" (415 m) I

Longueur totale des galeries : 27054 m

A chaque point de prélèvement sont ainsi attribués une lettre (indiquant la galerie) et un nombre (de 1 à 4 chiffres) qui représente le P.M. (point métrique) où a été pris cet échantillon. Pour les galeries : A, B et G, H, I, le P.M. zéro correspond aux points triples respectifs de rencontre des trois galeries. Pour les galeries C, D et E, le P.M. zéro correspond au début de chaque galerie depuis le jour.

SITUATION GEOLOGIQUE DU SECTEUR ETUDIE

Figure 4



Sur cette carte la nomenclature des séries est empruntée à C. BORDET, 1961

3. - LE CADRE GEOLOGIQUE (figure 4)

3.1 - A l'échelle des Alpes

Le Massif de Belledonne appartient aux massifs cristallins externes des Alpes au même titre que, du Nord au Sud, l'Aar-Gothard, le Mont Blanc, les Aiguilles Rouges, les Grandes Rousses, le Pelvoux, l'Argentera.

Le Massif du Châtelard, situé entre St Jean de Maurienne et La Chambre, appartient lui aussi aux massifs cristallins externes.
Déjà géographiquement séparé de Massif de Belledonne, il lui est géologiquement difficilement rattachable. Nous le traiterons donc en fin de mémoire en lui consacrant un chapitre spécial ; les chapitres précédents traiteront uniquement du Massif de Belledonne.

3.2 - A l'échelle régionale

La galerie Arc-Isère traverse, d'Est en Ouest, et à peu près perpendiculairement aux structures, le massif de Belledonne qui est divisé en deux rameaux (externe à l'Ouest et interne à l'Est) par le "Synclinal Médian"*qui est un accident tectonique ayant joué à plusieurs époques et pas toujours dans le même sens (voir chapitre tectonique).
Sur cet accident se greffent d'autres accidents, le plus important étant celui de Fond de France. Le déversement général des structures est vers l'Ouest. Pétrographiquement le rameau externe (Série Satinée) est beaucoup plus simple. C'est un ensemble monotone de séricite-chlorito-schistes. Le rameau interne, lui, est formé de schistes, de gneiss, de granites dont ceux des Sept Laux et de St Colomban. Ce dernier est en fait très hétérogène, et il vaudrait mieux parler d'ensemble gneisso-migmatito-granitique dont la caractéristique générale est la présence fréquente de mégacristaux de feldspaths alcalins (microcline ± albite).

3.3 - Les travaux antérieurs (tableau 1)

Depuis une vingtaine d'années, quatre auteurs ou groupes d'auteurs ont travaillé sur le massif de Belledonne.

---

* Le terme de Synclinal Médian, utilisé par les anciens pour désigner cet accident majeur, est conservé bien qu'au niveau de la galerie son aspect soit plus celui d'une écaille (lame) tectonique que d'un synclinal sensu stricto.

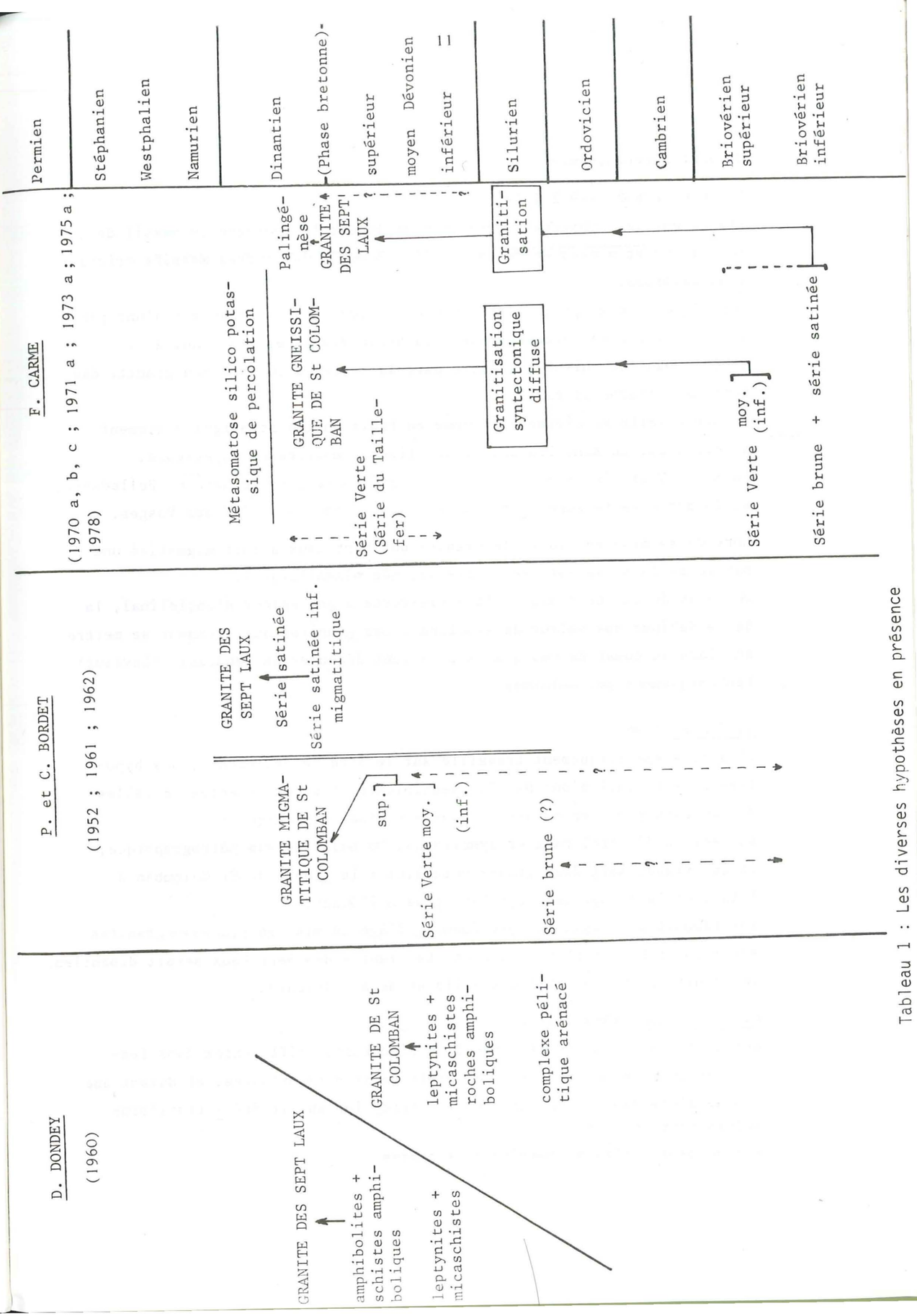


Tableau 1 : Les diverses hypothèses en présence

Ce sont successivement :

P. et C. BORDET (1952 à 1962)

Ils furent les premiers à essayer d'expliquer la géologie du massif de Belledonne et à essayer de la corréler à celle des autres massifs cristallins externes.

Les séries métamorphiques se divisent en deux grands groupes : d'une part la Série Verte (et accessoirement la Série Brune) et son granite de St Colomban (dévonien) ; d'autre part la Série Satinée et son granite des Sept Laux (carbonifère).

La Série Verte se divise elle même en trois unités stratigraphiquement superposées. Ce sont les unités inférieure, moyenne et supérieure.

La Série Verte inférieure n'est pas représentée dans le Nord de Belledonne, et la Série Verte supérieure rappelerait le faciès "Culm" des Vosges.

Lors de sa mise en place, le granite des Sept Laux aurait migmatisé une partie de la Série Satinée (série satinée migmatitique).

Du point de vue tectonique, la Série Verte a une valeur d'anticlinal, la Série Satinée une valeur de synclinal. Les granites qui viennent se mettre en place au coeur de ces grands plis sont découpés en panneaux (claveaux) tectoniquement peu déformés.

C. DONDEY (1961)

Il a plus spécifiquement travaillé sur le Nord de Belledonne, ses hypothèses de travail n'ont pas été sensiblement très différentes de celles des auteurs précédents surtout dans son étude tectonique : succession d'anticlinaux et synclinaux. Du point de vue pétrographique, il individualisait deux grands ensembles : le groupe de St Colomban à l'Est, et le groupe des Sept Laux plus à l'Ouest.

Par rapport à l'hypothèse précédente, l'âge de mise en place des granites serait,pour D. DONDEY,plus ancien. Le granite des Sept Laux serait dinantien, le granite de St Colomban des Villards serait dévonien.

C.E. EHRSTRÖM (1969, 1971)

Cet auteur a défini trois zones de sédimentation différentes dans lesquelles le matériel enfoui à des profondeurs ± importantes, et durant une époque s'étendant du Précambrien à l'Hercynien aurait été ± transformé. déterminant ainsi :

- les zones latérales formées de schistes,

- la zone médiane formée de gneiss,
- les zones des granites ayant subi une métasomatose alcaline.

La juxtaposition actuelle de ces unités résulterait d'une structure globale en voûte ultérieurement comprimée par serrage.

F. CARME (1970 a, b, c, 1971 à 1978)

Pour lui, les séries métamorphiques d'origine volcanosédimentaire seraient très anciennes : "briovériennes", sauf la Série Verte supérieure de P. et C. BORDET qui serait l'équivalent de la Série du Taillefer et d'âge dévono-dinantien. Il date les granitisations successives ainsi : bretonne ou ante bretonne pour le granite des Sept Laux, dinantienne pour le granite de St Colomban.

Ce dernier aurait subi une intense "métasomatose silico potassique de percolation" qui serait responsable de la blastèse des mégacristaux de microcline.

4. - BUTS DE L'ETUDE

L'étude de la galerie Arc-Isère a commencé en 1975 à l'initiative de P. BORDET (Institut de géologie Albert de Lapparent), et en collaboration avec le Département Géologie Géotechnique d'EDF (C. BORDET et J.P. MEUNIER), le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (H. de La ROCHE et A. PLOQUIN) ; l'Institut Dolomieu (P. GIRAUD, G. VIVIER, J.F. COUSTE puis D. GASQUET).

Ce travail étalé sur plusieurs années a consisté en :

- un relevé géologique de la galerie,
- un échantillonnage des diverses formations avec établissement d'une collection de référence déposée à l'Institut Dolomieu de Grenoble et comportant plus de 1000 échantillons pétrographiques,
- une étude structurale avec des relevés systématiques de fracturation en collaboration avec le Service Structural du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (B. GUERANGE et Y. GROS),
- une étude géochimique avec établissement d'une "coupe géochimique" comportant plus de 400 analyses (CRPG) et d'une réserve d'environ 300 échantillons (Dolomieu).

Cette étude systématique devait être faite avant la mise en eau de la galerie et surtout avant son bétonnage.

Elle a ainsi permis d'établir :

- une coupe continue de plus de 25 km à travers un massif où les affleurements de surface sont peu nombreux sur les flancs et souvent masqués sous une couverture végétale et quaternaire importante,
- une étude pétrographique et géochimique sur des échantillons non altérés,
- une comparaison entre la profondeur et la surface.

5. - MOYENS D'ETUDE

5.1 - Les travaux de terrain

Une coupe à l'échelle du 1/1000e a été établie à partir des relevés en galerie, et des coupes à plus petite échelle ont été faites à partir de cette minute. Mais dans ce mémoire la représentation de la galerie Arc-Isère a été faite à l'échelle du 1/2000e .

Les observations de profondeur ont été complétées par une cartographie de surface ponctuelle à l'échelle du 1/25000e ou 1/20000e suivant le fond topographique disponible.

5.2 - Etudes de laboratoire

Etudes pétrographiques :

350 lames minces réalisées à l'Institut Dolomieu (R. TELMAT) + 50 lames minces (dont plusieurs de grande dimension : 5,5 cm x 7,5 cm), réalisées à l'Université Cl. Bernard de Lyon et étudiées en collaboration avec G. VITEL (Faculté des Sciences de St Etienne).

Broyage :

- concassage, broyage et quartage effectués à l'Institut Dolomieu (R. DOMEYNE),
- porphyrisation effectuée au C.R.P.G.

Tri des minéraux :

Réalisé par liqueurs denses et séparateurs magnétiques Frantz et Carpco à l'Institut Dolomieu (J. COCHET).

Diffractions RX :

Les diagrammes sur roche totale ou minéraux triés ont été faits à l'Institut Dolomieu (D. GASQUET) sur diffractomètre Philips, amplificateur et compteur CGR équipé d'un monochromateur LiF, anticathode de Cu (40 kV - 20 mA).

5.3 - Analyses chimiques

- 400 analyses ont été effectuées par quantométrie (cf. K. GOVINDARAJU, 1976, 1979) au C.R.P.G. de Nancy : 10 éléments majeurs, plus 8 éléments en trace ont ainsi été dosés : Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti, P, Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Sr, V, Rb.
  Le report par ordinateur des analyses sur les diagrammes géochimiques a nécessité une mise en code des échantillons (annexe 2).
  Ceci a par la suite facilité l'interprétation des résultats.
- 4 analyses sur minéraux triés + 13 analyses d'échantillons provenant de la galerie du Châtelard ont été effectuées à l'Institut Dolomieu (F. KELLER) par fluorescence X sur spectromètre CGR Alpha 2020 automatique : tube Cr, 50 kV - 50 mA.

5.4 - Géochronologie

Quelques dosages géochronologiques (K/Ar) ont été faits au laboratoire de géochronologie de l'Institut Dolomieu (G. VIVIER) sur divers minéraux (amphibole, biotite, feldspath potassique, phengite). Le potassium est dosé par fluorescence X (CGR Alpha 2020) et l'argon par spectrométrie de masse (Micromass 600) selon la méthode classique de Dalrymple (1969).

6. - PRESENTATION DE LA COUPE GEOLOGIQUE DE LA GALERIE ARC-ISERE

6.1 - Echelles et modes de représentation

Les différents ensembles rencontrés dans la galerie Arc-Isère sont représentés sur la coupe de l'annexe 1. Une première partie, à l'échelle du 1/12500e en raison de la grande monotonie des formations, donne un aperçu du rameau externe de Belledonne ("Série Satinée" et couverture sédimentaire externe), une deuxième partie à l'échelle du 1/1000e décrit de façon détaillée le rameau interne. Des tirages à ces échelles sont disponibles à l'Institut Dolomieu ; seules les réductions de ces coupes aux échelles 1/25000e et 1/2000e figurent dans ce mémoire.

Le massif du Grand Châtelard, situé à part dans les massifs cristallins externes, tant du point de vue géographique que du point de vue géologique, est placé à la fin de la coupe avec une légende sensiblement différente.

Pour la "Série Satinée" et la couverture sédimentaire externe, seul le parement Nord est représenté ; pour le reste, la galerie est schématisée en projection. Les parements sont assimilés à des verticales et le radier remblayé au fur et à mesure de l'avancement n'est pas représenté.

C'est en raison de leur importance géologique que certains détails, comme l'épaisseur des filons, la taille des enclaves surmicacées sont surestimés. Ainsi à l'échelle du 1/2000 e, un filon de largeur inférieure à 50 cm ne devrait-il pas apparaître.

6.2 - Fracturation

Pour représenter la fracturation, nous avons employé trois figurés qui reflètent sa densité : cette échelle de densité a été établie d'après nos propres observations et complétées dans les zones cintrées, notamment, par un relevé effectué par la Division Géologie Géotechnique d'EDF (J.P. MEUNIER, 1978).

La correspondance chiffrée approximative des trois figurés employés est la suivante :

- figuré dense : maille de fracturation inférieure à 10 cm,
- figuré moyen : maille de fracturation de 10 à 50 cm,
- figuré lâche : maille de fracturation de 50 à 100 cm.

Quand la fracturation avait une maille supérieure à 1 m, elle n'a pas été représentée.

Les failles remarquables à l'échelle de la galerie, visibles sur les parements et sur la voûte, ont leur tracé qui dépasse la représentation, les failles de moindre importance (longueur métrique) ne figurent pas sur la coupe.

6.3 - Légende pétrographique

Les figurés, employés pour différencier les grands types de roches, sont dans la mesure du possible descriptifs et non génétiques.

La densité des figurés en surcharge (feldspath, amphibole) est à peu près proportionnelle à la densité réelle de ces minéraux dans la roche. De plus, pour les feldspaths, la forme du dessin essaie de représenter la forme du minéral.

Du P.M. A1700 au P.M. A1800, les relevés géologiques n'ont pas été réalisés ; cette zone était déjà cintrée et bétonnée au moment de notre étude.

6.4 - Echantillonnage géochimique

La localisation des analyses géochimiques effectuées par le C.R.P.G. est reportée sur la coupe (point noir), l'échantillon a été pris à la verticale de ce point. D'autre part, environ 150 échantillons prélevés principalement dans la Série Satinée sont stockés à l'Institut Dolomieu.

Pour le massif du Grand Châtelard, les points blancs correspondent aux échantillons disponibles pour des analyses géochimiques éventuelles.

6.5 - Eléments structuraux

Les pendages et directions des divers éléments structuraux (stratification, schistosité, foliation, fracture ...) sont respectés le plus possible dans le dessin. Les changements de pendage rapides (en quelques mètres par exemple) qui ne sont pas représentables à ces échelles sont exprimés par des signes direction - pendages plus serrés (Ex. : P.M. A2050).

6.6 - Les grands ensembles pétrographiques

Le tableau suivant résume les principales unités pétrographiques rencontrées d'Ouest en Est par la galerie.

Dans les zones hétérogènes, les subdivisions ont été choisies parfois un peu arbitrairement, les récurrences des différents faciès les uns dans les autres sont fréquentes. Pour une précision plus grande, il faut se reporter aux coupes géologiques.

D'une façon générale l'axe de la galerie est à peu près perpendiculaire aux structures ; mais parfois (galeries B, C, H, I) les structures sont obliques, ce qui provoque un décalage de plusieurs mètres entre les deux parements. C'est alors un P.M. moyen qui est pris pour limite de l'ensemble pétrographique considéré.

GALERIE DE BELLEDONNE

P.M.	Facies pétrographique		Description sommaire
E0 - E570	schistes - (Lias)		noirs + filonnets de calcite
E570 - E624	spilites		aspect gris - verdâtre, localement "bulleuses"
E624 - E670	calcaires - (Lias)		noirs, assez tectonisés + fentes de calcite
E670 - E845	anhydrite - (Trias)		mélangée à gypse, dolomie, schistes verts (belles figures de fluidalité)
E845 - E878	schistes et grès - (Permien)		grès ± grossiers ; vert à rose
E878 - E890	grès - (Permien)		quartzeux, verts
E890 - E1050	argilites - (Permien)		rouges jusqu'à E950, vertes ensuite
E1050 - E3100	schistes à dominante sériciteuse	Série Satinée "Synclinal médian"	
E3100 - E5000	schistes à dominante chloriteuse		
E5000 - E5800	schistes chloriteux + schistes sériciteux		schistes ± sériciteux, ± chloriteux, ± graphiteux ± albitisés, localement à bio
E5800 - E6800	schistes à dominante chloriteuse		
E6800 - E8823	schistes à dominante sériciteuse		
E8823 - E8826	conglomérat - (Permo - Trias)		galets de qz roses dans matrice schistogréseuse
E8826 - E8830	anhydrite - (Trias)		
E8830 - E8992	schistes - (Lias)		noirs, à cc d'exsolution, la partie médiane (E8900 - E8930) est plus calcaire
E8992 - E9100	anhydrite - (Trias)		mélangée à dolomie, schistes, belles figures de fluidalité
E9100 - E9230	schistes mylonitiques		schistes à chl, mi blanc
E9230 - E9820	gneiss hétérogènes		bio ± chl ± mi blanc, localement porphyroïdes et à niveaux (ou enclaves) biotitiques ou schisteuses, recoupés par des filons ± concordants de granite fin leucocrate, ± migmatitiques à l'Est de E9600
E9820 - A5055	granite des Sept Laux		monzogranite leucocrate ± équant à tendance porphyroïde sur ces bordures. Contient des enclaves surmicacées ovoïdes et des faciès gneissiques riches en amphibole (A6690 - A6730)
A5055 - A4500	migmatites hétérogènes à bio		présence de ± hnbl ± grt ± tour ± mi-blanc ± faths noirs
A4500 - A4200	gneiss à bio peu ou pas migmatitiques		minéralogie identique, fins et/ou massifs, série "grauwakeuse"
A4200 - A3885	gneiss amphiboliques + amphibolites peu ou pas migmatitiques		gneiss fins et/ou massifs, ± bio ± mi-blanc

P.M.	Facies pétrographique		Description sommaire
A3885 - A3630	gneiss à dominante biotitique		idem mais sans hnbl et avec ± grt q.q. "niveaux" à boules décimétriques d'amph
A3630 - A3355	gneiss migmatitiques à amphibole + q.q. bancs d'amphibolites		idem avec hnbl et sans grt, localement amph 1/2 centimétriques
A3355 - A3220	schistes chloriteux	Série Verte	très fins (feuillets < 1 mm), verts ou noirs parfois très qtzeux
A3220 - A3090	schistes mylonitiques		très sériciteux et chloriteux
A3090 - A2975	gneiss leptyno - amphiboliques		quelques niveaux à amphiboles pluri-millimétriques (hnbl) ± mylonitisés, en alternance avec niveaux leptynitiques
A2975 - A2880	blastomylonites		ancien granite porphyroïde
A2880 - A2410	série hétérogène à mégacristaux		mélange de gneiss oeillés, de granites porphyroïdes. Mégacristaux de microcline dans mésostase à bio et/ou hnbl ± sph. Ensemble très tectonisé contenant des gneiss, schistes et quartzites en enclaves (+ enclaves surmicacées)
A2410 - A2235	granite ± migmatitique et porphyroïde		grain moy. à grossier, bio dominante ± hnbl, passages migmatite - granite diffus
A2235 - A2040	ensemble basique		dominante très amphibolique (hnbl) et porphyroïde = diorite, granodiorite, granite, gneiss ± migmatitiques
A2040 - A1700	granite porphyroïde à biotite injecté de filons de granite leucocrate fin		le granite porphyroïde est homogène à mégacristaux automorphes
A1700 - A1400	granite porphyroïde hétérogène recoupé par filons et "coupoles" de granite leucocrate fin		dominante biotitique à mégacristaux de micr. ronds ou subautomorphes
A1400 - A1130	gneiss hétérogènes à dominante biotitique		orthogneiss + gneiss francs + gneiss migmatitiques ± blastomylonitisés
A1130 - A1100	schistes mylonitiques		schistes chloriteux et sériciteux
A1100 - A858	granite ± migmatitique ± orthogneissifié		mégacristaux de faths alcalins (micr ±ab) dans mésostase à bio ± hnbl
A858 - A715	gneiss ± oeillés à biotite recoupés par filons de granite fin à biotite		localement migmatitiques, les mégacristaux sont déformés, la structure est cloisonnée - lits fins biotitiques
A715 - A550	granite à biotite porphyroïde + filons de granite fin à biotite		mégacristaux subautomorphes de micr dans mésostase granitique à bio
A550 - A200	gneiss à bio prédominante (métapélitiques) recoupés par des filons ou coupole de granite leucocrate		gneiss localement migmatitiques à bio ± hnbl ± grt fins ou massifs ou lités
A200 - B512	granite leucocrate en coupole		monzogranite équant fin ou grossier (hétérogranulaire), contient des enclaves ovoïdes surmicacées

P.M.	Faciès pétrographique	Description sommaire
B512 - B520	calcschistes - (Lias)	schistes noirs à feuillets fins
B520 - B545	granite leucocrate	grain grossier (ou hétérogranulaire) mylonitisé
B545 - B1350	calcschistes - (Lias)	schistes à feuillets ± fins
C720 - CO	ensemble hétérogène granito-gneissique, très cataclasé ± mylonitisé	- granite leucocrate fin ou grossier - granite à bio ± hnbl à mégacristaux de micr. - gneiss à bio ± oeillés

GALERIE DU GRAND CHATELARD

Dans le prolongement de la galerie B, après 1500 m environ de Lias et d'alluvions (Synclinal du Glandon) traversés par une conduite entérée.

P.M.	Faciès pétrographique	Description sommaire
H3783 - H3150	calcschistes - (Lias)	schistes à feuillets ± fins
H3150 - H3135	cargneules bréchifiées (Trias)	couleur : ocre à brun, imprégnées d'oxydes de fer
H3135 (?)-H235	série gneissique hétérogène ± intensément mylonitisée	- schistes fins - gneiss grauwacheux ± migmatitiques - gneiss arkosiques L'ensemble étant recoupé par des filons (?) ± épais de granite à musc, de granite leucocrate à bio ± chl, de granite hololeucocrate ou aplopegmatitique
H235 - G1315	granite du Châtelard - Rocheray	granite leucocrate monzonitique à grain fin ± chloritisé, ± cataclasé contenant des enclaves de la série décrite ci-dessus et recoupé par des rhyolitoïdes porphyriques à quartz globulaire lobé
G1315 - G1865	série de gneiss migmatitiques	gneiss migmatitiques à amphibole et ± à bio passant à ou recoupés par des granitoïdes grossiers en général à amphibole. Nombreux filons ou panneaux de granite leucocrate du type Châtelard
G1865 - G2620	granite du Châtelard - Rocheray	localement porphyroïde, contenant de nombreux panneaux de migmatites à amphibole. N.B. : un filon de spilites recoupe la série gneissique au P.M. G2080.

6.7 - Comparaison entre coupe prévisionnelle et coupe réelle (figure 5)

Les unités lithologiques individualisées à partir de la surface ont bien été rencontrées lors du percement, mais avec un décalage vers l'amont, c'est à dire vers l'Est. Il s'est avéré ensuite que la complexité de ces différentes unités était beaucoup plus grande que ne laissaient supposer les prévisions, notamment pour le "granite" de St Colomban qui est en fait un ensemble très hétérogène gneisso-migmatito-granitique où les granites ne représentent, sur 4220 m, que moins de 50 % de la coupe. Ceci s'explique,d'une part par le manque d'affleurements en surface dû à une végétation abondante, et d'autre part par le fait que les placages morainiques ont été plus épais et mieux conservés au dessus des zones gneissiques et schisteuses moins résistantes à l'érosion glaciaire. Ainsi les affleurements de granite sensu stricto prédominent largement en surface.

Le décalage vers l'amont-pendage entre les prévisions et la réalité des différents accidents tectoniques (ceux-ci mettant souvent en contact des unités pétrographiques différentes) a également été constant. Ceci est dû au dénivelé important entre la surface et la galerie qui accentue les imprécisions. Par exemple, une mesure de pendage d'un plan faite en surface à ± 5° (et c'est souvent le minimum en raison des fauchages des couches sur les versants) implique une imprécision absolue de ± 200 m sur ce plan à 2000 m de profondeur.

Le problème du Synclinal Médian est un peu spécial. En effet, c'est par comparaison avec la galerie Isère-Arc (C. BORDET 1961) que la Division Géologie Géotechnique d'EDF avait prévu que le pendage de cet accident devait se redresser en profondeur, or il n'en a rien été et il s'est avéré constant (50°E) depuis l'altitude 1956 m (Col de Claran) jusqu'à l'altitude 490 m (P.M. E8825).

Nous verrons ultérieurement les conséquences importantes de cette observation sur le plan tectonique.

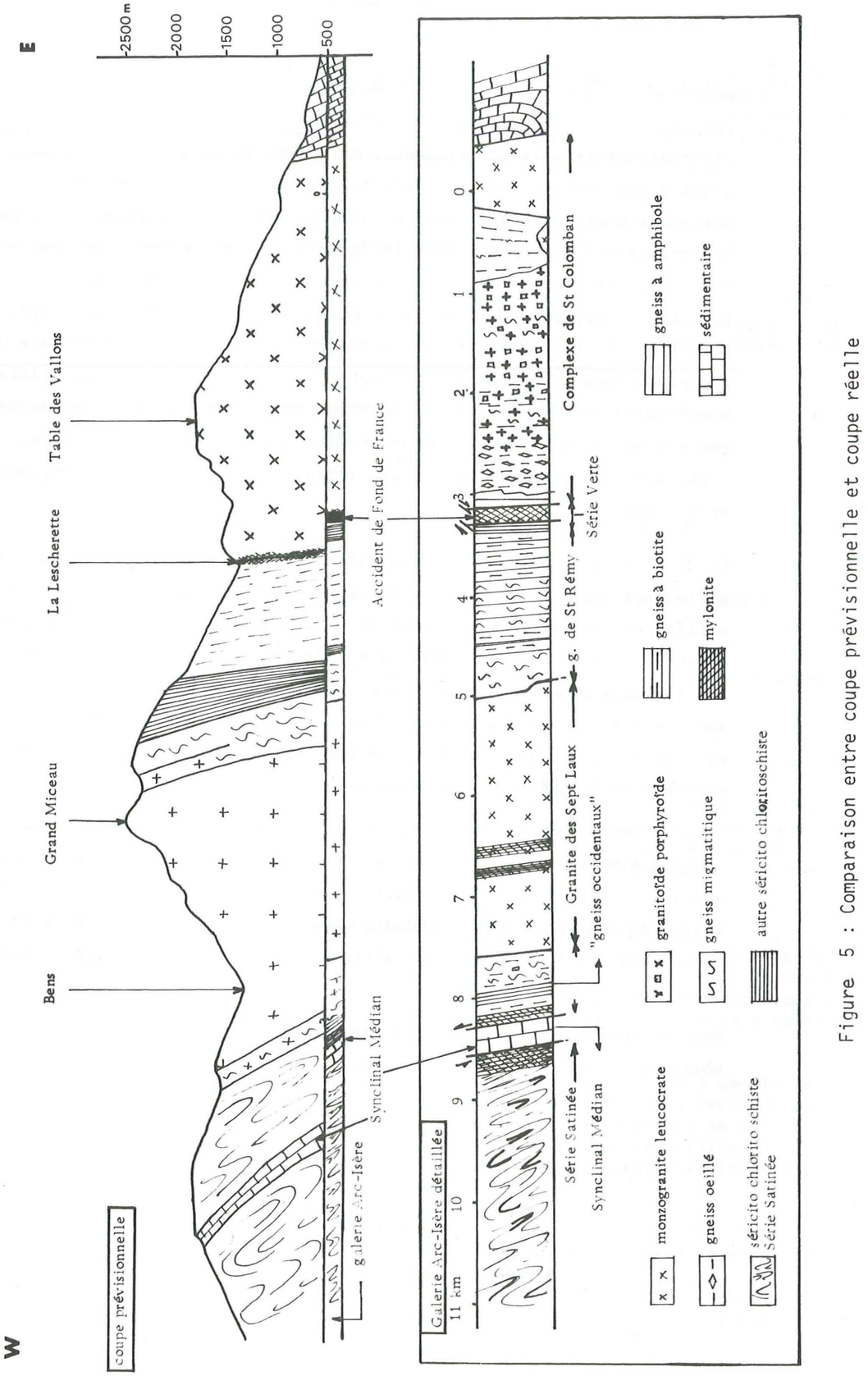


Figure 5 : Comparaison entre coupe prévisionnelle et coupe réelle

PLAN DE L'OUVRAGE

L'histoire géologique des ensembles pétrographiques de Belledonne traversés par la galerie Arc-Isère, dont la reconstitution est l'objectif final de ce travail sera déduite successivement de :

- l'étude pétrographique et géochimique (CHAPITRE 1),
- l'étude du métamorphisme (CHAPITRE 2),
- l'étude structurale (CHAPITRE 3).

L'étude du massif du Grand Châtelard sera abordée dans le CHAPITRE 4.

Enfin les résultats obtenus à partir de l'étude des galeries EDF seront comparés dans les conclusions générales à ceux dont nous disposons à l'heure actuelle sur Belledonne, le Grand Châtelard et les autres massifs cristallins externes.

CHAPITRE 1 : PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE

1. - Présentation de l'étude pétrographique

2. - Présentation de l'étude géochimique

3. - Les schistes de la Série Verte

4. - Le groupe de St Rémy

5. - Le Complexe de St Colomban des Villards

6. - Le granite des Sept Laux

7. - Les gneiss de la bordure occidentale du granite des Sept Laux à l'Est du Synclinal Médian

8. - La Série Satinée

9. - Conclusions à l'étude pétrographique et géochimique

CHAPITRE 1 : PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE

1. - PRESENTATION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE

1.1 - Les différents ensembles pétrographiques (cf. figure 5)

Dans le passé, les auteurs ont distingué dans le massif de Belledonne diverses séries cristallophylliennes caractérisées par leur (s) granite (s).

Ainsi C. et P. BORDET ont individualisé :

- les Séries Verte et Brune et leur granite de St Colomban,
- la Série Satinée et son granite des Sept Laux.

F. CARME a, quant à lui, séparé la Série du Taillefer (= Série Verte sup.) du Complexe de Belledonne englobant le granite des Sept Laux, le granite gneissique de St Colomban et leurs séries métamorphiques.

D. DONDEY a individualisé, d'une part le groupe de St Colomban (granite + séries métamorphiques), et d'autre part le groupe des Sept Laux (granite + séries métamorphiques).

Dans un premier temps, et au vu de l'étude pétrographique, six grandes subdivisions ont été choisies ici :

- la Série Verte,
- l'ensemble gneissique du groupe de St Rémy,
- l'ensemble gneisso-migmatito-granitique du Complexe de St Colomban,
- le granite des Sept Laux,
- les gneiss de la bordure occidentale,
- la Série Satinée.

Ce dernier ensemble qui ne présente, comme nous le verrons plus loin aucune affinité avec les cinq premiers groupes, sera traité séparément et de façon peu détaillée. Une étude plus complète de cette série est en cours (Y. SIMEON, 1979).

1.2 - Classifications employées

Chaque groupe est subdivisé en grands types de roches accompagnés de leur description pétrographique.
Pour les roches éruptives, deux noms de roches sont proposés correspondans l'un à la description pétrographique, et l'autre à la classification de STRECKEISEN, 1976.
Le pourcentage des minéraux a été calculé par comptage de points au microscope sur l'échantillon moyen de l'ensemble donné.

1.3 - Les termes pétrographiques

Quand les termes employés peuvent prêter à confusion (pour les migmatites par exemple), la description pétrographique sera précédée des définitions et nomenclatures choisies avec leurs références bibliographiques.

Les termes qui ont été utilisés sont dans la mesure du possible descriptifs, les processus génétiques envisagés seront toutefois précisés après la description simple.
Les coupures pétrographiques ont été faites de façon un peu arbitraire en raison :
- de l'hétérogénéité des roches,
- des récurrences des faciès les uns dans les autres,
- de la coupe continue offerte par la galerie Arc-Isère.

De plus, *la mylonitisation sélective* tend à "banaliser" l'hétérogénéité des matériaux, et il est parfois difficile d'apprécier la nature originelle de la roche.

2. - PRESENTATION DE L'ETUDE GEOCHIMIQUE

2.1 - Introduction

La galerie Arc-Isère offrait l'avantage d'une coupe continue de 25 km dans deux des massifs cristallins externes, dont 19 km à travers le massif de Belledonne. C'est en raison de cette occasion exceptionnelle qui nous était offerte qu'une vaste étude géochimique a été entreprise.

Les principaux thèmes retenus ont été les suivants :
- une coupe géochimique à peu près continue sur 19 km,
- la caractérisation géochimique des différents ensembles pétrographiques,
- la caractérisation et l'étude des migmatites,
- la caractérisation et l'étude des faciès porphyroïdes,
- la caractérisation et l'étude des mylonites.

Et plus accessoirement :
- l'étude des enclaves et de leurs rapports avec les granites encaissants,
- l'étude de l'influence des fentes alpines sur l'encaissant.

2.2 - Echantillonnage

2.2.1 - Modalités

Pour la galerie de Belledonne, à l'Est du "Synclinal Médian, le prélèvement d'échantillons a été effectué lors de plusieurs campagnes au fur et à mesure de l'avancement des travaux pour l'étude des thèmes énumérés ci-dessus. Il a été ensuite complété dans les zones homogènes par un échantillonnage systématique : environ un échantillon tous les 50 - 100 mètres.
Les échantillons, de 3 à 5 kg en moyenne (jusqu'à plus de 10 kg dans les faciès porphyroïdes), représentent soit des blocs, soit des esquilles prélevées par écaillage (rainurage) notamment dans les gneiss. Pour les migmatites (paléosome + leucosome + mélanosome), ou pour les granites et leurs enclaves, les analyses ont souvent été faites à partir d'un même bloc.

Pour la galerie de Belledonne à l'Ouest du "Synclinal Médian", l'échantillonnage a été fait systématiquement jour par jour par les services d'EDF dans le marinage et ceci pour trois raisons :
- sécurité : la galerie parfaitement circulaire n'offrait pas d'abri lors du passage des engins de chantier,
- uniformité de la série sur 7800 m (Série Satinée),
- grande difficulté pour échantillonner sur les parois lisses creusées par le tunnelier.

Chaque échantillon est ainsi un prélèvement "au hasard" dans une passe de 1 m 20 et dans une zone de l'ordre de 50 m environ. Nous avons ensuite choisi 32 échantillons, sur cinq zones parmi les plus typiques de la Série Satinée, sur un total de plus de 150 prélèvements qui ont été triés puis archivés et stockés à l'Institut Dolomieu.

2.2.2 - Présentation

Les 378 échantillons du rameau interne de Belledonne ont été prélevés sur 9553 m, c'est-à-dire en moyenne un échantillon tous les 25 m. Néanmoins quelques trous subsistent sur l'ensemble de la coupe, mais ne dépassent pas quelques centaines de mètres et se situent, soit dans des zones homogènes (galerie B et granite des Sept Laux), soit dans des zones cataclasées ou mylonitiques, donc cintrées (galerie C et galerie A : P.M. A1675 - A1840).

Les échantillons n'étant pas tous encore analysés (ceux de la Série Satinée notamment), nous ne donnons pas ici les résultats des analyses chimiques in extenso. Le "listing" complet sera disponible sur demande au C.R.P.G. dans quelques mois.

Le numéro de chaque échantillon correspond à sa position dans la galerie (cf. fig. 3).
De plus, à chaque faciès correspond un code pétrographique: tableau en annexe 2.
Nous verrons plus loin que les grands ensembles pétrographiques définis essentiellement sur le terrain ne correspondent pas toujours aux grands ensembles géochimiques : exemple des gneiss à biotite massifs ou lités.
La répartition du nombre d'analyses pour chaque faciès est rassemblée dans le tableau présenté en annexe 2.
L'intérêt de cette coupe continue dans une région où les relations entre les ensembles ne sont pas toujours très connues, ainsi que la diversité des faciès expliquent le grand nombre d'analyses.

2.3 - Mode d'étude, diagrammes utilisés

2.3.1 - Représentation paramétrique

Dans ces diagrammes géochimiques, le point figuratif d'une roche est le barycentre de ses minéraux actuels ou passés compte tenu de la proportion de chaque minéral dans la roche,(H. de La Roche, 1972).

Depuis son origine, la roche a subi une histoire géologique qui se traduit essentiellement par des changements minéralogiques.

Cette évolution (métamorphisme, granitisation ...) peut se faire, soit en système fermé, soit en système ouvert.

En système fermé, le barycentre,quelles que soient les variations minéralogiques (réactions des minéraux entre eux par exemple), ne change pas de position ; en système ouvert par contre, il se déplace en fonction de l'apport ou de la perte de tel ou tel élément.

L'expérience tend à prouver que dans le domaine métamorphique banal, on reste en système clos en première approximation, sauf pour H_2O.

Pour chaque diagramme géochimique, les différents faciès sont représentés par les aires de plus grande densité et par les tendances qui sont une signature de l'origine sur laquelle se surimposent les influences de l'histoire du matériel.

En raison du grand nombre d'analyses par faciès, l'emploi des courbes d'isodensité permet de visualiser la position du barycentre moyen d'un nuage de points.

2.3.2 - Présentation des diagrammes utilisés

a) Eléments majeurs

L'ensemble des analyses faites à ce jour a été reporté systématiquement sur les principaux diagrammes de H. de La Roche, mais pour cette présentation nous nous limiterons à quelques diagrammes pour définir dans chaque faciès les domaines et les tendances observés.

- Le diagramme Al/3-K = f(Al/3 - Na) (H. de La Roche, 1972) a pour caractère principal d'opposer le comportement différentiel de K et de Na par rapport à Al dans les différenciations ignées et sédimentaires. Ce diagramme modifié par l'adjonction de Fe et Ti à Al permet de différencier les roches métamorphiques basiques (Moine et de La Roche, 1968).

- Le diagramme Q = f(A) où Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3) et A = Al - (K + Na + 2Ca) met en contraste les domaines igné et sédimentaire en s'appuyant sur les enrichissements à la fois en quartz et en minéraux alumineux lors de l'évolution sédimentaire (H. de La Roche et al, 1974).

- Le diagramme QF, FB reproduit le triangle quartz, plagioclase, orthose où Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3), F = K - (Na + Ca), B = Fe + Mg + Ti, H. de La Roche, 1972.

Il permet d'étudier les roches ignées. Le paramètre Na + K est utilisé en altimétrie pour tester la position des analyses dans le plan QF, FB. Une arkose a par exemple un paramètre Na + K plus faible qu'un granite.

- Le diagramme $A_2 = f(A_1)$ où $A_1 = (Al - K) - (Fe - Mg) - 2Na$,
  $A_2 = (Al - K) + (Fe + Mg) - 4Ca$,
  H. de La Roche, 1978, permet l'étude simultanée des roches ignées et sédimentaires.

Chaque caractère défini sur un diagramme est contrôlé sur les autres diagrammes avant de définir une règle générale.

b) Eléments traces

Eléments incompatibles : Rb, Ba, Sr

Les analyses ont été reportées sur les diagrammes opposant d'une part ces éléments entre eux, d'autre part ces éléments à K_2O ou à CaO, ou au rapport K/élément trace. En effet, d'une façon générale Ba et Rb sont liés au potassium. Ces éléments incompatibles se trouvent donc essentiellement dans les feldspaths, la biotite, l'amphibole,et sont fréquemment utilisés comme traceurs pétrogénétiques.
Comme pour les éléments majeurs, seuls les diagrammes les plus démonstratifs sont présentés ici.

Eléments de transition : Cr, Co, Cu, Ni, V

Le rôle de ces éléments dans les processus magmatiques est relativement bien connu particulièrement dans la cristallisation fractionnée des magmas basiques. En raison de la nature des roches traversées par la galerie Arc-Isère, à savoir des roches métamorphiques ou des roches plutoniques en général acides, nous nous limiterons à la présentation des histogrammes de fréquence en annexe 4.

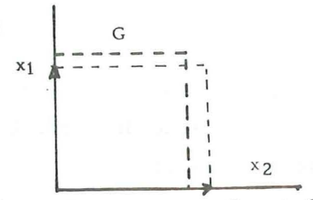
2.4 - Aperçu général de la coupe géochimique

Le tableau statistique en annexe 3 p221, rassemble pour chaque ensemble de roches la moyenne géométrique des analyses et l'écart type géométrique.
Les valeurs trop extrêmes en raison souvent d'une mylonitisation excessive ou parfois d'erreurs de manipulation (3 éch.) n'ont pas été incluses dans les calculs.

Rappelons que la moyenne géométrique constitue souvent une meilleure estimation de la "teneur de fond géochimique" que la moyenne arithmétique car elle diminue l'importance des valeurs anomales.

$$G_{\text{moyenne géométrique}} = (x_1 . x_2 . \ldots . x_n)^{1/n}$$

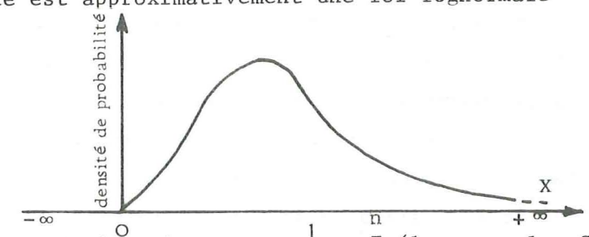
La moyenne géométrique des 2 valeurs x_1 et x_2 peut être visualisée de la façon suivante :



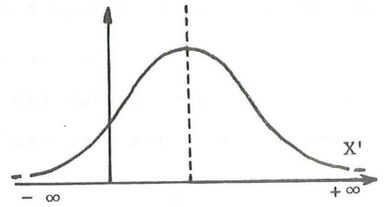
G est le côté d'un carré qui a une surface égale à celle du rectangle de côtés x_1 et x_2.

Pour 3 valeurs x_1, x_2, x_3, G est le côté d'un cube qui a un volume égal à celui du parallélépipède de côtés x_1, x_2 et x_3.

Pour un grand nombre d'éléments chimiques (notamment les éléments traces) pour les catégories de roches assez hétérogènes (gneiss par exemple) la loi de probabilité est approximativement une loi lognormale * :



L'écart type géométrique $\log \varepsilon = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1} (\log x_i - \log G)^2$ peut être considéré comme l'écart type de la variable transformée $X' = \log X$.



C'est en raison de la transformation par les logarithmes décimaux que l'écart type géométrique de 2 valeurs (ou n valeurs) identiques est égal à 1, en effet log 1 = 0.

Il ressort de ce tableau que :
- 80 % des roches analysées sont dans le domaine acide (> 63 % de SiO_2),
- 97 % des roches ont une teneur en Al_2O_3 comprise entre 14 et 16,5 %,
- les teneurs en MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2 sont très variables pour l'ensemble des analyses, mais à l'intérieur de chaque subdivision, elles peuvent être à peu près constantes : exemple de K_2O et Na_2O pour les faciès porphyroïdes à biotite,
- les teneurs en éléments traces sont très dispersées notamment dans les gneiss (en raison de leur hétérogénéité pétrographique).

---

* Pour les granites, la loi de probabilité se rapproche plus d'une loi de Gauss.

Dans ce mémoire, l'étude géochimique se bornera à présenter les résultats et à en tirer quelques conclusions. Mais elle ne résoud pas tous les problèmes posés. En effet elle pourra être reprise ultérieurement sous différentes formes et le stock d'analyses géochimiques pourra être exploité à l'infini.

3. - LES SCHISTES DE LA SERIE VERTE

3.1 - Présentation

Cette série a été décrite par C. et P. BORDET, 1961, sous le terme de Série Verte Supérieure, par F. CARME, 1965, sous le terme de Série du Taillefer, et par Y. GROS, 1974, sous le terme de Série Verte. C'est cette dernière dénomination qui est adoptée ici.

Ces schistes affleurent en galerie du P.M. A3095 au P.M. A3355. En surface ils forment une bande ± continue depuis St Rémy de Maurienne jusqu'au col du Glandon. Cette bande de schistes est bordée à l'Ouest par le Complexe de St Colomban (ou les gneiss du groupe de St Rémy) et à l'Est par le gneiss de St Rémy (Série Verte Moyenne). La bordure orientale est tectonique, la bordure occidentale se fait, dans la galerie Arc-Isère, par un passage progressif apparemment sans accident tectonique. Ces schistes jalonnent l'accident de Fond de France et il est difficile de faire la part de ce qui revient à la schistosité due à l'épisode tectono-métamorphique régional majeur, et de ce qui revient à la schistosité mylonitique locale acquise ultérieurement. Les autres schistes présents dans la galerie Arc-Isère ont une origine tectonique (mylonites ou phyllonites) à part quelques enclaves préservées dans les faciès granitiques et quelques mètres de schistes de la série grauwackeuse.

Les deux faciès qui composent, dans la galerie Arc-Isère, cette série sont des schistes chloriteux verts et des schistes quartzeux (nous n'avons pas rencontré de schistes graphiteux comme en ont signalé en surface les auteurs précédents).

3.2 - Les schistes verts

En raison de leur prédominance, ce sont eux qui ont donné son nom à cette série.

Les caractères macroscopiques sont les suivants : ce sont des schistes * à feuillets très fins (souvent inférieurs au mm), les uns très tendres, les autres plus résistants donc plus compétents.

---

* Les schistes cristallins sont des roches à foliation fine et régulière nettement stratifiées à structure typiquement granoblastique à lépidoblastique (Jung, 1977).

Les premiers sont plus chloriteux, les seconds plus quartzeux. La coloration verte est parfois cachée par un enduit rouille dû à la transformation des chlorites en argiles et de la pyrite en limonite.

Les caractères microscopiques sont les suivants (cf. A3120) :

- quartz : en petits cristaux (<0,5 mm) souvent recristallisés ou en lentilles polycristallines étirées dans la schistosité ;
- plagioclase : très altéré, transformé en calcite, épidote, chlorite, oxydes. Quelques minéraux moins altérés mais très déformés subsistent sous forme d'ocelles (≃1 mm) d'albite ;
- feldspath potassique : rare (microcline ?) et très altéré il subsiste en petits fantômes ;
- biotite : mal cristallisée, souvent très chloritisée, avec exsolution d'oxydes de fer ;
- chlorite : en petits amas de paillettes, disséminés dans la roche ;
- pistachite et/ou zoïsite ;
- zircon ;
- minéraux opaques : paillettes et débris graphiteux et cristaux de pyrite disposés dans la schistosité.

La rétromorphose affecte profondément ces schistes dans le faciès métamorphique "schistes verts" et les recristallisations peuvent aller jusqu'à la néocristallisation de fines paillettes de biotite (cf. chapitre 2). Ces phénomènes sont à relier à l'accident de Fond de France qui affecte profondément cette série et dont le métamorphisme appartient déjà au faciès "schistes verts".

3.3 - Les schistes quartzeux

Il s'agit de niveaux plus ou moins épais (m à dm), "interstratifiés" dans les schistes précédents, et comportant une alternance de lits plus quartzo-feldspathiques et de lits plus sériciteux et chloriteux (A3220).

En lame mince on note la présence de quartz prédominant, d'albite, d'un peu de FK, le tout étant recouvert de fines particules de chlorite cryptocristalline et de calcite. La teneur en pyrite est localement très importante (plusieurs %), ce qui explique la forte perte au feu et, corrélativement, une teneur en Fe_2O_3* très importante. Cette forte teneur en pyrite s'explique par la combinaison de deux phénomènes :

- présence de l'accident de Fond de France le long duquel ont circulé des solutions minéralisantes qui ont imprégné les niveaux les plus quartzeux ;
- le chimisme originel de la roche formée en milieu réducteur.

En effet, la pyrite est soit disséminée dans la roche, soit dispersée dans les plans de schistosité.

3.4 - Géochimie - diagrammes Al/3 - K/Al/3 - Na et A_1/A_2 (figures 6 et 7)

Les six analyses faites sur la Série Verte révèlent une grande hétérogénéité chimique malgré une convergence de faciès.

Ces schistes ne sont pas dans le champ des roches sédimentaires. Cette série rappelle une série de type spilite - kératophyre avec des termes très basiques : A3338 et des termes à la fois acides et sodiques : A3220. Elle serait donc à rapprocher de la Série du Taillefer décrite par F. CARME, 1965 a, b, et dont l'homogénéité macroscopique apparente, malgré un chimisme hétérogène, est confirmée par P. GIBERGY (com. or.).

Un plus grand nombre d'analyses dans une zone plus favorable mettrait probablement en évidence les termes sédimentaires voire volcano-sédimentaires décrits par les auteurs précédents.

3.5 - Conclusions

- P. et C. BORDET, 1953, attribuent l'âge de cette unité pétrographique au Dévono-Dinantien ;
- F. CARME la rapporte à la Série du Taillefer et la sépare de ce qui l'entoure en raison des différences, tant du point de vue pétrographique et structural (microstructures), que stratigraphique (discordance). Pour ce dernier auteur, cette série serait hercynienne, et toutes les autres formations de Belledonne seraient ante-hercyniennes.
- Y. GROS, 1974, attribue à la Série Verte un âge viséen (faciès "Culm" des Vosges), et avance qu'elle a été affectée par un métamorphisme épizonal d'âge viséen supérieur à westphalien inférieur et par une cataclase d'âge alpin.

La découverte, par P. GIBERGY, 1968, d'organismes d'âge viséen dans la Série du Taillefer, semble donc bien confirmer sa position stratigraphique. Sur la notice de la carte St Jean de Maurienne 1/50000e, 1977, la Série Verte de Belledonne a été corrélée par P. BORDET au Groupe d'Huez du massif des Grandes Rousses.

Or récemment des niveaux de schistes du Groupe d'Huez ont fourni une faune du Paléozoïque inférieur (L. GIORGI et al, 1979). Si cette corrélation était exacte, il faudrait revoir l'âge supposé dévono-dinantien (faciès "Culm") de la Série Verte et en conséquence celui des séries situées stratigraphiquement au-dessous. Ainsi, la Série Verte "moyenne" de P. et C. BORDET (notre groupe de St Rémy) devrait alors être considérée, soit comme "briovérienne" comme le laisse supposer F. CARME, 1970 a, soit antecambrienne.

Pour notre part, il nous est difficile de trancher car les schistes de la Série Verte, traversés par la galerie Arc-Isère, sont affectés par l'accident de Fond de France.

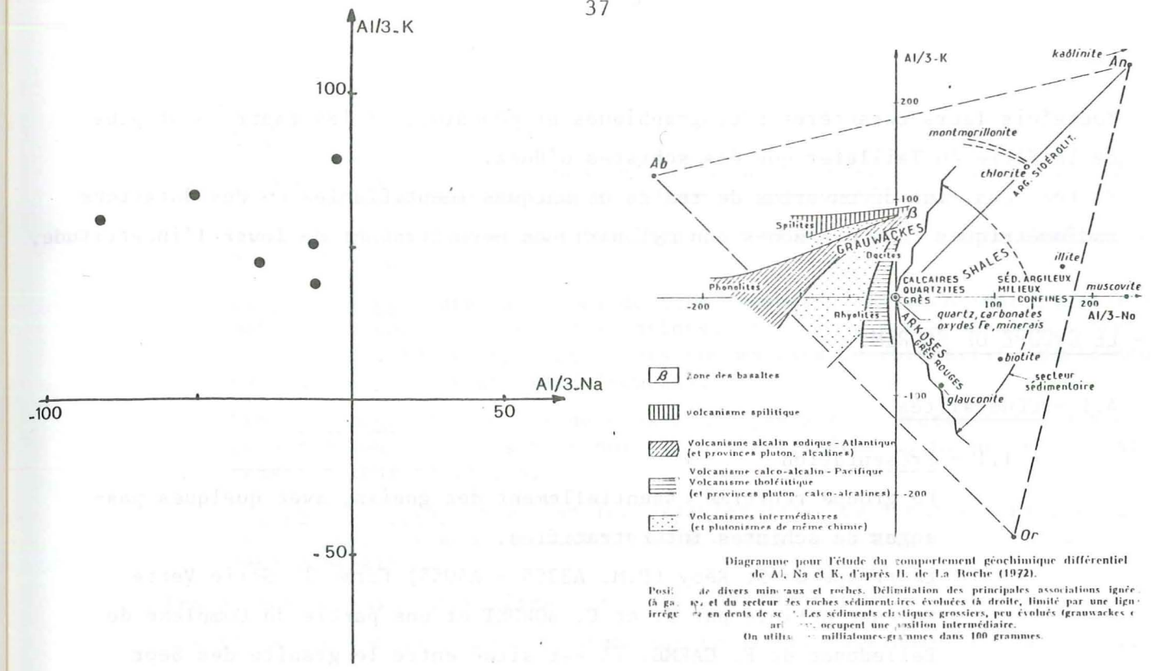
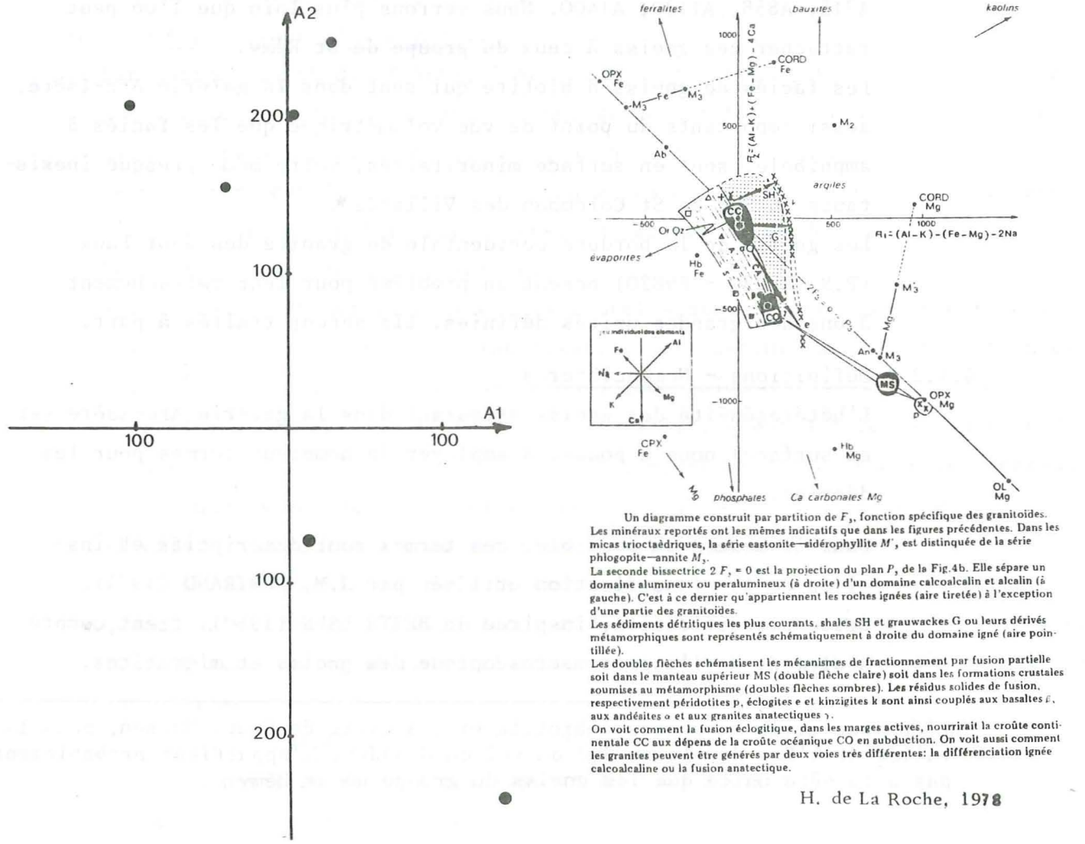


Diagramme pour l'étude du comportement géochimique différentiel de Al, Na et K, d'après H. de La Roche (1972).

Position de divers minéraux et roches. Délimitation des principales associations ignées (à gauche) et du secteur des roches sédimentaires évoluées (à droite, limité par une ligne irrégulière en dents de scie). Les sédiments clastiques grossiers, peu évolués (grauwackes et arkoses) occupent une position intermédiaire.
On utilise des millialomes (grammes dans 100 grammes).

Figure 6 : Distribution des schistes de la Série Verte dans le diagramme Al/3-K = f(Al/3-Na)



Un diagramme construit par partition de F_3, fonction spécifique des granitoïdes. Les minéraux reportés ont les mêmes indicatifs que dans les figures précédentes. Dans les micas trioctaédriques, la série eastonite—sidérophyllite M'_3 est distinguée de la série phlogopite—annite M_3.

La seconde bissectrice $2\,F_3 = 0$ est la projection du plan P_3 de la Fig.4b. Elle sépare un domaine alumineux ou peralumineux (à droite) d'un domaine calcoalcalin et alcalin (à gauche). C'est à ce dernier qu'appartiennent les roches ignées (aire tiretée) à l'exception d'une partie des granitoïdes.

Les sédiments détritiques les plus courants, shales SH et grauwackes G ou leurs dérivés métamorphiques sont représentés schématiquement à droite du domaine igné (aire pointillée).

Les doubles flèches schématisent les mécanismes de fractionnement par fusion partielle soit dans le manteau supérieur MS (double flèche claire) soit dans les formations crustales soumises au métamorphisme (doubles flèches sombres). Les résidus solides de fusion, respectivement péridotites p, éclogites e et kinzigites k sont ainsi couplés aux basaltes β, aux andésites o et aux granites anatectiques γ.

On voit comment la fusion éclogitique, dans les marges actives, nourrirait la croûte continentale CC aux dépens de la croûte océanique CO en subduction. On voit aussi comment les granites peuvent être générés par deux voies très différentes: la différenciation ignée calcoalcaline ou la fusion anatectique.

H. de La Roche, 1978

Figure 7 : Distribution des schistes de la Série Verte dans le diagramme $A_2 = f(A_1)$

Toutefois leurs caractères pétrographiques et géochimiques les rapprochent plus de la Série du Taillefer que des schistes d'Huez.
En tout cas, les découvertes de restes organiques identifiables ou des datations radiométriques dans des zones non mylonitiques permettraient de lever l'incertitude.

4. - LE GROUPE DE St REMY

4.1 - Généralités

4.1.1 - Présentation

Ce groupe renferme essentiellement des gneiss, avec quelques passages de schistes interstratifiés.
Le groupe de St Rémy (P.M. A3355 - A5055) forme la Série Verte moyenne définie par P. et C. BORDET et une partie du Complexe de Belledonne de F. CARME. Il est situé entre le granite des Sept Laux à l'Ouest, et la Série Verte ou le Complexe de St Colomban à l'Est. On trouve d'ailleurs dans ce dernier ensemble granitique des gneiss en panneaux enclavés (+ granitisés) P.M. A200, A550, A715, A858, A1130, A1400. Nous verrons plus loin que l'on peut rattacher ces gneiss à ceux du groupe de St Rémy.
Les faciès de gneiss à biotite qui sont dans la galerie Arc-Isère, aussi importants du point de vue volumétrique que les faciès à amphibole, sont en surface minoritaires, voire même presque inexistants au Sud de St Colomban des Villards *.
Les gneiss de la bordure occidentale du granite des Sept Laux (P.M. E9230 - E9820) posent un problème pour leur rattachement à une des grandes unités définies. Ils seront traités à part.

4.1.2 - Définitions - Nomenclatures

L'hétérogénéité des gneiss affeurant dans la galerie Arc-Isère (et en surface) nous a poussé à employer de nombreux termes pour les décrire.

Dans la mesure du possible, ces termes sont descriptifs et inspirés de la classification utilisée par J.M. BERTRAND (1974).
Cette classification, inspirée de BERTHELSEN (1960), tient compte seulement de l'aspect macroscopique des gneiss et migmatites.

---

* L'épaisse série de gneiss à biotite et muscovite de Grand-Maison, dans la vallée de l'Eau d'Olle au Sud du Col du Glandon, n'appartient probablement pas à la même unité que les gneiss du groupe de St Rémy.

a) Termes descriptifs des gneiss

Gneiss lités : gneiss formés de l'alternance de lits millimétriques à centimétriques bien définis et de composition différente.

Gneiss rubanés : idem mais les lits sont plus épais, pluricentimétriques à décimétriques.

Gneiss veinés : gneiss formés de lits (veines), pluricentimétriques à décimétriques, subparallèles, discontinus, et plus ou moins réguliers, de matériel quartzofeldspathique dans une matrice de composition quelconque, en général plus mélanocrate (sombre).

Gneiss homogènes : gneiss ne présentant pas sur d'importantes épaisseurs de variation de composition notable ni parallèlement, ni perpendiculairement à leur foliation.

Gneiss hétérogènes : gneiss inclassables dans les 4 catégories précédentes ; leur aspect est souvent mixte : on y observe de brusques variations de leur composition.

Ces 5 expressions peuvent être complétées :
- soit par le nom du minéral prédominant (biotite, amphibole, grenat, etc...) ;
- soit par le développement particulier d'un minéral (gneiss oeillés, gneiss à boules amphiboliques, etc...) ;
- soit par la taille des minéraux ou l'aspect lithologique (gneiss fin, grossier; gneiss massif, compact, corné).

b) Termes génétiques des migmatites

Par définition (K.R. MEHNERT, 1968), les migmatites sont formées d'une partie plutonique de composition granitique, granodioritique, et d'une partie de nature cristallophyllienne (gneiss, amphibolite, etc...).
Le *paléosome* est la roche métamorphique pas ou peu modifiée (non mobilisée). S'il est enrichi en ferromagnésiens, on parlera alors de *restite*.
Le *néosome* comporte deux fractions :
- le *leucosome* fraction claire (quartzofeldspathique essentiellement) qui, s'il est déplacé est appelé mobilisat. Il est défini par sa composition et son aspect : pegmatitique, aplitique, granitoïde ;
- le *mélanosome* qui est le "résidu" cristallin, c'est-à-dire la fraction du paléosome qui "n'a pas fondu". Il est composé essentiellement de minéraux ferromagnésiens et sa coloration est donc sombre : noire, verte ...

Il existe bien entendu tous les termes de passage entre les gneiss non mobilisés et les migmatites, mais le terme de gneiss migmatitique est employé quand, au niveau de l'observation, on peut faire l'opposition entre un matériel tramé quelconque et un matériel granitique ou quasigranitique. Ce dernier est caractérisé par :
- un grain en général différent de celui du gneiss trame ;
- une disposition sécante par rapport au rubanement ;
- une discontinuité spatiale.

Ce dernier critère est à utiliser avec précaution, en effet dans les ensembles migmatitiques plissés il est souvent difficile de faire la distinction entre :

- d'une part, des migmatites ayant subi, durant la cristallisation du mobilisat, des déformations ± plastiques (plis ptygmatiques, boudinage ...) ;
- d'autre part des gneiss injectés de filons granitiques, ou aplopegmatitiques "allochtones", l'ensemble étant après repris par des déformations. Dans ce cas là nous avons employé les 2 termes notamment sur la liste de codification des échantillons géochimiques (annexe 2).

4.2 - La série métagrauwackeuse de St Rémy

4.2.1 - Présentation

On trouve la série métagrauwackeuse de St Rémy entre les P.M. A4200 et A4500. Il s'agit d'une alternance de micaschistes fins et de gneiss à biotite peu ou pas migmatitiques. La couleur prédominante de cette série est sombre.

4.2.2 - Les schistes

Ils forment des niveaux de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres intercalés dans les gneiss. L'épaisseur des feuillets de ces schistes est en général inférieure au millimètre avec une surface ± gaufrée et très riche en biotite peu altérée (aspect "luisant").

Au microscope, la structure* est lépidoblastique. Les micas qui marquent la schistosité englobent des amas polycristallins étirés contenant des plagioclases très séricitisés, de la biotite, du quartz en minéraux imbriqués.

- quartz : en plages engrenées ou en plaquettes, il forme des niveaux préférentiels en alternance avec les niveaux phylliteux ;
- plagioclase : poecilitique, souvent groupé en plusieurs individus ± séricitisés et non identifiables ;
- biotite : très abondante, très fraîche, bien cristallisée en paillettes allongées dans la schistosité ;
- muscovite : rare, elle accompagne la biotite ;
- tourmaline : elle est toujours associée à du quartz en flammèches et à de la pyrite ; elle apparaît soit post soit anteschistosité et contient des inclusions de quartz disposées en auréole.

  L'origine de cette tourmaline est à rechercher soit dans l'évolution post-magmatique du granite des Sept Laux d'où sont issus également des filons aplopegmatitiques, soit dans la composition originelle de la roche ;

---

* Dans tout ce qui suit, structure et texture ont la signification suivante (Jung, 1977, 3 éd.) :
  - structure : se voit au microscope, est liée à la forme, à la disposition et aux relations mutuelles des minéraux ;
  - texture : déterminée par l'existence d'irrégularités visibles à l'oeil nu dans la répartition de la matière de la roche.

- minéraux secondaires : épidote, séricite disséminées un peu partout dans la roche en fins cristaux, ± chlorite.

Textures : ces schistes sont affectés d'une schistosité principale (S_1) qui peut être, soit affectée de plans de cisaillements (Riedels), soit tordue par une schistosité secondaire (S_2).

Au P.M. A4493, ces schistes prennent localement un aspect corné dû probablement à l'action de filons de granite leucocrate responsables d'une certaine "cuisson" de leur encaissant micaschisteux sur quelques mètres.

Les analyses chimiques (A4436 par exemple) de ces schistes montrent une teneur relativement faible en SiO_2 (62 %). Les autres éléments fluctuent beaucoup, surtout CaO, Al_2O_3 et K_2O, ce qui traduit vraisemblablement une sédimentation originelle hétérogène.
Ces niveaux schisteux correspondraient aux niveaux plus fins, à tendance plus pélitique, classiquement décrits dans les séries grauwackeuses (PETTIJOHN et al, 1972).

4.2.3 - Les gneiss

Il s'agit de gneiss à biotite finement lités passant progressivement aux micaschistes décrits ci-dessus.
Ces gneiss contiennent des lentilles (amas) polycristallines mono ou pluriminérales ± étirées dans la foliation, ou bien des petits feldspaths à contours arrondis.

Au microscope la structure est granoblastique ± oeillée avec une alternance de lits quartzofeldspathiques et de lits phylliteux. Dans les lits (ou lentilles) quartzofeldspathiques, les biotites sont moins altérées que dans les lits phylliteux :

- quartz : en petits minéraux arrondis ou en lentilles polycristallines étirées dans la foliation ;
- feldspath potassique : peu altéré, étiré, poecilitique (micas, albite, quartz en inclusions) ;
- plagioclase : séricitisé, ± fréquent, oligoclase (?) ;
- biotite : en baguettes ± déchiquetées, chloritisées et ± muscovitisées, sauf dans les niveaux quartzo-feldspathiques où les cristaux sont en baguettes subautomorphes et saines ;
- muscovite associée à la biotite ;
- séricite ;
- épidote : pistachite ou zoïsite ;
- zircon ;
- minéraux opaques.

Les analyses chimiques de ces gneiss (A4453 par exemple) montrent une richesse relative en silice due à la présence localement importante de quartz, primaire ou recristallisé, et à l'abondance de feldspath (plg + FK).

4.3 - Les gneiss à biotite peu ou pas migmatitiques

4.3.1 - Présentation

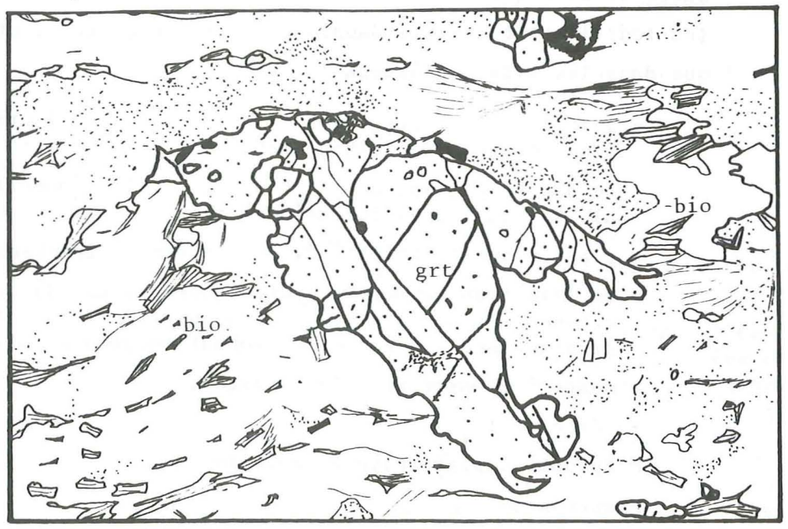
Ces gneiss sont rubanés ou lités, homogènes et massifs. Les niveaux fins de ces roches doivent correspondre à d'anciens niveaux plus pélitiques, les niveaux rubanés à d'anciens niveaux plus gréseux, éventuellement même arkosiques quand le pourcentage de feldspaths est élevé (supérieur à 30 %). Dans ce cas là, on a à faire à des métaarkoses (PETTIJOHN et al, 1972).

4.3.2 - Les gneiss fins à grenat

Ces gneiss ont été rencontrés du P.M. A200 au P.M. A530 et du P.M. A3630 au P.M. A3885.

L'aspect de la roche est sombre, massif, hétérogène, ± schisteux. Le litage est à peine visible à l'oeil nu. Ces gneiss, apparemment riches en quartz et biotite, passent latéralement à des gneiss à amphibole lités ou rubanés.

Au microscope, la foliation est soulignée par des niveaux alternativement biotitiques et plus quartzo-feldspathiques. Dans ces derniers se trouvent parfois des grenats en quantité non négligeable (4 %) (figure 8).



grt = grenat ; bio = biotite

Figure 8 : Micrographie de l'échantillon A444.

- quartz ;
- plagioclase : An 8 à 25*, très séricitisé, souvent à partir du coeur du minéral ;
- microcline : poecilitique, légèrement myrmékitique ;
- biotite de deux types : soit brun rouge (en général), non altérée et allongée dans la foliation, soit verte et alors oblique sur cette dernière ;
- grenat : ± automorphe avec inclusions de quartz, parfois transformé en chlorite. Ces grenats sont de type pyralspite très ferrifère, les cristaux de grande taille (0,8 mm) peu nombreux, sont très fracturés, ceux de petite taille sont ronds et non cassés. Leur schistosité interne peut être ± tournée (structure hélicitique) ;
- cordiérite : rencontrée dans un seul échantillon, prélevé en surface (OR16) dans la partie mobilisée d'un gneiss à tendance migmatitique (?). De forme globuleuse, elle est entièrement pinitisée ;
- minéraux secondaires : calcite, ± épidote, ± chlorite, ± séricite ;
- minéraux accessoires : zircon (dans les biotites), opaques, ± sphène (très craquelé), ± apatite.

Les gneiss qui contiennent du grenat ne sont pas (ou peu) chloritisés. La chlorite de certains gneiss (A550) résulterait de l'altération des grenats qui auraient complètement disparu.

On aurait donc une paragénèse primaire à almandin + biotite ± cordiérite ± muscovite. Les analyses chimiques (A491 - A3785 par ex.) montrent des teneurs en MnO et MgO fortes, dues à la présence du grenat.

4.3.3 - Les gneiss rubanés ou lités

Ils sont présents aussi bien dans les ensembles gneissiques, où ils passent en continu aux autres faciès, que dans les ensembles migmatitiques où ils forment des enclaves, des panneaux ± importants et épargnés par la migmatisation.

L'alternance des lits de composition différente est très marquée et leurs limites sont nettes.

---

* Ces valeurs, trouvées par la méthode des angles d'extinction des macles des plagioclases et de leur relief par rapport à celui du quartz (J. YUNG, 1977) ou par la méthode de la double macle (M. ROUBAULT, 1963), tombent dans le domaine des péristérites (An 5 à 21) où coexisteraient 2 "plagioclases", l'un avec An < 5 et l'autre An > 21, et non pas seulement un plagioclase intermédiaire, (F. LAVES, 1954 ; P.H. RIBBE, 1975).

Ce fait est observé dans la plupart des ensembles définis dans la galerie Arc-Isère qui ont un plagioclase contenant en général peu d'anorthite (albite ou oligoclase). Il semble que la zonalité des plagioclases, telle qu'elle a pu être observée dans les granites (Sept Laux, St Colomban) et/ou l'hétérogénéité minéralogique de certains ensembles pétrographiques (groupe de St Rémy), pourraient expliquer également ces valeurs.
Aucune péristérite n'a été observée en lame mince, mais il est vrai, qu'à cette échelle, elles ne sont pas toujours visibles (P.H. THOMPSON, 1973).

Microscopie : mis à part, l'absence de grenat et l'habitus des espèces cristallines, la composition minéralogique des gneiss lités et rubanés est proche de celle des gneiss fins à grenat.

La structure est granoblastique et en général hétérogranulaire.

- quartz : en minéraux engrenés, ou automorphes et granulés ;
- microcline : souvent en mégacristaux* (< 1 cm), xénomorphes, très granulés sur leurs bordures, ce qui donne souvent au gneiss un aspect ocellaire ;
- plagioclase séricitisé, ± damouritisé, composition assez variable ;
- biotite : de 2 types :
  . à contours mal définis, très chloritisée avec oxydes le long des plans de clivages,
  . en petites baguettes automorphes, brun rouge, non altérée ;
- muscovite : rare, souvent sécante par rapport à la foliation ;
- minéraux secondaires ou accessoires : calcite, épidote, chlorite, séricite, sphène très craquelé étiré dans la foliation, ± apatite.

Les analyses chimiques de ces gneiss (A3600, A3676 par exemple) montrent une hétérogénéité des teneurs des divers éléments qui reflète l'hétérogénéité pétrographique : alternance de lits ± épais et de composition variable.

4.4 - Les gneiss à amphibole pas ou peu migmatitiques

4.4.1 - Présentation

Dans cet ensemble sont regroupés tous les faciès renfermant de l'amphibole ; évidemment beaucoup d'entre eux contiennent également de la biotite. Ceci, comme nous le verrons, se traduit du point de vue géochimique par une superposition partielle des nuages de points représentatifs des 2 faciès : gneiss à biotite et gneiss à amphibole. Malgré cette "affinité géochimique" partielle, ils ont été distingués : les gneiss à amphibole sont en général plus massifs et leur grain plus grossier que les gneiss à biotite.

Les gneiss à amphibole se subdivisent en 2 sous-groupes : d'une part les gneiss lités, et d'autre part les gneiss rubanés.

4.4.2 - Les gneiss lités, massifs

Ils sont soit en "niveaux" dans les gneiss à biotite (P.M. A200 - A550), soit en panneaux résiduels dans le Complexe de St Colomban, soit en bancs dans l'ensemble à dominante amphibolique (P.M. A3355 - A3630).

---

*Mégacristal : cristal dont les dimensions sont supérieures à environ 10 fois celles du grain moyen de la roche.

Leur aspect général est sombre, finement lité, massif. L'alternance des lits (1 mm à 1 cm) de composition différente est nette.

Ces gneiss ont pu être mylonitisés à proximité, soit d'accidents importants, comme celui de Fond de France, soit de fractures mineures (P.M. A848).

Au microscope ces gneiss sont hétérogranulaires à structure granoblastique ± déformée. La limite entre les lits leucocrates et les lits plus mélanocrates est floue. Les niveaux ferromagnésiens ont tendance à être hétérogranulaires, par contre les niveaux plus leucocrates sont équigranulaires, mais à grain plus grossier.

- quartz : peu abondant, engrené entre les autres minéraux ou en lamelles étirées dans la foliation ;
- plagioclase : An 25-35 ;
- feldspath potassique : très séricitisé, à contours irréguliers, il forme les plus gros minéraux (1 cm). Quelques échantillons présentent des feldspaths ocellaires ;
- hornblende verte : automorphe mais souvent très altérée (calcite, épidote, chlorite) et souvent très déformée ;
- biotite : souvent très chloritisée, en baguettes allongées dans la foliation ;
- muscovite : rare,en cristaux automorphes souvent obliques par rapport à la foliation ;
- minéraux secondaires : calcite, épidote (pistachite, zoïsite), chlorite en petits cristaux disséminés dans toute la roche ;
- minéraux accessoires : sphène (automorphe mais craquelé), ± allanite, ± zircon, opaques.

En définitive ces gneiss sont très souvent altérés et tectonisés ; les feldspaths sont transformés et difficilement identifiables : toutefois, ils ont un aspect ± arrondi, roulé (?) et contiennent peu d'inclusions.

Entre les P.M. A3445 et A3500 affleurent, interstratifiés dans les gneiss lités, des gneiss très amphiboliques (hornblende) à structure localement diablastique et ± porphyroblastique : hornblende et plagioclase (andésine). Ces roches, pauvres en quartz, pourraient représenter d'anciennes roches volcaniques basiques (basaltes) ou d'anciens filons de diabase.

4.4.3 - Les gneiss rubanés

On les trouve essentiellement sur 2 bandes de 100 et 300 m environ du P.M. A2975 au P.M. A3090, et du P.M. A3885 au P.M. A4200. L'aspect général est celui d'une alternance de niveaux de gneiss à amphibole demi-centimétrique, et de niveaux,d'aspect leptynitique,pluricentimétriques qui ont parfois l'allure de lentilles étirées dans la foliation.

a) Les gneiss à mégacristaux d'amphibole

Ces gneiss jalonnent principalement la bordure ouest du Complexe de St Colomban depuis la vallée de l'Arc jusqu'au col du Glandon.

Au microscope la structure de la roche est porphyroblastique : de gros cristaux d'amphibole et, accessoirement, de feldspath sont noyés dans une mésostase à structure granoblastique.

- hornblende verte (± actinote) en mégacristaux ± étirés, et contournés par la biotite ;
- biotite : en général très chloritisée contenant souvent des aiguilles de rutile maclée sagenite en épitaxie ;
- feldspath potassique : microcline maximal (indice de triclinicité = 0,9) * ;
- plagioclase : An > 10, souvent en association complexe de plusieurs individus, très souvent séricitisé et à contours indentés ;
- quartz : rare, il est soit en plages cimentant les autres minéraux, soit en rubans ± boudinés ;
- minéraux accessoires : sphène, zircon en inclusions dans les biotites, ± apatite, ± allanite ;
- minéraux secondaires : séricite, calcite, chlorite, épidote.

b) Les "leptynites à amphibole"

Elles sont en alternance avec les gneiss à phénocristaux de hornblende et forment des niveaux de quelques centimètres à quelques décimètres.

Leur couleur est claire souvent verdâtre.

Au microscope ces roches apparaissent très feldspathiques, leur structure est granoblastique et leur foliation ± nette.

- quartz ;
- plagioclase : An 5-10 ;
- feldspath potassique : microcline ;
- biotite : rare, chloritisée ;
- amphibole : hornblende,rare, en petits cristaux automorphes ;
- calcite, chlorite (c'est elle qui donne la couleur verdâtre à la roche), pistachite ;
- sphène : peu.

c) Les faciès gneissiques de bordure du Complexe de St Colomban

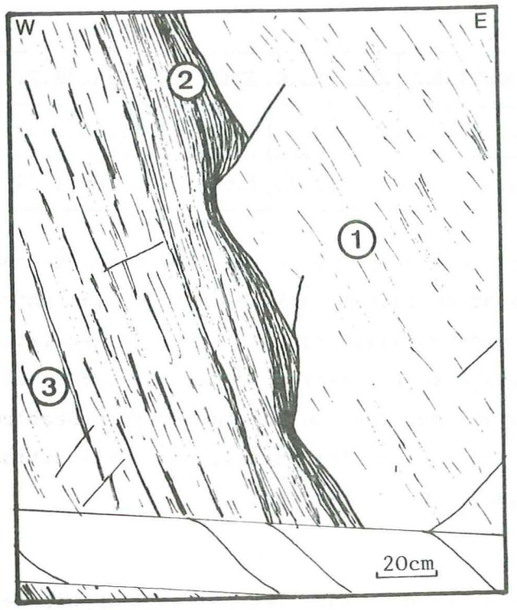
La limite occidentale du Complexe de St Colomban se fait par une série d'accidents ± importants et ± visibles qui semblent se greffer sur l'accident de Fond de France (voir chapitre tectonique).

---

* Dans ce qui suit, tous les indices de triclinicité ont été calculés par diffraction X (méthode des poudres) selon la méthode de Goldsmith et Laves, 1954, et sur feldspaths triés par liqueurs denses :

$$\Delta = 12{,}5 \left[d_{(131)} - d_{(1\bar{3}1)} \right]$$

Dans la galerie Arc-Isère, ce contact se fait au P.M. A2975 - A2980, comme le montre la figure ci-dessous :



1 : Granitoïdes blastomylonitisés du Complexe de St Colomban.

2 + 3 : Gneiss amphiboliques du groupe de St Rémy.

2 : Faciès de contact, schisteux.

Figure 9 : Contact par faille entre le Complexe de St Colomban et le groupe de St Rémy : P.M. A2975.

Le contact, entre les faciès granitiques (blastomylonitisés ici) et les gneiss à amphibole, est jalonné sur 20 à 30 cm par une roche gneissique sombre, à aspect schisteux et à grain fin submicroscopique.

Cette bande de gneiss schisteux bien visible dans la galerie l'est aussi en surface dans le Vallon du Merlet (Granges d'en Bas).

Au microscope la structure de la roche est hétérogranulaire, la texture est gneissique avec une altération et une mylonitisation très grandes. Quelques cristaux de feldspath et d'amphibole déformés et contournés par des phyllites (structures en cloisons) subsistent dans une mésostase constituée de séricite, calcite, biotite chloritisée, épidote ± sphène, ± apatite et contenant un peu de quartz de recristallisation dont l'aspect frais contraste avec le reste de la roche.

Le tableau suivant rassemble les analyses de 2 échantillons pris à quelques centimètres l'un de l'autre : l'un dans le gneiss schisteux (2), l'autre dans le gneiss à amphibole voisin (3).

Ech. N°	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3t	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	P.F.	T
A2980A	50.05	14.33	8.18	0.18	8.40	7.70	2.17	3.60	1.10	0.84	2.39	98.94
A2980B	50.60	14.45	8.28	0.17	8.38	7.77	2.20	3.68	1.14	0.88	2.24	99.79

Les 2 échantillons, différents tant du point de vue macroscopique que du point de vue microscopique, sont en fait identiques sur le plan chimique (différences inférieures aux erreurs analytiques). Le faciès schisteux (A2980A) résulterait de la simple tectonisation du faciès A2980B, et ceci de façon isochimique. Il y aurait eu, lors du chevauchement probablement d'âge alpin d'une écaille de granite sur les gneiss, une phyllonitisation de la roche au contact (sur quelques décimètres).

d) Les amphibolites

On en trouve quelques niveaux intercalés dans les gneiss à amphibole (A363A). Leur aspect est massif, leur couleur sombre et leur litage ± visible. Elles sont plus ou moins altérées, mais en général moins déformées que les gneiss qui les entourent.

Au microscope la roche apparaît litée : alternance de niveaux d'amphiboles seules, et de niveaux d'amphiboles et d'autres minéraux (amphibolites litées). La structure est granoblastique à nématoblastique.

- actinote : 2 V = 85 °
- hornblende verte (tschermakite)

} Minéraux idiomorphes à axe d'allongement parallèle au plan de foliation

Les amphiboles ont subi un début de transformation en épidote, calcite, chlorite.
L'actinote est plus abondante que la hornblende verte (ceci a été confirmé aux RX) ;

- séricite + chlorite + pistachite en fines paillettes forment la mésostase entre les amphiboles ;
- feldspath : quelques phénoclates (?) très altérés et non identifiables ;
- quartz : quelques granules disséminées dans la roche ;
- opaques ;
- sphène : rare.

Les analyses chimiques (A363A par exemple) montrent une pauvreté en SiO_2 (< 50 %) et en alcalins (< 4 %), des teneurs en CaO (≃ 10 %), Fe_2O_3t et MgO élevées.

4.4.4 - Géochimie des gneiss peu ou pas migmatitiques

Codes pétrographiques : 06, 08, 12, 13.

- Mode de répartition des analyses dans la galerie Arc-Isère : nous avons regroupé ici les analyses d'échantillons prélevés essentiellement dans le *Groupe de St Rémy* (P.M. A2975 à A5055), mais aussi dans le *Complexe gneisso-migmatito-granitique de St Colomban*.*
- Cet ensemble est très hétérogène et recouvre un domaine intermédiaire entre celui des roches ignées et celui des roches sédimentaires.

a) Eléments majeurs (figures 10, 11, 12)

Trois sous-groupes s'individualisent :

- Les gneiss "para-dérivés" à biotite qui couvrent le domaine des grauwackes qui ont 2 tendances :
  . une tendance grésopélitique (flèche 1), mais sans charge siliceuse importante,
  . une tendance pélitique (flèche 2) mais sans charge importante en minéraux alumineux (représentés par la paramètre A).

  Cette série grauwackeuse contenait probablement d'anciennes roches volcaniques acides (tufs) A356C.
- Les gneiss "ortho-dérivés" à biotite qui se situent dans le domaine des roches granitiques. Ces gneiss sont dans la galerie Arc-Isère entre les P.M. A2410 et A2975 et ils passent progressivement aux granites porphyroïdes du Complexe de St Colomban. Cette orthogneissification est à rapprocher d'une mylonitisation s. lat. liée semble-t-il à l'accident de Fond de France (cf. chapitre 4).
- Les gneiss "para-dérivés" à amphibole couvrent le champ des grauwackes avec une charge basique importante. D'une façon générale, ils sont dans le domaine sodique hypopotassique.

  Trois analyses se trouvent dans le champ des basaltes, dolérites ; elles représentent probablement d'anciennes roches volcaniques basiques "interstratifiées" dans les gneiss.

  La tendance pélitique mise en évidence dans les gneiss à biotite existe également dans les gneiss à amphibole.

b) Eléments traces incompatibles : Rb, Ba, Sr (figures 13, 14, 15, 16)

- $K_2O = f(Rb)$: on ne note pas de sous-groupe ; les valeurs en Rb sont étalées entre 10 et 320 ppm pour des teneurs en K_2O de 0,75 % à 5,6 %.
- $K/Ba = f(Ba)$: les teneurs en Ba sont étalées de 100 à 2800 ppm ; les faciès à biotite ont un rapport K/Ba supérieur à celui des faciès à amphibole.

---

* Les différentes catégories décrites dans les pages précédentes, mais qui ne s'individualisent pas sur les diagrammes géochimiques, ont été regroupées.

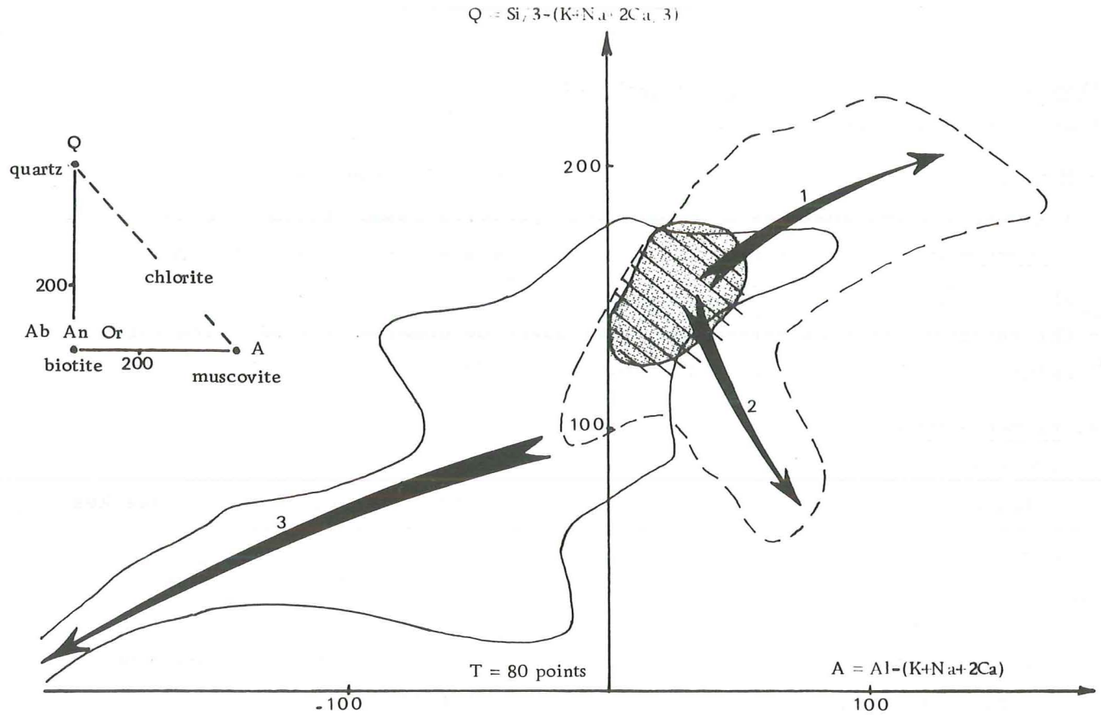


Figure 10 : Diagramme Q/A

Légende commune aux fig. 10, 11, 12

- gneiss para-dérivés à biotite
- gneiss orthodérivés à biotite
- gneiss para-dérivés à amphibole
- domaine du granite des Sept Laux
- flèche 1 : tendance grésopélitique
- flèche 2 : tendance pélitique
- flèche 3 : charge basique

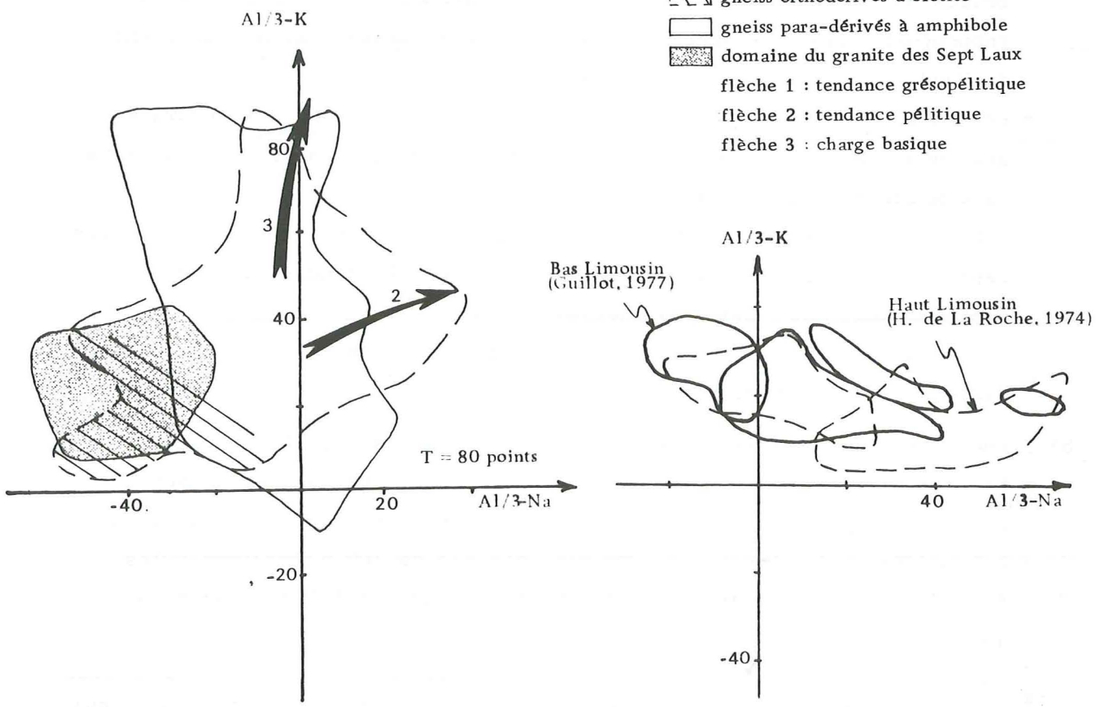
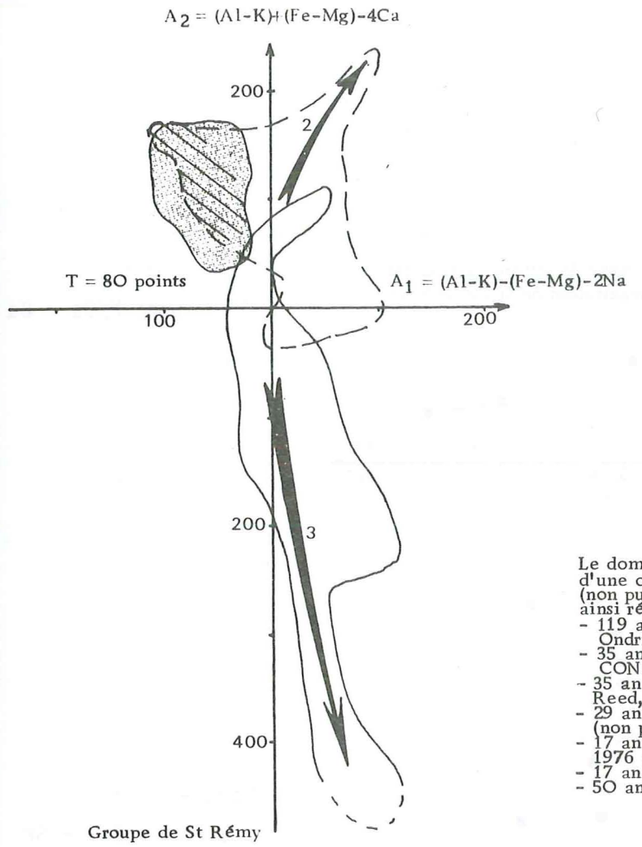
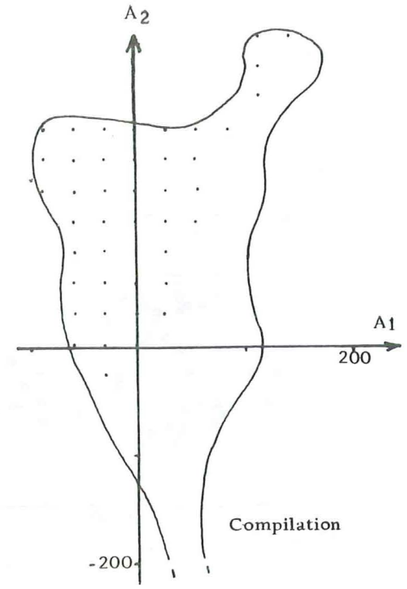


Figure 11 : Diagramme Al/3-K - Al/3-Na





Le domaine des grauwackes donné en référence résulte d'une compilation bibliographique faite par A. PLOQUIN (non publié) d'après environ 300 analyses de grauwackes ainsi réparties :

- 119 analyses du Massif de Rensselaer (New York) : Ondrick, 1968 ;
- 35 analyses du Massif de Duzel et Gazelle (Californie): CONDIE et al, 1971 ;
- 35 analyses du Massif de Wellington (Nle Zélande) : Reed, 1957,
- 29 analyses du Massif de Thannes (Vosges) : STUSSI (non publié) ;
- 17 analyses du Massif de l'Agly (Pyrénées) : FONTEILLES 1976 ;
- 17 analyses de Madagascar : MOINE, 1971 ;
- 50 analyses diverses.

Compilation bibliographique

Figure 12 : Diagramme A_1/A_2

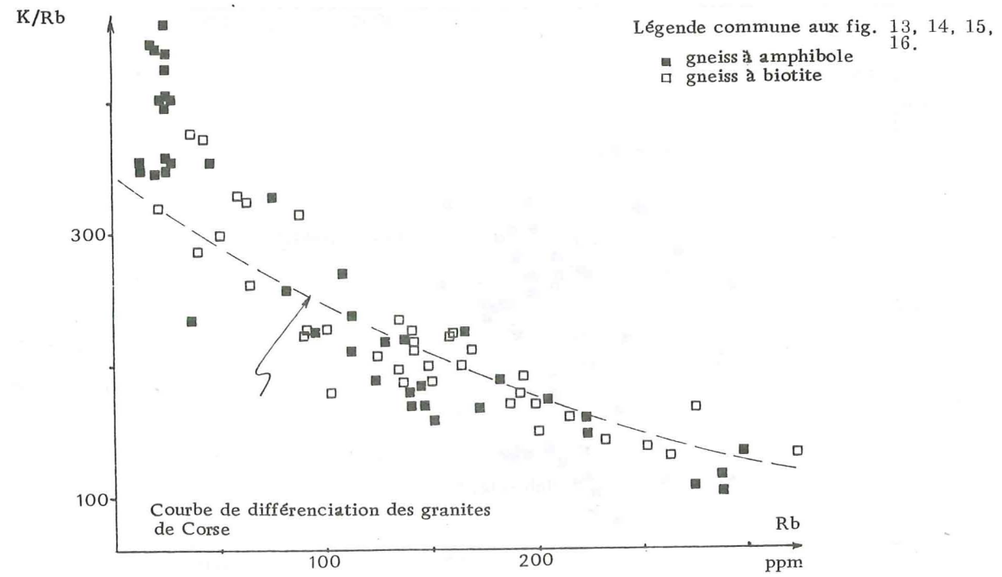


Figure 13 : Diagramme K/Rb-Rb

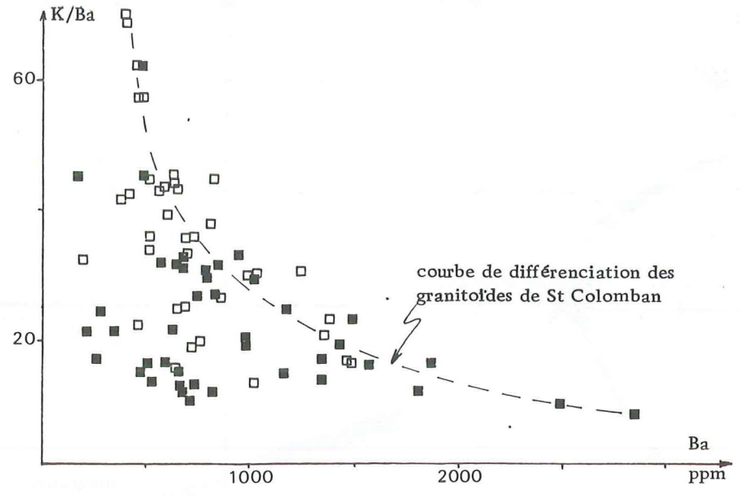


Figure 14 :
Diagramme K/Ba - Ba

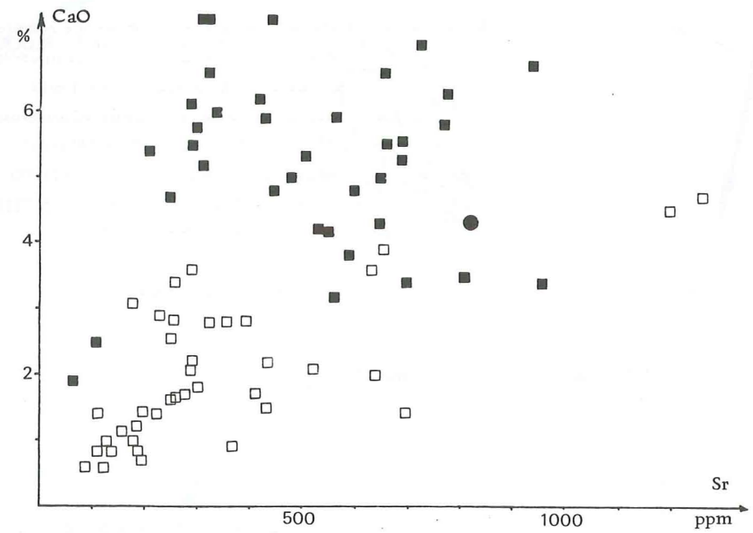


Figure 15 :
Diagramme CaO - Sr

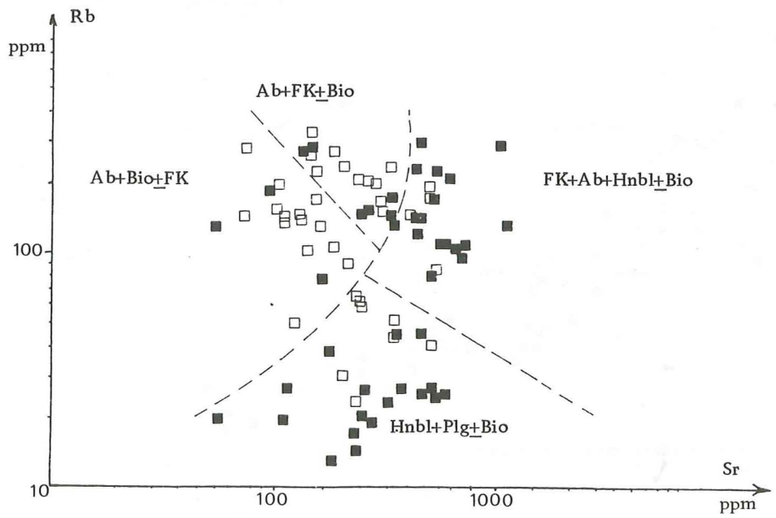


Figure 16 :
Diagramme Rb-Sr

- CaO = f(Sr) : les gneiss à biotite et les gneiss à amphibole forment deux sous-groupes bien distincts : les gneiss à amphibole plus basiques (+ volcaniques) ont des teneurs en Sr plus élevées. Les gneiss "ortho-dérivés" ont une position voisine de la position habituelle des granites.
- Rb (Sr) : les gneiss non migmatitiques se scindent en 4 sous-groupes en fonction des paragénèses et de leur origine.

c) Conclusions

Les gneiss peu ou pas migmatitiques de la galerie Arc-Isère se séparent du point de vue géochimique, en deux :

- Les gneiss d'origine volcano-sédimentaire (grauwackes) à caractère volcanique marqué (notamment basique), et à tendances sédimentaires grésopélitiques et pélitiques. Ils appartiennent à la série métamorphique du groupe de St Rémy et subsistent également en "enclaves" (septa) dans le Complexe de St Colomban, notamment entre les P.M. A200 et A550.

  Par rapport à d'autres séries gneissiques comparables (figure 11) par exemple du Limousin, les gneiss du groupe de St Rémy dérivent de roches peu "matures" (sans métapélites s. str.).

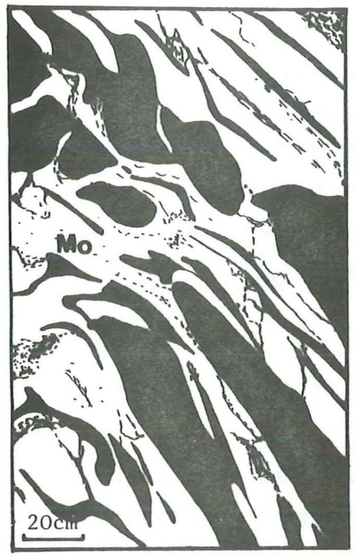
- Les gneiss qui dérivent des granites porphyroïdes de St Colomban par des phénomènes locaux de blastomylonitisation, lesquels se décèlent surtout entre les P.M. A2410 et A2975 et à proximité de l'accident de Fond de France.

4.5 - Les gneiss migmatitiques et les migmatites

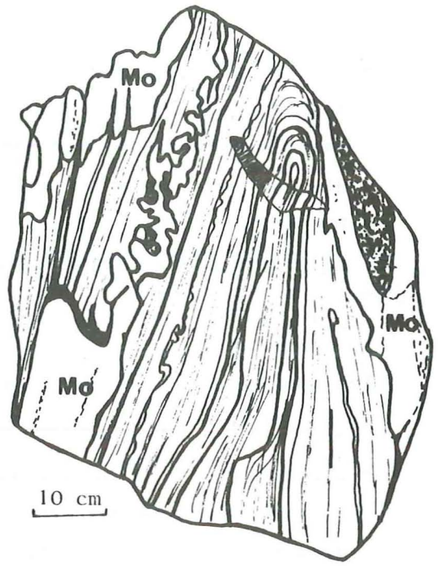
4.5.1 - Présentation

On les rencontre dans le Complexe de St Colomban du P.M. A200 au P.M. A2410 de façon très discontinue et dans le groupe de St Rémy essentiellement du P.M. A3505 au P.M. A3630 et du P.M. A4500 au P.M. A5055.

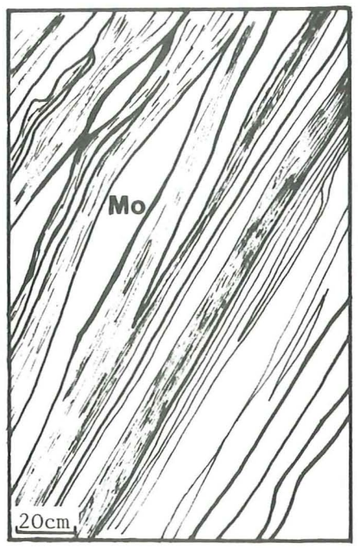
Ces gneiss migmatitiques-sont à biotite et/ou amphibole.
Ils peuvent avoir une texture diktyonitique, veinée, stromatitique, (épibolite), plissée, ptygmatitique, stictolithique, en schlieren, nébulitique, comme le montre la figure 17.



Texture à schlieren, agmatitique E9615



Texture ptygmatitique



Texture stromatitique, veinée (layered) A3610



Texture stictolithique (fleck) A4603 A

Mo = mobilisat

Figure 17 : Textures migmatitiques du groupe de St Rémy

Nous ne décrirons pas les paléosomes puisqu'ils sont formés d'à peu près toutes les variétés de gneiss décrites auparavant. Seuls les néosomes feront l'objet d'une description pétrographique.

4.5.2 - Les néosomes

a) Les leucosomes

Les fractions leucocrates des gneiss migmatitiques qui ne paraissent pas s'être formées "in situ",mais qui ont pu migrer sur une certaine distance ne sont pas des leucosomes s.str., mais plutôt des mobilisats : terme employé pour désigner "la fraction leucocrate (quartzo-feldspathique) mobile", (P. DANGLA 1979).

Les mobilisats rencontrés dans les gneiss migmatitiques appartiennent à deux types : les mobilisats pegmatitiques et les mobilisats granitiques.

- Les mobilisats pegmatitiques

Ce sont les plus fréquents, ils sont, soit subconcordants avec le paléosome (gneiss veinés), soit nettement sécants. Ils présentent parfois sur quelques décimètres une concentration importante de feldspaths potassiques (noirs ou blancs).

Au microscope la structure est granoblastique, équigranulaire à porphyroïde.

- microcline : idiomorphe ; porphyroblastes pouvant atteindre plusieurs cm de côté, perthitiques, avec souvent auréoles de myrmékite mais peu poecilitiques (Ex. 1.m. A4680, figure 18) Indice de triclinicité : 0,78 à 0,96 % ;
- albite : An 5 à 10, ou oligoclase ;
- quartz : forme des amas irréguliers entre les feldspaths ;
- muscovite : souvent présente, en lamelles dessinant une foliation fruste ou plutôt une fluidalité moulant les autres minéraux, son origine est primaire ;
- grenat : quand il existe, il est autoblastique, sans inclusion, non cassé et souvent moulé par la muscovite (cf. 1.m. A3910 : figure 19) ;
- biotite : quand elle existe, elle est chloritisée.

- Les mobilisats granitoïdes

Leurs rapports avec l'encaissant sont plus diffus que les mobilisats pegmatitiques. Ils forment soit des amas ± ovoïdes, soit des "niveaux" intercalés de façon ± concordante dans les gneiss. Au microscope la structure est grenue et plus équigranulaire que celle des leucosomes pegmatitiques. Les ferromagnésiens (biotite mais parfois aussi amphibole) forment des mouchetures (A555A) ou des schlieren.



La fracturation du microcline et les perthites sigmoïdes suggèrent une cristallisation sous contraintes tectoniques

Figure 18 : Bordure de myrmékites, feldspath noir de mobilisat granitique L.m. A4680

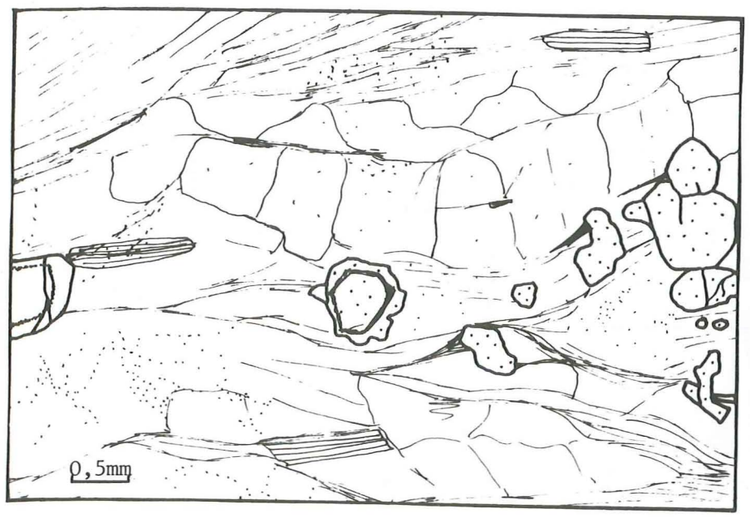


Figure 19 : Grenats autoblastiques dans mobilisat pegmatitique à muscovite L.m. A3910

- albite : An 2 à 10, mais parfois An > 20 ;
- microcline : moins fréquent que l'albite, ses plages sont xénomorphes, poecilitiques, souvent très altérées (sériciticisées) et finement perthitiques ;
- quartz : interstitiel entre les autres minéraux ou en grandes plages automorphes ;
- biotite : ± bien cristallisée en amas (ségrégation) entre les autres minéraux leucocrates ou en niveaux préférentiels (schlieren) ;
- muscovite : rare + séricite ;
- apatite.

b) Les mélanosomes

Les mélanosomes sont à amphibole et/ou biotite ; parfois leurs ségrégations peuvent donner des "hornblendites" ou des "biotitites". Ces 2 minéraux sont rarement associés : il y a soit des "boules" d'amphibole (de quelques cm à quelques dm) avec un liseré * de biotite (P.M. A3760), soit alternativement des niveaux à amphibole et à biotite (1.m. A555).

Au microscope la structure est granoblastique à granolépidoblastique, plus ou moins orientée, et avec un litage ± net.

- hornblende verte : idiomorphe ;
- biotite hypidiomorphe ;
- plagioclase : An 25 à 35 (1.m. A960), ± altéré ;
- feldspath potassique : rare ;
- quartz irrégulièrement disséminé en agrégats ;
- chlorite, calcite, épidote ± répandues suivant le degré d'altération ;
- sphène ;
- apatite ;
- zircon.

Les mélanosomes sont en général peu altérés et peuvent contenir encore quelques minéraux leucocrates. La limite entre leucosome et mélanosome est plus ou moins nette, mais souvent cette bordure est enrichie en biotite et oxydes de fer (A4850) sur une largeur de quelques mm à quelques cm.

4.5.3 - Géochimie des gneiss migmatitiques

Codes pétrographiques : 10, 07, 14, 15.

Mode de répartition : les échantillons analyses de gneiss migmatitiques ont été prélevés essentiellement dans :

- le groupe de St Rémy entre les P.M. A3355 et A3885 et entre les P.M. A4500 et A5055 ;
- le Complexe de St Colomban entre les P.M. A200 et A550 et entre les P.M. A1130 et A1400.

* Ce liseré semble être une bordure de réaction avec le "bain" environnant.

Si, sur un même échantillon ont été analysés séparément paléosome, mélanosome, leucosome, une ligne d'attache ("tie-line") relie ces différentes analyses.

De plus, entre les P.M. A1229 et A1292, comme une série d'échantillons montrait en galerie une mobilisation progressive, celle-ci a été indiquée sur les diagrammes par une flèche noire.

Les mobilisats ont été subdivisés en deux sous-groupes :
- les mobilisats granitiques,
- les mobilisats pegmatitiques contenant très souvent muscovite et grenat.

D'une façon générale les migmatites sont plus proches du domaine igné que les gneiss non migmatitiques.

a) Eléments majeurs (fig. 20, 21, 22)

- Les gneiss migmatitiques (et/ou paléosomes)

  La migmatitisation se traduit par un enrichissement en silice et en feldspaths et donc par un appauvrissement corrélatif en ferromagnésiens.

  Les gneiss migmatitiques chevauchent le domaine des grauwackes et le domaine des roches ignées (diagrammes QFB et A1/3 - K = f(A1/3-Na) ; fig. 20, 21.

  Le diagramme Q = f(A), fig. 22 montre que ce sont surtout les gneiss ayant une tendance grésopélitique (cf. fig.10 p. 50) qui ont été affectés par la migmatisation. Les gneiss à charge basique ou à tendance pélitique qui contiennent plus de minéraux ferromagnésiens et/ou alumineux sont plus réfractaires et donc moins mobilisés.

  Le partage en deux sous-groupes de gneiss à biotite dans le diagramme QFB de la figure 20, peut s'expliquer par une lacune de prélèvement dans les faciès "hétérogènes moyens". Les gneiss migmatitiques amphiboliques sont dans le domaine des grauwackes avec 3 échantillons à tendance hypocalcique (A3382, A3445, A3447) très amphiboliques.

- Les mobilisats

  Les mobilisats* ont une tendance tonalitique à granodioritique nette. Les deux sous-groupes définis par la différence de texture (granitique ou pegmatitique) sont assez bien séparés sur les diagrammes : les mobilisats pegmatitiques sont plus siliceux et donc moins ferromagnésiens que les mobilisats granitiques ; ils sont aussi en général dispersés vers les valeurs extrêmes. Néanmoins, quelle que soit la nature des mobilisats (granitique ou pegmatitique), apparaissent sur les 3 diagrammes deux tendances : une tendance albitique ou plagioclasique (flèche 1), et une tendance potassique (flèche 2).

---

* On peut noter aussi une grande dispersion des mobilisats sur les différents diagrammes utilisés, ceci a été constaté dans diverses études sur les migmatites (A. PLOQUIN, com.or.).

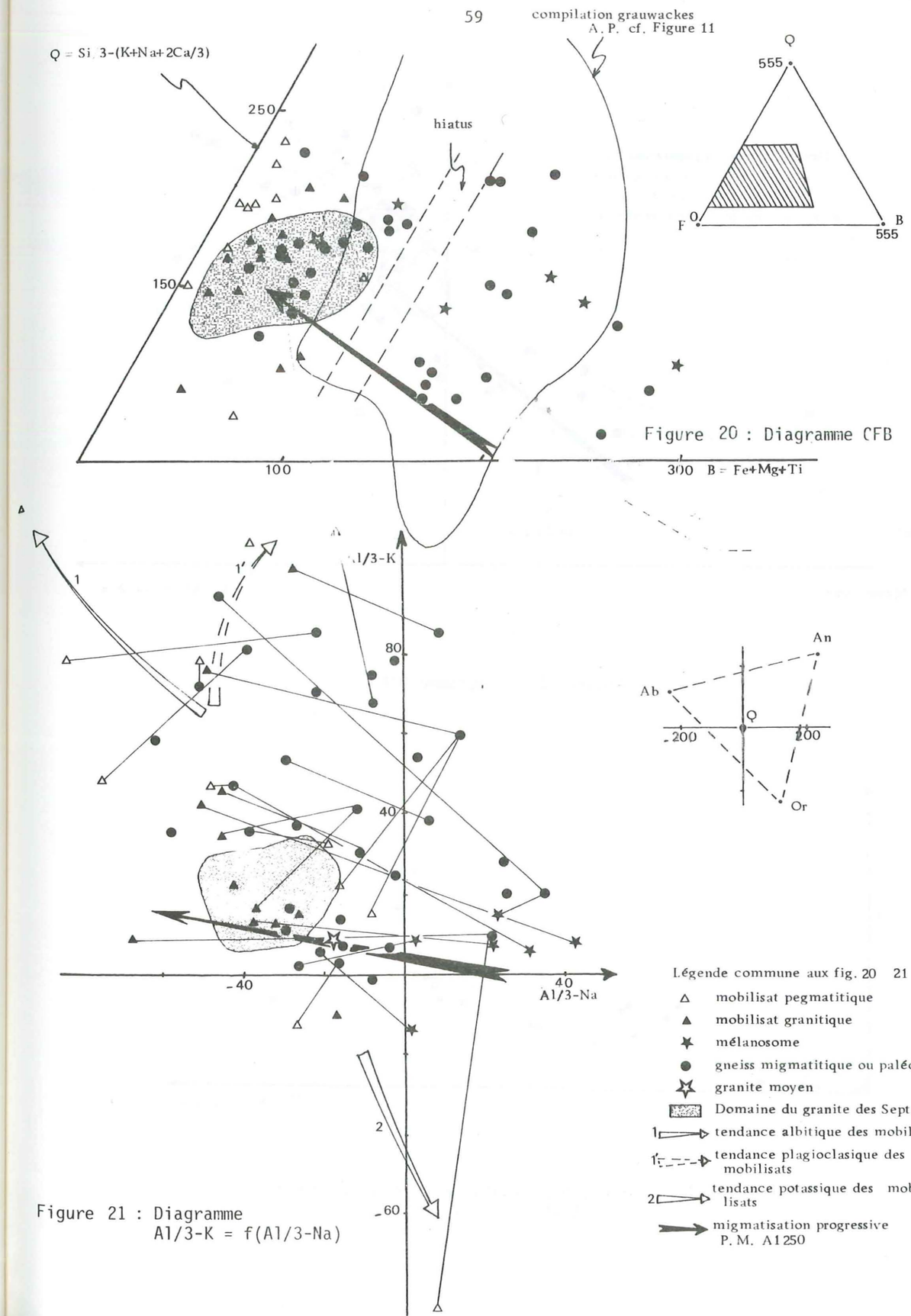
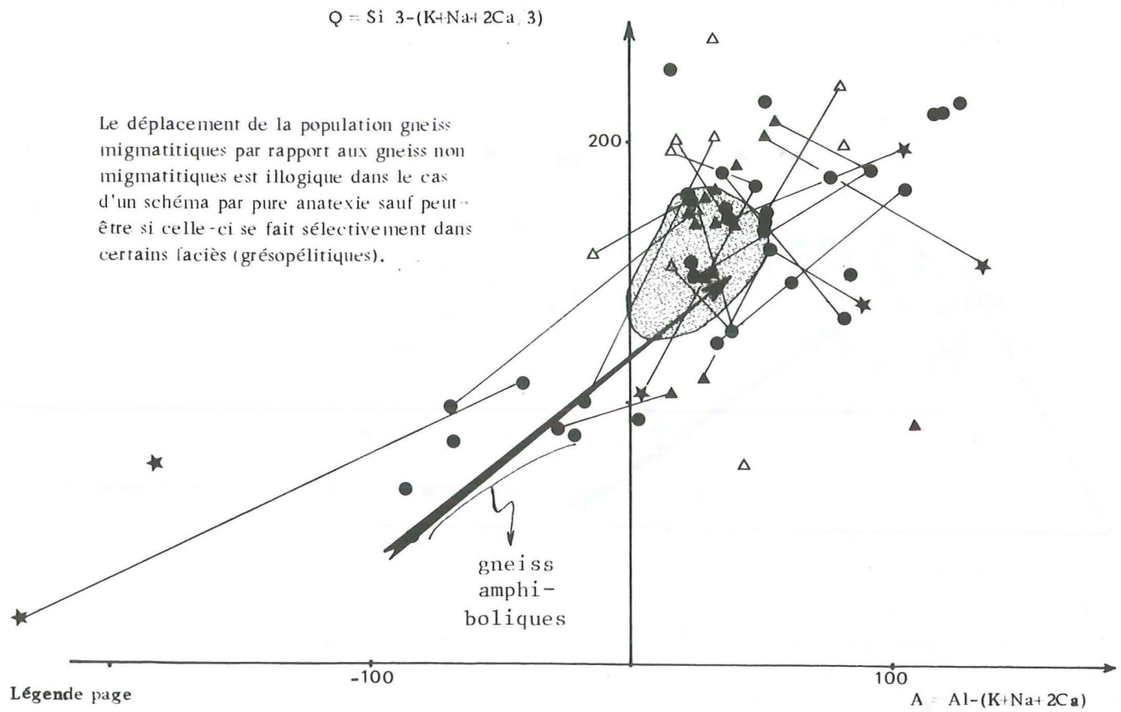


Figure 20 : Diagramme CFB

Figure 21 : Diagramme A1/3-K = f(A1/3-Na)



Légende page

Figure 22 : Diagramme Q/A

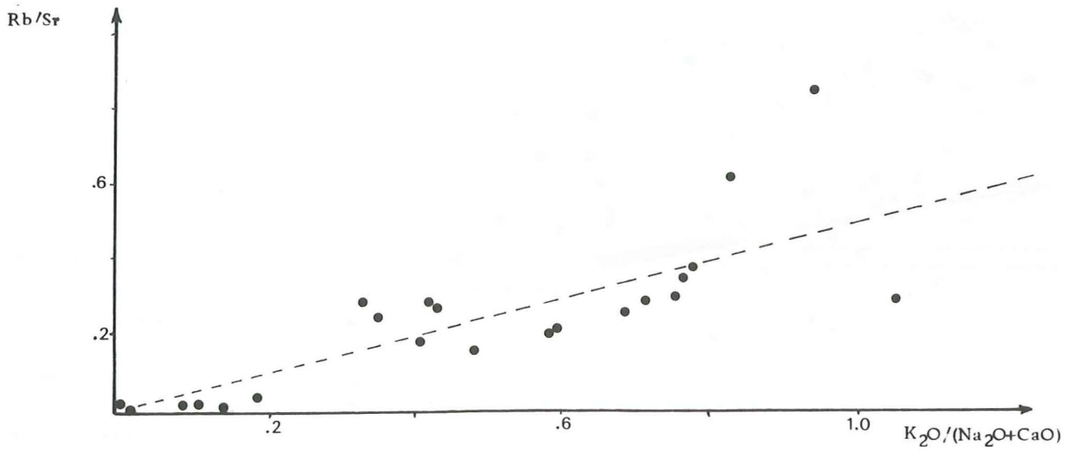


Figure 23 : Les mobilisats dans le diagramme : Rb/Sr-K_2O/(Na_2O+CaO)

Entre ces 2 pôles existent des mobilisats à composition équilibrée. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer ces 2 types de mobilisats :

1ère hypothèse : il y a eu 2 migmatisations. Il ne semble pas que ce soit le cas ici car le diagramme Rb/Sr = f $[K_2O/(Na_2O + CaO)]$, figure 23, montre une assez bonne corrélation entre les éméments traces des mobilisats et leurs minéraux hôtes. A la suite de J.M.L. BERTRAND, 1974, on peut donc avancer que les mobilisats, quel que soit le rapport FK/plagio., ont été formés au cours d'un même processus génétique. De plus les observations de terrain n'ont pas montré l'existence de deux migmatisations.

2ème hypothèse : il y a eu une seule migmatisation, mais le chimisme originel des gneiss était caractérisé par une plus grande richesse relative, d'une part en K_2O, et d'autre part en CaO et Na_2O. On constate effectivement que les mobilisats plagioclasiques ou albitiques sont dans les gneiss les moins potassiques et donc les plus plagioclasiques (entre les P.M. A3600 et A3800).

3ème hypothèse : les mobilisats plagioclasiques et surtout les mobilisats albitiques apparaissent dans les gneiss de degré métamorphique moins élevé que celui des gneiss où s'observent les mobilisats potassiques. Bien que cela ne constitue pas une véritable preuve, on peut faire remarquer que les gneiss à mobilisats potassiques (P.M. A4000 à A5055) ont un "aspect" plus mobilisé donc plus métamorphique (?) que les gneiss à mobilisat albitique.
En ce qui concerne les mobilisats à muscovite et grenat que l'on rencontre surtout vers les P.M. A3800, ils peuvent être interprétés comme des restites alumineuses.

- Les mélanosomes
  Ils sont dans un domaine plus potassique que sodique. Ce ne sont pas de vraies restites mais plutôt le résultat d'une réaction entre le leucosome (mobilisat) et son encaissant. Ceci tendrait à prouver que la migmatisation ait fonctionné, au moins à l'échelle de l'affleurement, en système ouvert.

b) Eléments traces (figures 24, 25, 26, 27).

- K/Rb = f (Rb) :
  La migmatisation se traduit par une diminution de la teneur en Rb et par une augmentation du rapport K/Rb. Ceci est caractéristique d'après A.J.R. WHITE, 1966, d'une *différenciation métamorphique*. Cette augmentation ne peut correspondre ni à une fusion partielle, ni à une cristallisation fractionnée (C. DUPUY, 1970).

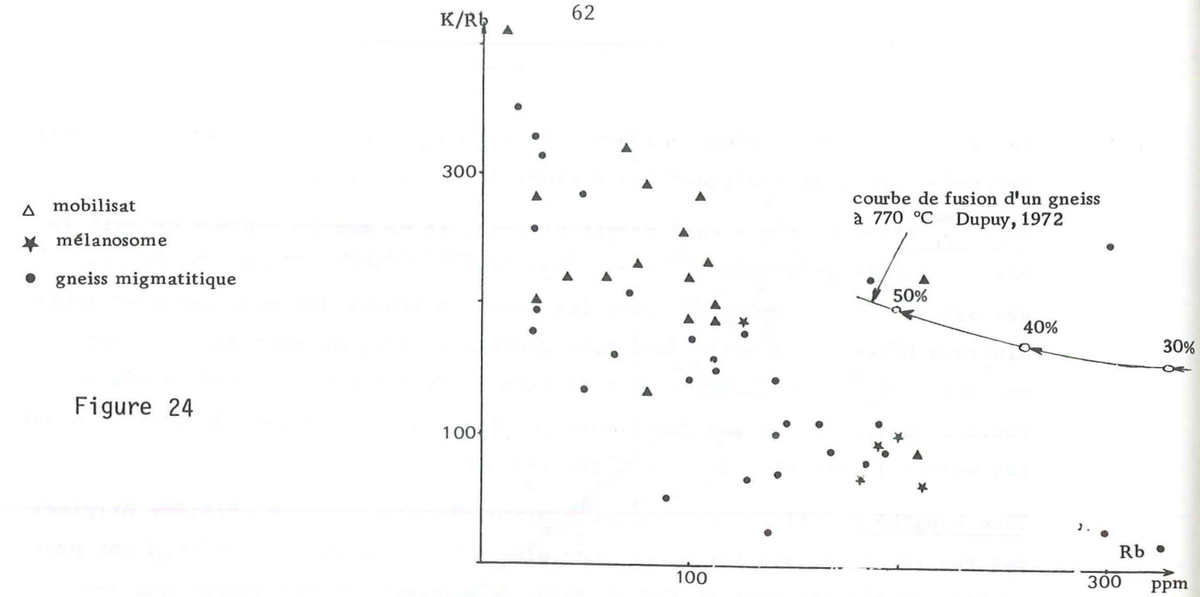


Figure 24

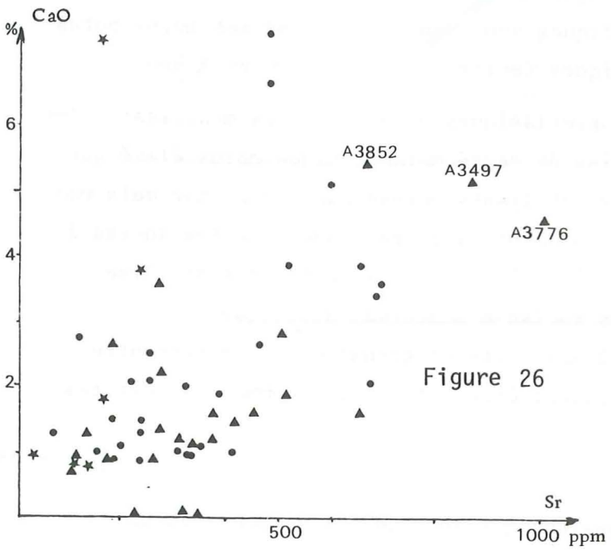


Figure 26

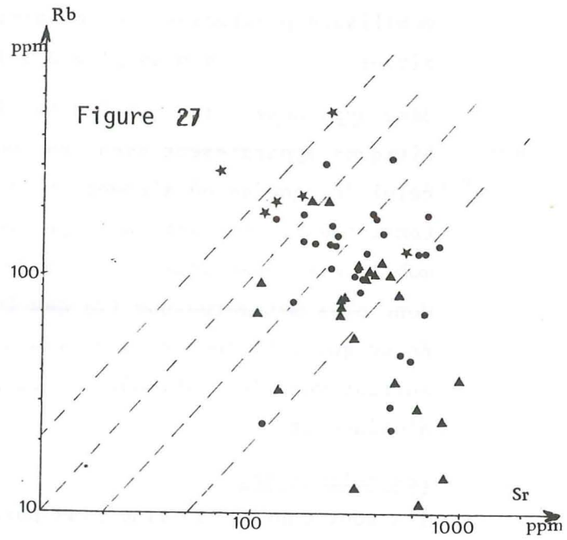


Figure 27

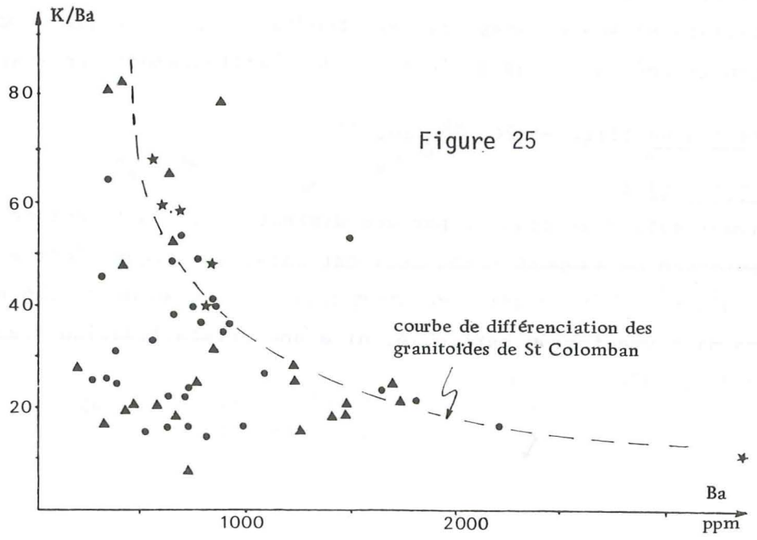


Figure 25

Au point de vue minéralogique, ceci se traduit par un gain en FK et une perte en biotite qui se concentre dans le mélanosome.
Par rapport à la courbe de fusion d'un gneiss (C. DUPUY, 1970), les gneiss migmatitiques sont au-dessus de 50 % de fusion.

- K/Ba = f (Ba)
  Il n'y a pas de migration particulièrement nette de Ba. Les mobilisats se trouvent dans ce diagramme dans le même vaste domaine que les gneiss migmatitiques ou non.

- CaO = f (Sr)
  La migmatisation se traduit par une diminution du rapport CaO/Sr. Les échantillons A3852, A3497, A3776 sont des mobilisats plagioclasiques et proviennent probablement de la migmatisation de séries elles-mêmes riches en Ca mais aussi Sr.

- Rb = f (Sr)
  Statistiquement, et par rapport aux gneiss, les leucosomes sont enrichis en Sr et surtout appauvris en Rb. Pour les mélanosomes, c'est le contraire. Le Sr va avec les premiers liquides fondus (mobilisats), le Rb reste avec les derniers liquides fondus (mélanosomes)*.

c) Conclusions à l'étude des migmatites

On peut d'abord se poser la question de savoir si la migmatisation du groupe de St Rémy s'est faite en système ouvert ou en système fermé. Si l'on raisonne analyse par analyse, on peut dire qu'elle s'est faite en système ouvert à l'échelle plurimétrique par des migrations à l'état ± fluide d'éléments, tels que Na_2O, K_2O, SiO_2 principalement. Si l'on raisonne nuage de points par nuage de points, les paléosomes étant sur les diagrammes situés entre les domaines, d'une part des mélanosomes, et d'autre part des leucosomes, on serait conduit à admettre qu'à l'échelle du groupe de St Rémy, la migmatisation s'est faite de façon isochimique en système fermé. Il n'y a en fait pas d'opposition entre ces 2 hypothèses valables à des échelles différentes.

En ce qui concerne les mobilisats plagioclasiques ou albitiques, ils pourraient représenter les premières parties fondues et expulsées, surtout dans la mesure où la migmatisation serait syntectonique comme le laissent supposer les faits suivants :
- les mobilisats sont souvent subparallèles à la foliation des gneiss,
- les axes de plis dans les migmatites ont des directions comparables aux axes de plis dans les gneiss.

---

* En d'autres termes : la biotite (mélanosome) piège le Rb, les feldspaths (mobilisat) piègent le Sr.

Enfin, l'absence de correspondance entre le chimisme des éléments majeurs des leucosomes et du granite des Sept Laux montre que ce dernier n'est pas à l'origine de migmatisation, d'autant plus que localement (P.M. A4797) des filons, qui semblent émaner du granite des Sept Laux, recoupent les mobilisats.

4.6 - Conclusions

Le groupe cristallophyllien de St Rémy est un ensemble très hétérogène tant du point de vue pétrographique que géochimique.

Néanmoins, il présente un caractère volcano-sédimentaire marqué (grauwackes) et une absence de caractère sédimentaire mature. Il renferme par ailleurs quelques témoins de roches volcaniques basiques, ou acides.

La migmatisation a affecté sélectivement certains faciès, notamment les faciès à tendance grésopélitique.

L'alternance de zones migmatitiques et de zones non migmatitiques suggère que :

- la migmatisation est contemporaine du métamorphisme principal et est assez locale ;
- la migmatisation affecte plus particulièrement certains faciès en raison de leur chimisme originel peu réfractaire.

Les gneiss du groupe de St Rémy ont ± été rétromorphosés, mylonitisés, cataclasés notamment à proximité de l'accident de Fond de France.

Par rapport aux régions voisines, le groupe de St Rémy montre certaines ressemblances avec les séries volcano détritiques suivantes :

- Complexe leptynoamphibolique du Beaufortain (Y. GROS, 1974) ;
- Gneiss du Plan du Lac et notamment les gneiss de Villar-Loubière dans le Pelvoux (P. Le FORT, 1973) ;
- Gneiss du Chaillol dans le Pelvoux (P. Le FORT et al, 1969) ;

et de façon moins nette aux :

- Gneiss de Montenvers dans le massif du Mont Blanc (G. VITEL, 1965).

5. - LE COMPLEXE DE St COLOMBAN DES VILLARDS

5.1 - Avant propos

Le Complexe de St Colomban a été traversé par les galeries B, C et A (jusqu'au P.M. A2975). En surface, c'est lui qui forme le versant ouest de la vallée du Glandon.

Les premiers auteurs (P. et C. BORDET, puis D. DONDEY) l'ont décrit sous le terme de granite de St Colomban, mais le premier à avoir employé le terme de complexe granito-gneissique est F. CARME (1970 b).

Les faciès de ce complexe rencontrés dans la galerie Arc-Isère se sont révélés très hétérogènes. C'est ainsi que, juxtaposés aux gneiss et aux migmatites du groupe de St Rémy qui subsistent, se trouvent :

- des formations à mégacristaux de feldspaths alcalins : granitoïdes, migmatites et gneiss ;
- des granites tardifs : hololeucocrates (aplopegmatitiques) ou leucocrates ;
- des faciès basiques.

Ce sont ces trois ensembles que nous allons décrire maintenant.

5.2 - Les formations à mégacristaux de feldspaths alcalins

5.2.1 - Les gneiss oeillés

La galerie les a traversés du P.M. A715 au P.M. A358 et du P.M. A240 au P.M. A2810 dans des ensembles hétérogènes, mais tous également à mégacristaux de feldspaths alcalins.

Ces mégacristaux sont centimétriques, souvent étirés dans la foliation avec des recristallisations dans les ombres de pression, mais aussi non étirés, et alors, en général avec leur axe d'allongement, dans le plan de foliation.

Au microscope la structure est souvent cloisonnée : les yeux de feldspaths poecilitiques sont moulés par les phyllites. La composition moyenne est la suivante :

- quartz : en rubans polycristallins (A2705) ou interstitiel et finement engrené ;
- feldspath potassique : microcline maximal (Indice de triclinicité = 0,85). Il se présente :
  . en mégacristaux perthitiques, poecilitiques (les inclusions peuvent être disposées en auréoles concentriques ou orientées parallèlement à la foliation : A2690) ; certains ont une auréole d'albite de recristallisation ;
  . en individus xénomorphes à bords irréguliers et associés aux autres minéraux leucocrates ;
- plagioclase : An 5 à 20, séricitisé ;
- biotite : parfois associée à la hornblende verte, est soit en grandes plages allongées dans la foliation, soit en petits minéraux par exemple dans les "pressure shadows". Son degré de chloritisation est variable et dans certains cas coexistent deux générations de biotite : à côté de biotites chloritisées se sont développées des biotites brun-rouge et en baguettes bien cristallisées ;
- minéraux accessoires : ± apatite, ± zircon, ± allanite, ± sphène (associé à la hornblende) ;
- minéraux secondaires : chlorite ± calcite ± épidote (pistachite et/ou zoïsite).

5.2.2 - Les gneiss granitoïdes

Ils présentent les mêmes paragénèses que les gneiss oeillés, mais la roche est plus isogranulaire.

Ces gneiss sont en général moins porphyroïdes que les autres roches à mégacristaux et ils ne contiennent pas d'amphibole.

5.2.3 - Les migmatites porphyroïdes

A côté des gneiss oeillés, il existe ce que nous appellerons des "migmatites porphyroïdes" (cf. A770, A1185) : des mobilisats quartzo-feldspathiques ou feldspathiques (microcline) "diffus" dans une roche granitique ou granito-gneissique porphyroïde.

Les minéraux contenus dans ces migmatites sont les mêmes que ceux des gneiss oeillés. Toutefois le rubanement est fruste ou inexistant, les feldspaths ne sont pas étirés dans la foliation mais souvent automorphes. La migmatisation peut être très poussée et on a alors des nébulites, où les feldspaths sont à contours flous, indentés et donc mal discernables.

5.2.4 - Les granites porphyroïdes

Ce sont ces granites porphyroïdes qui affleurent le plus en surface et qui, de ce fait, ont suggéré aux anciens auteurs le nom de granite de St Colomban pour ce qui est, en fait, un véritable complexe.

Ils passent en continuité aux deux faciès précédents, mais peuvent également les recouper ainsi que les gneiss et migmatites non porphyroïdes. Les granites porphyroïdes ont pu subir soit une orthogneissification (A2714), soit une mylonitisation (A2975). Ce dernier phénomène sera traité dans le chapitre tectonique.

En réalité, ces faciès granitiques porphyroïdes nous sont apparus rarement équants : la roche est toujours ± orientée.

Ce sont ces faciès granitiques qui renferment les feldspaths les plus gros et les plus automorphes (jusqu'à 8 cm de côté).

Au microscope la structure est porphyroïde : grandes plages de microcline dans une mésostase grenue à biotite et/ou amphibole.

La composition moyenne est la suivante :

- feldspath potassique : il s'agit de microcline (indice de triclinicité de 0,70 à 0,88). Il est hypidiomorphe. Ses caractères sont les suivants :
  . grandes plages poecilitiques; ± perthitiques, ± myrmékitiques,
  . inclusions (plagioclase, biotite, chlorite, quartz) souvent en auréoles concentriques (A1560) parallèles aux bords du minéral et bordées d'une auréole de réaction d'albite,

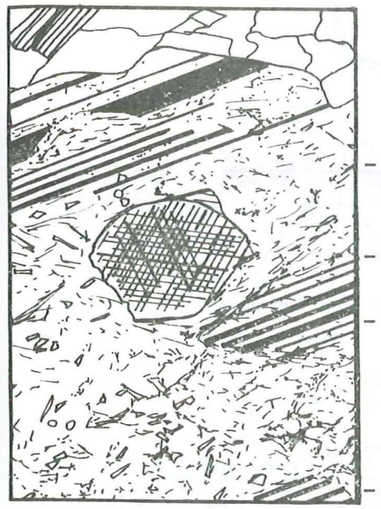


Figure 28 : Ech. A1560. Fines aiguilles de rutile maclées sagénite en épitaxie sur une biotite incluse dans un plagioclase séricitisé.

  . les contours du mégacristal sont plus ou moins nets, souvent granulés (A690), parfois persillés (A1509), ou même arrondis : les feldspaths sont alors de taille inférieure (A1011),
  . il peut être associé aux autres minéraux dans la mésostase, ± séricitisé, à contours dentelés ;
- plagioclase : il contient peu d'anorthite (An < 25), il peut avoir une tendance porphyroïde automorphe (A1990), mais le plus souvent il est dans la mésostase ;
- quartz : souvent en rubans submylonitiques et polycristallins ; il présente des contours indentés ;
- biotite : elle peut être ± chloritisée et elle moule les feldspaths dans les faciès orthogneissifiés, de la même façon que dans les gneiss porphyroïdes, il peut exister une seconde génération de biotite transverse sur S_1. Elle contient souvent en épitaxie des fines aiguilles de rutile maclées sagénite ;
- muscovite : elle n'est pas toujours présente et est associée à la biotite ;
- hornblende verte : elle coexiste dans certains faciès avec la biotite 1 et est en général très altérée ;
- minéraux secondaires : calcite, quartz (parfois en filonnets tardifs recoupants, chlorites (ripidolite, pennine), épidotes pistachite, clinozoïsite) ;
- minéraux accessoires : zircon, apatite, ± sphène, ± allanite.

Du point de vue chimique, les faciès porphyroïdes à biotite (granite, migmatite, gneiss) ont des teneurs en alcalins ($Na_2O + K_2O$) à peu près constantes et égales à 8 % (avec $Na_2O \simeq K_2O \simeq 4$ %). Les teneurs en silice varient entre 66 et 68 %.

Un comptage de points effectué sur l'échantillon A1385 (granite porphyroïde) donne les résultats suivants* :

qz = 31 % ; FK = 21 % ; plagio. = 32 % ; ab = 1 % ; bio = 10 % ; mi blanc = 2 % ; autres = 3 %.

Dans la classification de Streckeisen il s'agit de monzogranite. D'autres échantillons se situent dans le champ des granodiorites (A1365) ou encore dans le champ des monzosyénites, mais d'une façon générale, ce sont les monzogranites et les monzonites quartzifères qui sont les plus fréquents.

La quantité des mégacristaux de feldspath peut être plus ou moins importante. Le granite A1675 par exemple est l'équivalent macroscopique de la mésostase du granite porphyroïde A1608, mais sans mégacristaux, les teneurs en Na_2O et K_2O ne changent pas pour autant.

---

* L'analyse modale s'est faite de la façon suivante :
- sur photographie : calcul du rapport : surface des mégacristaux/surface de la mésostase ;
- sur lame mince :
  . analyse modale des mégacristaux et de leurs inclusions,
  . analyse modale de la mésostase.

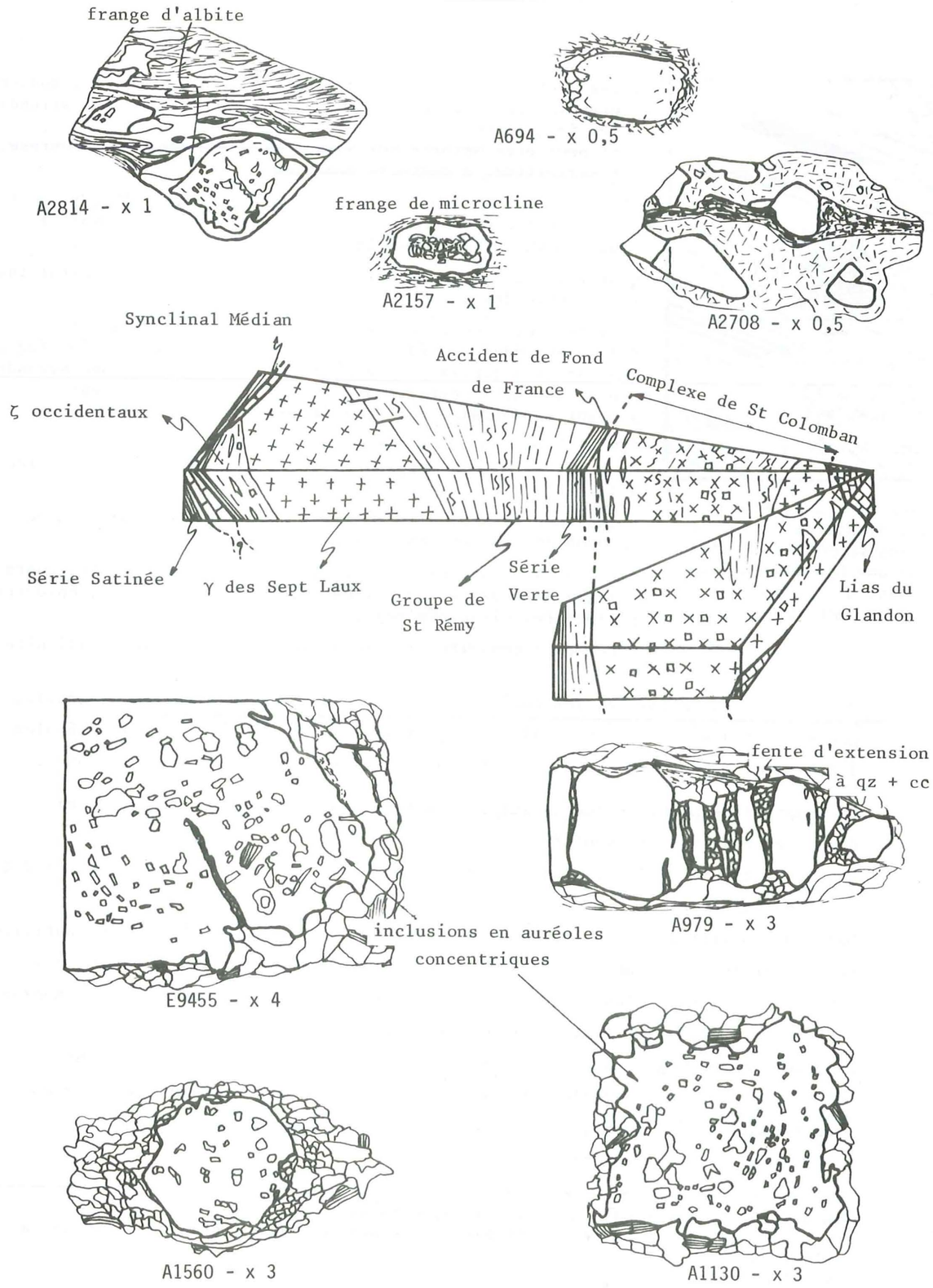


Figure 29 : Les mégacristaux de feldspaths alcalins des granitoïdes du Complexe de St Colomban et d'un gneiss (E9455) de la bordure occidentale du granite des Sept Laux

5.2.5 - Les enclaves

Les granites porphyroïdes peuvent contenir :

- des enclaves surmicacées homoeogènes (A1325) à structure lépidoblastique, essentiellement à biotite et à quartz ± abondant ;
- des enclaves de type lamprophyrique à structure grenue, à amphibole ± biotite + plagioclase + feldspath potassique ± quartz ;
- des enclaves énallogènes gneissiques ou schisteuses.

Les deux premiers types d'enclaves ont une taille centimétrique à décimétrique et sont ± ovoïdes ; les enclaves gneissiques ou schisteuses peuvent avoir comme nous l'avons vu une taille plus importante (septa).

5.2.6 - Les mégacristaux de feldspaths alcalins

Les mégacristaux de feldspaths alcalins des formations porphyroïdes du Complexe de St Colomban sont de plusieurs types. Ils peuvent être :

- oeillés (ovoïdes ou fusiformes, avec des "queues de recristallisation") sur trame : gneissique, mylonitique ;
- automorphes sur trame : granitique, migmatitique, gneissique, schisteuse, cataclasée.

Les cristaux automorphes peuvent coexister avec d'autres qui sont arrondis ou oeillés ; ce caractère automorphe peut être ± effacé par cataclase ou mylonitisation tardive qui produisent une granulation des bords des minéraux, accompagnées d'une rétromorphose.

La figure 29 rassemble quelques aspects macroscopiques et microscopiques de ces feldspaths. Deux types de feldspaths alcalins ont été rencontrés : le plus souvent microcline, et albite.

a) Les mégacristaux de microcline

Leur taille peut atteindre 8 cm de côté et leur aspect le plus fréquent, dans les faciès granitiques ou granito-gneissiques de St Colomban, est représenté par le feldspath de l'échantillon A2157, (figure 29).

Son coeur est formé d'un mélange de microcline, plagioclase, micas, quartz, entouré d'une frange plus homogène et limpide de microcline, mais aussi parfois d'albite. Cela donne l'impression d'une recristallisation à partir d'un "germe" feldspathique ancien. Il y aurait donc coexistence de deux générations de microcline : un microcline 1 ± altéré, très perthitique et poecilitique, et d'un microcline 2 peu perthitique et limpide.

Ce dernier forme la partie externe des porphyroblastes, mais il peut aussi coexister dans la mésostase à côté du microcline 1.

Les minéraux en inclusions sont très variés ; en voici la liste, par ordre de fréquence :

- plagioclase : avec pourcentage d'anorthite faible : An 8-15, la plupart du temps séricitisé et entouré d'un liseré d'albite de réaction au contact du microcline ;
- quartz ;
- biotite ± chloritisée ;
- microcline ;
- apatite ;
- muscovite ;
- calcite, épidote, séricite ;

et parfois :

- hornblende ;
- zircon ;
- sphène ;
- tourmaline.

D'autre part ces feldspaths sont perthitiques ; dans la classification de A. SPRY (1969), ce sont des perthites en vermicules ou en flammes réticulées (figure 30) :



vermiculée - réticulée flamme - réticulée vermiculée

Figure 30 : Perthites des mégacristaux de microcline.

Sur leurs bords, les cristaux sont souvent accompagnés d'une frange de myrmékite : baguettes ou vermicules de quartz, parfois rayonnants (figure 31) :

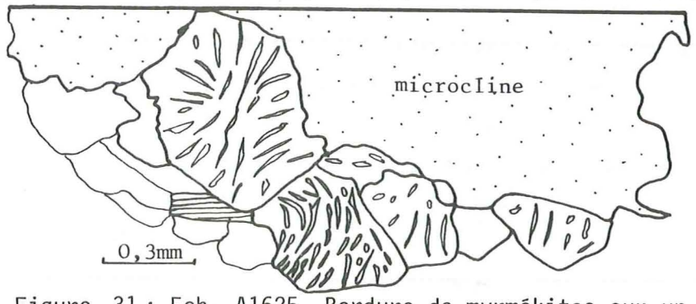


Figure 31 : Ech. A1625. Bordure de myrmékites sur un mégacristal de microcline.

Les indices de triclinicité de ces feldspaths potassiques varient de 0,75 à 0,86.

b) Les mégacristaux de plagioclase

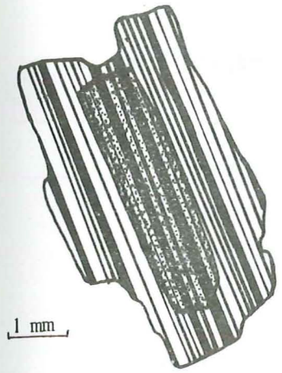


Figure 32 : Plagioclase à "coeur" séricitisé

Quelques faciès de granite, ou de gneiss à tendance porphyroïde, contiennent des "mégacristaux" de plagioclase de quelques millimètres. Ces cristaux sont en général altérés et leurs produits d'altération (calcite + séricite) se répartissent suivant les plans de macle ou en auréoles concentriques. Cette disposition particulière en auréoles (figure 32) traduirait selon P. DEBAT, 1974, un zonage magmatique. Lors du métamorphisme rétrograde le plagioclase a été transformé dans ses parties les plus calciques, moins stables, mais sa bordure plus sodique est restée intacte.
Le pourcentage d'anorthite de ces feldspaths est faible : An 5 à 20. (Valeurs étalées dues au "zonage" ?).

c) L'origine des mégacristaux du Complexe de St Colomban

Seule sera envisagée ici l'origine des mégacristaux de microcline qui sont les plus nombreux.
Les caractères de ces mégacristaux : forme couramment automorphe, auréoles concentriques et nature des inclusions, moirage fin et régulier permettent de les considérer comme étant d'origine "magmatique".

Il pourrait alors s'agir de feldspaths monocliniques de haute température (orthose) qui auraient été transformés en feldspaths tricliniques. Cette transformation a pu se faire pendant un épisode métamorphique responsable de la cristallisation du microcline 2 : la rareté des perthites dans ce dernier tendrait à prouver que celui-ci a cristallisé à température assez faible* (voisine de la température de transformation orthose → microcline).
Les feldspaths des formations porphyroïdes semblent donc d'origine "magmatique".
Pour les gneiss oeillés (P.M. A2410 à A2810) ; les feldspaths, qui semblent avoir également des caractères "magmatiques", pourraient être d'origine détritique : feldspaths érodés d'un socle et resédimentés dans une série sédimentaire.
Toutefois l'étude de l'élongation E = longueur/largeur de l'apatite et du zircon de la mésostase peut amener certains arguments en faveur de l'origine para ou ortho des gneiss. Ainsi K.R. MEHNERT, 1968, établit les rapports d'élongation suivants pour différents types de roche :

- zircon : E < 2/1 → roches sédimentaires et métamorphiques,
  E > 2/1 → roches magmatiques.

---

* Ce serait vrai si les perthites observées étaient dues à des défauts de miscibilité dans les feldspaths, cela le serait moins (?) si elles étaient dues à des remplissages de fentes de dilatation thermique, (S. Wilhelm, 1976).

- apatite : E = 15/1 → syénites et diorites,
  E = 5/1 → granites
  E = 2/1 à 3/1 → migmatites.

Les mesures données figure 33 ont été faites sur les gneiss à mégacristaux de la zone A2410 - A2810 sur 55 apatites.

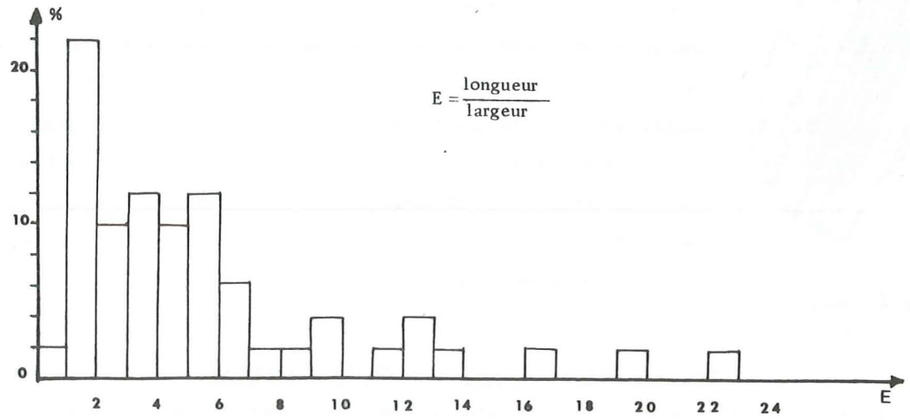


Figure 33 : Histogramme de répartition de l'élongation de 55 sections d'apatites dans les gneiss oeillés.

N.B. : L'observation en lame mince ne permettant d'observer que des sections particulières, il ne faut donc prendre en considération que les valeurs les plus fortes.

Les mesures d'élongation faites sur quelques zircons des mêmes gneiss à mégacristaux montrent des valeurs de E supérieures à 2/1. Ces résultats : élongation des apatites > à 5/1, et élongation des zircons > 2/1, traduiraient une origine granitique de ces minéraux et donc une origine "ortho-dérivée" pour les gneiss oeillés du Complexe de St Colomban. Rappelons que ces gneiss passent progressivement dans la galerie à des granites porphyroïdes ; le caractère oeillé de certains mégacristaux aurait donc été acquis postérieurement. Ceci est confirmé par l'étude géochimique des gneiss (§ 4.4 p. 49). Elle montre l'existence de gneiss "ortho-dérivés" (P.M. A2810 - A2975) qui passent progressivement aux gneiss oeillés (P.M. A2410 - A2810) ci-dessus, et donc à des granites porphyroïdes (P.M. < A2410).

La formation du microcline 2 se serait faite ± in situ à partir de cristaux magmatiques lors d'un épisode métamorphique postérieur et par diffusion. Cette "porphyroblastèse" serait pour F. CARME, 1978, la conséquence d'une métasomatose silico-potassique de percolation.

Compte tenu de nos observations, cette métasomatose, si elle était effective, n'aurait pu avoir eu lieu que sans grand transport de matière et qu'à partir de roches originellement riches en potassium. La série métagrauwackeuse de St Rémy (P.M. A4200 - A4500) a des teneurs en K_2O et Na_2O comparables à celle des faciès porphyroïdes, (cf. p. 40 et 67).

La "porphyroblastèse" se serait faite de façon ± régulière et sélective suivant la nature du matériau (sa granulométrie, la présence de "germes"), ce qui expliquerait la juxtaposition de faciès porphyroïdes et de faciès non porphyroïdes. De plus, cette différence est accentuée par le chevauchement tardif des séries les unes sur les autres. Ainsi voisinent aujourd'hui des roches qui étaient originellement séparées. Une étude plus complète des feldspaths alcalins de la chaîne de Belledonne est en cours à l'Institut Dolomieu. Elle essaiera d'expliquer les aspects différents observés dans les formations à mégacristaux.

Une présentation de ces problèmes a fait l'objet d'une note à la 7e R.A.S.T. (Y. SIMEON et al, 1979).

5.3 - Les granitoïdes peu ou pas porphyroïdes

A côté des granitoïdes porphyroïdes que nous venons de décrire, existent dans le Complexe de St Colomban de la galerie Arc-Isère d'autres faciès granitiques. Nous avons pu notamment rencontrer les faciès suivants :

- Granitoïdes pas ou peu porphyroïdes, à aspect souvent "ocellaire", saccharoïde. Leur grain est plurimillimétrique et souvent à tendance porphyroïde (microcline) ; ils contiennent de la biotite, jamais de l'amphibole. Leurs relations avec les faciès porphyroïdes sont mal définies : le passage est progressif en plusieurs mètres ou plus rapide (quelques décimètres), mais alors flou. Exemples : P.M. A1011, A1120 ... L'absence de mégacristaux malgré des teneurs en Na_2O et K_2O comparables à celles des faciès porphyroïdes, peut s'expliquer par un "retard de la porphyroblastèse" dans ces faciès pour diverses raisons, telles que par exemple : taille des minéraux (porosité), ou présence ou absence de fissures (?) ...

- "Granitoïdes de la galerie C", ils sont ± porphyroïdes, à aspect de protogine et/ou de syénite. Ils contiennent de la biotite, jamais de l'amphibole. Les relations en galerie avec les autres granitoïdes ne sont pas visibles. En effet, la galerie C est isolée des formations à mégacristaux par une masse importante de granite leucocrate tardif intrusif.

On peut schématiser ceci en plan de la façon suivante :

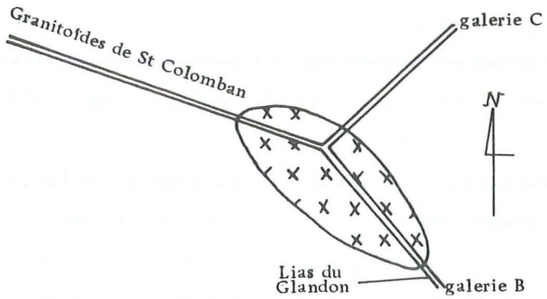


Figure 34 : Isolement structural des faciès de la galerie C.

D'autre part ces faciès n'ont pas d'équivalent ailleurs dans la galerie tant du point de vue pétrographique que géochimique notamment dans les teneurs en alcalins, parfois supérieures à 10 %.

5.4 - Géochimie des formations à mégacristaux et des granitoïdes

Codes pétrographiques : 00, 02, 04.

a) Mode de répartition :

Ces formations ont été traversées par la galerie C et par la galerie A jusqu'au P.M. A2975. Elles forment l'essentiel du Complexe de St Colomban. Trois subdivisions ont été faites :

- les faciès porphyroïdes à biotite (00) ;
- les faciès porphyroïdes à amphibole (02) ;
- les faciès peu ou pas porphyroïdes (04).

Ces trois catégories ont elles-mêmes été subdivisées en fonction de la nature de la mésostase :

. granitique ;
. orientée (linée) ;
. gneissique ;
. mylonitique (cataclasée) ;
. ± migmatitique.

Sur les diagrammes présentés ici, seules les subdivisions significatives de tel ou tel processus pétrogénétique ont été conservées.

b) Eléments majeurs (figures 35, 36, 37)

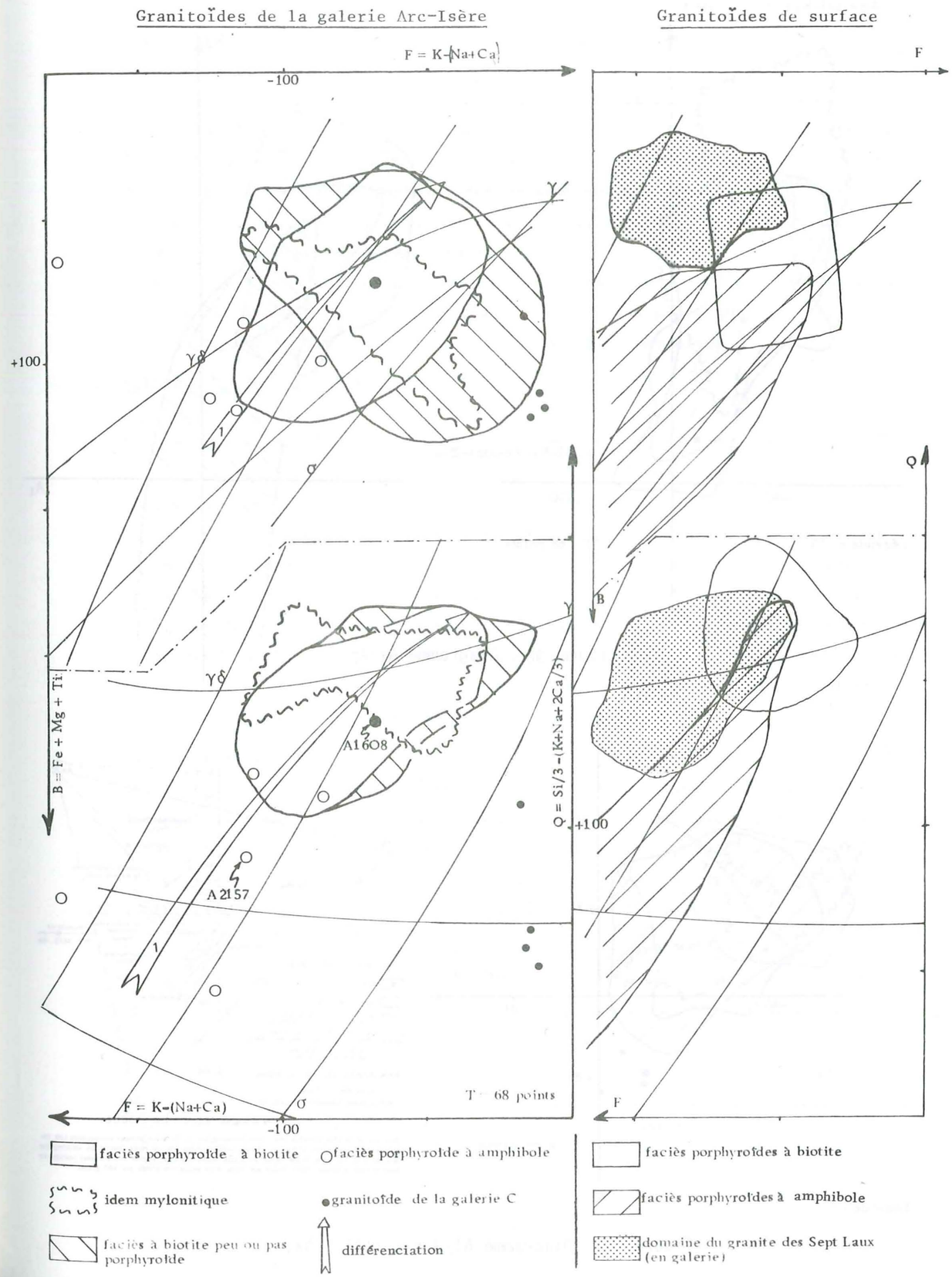
Diagrammes QF/FB ; Al/3 - K = f (Al/3 - Na) ; $A_1 = f(A_2)$

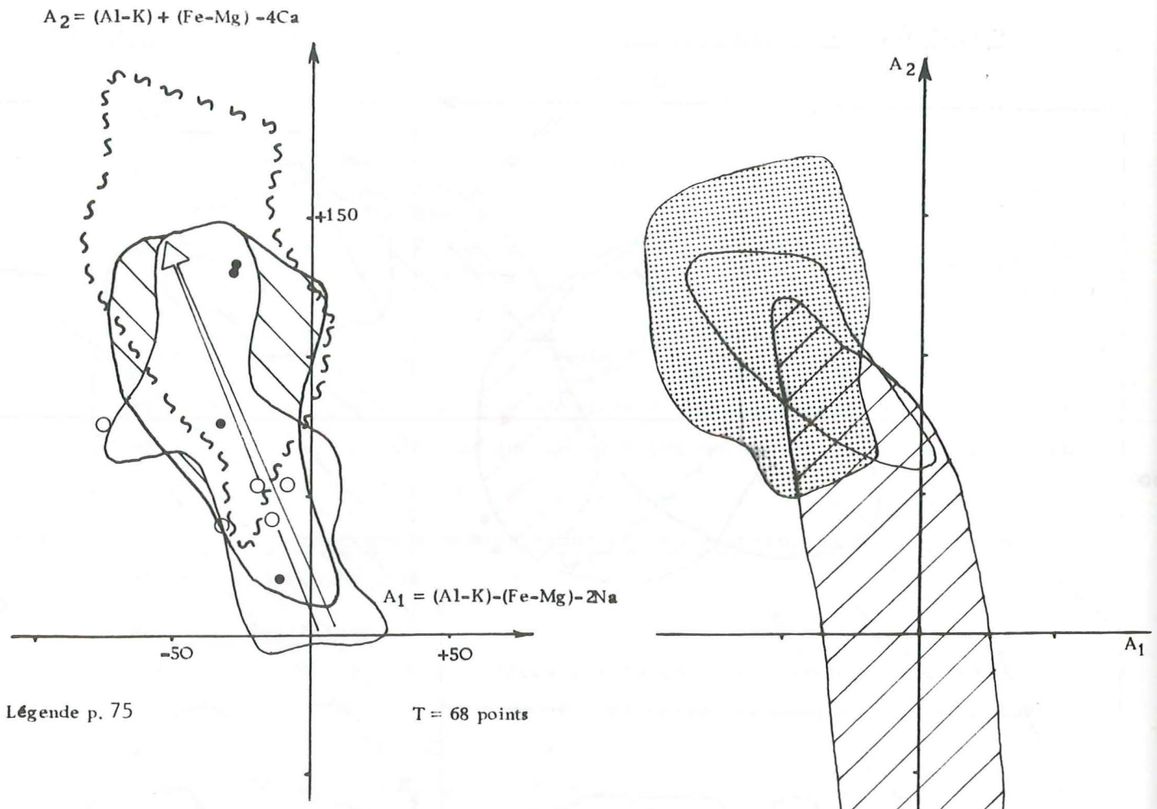
Les granites porphyroïdes à biotite* couvrent le domaine des adamellites, les granites porphyroïdes à amphibole (galerie + surface) couvrent celui des monzonites.

---

* Le léger décalage entre les faciès de surface et les faciès de profondeur peut s'expliquer par :
. des phénomènes de différenciation (plusieurs centaines de mètres séparent en altitude les deux groupes d'échantillons) ;
. des phénomènes d'altération plus importants en surface qu'en profondeur.

Figure 35 : Diagramme QF/FB





Légende p. 75

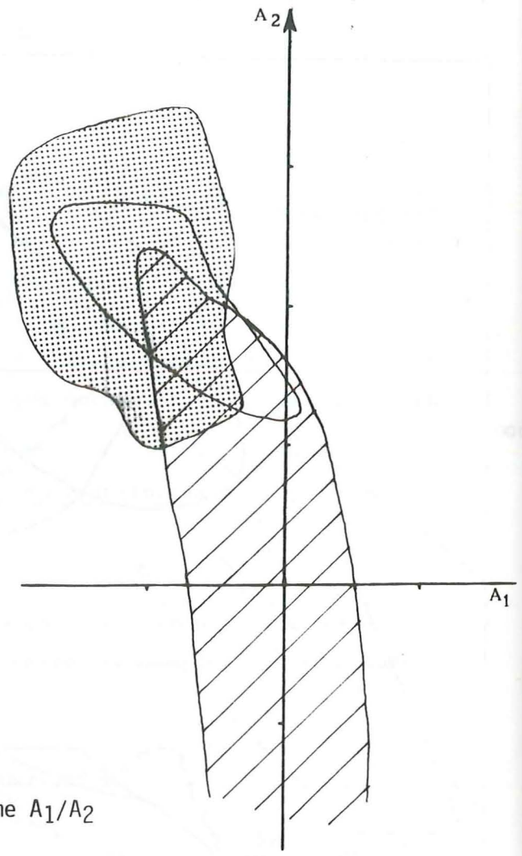
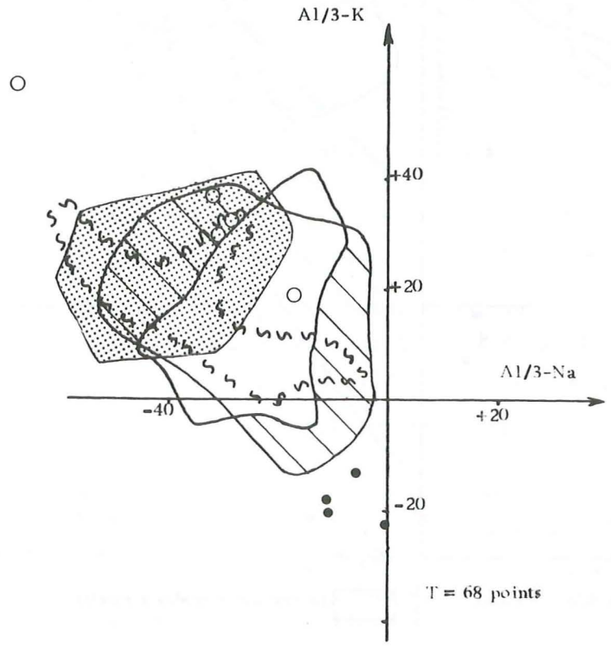
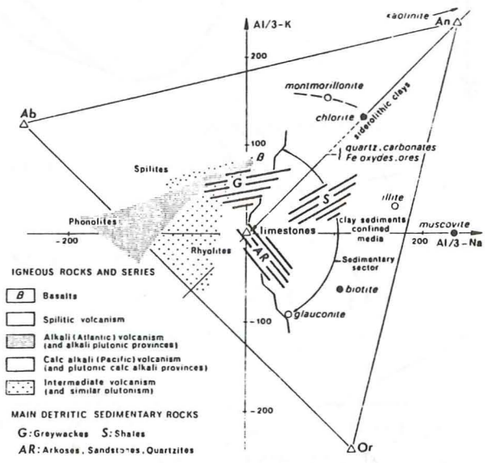


Figure 36 : Diagramme A_1/A_2





Al, Na, K diagram **H. de La Roche**

Position of various minerals and rocks. Delimitation of the main igneous associations (*on the left*) and of the sector of the mature sedimentary rocks (*on the right*, limited by an irregular saw-toothed line). The coarse immature clastic sediments (greywackes and arkoses) occupy an intermediate position. Calculations are made with milliatom grams per 100 grams.

Légende p. 75

Figure 37 : Diagramme Al/3-K = f(Al/3-Na)

Des termes de passage existent entre ces pôles extrêmes et soulignent un "trend" magmatique (flèche 1). Une direction mylonitique ± perpendiculaire à ce "trend" est bien marquée par les faciès mylonitiques.

Les faciès de la galerie C sont situés à l'écart des autres granitoïdes dans le domaine des syénites quartzifères et semblent rappeler certains faciès que l'on rencontre à quelques km au Nord dans le massif de La Lauzière (E. PONCERRY et al, 1979). Les faciès porphyroïdes ne semblent pas avoir subi une métasomatose silico-potassique, telle que l'invoquait F. CARME, 1978, pour expliquer la porphyroblastèse des mégacristaux.

En effet, les échantillons A1608 et A2157, qui montrent une porphyroblastèse, ne sont pas décalés dans le diagramme QF/FB vers les pôles quartz et feldspath potassique par rapport aux autres faciès "moins porphyroïdes"*.

c) Eléments traces (figures 38, 39)

Diagramme K/Ba = f (Ba)

Les teneurs en Ba s'étalent de 500 à 3500 ppm. Les échantillons des granitoïdes de la galerie Arc-Isère sont bien groupés autour d'une branche d'hyperbole qui semble être un "trend" de différenciation. Par rapport aux gneiss du groupe de St Rémy (cf. figures 14 p. 52 et 25 p. 62), les granitoïdes du Complexe de St Colomban sont beaucoup moins dispersés. Il y a "homogénéisation" des teneurs en Ba. Les termes les plus pauvres en Ba ne sont pas les plus riches en feldspath ; par contre la chloritisation a tendance à faire légèrement diminuer les teneurs en Ba. La densité maximale des échantillons se situe entre 500 et 1200 ppm et représente les termes d'équilibre de la granitisation qui contiennent en général des mégacristaux centimétriques de feldspath.

Diagramme K/Rb = f (Rb)

Les teneurs en Rb des granitoïdes s'étalent de 100 à 300 ppm. Les points se groupent plus ou moins bien autour d'une droite ou branche d'hyperbole subparallèle aux courbes de différenciation du Batholite de Californie du Sud et des petites Antilles (in Dupuy, 1970). Elle est plus ou moins confondue avec la courbe de différenciation des granitoïdes de Corse.

d) Mise en évidence des caractères reliques dans les granitoïdes

Les granitoïdes de St Colomban qui, dans la galerie ou en surface semblent "granitiser" les séries encaissantes, ne conservent pas sur les diagrammes vus ci-dessus les caractères des gneiss qui les entourent.

Il est vrai que les gneiss présentent eux-mêmes un héritage igné important.

---

* L'allongement du nuage de points des granitoïdes non porphyroïdes sur le diagramme FB semble être dû à un "enracinement" de ces faciès dans le domaine des paragneiss grésopélitiques à biotite de St Rémy.

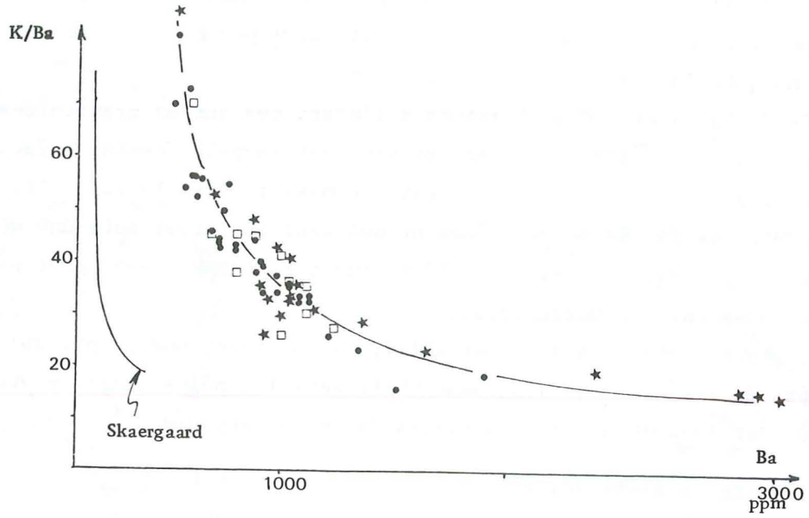


Figure 38 : Diagramme K/Ba - Ba

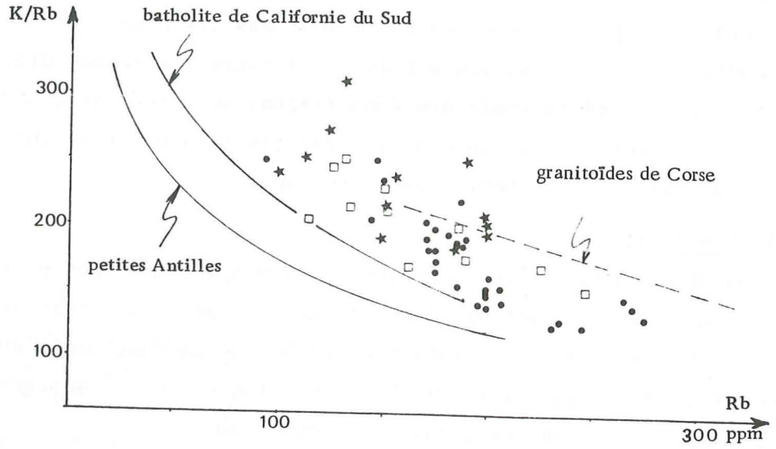


Figure 39 : Diagramme K/Rb - Rb

● granitoïdes porphyroïdes
□ granitoïdes porphyroïdes mylonitiques
✱ granitoïdes non porphyroïdes

Le bassin de sédimentation devait être proche des zones d'apport puisqu'on a jamais de vraies pélites dans les gneiss. C'est la raison pour laquelle on a du mal à retrouver les traces des gneiss dans les granitoïdes.
Le diagramme $R_1 = f(R_2)$ (H. de La Roche et J. Leterrier, 1973) où $R_1 = 6Ca + 2Mg + Al$ et $R_2 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ a été utilisé pour mettre en évidence une éventuelle contamination dans les granitoïdes de St Colomban. Ce diagramme regroupant la calcium avec le magnésium et les alcalins avec le fer, tient compte des tendances de la différenciation en opposant nettement la composition des cumulats et des liquides résiduels.

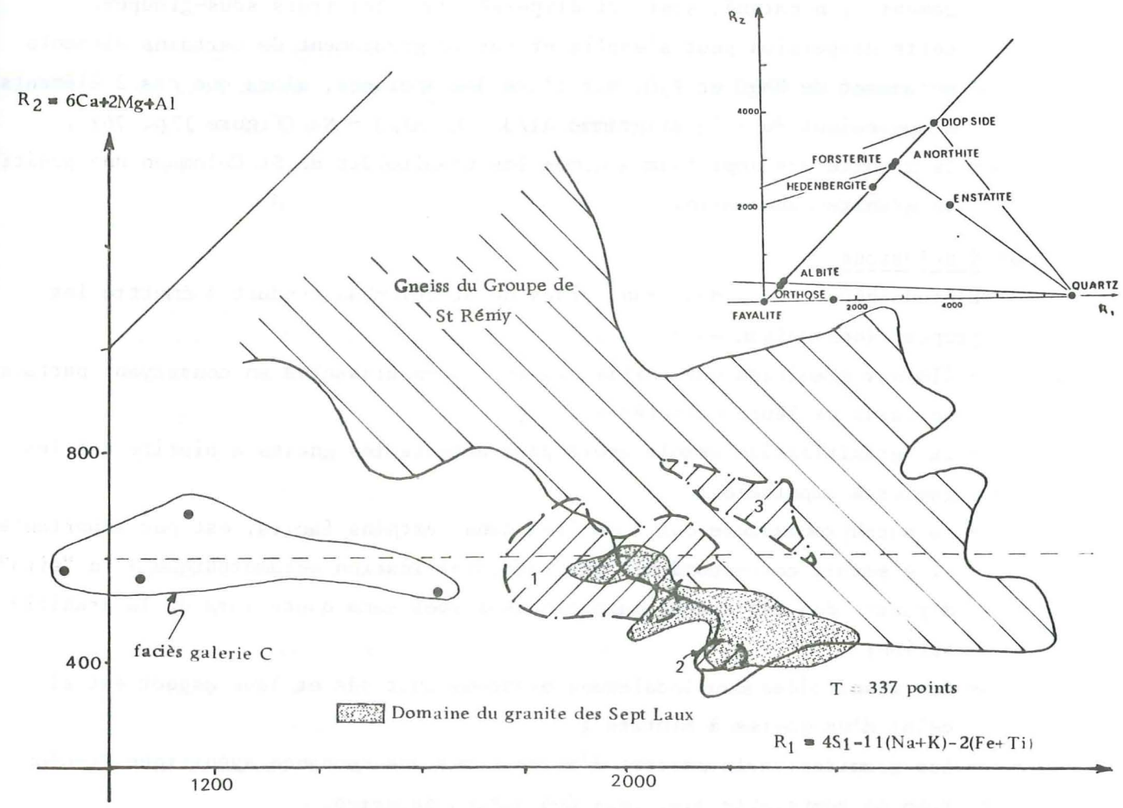


Figure 40 : Diagramme R_1/R_2

Les granitoïdes se divisent en 3 sous-groupes, non compris celui des faciès syénitiques de la galerie C :

- le sous-groupe 1 représente la majeure partie des faciès granitoïdes, porphyroïdes ou non, mylonitiques ou non. Il est situé dans le champ des granites subalcalins, il semble s'enraciner dans le domaine des gneiss de St Rémy ;
- le sous-groupe 2 est uniquement composé de faciès mylonitiques ;

- le sous-groupe 3, qui se situe dans le domaine des gneiss de la galerie et notamment celui des gneiss à biotite, est composé de faciès porphyroïdes à trame gneissique ou orientée et d'un échantillon à trame mylonitique.

Le rubanement de la trame peut être interprété comme un reliquat de la foliation des gneiss métagrauwackeux incomplètement granitisés.
Il semble bien qu'il y ait une relation entre les gneiss du groupe de St Rémy et certains faciès de granite porphyroïde qui les aurait granitisés et aurait conservé certains de leurs caractères.

Deux autres remarques sont à faire à la lecture de ce diagramme :
- les faciès mylonitiques qui, sur les autres diagrammes, avaient un allongement bien marqué, sont ici dispersés dans les trois sous-groupes.
  Cette dispersion peut s'expliquer par le groupement de certains éléments notamment de Na_2O et K_2O, sur l'axe des abcisses, alors que ces 2 éléments s'opposaient dans le diagramme A1/3 - K/A1/3 - Na (figure 37 p. 76) ;
- le granite des Sept Laux a comme les granitoïdes de St Colomban une position de granite subalcalin.

e) Conclusions

L'étude géochimique des granitoïdes de St Colomban conduit à émettre les propositions suivantes :
- ils ont granitisé une partie des séries encaissantes en conservant parfois certains de leurs caractères ;
- la granitisation semble avoir plus affecté les gneiss à biotite que les gneiss à amphibole ;
- la porphyroblastèse qui a eu lieu dans certains faciès, est peu importante ; elle semble correspondre à une recristallisation métamorphique ± in "situ" à partir des feldspaths "magmatiques" formés sans doute lors de la granitisation ;
- les granitoïdes sont localement blastomylonitisés et leur aspect est alors celui d'un gneiss à biotite ;
- les granites de la galerie d'accès C ont une tendance syénitique et n'ont rien de comparable avec ceux des autres galeries.

5.5 - Les faciès basiques

5.5.1 - Introduction

Nous décrirons ici les faciès rencontrés dans la galerie Arc-Isère entre les P.M. A2040 et A2235. Ils présentent des analogies avec ceux trouvés en gros blocs éboulés sur la route forestière qui relie le hameau des Côtes au Chalet de Servion à l'aplomb du tunnel et également ceux qui affleurent vers St Colomban sur le chemin forestier des Balmettes (Jarnalet).

Il s'agit de migmatites, de granites à amphibole et de granodiorites (à diorites) porphyroïdes.
Les relations entre ces 3 faciès ne sont pas faciles à établir : les passages entre granites et migmatites sont progressifs et les diorites apparaissent soit en enclaves dans les deux faciès prédédents, soit semblent les assimiler.
Un caractère minéralogique est commun à ces trois faciès : *présence d'amphibole et de sphène parfois plurimillimétrique*.

5.5.2 - Les migmatites et les granites

Ils sont voisins des faciès décrits dans le paragraphe 4.2. Aussi nous nous bornerons à citer les différences.

a) Les migmatites

Ce sont surtout des migmatites à schlierens ou nébulitiques. Le leucosome est granitoïde, souvent riche en feldspath ; le mélanosome, riche en hornblende verte et biotite, est dioritique ou "vaugnéritique". Localement (quelques décimètres), le paléosome est si riche en amphibole que l'on peut parler de hornblendite.

b) Les granites

La galerie Arc-Isère les a traversés entre les P.M. A2040 et A2080 ; et A2107 et A2130, mais en surface, plus au Sud, ils prennent une extension plus grande.
Le feldspath potassique a un indice de triclinicité faible : 0,6 (mesuré sur feldspaths triés). On serait plus près du pôle orthose que pour les autres granites porphyroïdes. Toutefois la présence de moirage sur certaines sections indique une microclinisation tardive et partielle.
Le plagioclase, très souvent séricitisé (comme le feldspath potassique), est de l'oligoclase (ou de l'andésine).
L'amphibole est de la hornblende verte (2 V = 66 à 82°), le passage aux R.X. révèle toutefois la présence d'amphibole non alumineuse (actinote).
Ces granites à amphibole peuvent contenir des enclaves surmicacées ovoïdes (10 - 20 cm de diamètre). Ces roches, riches en biotite souvent très fraîche, sont souvent entourées d'une auréole de réaction blanche de quelques centimètres d'épaisseur. La structure est grenue, les ferromagnésiens se groupent souvent en petites mouchetures.

5.5.3 - Les faciès dioritiques

Ces faciès sont souvent orthogneissifiés. Ils sont plus sombres que les granites ci-dessus. Les feldspaths potassiques peuvent former des porphyroblastes de petite taille (0,5 cm).

Ces diorites présentent la même paragénèse que les granites à amphibole, mais avec plus de hornblende et moins de biotite.

Le feldspath potassique est encore plus près du pôle orthose : indice de triclinicité : 0,4 (sur feldspaths de l'échantillon A2152). Le plagioclase, dont la composition a été déterminée optiquement par la méthode de la double macle, est de l'andésine souvent très altérée. Les analyses chimiques montrent des teneurs en SiO_2 variant de 57 à 62 % avec des teneurs en $K_2O + Na_2O < 8$ %.

5.5.4 - Les enclaves basiques du Jarnalet

Un affleurement caractéristique de ces enclaves se trouve sur la route forestière des Balmettes à l'Ouest de St Colomban des Villards en direction du sommet du Grand Jarnalet. A l'altitude 1700 m, dans un virage en épingle à cheveux voici comment se présente cet affleurement :

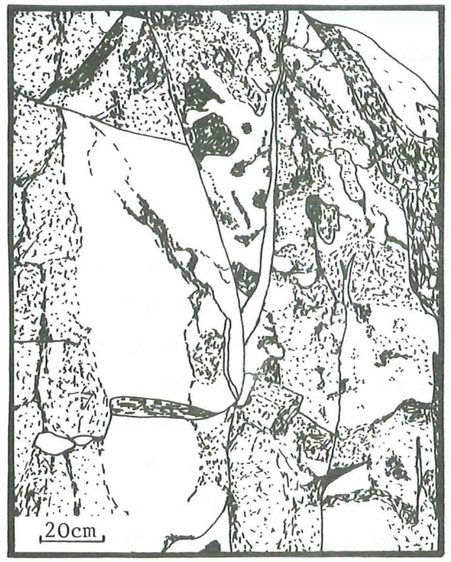


Figure 41 : Affleurement de la route des Balmettes. Enclaves amphiboliques en voie de digestion par le granite porphyroïde à amphibole.

Les enclaves sont ± digérées par un granitoïde à amphibole, le tout étant recoupé par des filons tardifs, microgranitiques et localement plus aplitiques. La nature de ces enclaves est dioritique (peu différente des faciès dioritiques décrits dans la galerie A). Elles sont riches en amphibole (hornblende + actinote).

Suivant l'état d'avancement de la "digestion", des roches intermédiaires ont pu se former et ainsi existent tous les termes de passage entre les enclaves et le granite porphyroïde.

5.5.5 - Géochimie comparée des faciès basiques de profondeur et de surface

Nous comparerons ici des échantillons prélevés en galerie entre les P.M. A2040 et A2235, et en surface d'une part dans le vallon du Merlet, et d'autre part à l'Ouest du Grand Jarnalet.

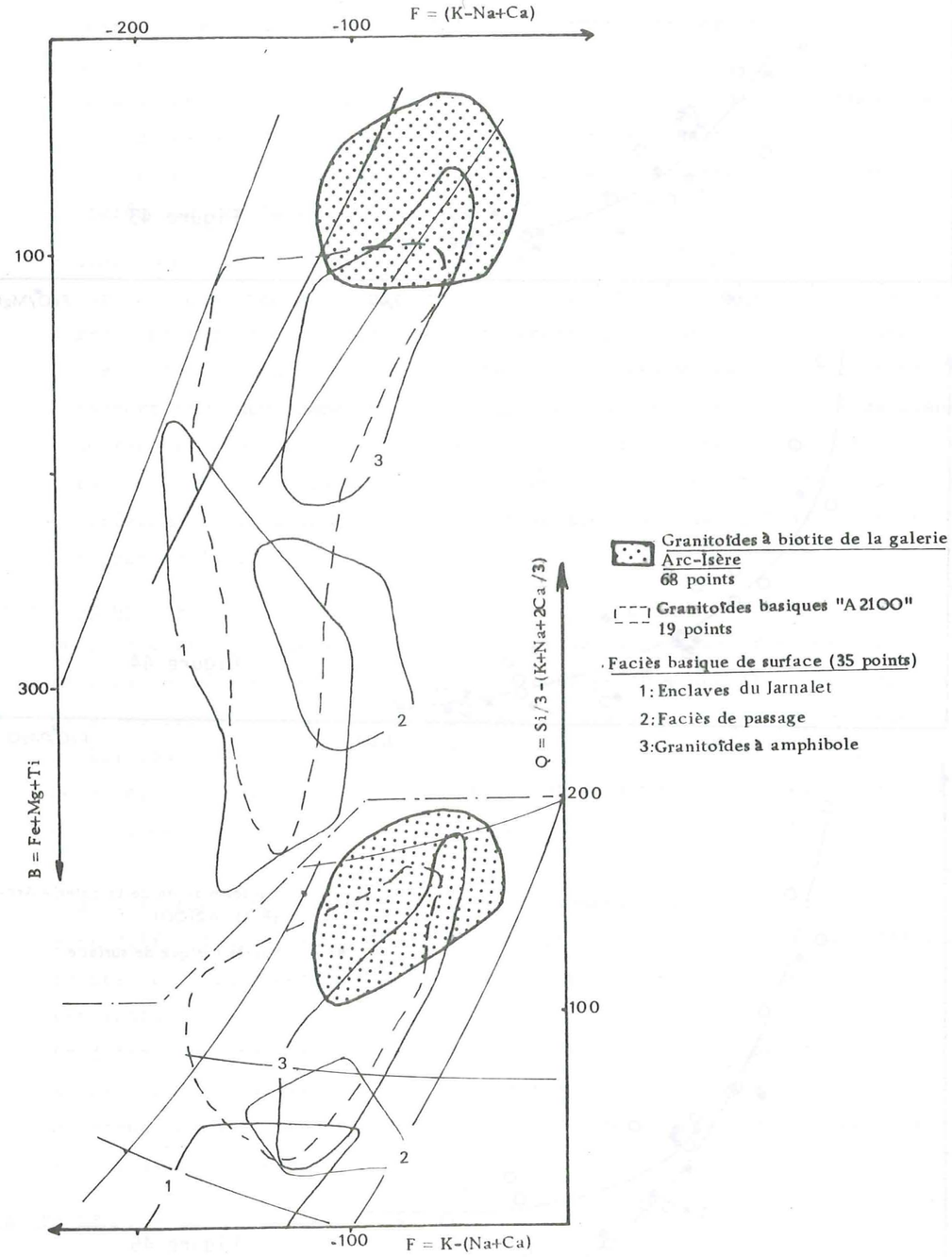


Figure 42 : Diagramme QF/FB H. de La Roche, 1972

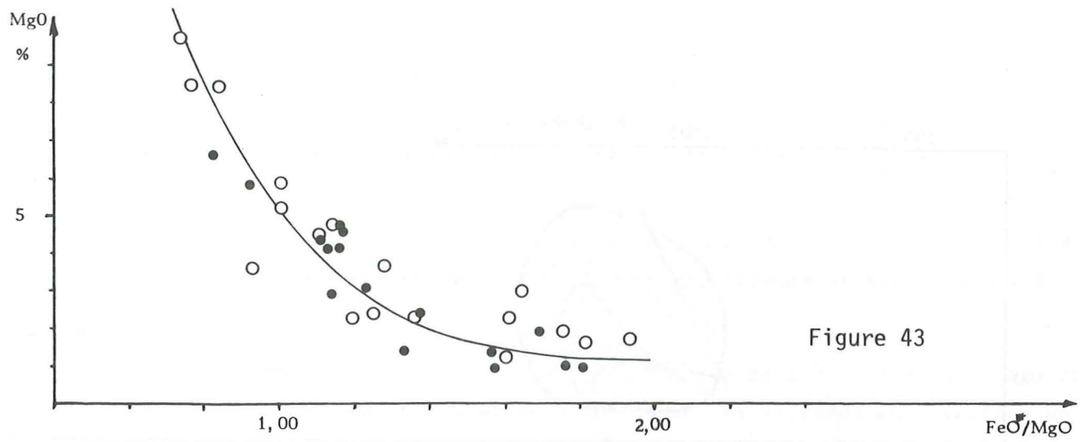


Figure 43

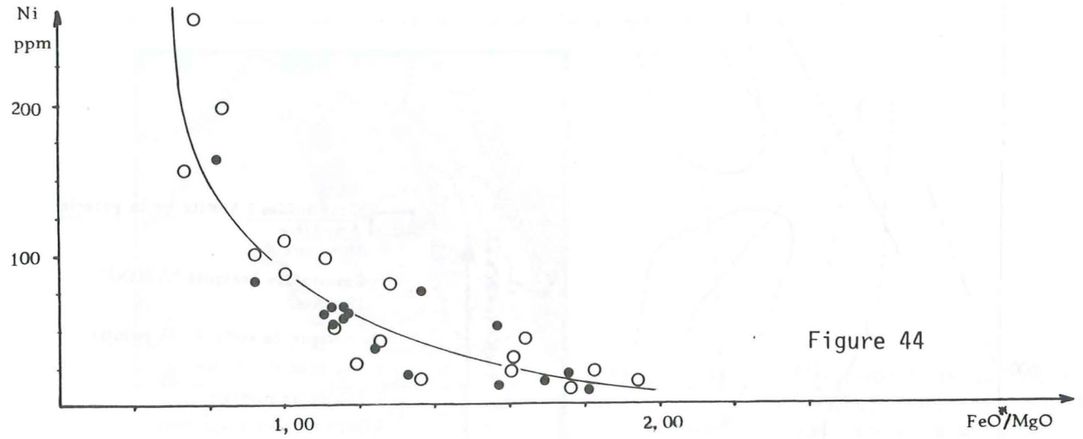


Figure 44

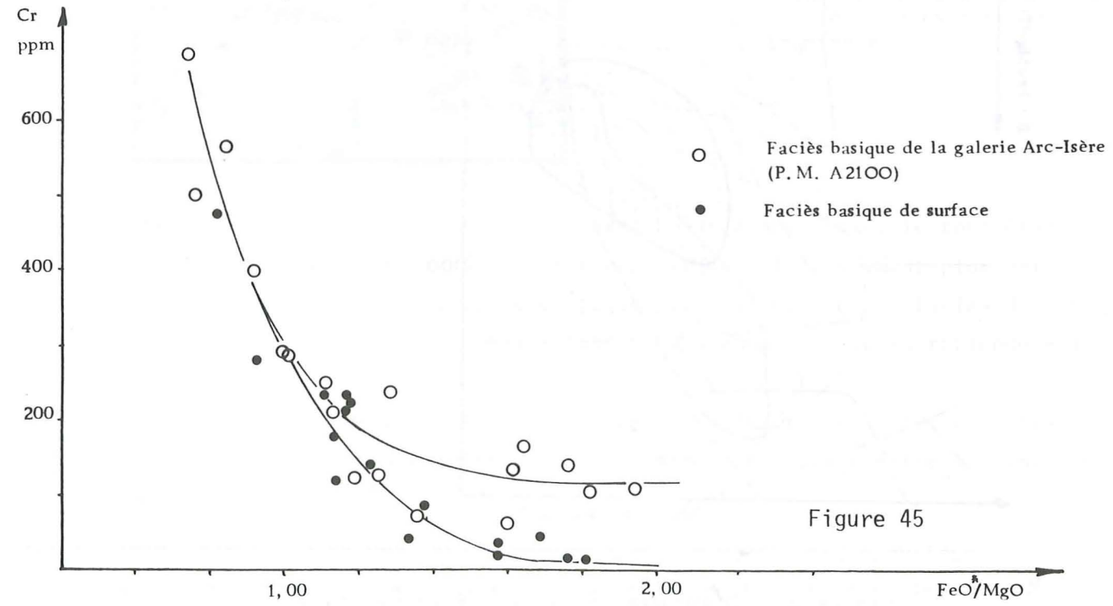


Figure 45

- Diagramme QF/FB (figure 42)

  Les faciès de surface et de profondeur couvrent un domaine qui s'étale entre les monzonites, les diorites, les granodiorites et les adamellites. Les faciès de surface dessinent un trend de différenciation depuis les termes les plus basiques ("enclaves" du Jarnalet) jusqu'aux termes les plus acides : granites à amphibole, voire même granites à biotite. Les faciès de la galerie Arc-Isère se superposent à ce trend mais sont plus étalés que les faciès de surface.

- Diagrammes MgO - FeO*/MgO ; Ni - FeO*/MgO ; Cr - FeO*/MgO (fig. 43, 44, 45)

  Sur les deux premiers diagrammes les divers faciès sont confondus et se groupent autour d'un trend de différenciation ; sur le troisième diagramme par contre il y a un décalage entre les deux ensembles. Si l'on prend le rapport FeO /MgO comme indice de différenciation, les échantillons ayant un rapport FeO /MgO < .9 représenteraient les cumulats, ceux qui ont un rapport FeO /MgO > .9 et < 1.5 seraient les termes intermédiaires de la différenciation dont l'aboutissement serait les échantillons ayant un rapport > 1.5.

5.5.6 - Conclusions

On peut donc dire que les faciès basiques de la galerie Arc-Isère (P.M. A2100) et ceux de la surface ont un air de parenté géochimique et qu'ils semblent être les termes plus basiques (cumulats ?) des granitoïdes du Complexe de St Colomban.

De plus, ces faciès basiques appartiennent à la même province, et ils ont des compositions minéralogiques communes (hornblende, actinote, sphène).

Les différences observées pour certains éléments,en particulier Cr, (V), sont difficilement explicables si ce n'est par l'éloignement des différents points de prélèvement, aussi bien dans le plan horizontal que dans le plan vertical.

En définitive, malgré des compositions minéralogiques et géochimiques voisines, les faciès basiques de la galerie (≃ A2100) et ceux de surface montrent des différences d'aspect macroscopique de gisement, et de teneurs en certains éléments.

5.6 - Les granites tardifs

5.6.1 - Avant propos

Des filonnets, filons, ou coupoles de matériel granitique recoupent tous les faciès que nous venons de décrire. Ces roches peuvent être regroupées en 3 grands ensembles : les granites hololeucocrates ou aplopegmatitiques, les granites leucocrates, les granites fins à biotite.

5.6.2 - Les granites hololeucocrates et/ou aplopegmatitiques

Ils se présentent en filons de quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur. Leur couleur est très claire, parfois légèrement verdâtre (chlorite). D'autre part, de tous les granitoïdes de la galerie Arc-Isère, ce sont les seuls qui contiennent parfois de la pyrite en quantité non négligeable.
Au microscope la structure est grenue à pegmatitique ; les minéraux sont engrenés et à côté du quartz, du microcline, de l'albite, on trouve des trainées de petits minéraux phylliteux : biotite ± chlorite ± mica blanc.

Du point de vue chimique les teneurs en SiO_2 varient de 70 à 74 % avec des teneurs en $Na_2O + K_2O > 8$ % ($Na_2O > K_2O$).
Dans la classification de Streckeisen, il s'agit de syénogranites, voire même de granites, à feldspaths alcalins.

5.6.3 - Les granites leucocrates

Ils se présentent en filons de largeur inférieure au mètre, mais ils peuvent aussi former des masses importantes (plurimétriques à pluridécamétriques) recoupant l'encaissant gneissique ou granitique.
Ainsi en est-il des coupoles :
- rencontrées vers le "point triple" du croisement des galeries A, B, C ;
- des P.M. A1500 - A1620 ;
- des affleurements de surface de la Table du Vallon et de la Croix du Cuchet.

Au contact granite - encaissant, se développe souvent une auréole de réaction hololeucocrate.
Ces granites sont clairs, blanc verdâtre ou blanc gris ; leur grain est fin à moyen. Le plus souvent isogranulaires, ils sont parfois hétérogranulaires. La texture est équante mais parfois cataclasée (P.M. A150 - A200). Au microscope la structure est grenue. Les minéraux rencontrés sont : quartz, feldspath potassique, plagioclase (An 5-15), biotite ± chlorite, ± zircon, ± apatite, ± sphène, ± calcite, ± séricite, ± épidote, ± oxydes.
Les feldspaths potassiques peuvent être poecilitiques (inclusions de plagioclase et quartz). Le plagioclase dans les faciès hétérogranulaires est parfois zoné et très souvent séricitisé.

Ces granites leucocrates, contrairement aux autres roches qui les encaissent, ne sont pas affectés par la mylonitisation. Seule une fracturation parfois intense a pu les affecter. Elle s'accompagne de fentes d'extension millimétrique recoupant les minéraux et contenant quartz, calcite, épidote. Ces filonnets sont a rapprocher des fentes alpines dont les manifestations sont les plus spectaculaires dans les faciès leucocrates homogènes et donc compétents (cf. chapitre tectonique).

Les analyses chimiques montrent des teneurs en SiO_2 variant de 67 à 72 % avec $K_2O + Na_2O > 8$ % ($Na_2O > K_2O$). Selon les cas ces roches sont, dans la classification de Streckeisen, des monzonites quartzifères ou des monzogranites.

5.6.4 - Les granites fins à biotite

Des filons de granite à grain fin (< 1 mm) de couleur gris sombre recoupent les faciès porphyroïdes essentiellement entre les P.M. A500 et A800. Leur épaisseur est inférieure à 50 cm. Ils sont souvent déformés, plissés, boudinés comme le montre la figure ci-dessous.

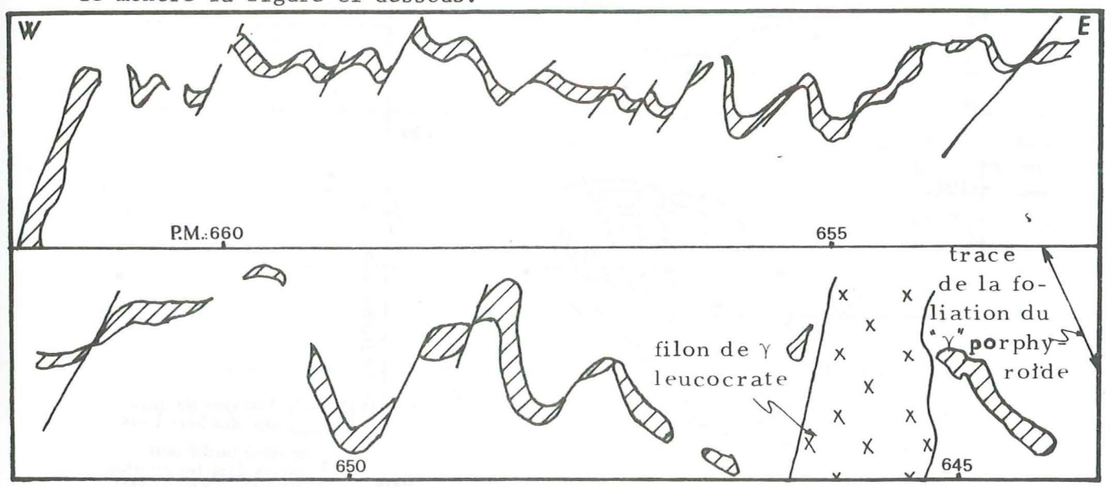


Figure 46 : Filon de granite à biotite plissé dans granite porphyroïde orienté. Parement sud.

Au microscope, la structure est grenue, isogranulaire à hétérogranulaire :
- quartz : souvent imbriqué ;
- microcline : perthitique, à bordures de myrmékites ; souvent les cristaux ont une auréole de croissance ;
- plagioclase : An 5-10 : peu répandu ;
- biotite : en amas mal cristallisés ou en baguettes, elle n'est jamais chloritisée ;
- muscovite : rare ;
- séricite ;
- ± allanite ;
- ± opaques.

Ces granites fins, bien que d'aspect mésocrate, ont des teneurs en SiO_2 élevées (> 68 %) : la couleur sombre est due en fait aux petites paillettes de biotite disséminées dans toute la roche et à la taille des grains de quartz peu visibles à l'oeil nu.

5.6.5 - Géochimie des granites tardifs

Codes pétrographiques 09, 11, 76.

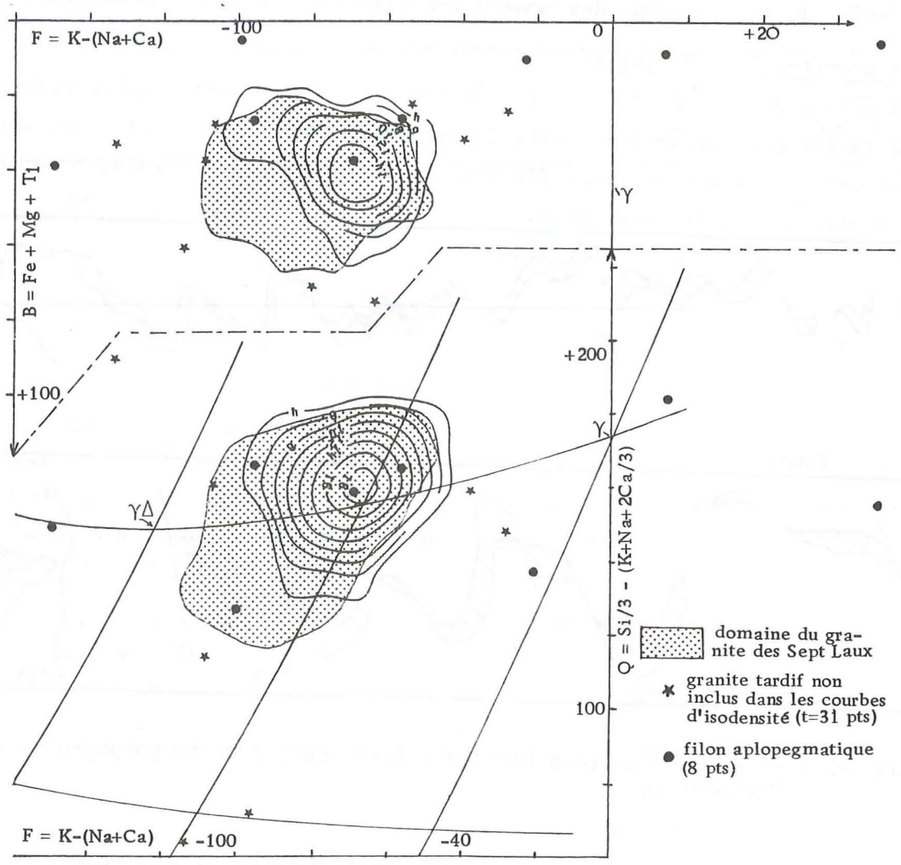


Figure 47 : Diagramme QF/FB

Les courbes d'isodensité sont reportées sur ce diagramme pour mieux visualiser le barycentre du nuage de points. Les étoiles qui sont en dehors de la courbe d'isodensité 4 % représentent des faciès intrusifs de granites leucocrates en filons n'excédant pas 2 ou 3 mètres. Les filons hololeucocrates ou aplopegmatitiques ont également été reportés sur ce diagramme (cercles noirs). Les faciès leucocrates couvrent un domaine compris entre les adamellites et les granodiorites. Ce sont des granites sodipotassiques leucocrates. Le domaine du granite des Sept Laux recouvre la majeure partie des faciès leucocrates, avec toutefois un léger décalage en direction des roches ignées les plus différenciées de la grille QF/FB ; c'est-à-dire avec un excès de SiO_2 et de K_2O par rapport au granite des Sept Laux.

En résumé, on peut dire que les faciès leucocrates qui sont en coupoles intrusives dans le Complexe de St Colomban ont les mêmes caractères géochimiques que le granite des Sept Laux ; par contre les faciès leucocrates en filons, ainsi que les filons hololeucocrates et/ou aplopegmatitiques s'écartent du granite des Sept Laux, notamment vers les domaines hypersilicieux et hypofeldspathiques.

5.6.6 - Conclusions

Les trois faciès décrits ci-dessus sont intrusifs dans le Complexe de St Colomban. Leur chronologie relative est déduite du tableau suivant :

Granite fin à biotite (A)		déformé		recoupe le Comp. de St Colomban
Granite leucocrate (B)			non déformé	recoupe le Comp. de St Colomban
Granite hololeucocrate (aplopegmatitique) (C)	recoupe (B)		non déformé	recoupe le Comp. de St Colomban

Si on ne voit pas les relations mutuelles entre A et B, A et C, on peut néanmoins dire que :

- A est plus vieux que B, et B plus vieux que C ;
- A, en filon, est donc postérieur aux déformations de son encaissant, mais il a été lui-même affecté par des déformations plus jeunes ;
- celles-ci n'ont affecté ni B, ni C ;
- A, B, C sont affectés par des fractures ouvertes (fentes alpines) ou non (phyllonites).

Les filons A sont peut être (?) à relier avec les faciès basiques du P.M. 2100 (§ 5.5).

D'autre part B et C semblent parfois subcontemporains dans la galerie. En effet, les grosses coupoles de granite émettent dans leur périphérie des filons hololeucocrates (P.M. A200 - A400). Ceux-ci représenteraient donc des filons tardi-magmatiques des granites classiques. Si l'épisode granitique, responsable de la formation des granites A, est probablement mineur (q.q. mètres linéaires cumulés dans la galerie Arc-Isère), celui responsable de la formation des granites B (et C) est beaucoup plus important puisque ces 2 faciès représentent à eux seuls plusieurs centaines de mètres linéaires cumulés de galerie.

5.7 - Conclusions de l'étude pétrographique et géochimique du Complexe de St Colomban

L'étude pétrographique et géochimique a montré l'existence dans le Complexe de St Colomban de nombreux faciès dont les rapports les uns avec les autres ne sont pas toujours bien définis en raison de diverses phases tectonométamorphiques qui les ont affectés et qui tendent à les uniformiser.

Néanmoins, le tableau suivant rassemble déjà quelques hypothèses :

mise en place de coupoles et de filons granitiques leucocrates

orthogneiss et porphyroblastèse de feldspath potassique (localement)

↑ épisode tectonométamorphique

↑ granitoïdes de St Colomban

↑ granitisation

↑ métagrauwackes + métabasites (groupe de St Rémy)

↑ métamorphisme 1

dépôt d'une série volcano-sédimentaire + mise en place de filons volcaniques

~~~ ancien socle (inconnu)

6. - LE GRANITE DES SEPT LAUX

6.1 - Avant propos

Le granite des Sept Laux se présente selon une bande continue depuis le village d'Epierre (on lui donne parfois aussi le nom de granite d'Epierre) dans la vallée de l'Arc, jusqu'au village de Vaujany dans la vallée de l'Eau d'Olle. Il forme des sommets élevés, en particulier le Pic du Frêne 2805 m.

La galerie Arc-Isère l'a traversé sur environ 2500 m :

. 2300 m dans la galerie de Belledonne (A) (P.M. A5055 à P.M. A7368) ;

. 200 m environ dans la galerie de Belledonne (E) (P.M. E10000 à P.M. E9820).

Son homogénéité contraste avec l'hétérogénéité du Complexe de St Colomban. Cette homogénéité est double :

- les caractères pétrographiques voire chimiques sont à peu près constants ;
- les enclaves existent mais n'occupent qu'un faible volume.

Sur les 2500 m de coupe offerts par la galerie Arc-Isère, les seules variations visibles sont :

- apparition de quelques porphyroblastes sur les bordures du massif ;
- alternance de granite à faciès fin et de granite à faciès grossier ou hétérogranulaire (cf. coupe annexe 1 , p. 207).
- mylonitisation locale du granite qui peut même être phyllonitisé ;
- présence de quelques enclaves.

Sur ses bordures orientale et occidentale, le granite des Sept Laux recoupe les séries de gneiss migmatitiques encaissantes qu'il injecte également de filons.

La figure 48 représente le contact oriental du granite avec les gneiss migmatitiques à biotite.

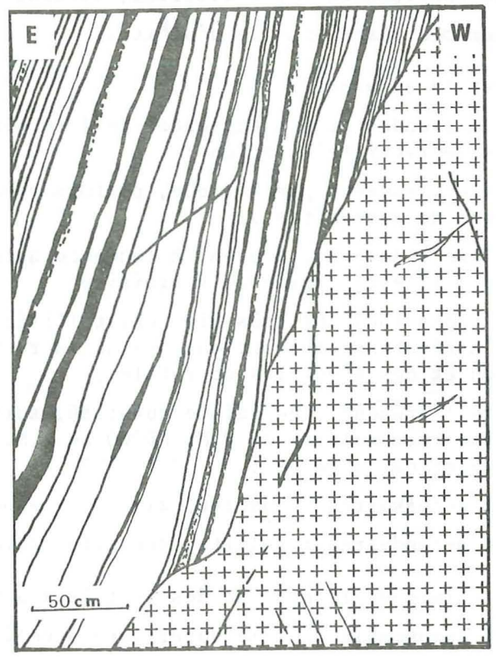


Figure 48 : Contact oriental du granite des Sept Laux (à gauche gneiss migmatitiques) PM A5048

6.2 - Le granite

6.2.1 - Caractères pétrographiques

Le granite des Sept Laux est un monzogranite leucocrate grenu à reflets blanc-vert ou gris-bleu. Son grain est fin (≃ 1 mm) ou plus grossier voire même hétérogranulaire (plurimillimétrique). Les bordures du granite présentent un faciès à tendance porphyroïde : mégacristaux de microcline de 1 ou 2 cm. La bordure est contient le plus d'enclaves surmicacées. Ces dernières sont ovoïdes de quelques centimètres à quelques décimètres. Quelques témoins d'une série gneissique ancienne à hornblende subsistent en panneaux plurimétriques (cf. P.M. A6700).
~~~

La texture est équante ou peu orientée : seule l'orientation de la biotite donne localement à la roche une disposition ± planaire sans que l'on puisse véritablement parler de foliation. F. CARME 1970b employait l'expression de granite liné. L'orientation de cette texture planaire est parallèle à la foliation régionale : N20E à N30E.
Enfin le granite des Sept Laux a subi une tectonique tardive qui l'a transformé localement en phyllonite (voir chapitre tectonique).

Au microscope la structure est grenue, équigranulaire et parfois à tendance porphyroïde. Les porphyroblastes, quand ils existent, sont formés de microcline maximal (indice de triclinicité sur feldspaths triés : 0,80 à 0,84). Les mégacristaux contiennent des inclusions, surtout de plagioclase, souvent bordées d'une auréole réactionnelle d'albite.

La paragénèse est la suivante :

- quartz en grandes plages engrenées de 1ère génération ou en petits cristaux de recristallisation :
- microcline : souvent perthitique, parfois poecilitique et fréquemment accompagné de myrmékites ;
- plagioclase : An 7-25, souvent à tendance automorphe, mégacristalline et zonée ; il est limpide ou séricitisé ;
- biotite : pas toujours très bien cristallisée, ± chloritisée selon le degré d'altération (mylonitisation) de la roche ; elle contient souvent du zircon et des aiguilles de rutile ;
- muscovite : présente, en faible quantité, surtout sur la bordure ouest du granite : en galerie du P.M. A6200 au P.M. E9820 et en surface au col du Golet par exemple ;
- minéraux accessoires : apatite, zircon, ± sphène, ± allanite ;
- minéraux secondaires : calcite, séricite, chlorite, épidote.

Du point de vue chimique, le granite des Sept Laux a une teneur élevée en alcalins (> 8 %) comparable ou même supérieure à celle des granites porphyroïdes du Complexe de St Colomban avec $Na_2O > K_2O$.
En raison de sa teneur élevée en quartz (SiO_2 > 70 %), de son homogénéité et de son isotropie, le granite des Sept Laux est un matériel très compétent, et de ce fait est affecté localement par un diaclasage intense.

Au microscope un comptage de points effectué sur l'échantillon type A6200 donne les résultats suivants :

quartz = 29 % ; feldspath potassique = 24 % ; plagioclase = 31 % ;
biotite = 10 % ; divers = 6 %.

Ce granite est dans la classification de Streckeisen un monzogranite.

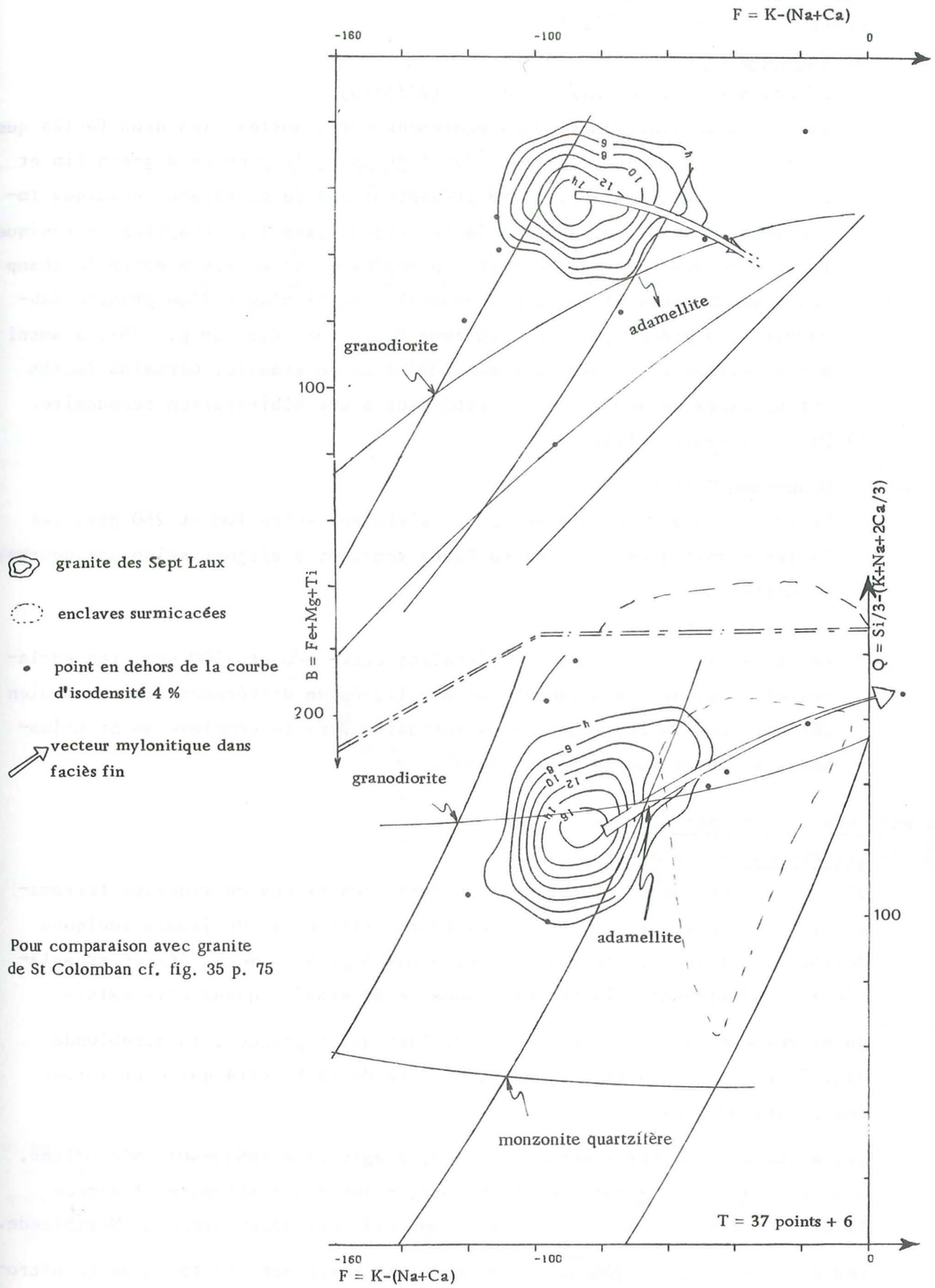


Figure 49 : Le granite des Sept Laux et ses enclaves surmicacées dans le diagramme QF/FB - H. de La Roche, 1972.

6.2.2 - Caractères géochimiques

Codes pétrographiques 01, 05.

a) Eléments majeurs (fig. 49,50)

Diagrammes QF/FB et A1/3 - K = f (A1/3-Na) :

Sur ces deux diagrammes, mais également sur d'autres, les deux faciès que l'on rencontre dans le granite des Sept Laux, le premier à grain fin et le second à grain grossier, ne présentent pas de différence chimique importante. De plus, à part les faciès mylonitisés (cf. chapitre tectonique), le granite des Sept Laux est très homogène et il se situe entre le champ des granodiorites et celui des adamellites. Il s'agit d'un *granite leucocrate sodipotassique*. Le diagramme R_1/R_2 (cf. fig. 40 p. 79), a aussi mis en évidence le caractère *subalcalin* de ce granite. Certains faciès ont un excès de soude liée probablement à une albitisation secondaire.

b) Eléments traces (fig. 51, 52)

Diagramme K/Rb = f(Rb)

Le granite a des teneurs en Rb qui s'étalent entre 100 et 260 ppm. Ces faciès granitiques et leurs enclaves semblent s'aligner selon une courbe de différenciation.

Diagramme K/Ba = f(Ba):

Les teneurs en Ba du granite s'étalent entre 500 et 1500 ppm. Les enclaves et le granite s'alignent sur une lignée de différenciation très bien définie. Les faciès leucocrates intrusifs dans le Complexe de St Colomban s'alignent sur le même "trend".

6.3 - Les enclaves surmicacées ovoïdes

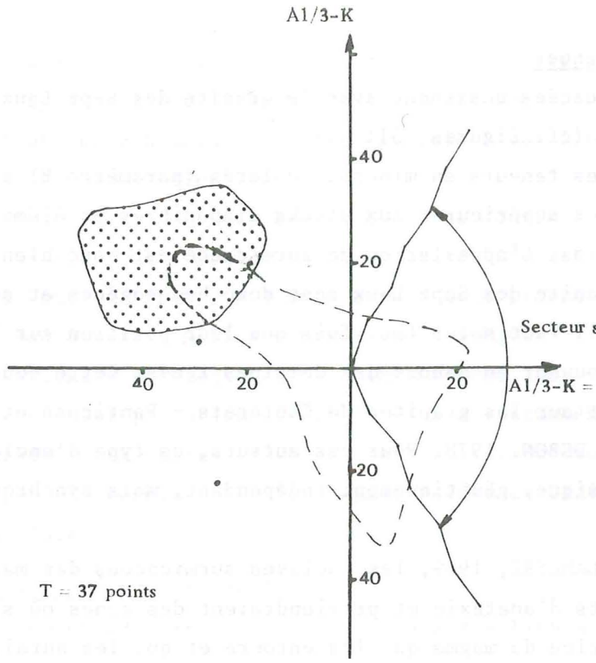
6.3.1 - Caractères pétrographiques

Il s'agit d'enclaves homoeogènes toujours très riches en minéraux ferromagnésiens : biotite et/ou amphibole. Leur taille n'excède jamais quelques décimètres et leur forme est ovoïde, souvent plus ou moins étirée et aplatie ± parallèlement à la texture planaire du granite quand elle existe.

Au microscope la structure est lépidoblastique ± grenue ; la hornblende peut être absente ou très abondante à côté de la biotite qui peut former des plages de plus de 1 cm.

Les minéraux rencontrés sont : biotite, plagioclase (AN35-40), microcline, apatite, ± quartz, ± calcite, ± épidote, ± sphène, ± allanite, ± zircon. La biotite est souvent chloritisée quand elle est accompagnée de hornblende.

Les deux analyses "moyennes" A5665 et A6550 reflètent l'hétérogénéité pétrographique des enclaves du granite des Sept Laux qui peuvent être plus ou moins riches en éléments ferromagnésiens et ± riches en biotite et amphibole.



Pour comparaison avec les granitoïdes de St Colomban cf. fig. 37 p. 76

Figure 50 : Diagramme A1/3-K = f(A1/3-Na)

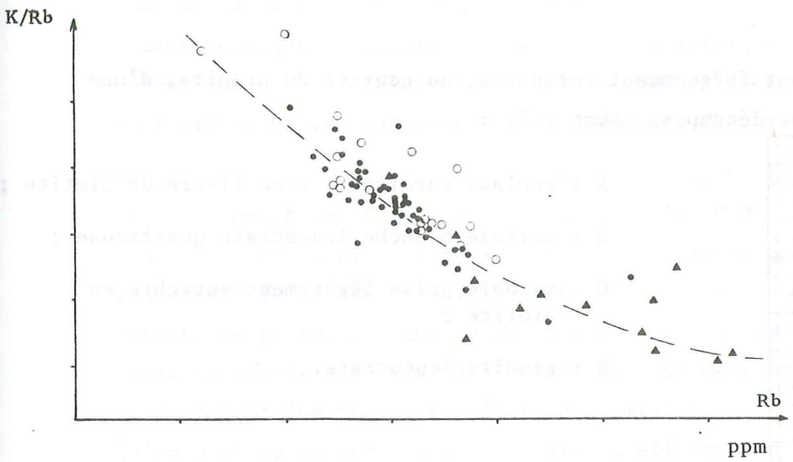
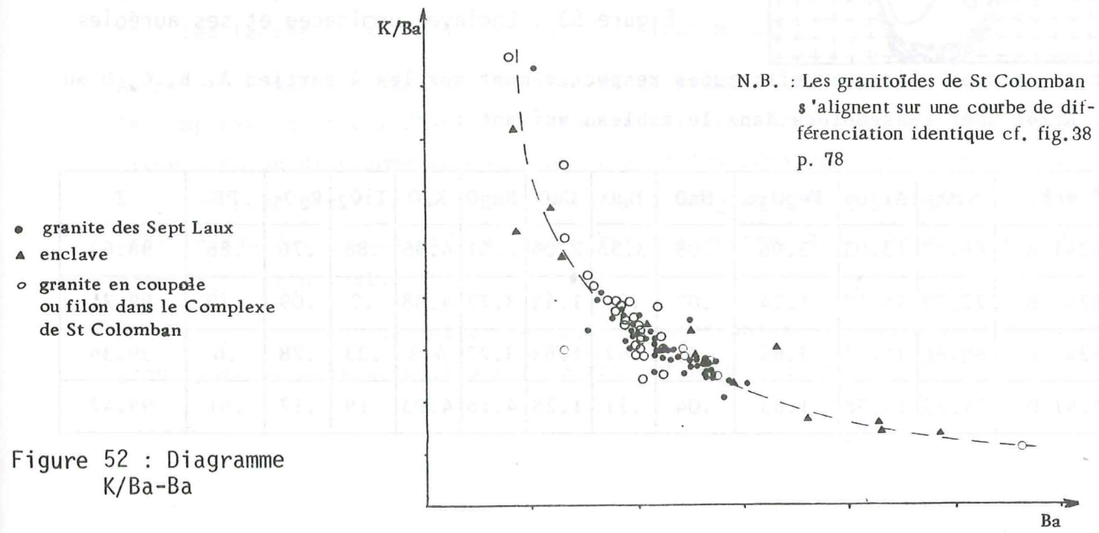


Figure 51 : Diagramme K/Rb-Rb



N.B. : Les granitoïdes de St Colomban s'alignent sur une courbe de différenciation identique cf. fig.38 p. 78

- granite des Sept Laux
- ▲ enclave
- o granite en coupole ou filon dans le Complexe de St Colomban

Figure 52 : Diagramme K/Ba-Ba

6.3.2 - Caractères géochimiques

Les enclaves surmicacées dessinent avec le granite des Sept Laux des "trends" de différenciation (cf. figures 51, 52).

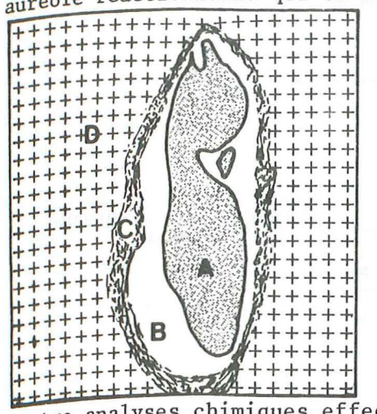
Elles présentent des teneurs en minéraux colorés (paramètre B) supérieures à celles du granite et supérieures aux stocks disponibles en éléments tels que SiO_2 + CaO + alcalins. L'appellation de surmicacée est donc bien justifiée.

Les enclaves du granite des Sept Laux sont donc homoeogènes et semblent d'origine magmatique . Il faut noter toutefois que leur position sur les diagrammes géochimiques est souvent en dehors des domaines ignés. Cette constatation a été faite également sur les granites de Cauterets - Panticosa et Guerigut par J. LETERRIER et F. DEBON, 1978. Pour ces auteurs, ce type d'enclaves serait issu d'un magma basique, génétiquement indépendant, mais synchrone du magma acide associé.

D'après DIDIER et LAMEYRE, 1969, les enclaves surmicacées des massifs intrusifs seraient des restats d'anatexie et proviendraient des zones où s'est produite l'anatexie génératrice du magma qui les entoure et qui les aurait véhiculées.

6.4 - Relations granite-enclave

Les enclaves surmicacées sont fréquemment entourées, au contact du granite, d'une auréole réactionnelle qui se décompose comme suit :



A : enclave surmicacée avec liseré de biotite ;

B : auréole blanche leucocrate quartzeuse ;

C : auréole grise légèrement enrichie en biotite ;

D : granite leucocrate.

Figure 53 : Enclave surmicacée et ses auréoles

Quatre analyses chimiques effectuées respectivement sur les 4 parties A, B, C, D au P.M. A6241 sont rassemblées dans le tableau suivant :

N° éch.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3t	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	T
A6241 A	66.17	13.03	3.96	.08	3.36	2.06	2.51	4.96	.88	.76	.86	98.63
A6241 B	72.32	14.19	1.24	.02	.81	1.44	3.73	4.38	.2	.09	.79	99.21
A6241 C	69.86	14.73	2.64	.05	.97	1.83	3.77	4.3	.33	.28	.6	99.36
A6241 D	71.87	14.78	1.63	.04	.71	1.28	4.16	4.03	.19	.17	.61	99.47

Au contact granite-enclave, il y a donc des migrations d'éléments. Le granite D forme à peu près l'équilibre entre l'auréole B et l'auréole C si l'on fait abstraction des contaminations de l'auréole B par l'enclave A : enrichissement en CaO et K_2O en particulier.

On peut noter que l'auréole biotitique C ne contient probablement pas le même type de biotite que l'enclave A. La biotite "C" est comparativement moins magnésienne que la biotite "A" ; elle serait donc proche d'un mica noir de type annite. FeO apparaît mobile contrairement à MgO.

Les variations minéralogiques et chimiques que l'on observe autour des enclaves surmicacées sont probablement les témoins de phènomènes complexes invoqués par J. LETERRIER et F. DEBON, 1978, en particulier de processus d'intéraction et d'échanges d'éléments entre les magmas acides et basiques tout au long de leur mise en place.

6.5 - Relations granite-encaissant

L'injection du matériel granitique dans les séries gneissiques encaissantes peut se faire à différentes échelles :

- centimétrique, "lit par lit" : bordure gneissique ouest P.M. E9100 - E9820 ;
- métrique par des filons recoupants : bordure ouest et bordure est ;
- décamétrique en "panneaux" : bordure ouest au col du Golet.

Les filons et "coupoles" de granite qui recoupent le Complexe de St Colomban principalement des P.M. C700 et B545 jusqu'au P.M. A200, du P.M. A250 au P.M. A350, et du P.M. A1490 au P.M. A1530 ; ainsi que les masses de granite leucocrate de la Table du Vallon et de la Croix du Cuchet en surface ont des caractères pétrographiques voisins sinon semblables à ceux du granite des Sept Laux. Ce serait donc les manifestations d'un même épisode granitique. C'est probablement aux phases tardives de la mise en place du granite des Sept Laux qu'on peut rattacher les filons aplopegmatitiques hololeucocrates qui recoupent tous les faciès du socle à l'Est du Synclinal Médian.

Au point de vue géochimique, les faciès de granite leucocrate intrusifs dans le Complexe de St Colomban et le granite des Sept Laux sont pratiquement identiques. Aucun diagramme géochimique ne peut les séparer. Les seules différences que l'on peut observer sont des teneurs en SiO_2 et K_2O légèrement plus élevées dans le cas des "coupoles", ce qui n'est pas anormal quand on s'éloigne du corps granitique principal.

Nous proposons donc de relier ces 2 manifestations granitiques séparées géographiquement mais produites par un seul et même évènement.

D'autre part, le granite des Sept Laux ne semble pas avoir beaucoup affecté les séries encaissantes, si ce n'est par l'injection de masses granitiques plus ou moins importantes et recoupantes.
Le granite s'est mis en place dans une série gneissique hétérogène ± migmatitique, ± porphyroïde qui rappelle les gneiss du groupe de St Rémy, voire même les faciès porphyroïdes du Complexe de St Colomban.
En plusieurs endroits, du matériel granitique de nature pétrographique et chimique semblable au granite des Sept Laux recoupe les mobilisats des gneiss migmatitiques de composition nettement différente.
Ces gneiss sont de plus en plus mylonitisés à l'approche du Synclinal Médian.
Notons enfin la présence, à proximité immédiate du granite des Sept Laux, de filons très riches en feldspaths potassiques noirs,en galerie au P.M. A4800 par exemple, mais aussi en surface vers le Défilé de Maupas.

6.6 - Conclusions

Contrairement aux hypothèses avancées par les auteurs précédents sur la mise en place syntectonique du granite des Sept Laux accompagnée d'une migmatisation et d'une feldspathisation de la Série Satinée encaissante (Série Satinée migmatitique), et sur les relations entre le granite de St Colomban et le granite des Sept Laux (contemporains pour P. et C. BORDET, granite des Sept Laux plus ancien pour F. CARME), il apparaît dans la galerie Arc-Isère et sur le terrain que le granite des Sept Laux est intrusif (post-tectonique) dans le Complexe de St Colomban et le groupe de St Rémy, et donc plus récent qu'eux.
D'autre part, le granite des Sept Laux n'a aucune relation avec la migmatisation des gneiss qui l'entourent : il n'a pas de trend feldspathique comme en ont les mobilisats du groupe de St Rémy.
La mise en place de la grosse masse du granite des Sept Laux, des filons et des coupoles est à notre avis l'évènement plutonique *le plus récent dans cette partie de Belledonne*. Son âge serait probablement *tardihercynien* (carbonifère).

7. - LES GNEISS DE LA BORDURE OCCIDENTALE DU GRANITE DES SEPT LAUX A L'EST DU SYNCLINAL MEDIAN

7.1 - Caractères pétrographiques

Cet ensemble hétérogène se trouve entre les P.M. E9100 et E9820 de la galerie, et il forme en surface une bande irrégulière entre le Synclinal Médian et le granite des Sept Laux, depuis le sommet du Petit Charnier au Sud, jusqu'à la vallée de l'Arc au Nord.

C. BORDET, 1961, l'a désigné sous le nom de Série Satinée migmatitique ; P. BORDET, sur les cartes géologiques 1/50000è de Vizille, Domène, St Jean de Maurienne, la range dans le Série Brune qui résulterait de la feldspathisation et de la migmatisation de la Série Satinée.
Pour F. CARME, 1970c, cet ensemble appartient au Complexe de Belledonne et serait semblable aux séries de Fully décrites par D. KRUMMENACHER, 1959, au Nord, dans le massif des Aiguilles Rouges.

A l'affleurement, cet ensemble gneissique est très hétérogène et est formé de gneiss lités ou rubanés ± migmatitiques (au P.M. E9800, affleurent même des nébulites) et très souvent porphyroïdes (mégacristaux centimétriques de microcline). Il contient des filonnets, subparallèles à la foliation, de feldspaths noirs de quelques centimètres qui,en se dissociant par étirement,forment des grains. Au microscope, la minéralogie et la structure de la roche ne diffèrent pas de celles des gneiss du groupe de St Rémy ou du Complexe de St Colomban, si ce n'est la présence fréquente de baguettes de muscovite souvent transverses par rapport à la schistosité de la roche.

Ces gneiss ont subi une mylonitisation très poussée et d'autant plus intense que l'on se rapproche du Synclinal Médian. La galerie Arc-Isère a traversé, entre les P.M. E9100 et E9230, des schistes composés de calcite, chlorite, séricite très déformés. La déformation intense ne permet pas de préciser avec certitude leur origine : série satinée ou série gneissique décrite ci-dessus. Néanmoins, l'apparition progressive de la texture gneissique nous laisse pencher pour la deuxième hypothèse.

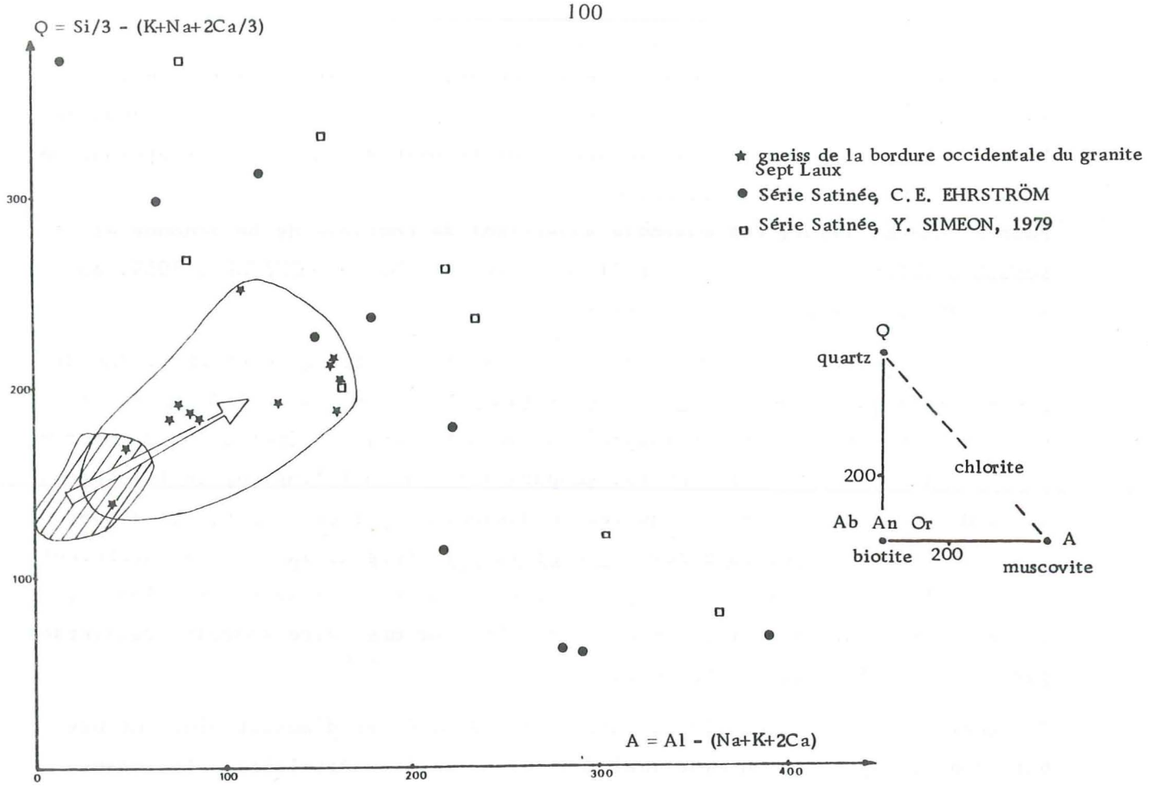
7.2 - Caractères géochimiques

Le diagramme Q = f(A) est le diagramme qui sépare le mieux la Série Satinée et le groupe de St Rémy. C'est donc lui que nous avons utilisé pour comparer les "gneiss occidentaux" avec ces deux ensembles (figure 54).
Plusieurs constatations peuvent être formulées à la lecture de ce diagramme :
- la Série Satinée est répartie dans un domaine qui va des pélites aux grès ;
- les gneiss occidentaux recouvrent une partie du domaine des gneiss du groupe de St Rémy, en particulier ceux qui ont une tendance grésopélitique ;
- la position des schistes, à l'approche du Synclinal Médian, est conforme à la position des gneiss mylonitiques du groupe de St Rémy et au vecteur mylonitique défini dans le granite des Sept Laux.

On peut donc en tirer les conclusions suivantes : les gneiss situés entre le granite des Sept Laux et le Synclinal Médian sont d'anciens grauwackes * ± migmatisés comparables à ceux du groupe de St Rémy.

---

* Deux ou trois analyses de gneiss oeillés montrent une origine "ortho-dérivée" de certains faciès, donc tout à fait comparables à ceux du Complexe de St Colomban.



N.B.- Il semble que le vecteur mylonitique ci-dessus est également valable pour les gneiss du groupe de St Rémy et les granitoïdes du Complexe de St Colomban. Il traduit en effet une destruction des feldspaths, une "silicification", et une chloritisation des biotites.
- La mylonitisation qui "banalise" les caractères pétrographiques voire géochimiques des différentes unités est souvent un piège pour l'observateur.

Figure 54 : Diagramme Q/A

Ils ont été mylonitisés à l'approche du Synclinal Médian et ont subi, peut être lors des phases tardives de la mise en place du granite des Sept Laux, l'apport de fluides qui ont permis la cristallisation de muscovite.

La migmatisation des "gneiss occidentaux" est antérieure à la mise en place du granite des Sept Laux. Ce dernier est par contre à l'origine de nombreux filons granitiques. L'ensemble : filons de granite et gneiss ± migmatisés est repris par une tectonique alpine d'autant plus importante que l'on se rapproche du Synclinal Médian.

8. - LA SERIE SATINEE

A l'Ouest du Synclinal Médian, la galerie Arc-Isère a traversé la Série Satinée du rameau externe de Belledonne sur environ 8000 m (du P.M. E1050 au P.M. E8823).

C'est un ensemble monotone de séricito-chlorito-schistes ± quartzeux parfois graphiteux ou albitiques localement à biotite ou tourmaline et contenant plus ou moins de calcite, sidérite, pyrite.
Le faciès le plus fréquent dans la galerie Arc-Isère est le faciès sériciteux de couleur gris acier.
Cet ensemble est intensément plissé à toutes les échelles : microscopique, mésoscopique, mégascopique ; les plis les plus visibles sont orientés N10 à N30E avec un déversement général des structures vers le WNW.

La Série Satinée semble avoir (C. BORDET 1961, F. CARME 1970 a) une origine sédimentaire rythmique de type flyschoïde avec quelques niveaux volcaniques peu épais et que nous n'avons pas rencontrés en galerie.
Aucun filon granitique s.l. ne recoupe ces schistes et les rapports avec les séries voisines sont difficiles à comprendre dans le Nord de Belledonne et ceci d'autant plus qu'aucune série n'a un chimisme comparable dans cette région.
L'étude de la Série Satinée fait (en partie) l'objet d'une thèse de 3e cycle (Y. SIMEON, 1979).

9. - CONCLUSIONS A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE

L'étude pétrographique et géochimique de la galerie Arc-Isère a permis de dégager, pour chaque ensemble, les principaux caractères suivants :

La Série Verte se présente ici sous des faciès exclusivement schisteux ayant des affinités chimiques avec les séries de type spilite-kératophyre comme celle des Vosges (faciès Culm). Au niveau de la coupe effectuée elle est affectée par une rétromorphose et une mylonitisation liées à l'Accident de Fond de France.

Les caractères de cette série nous la font comparer à celle du Taillefer (en accord avec F. CARME, 1965 a, b) et avec celle du Beaufortain (Y. GROS, 1974 et Y. SIMEON, 1979). Comme eux, nous lui attribuons un âge dévono-dinantien.

Le groupe de St Rémy est composé de gneiss hétérogènes à biotite et/ou amphibole, migmatitiques ou non, ayant pour origine une épaisse série volcano-sédimentaire de type grauwackeux qui avant son métamorphisme, a été recoupée par quelques filons de granite. L'absence de gneiss franchement métapélitiques et la prédominance d'un héritage igné laissent entrevoir un bassin de sédimentation proche des zones de démantèlement. (Les sédiments étaient peu "matures").
Cet ensemble a été en partie migmatisé lors, semble-t-il, de l'épisode métamorphique principal. L'anatexie différentielle et le phénomène de mobilisation sont contrôlés par deux facteurs :
- situation de la roche dans l'édifice métamorphique et tectonique ;
- composition chimique globale de la roche : proportions relatives des éléments "fusibles" et "réfractaires", teneurs en phases fluides ...

Le Complexe de St Colomban est caractérisé par la présence majoritaire de faciès granitoïdes ± porphyroïdes dans des gneiss hétérogènes et/ou migmatitiques assimilables à ceux du groupe de St Rémy.
Les granitoïdes porphyroïdes, localement recristallisés, sont homogènes et se différencient peu, du point de vue géochimique, des faciès isogranulaires (mais toujours à grain grossier). Ils forment ensemble une lignée de différenciation depuis des diorites jusqu'à des adamellites.
La conservation, dans ces granitoïdes, de certains caractères des gneiss du groupe de St Rémy laisse supposer qu'ils dérivent de ces derniers par des processus anatectiques postérieurs, mais liés sans doute génétiquement à la migmatisation décrite dans les gneiss de St Rémy.
L'ensemble est recoupé par des granites leucocrates en coupoles ou filons. Le Complexe de St Colomban apparaît donc très hétérogène selon notre coupe EW. Nous avons observé, en surface, une hétérogénéité du même ordre : faciès basiques et migmatitiques. Il n'a donc pas les caractères d'un simple batholite de granite porphyroïde. Quant à la genèse des faciès porphyroïdes, F. CARME, 1978, fait appel à une métasomatose silicopotassique de percolation. Sans en réfuter la possibilité, nous n'en avons pas décelé les traces sur le plan géochimique. Les gneiss oeillés apparaissent résulter de la tectonisation des faciès porphyroïdes le long du grand accident de Fond de France et de ses satellites.

Les gneiss de la bordure occidentale du granite des Sept Laux présentent une évolution progressive depuis leur contact avec le granite des Sept Laux jusqu'au "Synclinal Médian". A partir d'une série de gneiss ± migmatitiques on observe une mylonitisation de plus en plus intense qui produit des véritables séricito-chlorito-schistes feldspathiques en accordance avec le "Synclinal Médian", mais qui ne sont pas à rattacher à la Série Satinée du rameau externe. L'ensemble de ces roches présente les mêmes caractères pétrographiques et géochimiques que les gneiss du groupe de St Rémy ou ceux du Complexe de St Colomban.

Le granite des Sept Laux est un granite leucocrate à grain moyen ou fin, quelquefois à légère tendance porphyroïde.
En général équant, il est parfois "liné". Il présente une composition géochimique constante de granite sodipotassique subalcalin. Il apparaît intrusif dans les formations gneissiques décrites ci-dessus dont il contient de nombreuses enclaves sur ses bordures. Les filons ou coupoles de granite leucocrate qui recoupent le Complexe de St Colomban à 4 km environ à l'Est du corps granitique principal et qui sont pétrographiquement et géochimiquement identiques en représentent donc des apophyses.

La Série Satinée du rameau externe est une épaisse série de séricito-chlorito schistes d'origine sédimentaire qui n'au aucun lien, ni pétrographique ni géochimique, avec les séries du rameau interne. Seuls certains caractères structuraux "récents" se retrouvent dans les deux rameaux.

Il nous reste encore à préciser les caractères et les conditions du métamorphisme principal ancien et des métamorphismes plus récents ainsi que les modalités des diverses phases tectoniques. Il nous est également apparu intéressant d'étudier les influences pétrographiques et géochimiques de la mylonitisation affectant le granite des Sept Laux et le Complexe de St Colomban. C'est ce que nous allons essayer de faire dans les chapitres suivants.

LISTE DES ABREVIATIONS MINERALOGIQUES

ab	: albite
act	: actinote
alm	: almandin
amph	: amphibole
an	: anorthite
andes	: andésine
ap	: apatite
bio	: biotite
cc	: calcite
chl	: chlorite
crd	: cordiérite
ep	: épidote
FK	: feldspath potassique
grt	: grenat
hnbl	: hornblende
ky	: kyanite
mi bl	: mica blanc
micr	: microcline
musc	: muscovite
olig	: oligoclase
or	: orthose
plg, plag	: plagioclase
phl	: phlogopite
qz	: quartz
sill	: sillimanite
sta	: staurotide
tour	: tourmaline
vap	: vapeur

CHAPITRE 2 : METAMORPHISMES

1. - Introduction

2. - Métamorphisme des schistes de la Série Verte

3. - Métamorphisme du groupe de St Rémy

4. - Conclusions

Groupe / Minéraux	Schistes (Série Verte)	Groupe de St Rémy		Granitoïdes de St Colomban	Granite des Sept Laux	Fentes alpines
		Gneiss migmatitiques ou non	Mobilisats			
Quartz 1	X	X	X	X	X	
Quartz 2	(X)	(X)	(X)	(X)	(X)	X
FK 1	(X)?	(X)	X	X	X	
FK 2		(X) migm		X		
Plg 1	(X)	An 5-35*	An 0-10	An 5-25*	An 7-15*	
Plg 2		(X)?		An<7		(Ab)(?)
Biotite 1		X	(X)	X	X	
Biotite 2	(X)	X		X		
Muscovite		(X)	(X)	(X)	(X)	
Amphibole		(hnbl-act)		hnbl act		
Grenat		(X)	(X)			
Cordiérite		(pinnite)				
Allanite		(X)		(X)	(X)	
Rutile		(X)		X	(X)	
Apatite		(X)		X	X	
Sphène		(X)		X	(X)	
Zircon	(X)	(X)		X	X	
Epidote	X	(X)		(X)	(X)	X
Calcite	X	(X)		(X)	(X)	
Chlorite	X	(X)	(X)	(X)	(X)	
Séricite	X	(X)		(X)	(X)	
Ripidolite	(X)	(X)		(X)	(X)	X
Laumontite						X
Pistachite	X	(X)		(X)	(X)	X
Phengite						X

* Ces valeurs étalées sont dues au zonage et/ou à l'hétérogénéité des faciès.
Biotite : paragénèse principale ; (pinnite) minéral observé localement.
Chlorite : paragénèse(s) secondaire(s).

Tableau 7 : Les paragenèses dans les différents ensembles de roches

CHAPITRE 2 : METAMORPHISMES

1. - INTRODUCTION

L'étude pétrographique de l'ensemble des séries traversées par la galerie Arc-Isère a montré (chapitre précédent) l'existence de plusieurs paragénèses qui peuvent être soit bien individualisées, soit superposées.

En première approximation on peut dire que les métamorphites ont été affectées par un métamorphisme principal ancien et deux phases métamorphiques plus récentes qui se traduisent surtout par des rétromorphoses des paragénèses anciennes.

Le tableau ci-contre rassemble, pour chaque type de roche défini, les associations minérales observées, les minéraux de la paragénèse primaire (soulignés), et le caractère local de certains minéraux (parenthèses).

Il ressort de ce tableau que le degré de métamorphisme régional sera très difficilement appréciable dans la mesure où les séries métamorphiques ne contiennent pas d'association minérale typique de tel ou tel faciès métamorphique.

Nous procèderons donc par approximation et par comparaison avec les régions avoisinantes.

2. - METAMORPHISME DES SCHISTES DE LA SERIE VERTE

Le degré de métamorphisme affectant cette série ne peut pas être évalué dans la la galerie Arc-Isère en raison de sa position (P.M. A3090 - A3355) correspondant au "passage" de l'accident de Fond de France qui a pour effet de mylonitiser les roches qu'il affecte, entre autres les schistes de la Série Verte.
Toutefois, Y. GROS, 1974, a pu déterminer dans le Beaufortain, grâce à la présence de stilpnomélane et de chlorite et l'absence de biotite, les conditions de métamorphisme suivantes :

$$385°C < T < 460°C \quad \text{et} \quad 4kb < P < 7\ kb$$

Nous adopterons donc ces conditions pour le métamorphisme de cette série à condition que le niveau du Beaufortain soit identique à celui de la galerie.
Les petites paillettes de biotite que l'on peut rencontrer dans les schistes au Sud de la vallée de l'Arc, et qui sont de néocristallisation seraient, semble-t-il, dues à un métamorphisme cataclastique lié à l'accident de Fond de France.
Une des réactions suivantes a pu se produire :

$$\text{chl} + \text{FK} \rightleftharpoons \text{bio} + \text{musc} + \text{vap}$$

ou

$$\text{chl} + \text{FK} \rightleftharpoons \text{bio}$$

NITSH, 1970, fixe le début d'apparition de la biotite par destruction du stilpnomélane et de la phengite à 445°C, 4 kb
460°C, 7 kb.

N'ayant jamais rencontré de stilpnomélane, nous pouvons en conclure que c'est à ses dépens que s'est formée la biotite.
HOSCHEK, 1971 - 1973, indique des conditions de 425°C - 475°C et 4 kb pour l'apparition de la biotite.
Les conditions du métamorphisme cataclasique peuvent donc être évaluées à des températures et pressions supérieures respectivement à 425°C et 4 kb.
Il accentuerait donc le métamorphisme originel de la Série Verte.

3. - METAMORPHISME DU GROUPE DE St REMY

Les paragénèses suivantes ont été observées :

- qz + ab + micr + bio ± musc
- qz + bio + crd + grt (alm) ± plg ± musc
- qz + hnbl + olig + bio + micr ± sph
- hnbl (act) + andes ± FK ± qz ± sph ± ep
- qz + ab + bio + tour ± musc.

Les conditions du métamorphisme qui a affecté les gneiss du groupe de St Rémy sont donc régies par les conditions de stabilité des minéraux cités ci-dessus.

Mais il faut tenir compte du fait que ce métamorphisme est suivi par (ou s'accompagne ?) d'une migmatisation, et qu'il a pu être en partie oblitéré par une rétromorphose ± poussée des principaux minéraux.

3.1 - Conditions de stabilité des minéraux

3.1.1 - Amphibole

D'après les observations microscopiques et les diffractogrammes aux RX, l'amphibole est de la hornblende verte. Toutefois quelques diffractogrammes, établis à partir d'échantillons de gneiss très amphiboliques, montrent l'existence d'une amphibole intermédiaire entre hornblende verte et actinote. F. CARME, 1978, a également décrit dans les granitoïdes de St Colomban une amphibole de ce type qu'il nomme "hornblende actinotique".

L'apparition de la hornblende indique une température supérieure à 500°C (isograde hornblende-in : WINKLER, 1976), selon les réactions du type :

$$\text{act} + \text{chl} + \text{qz} \rightleftharpoons \text{hnbl}$$

$$\text{chl} + \text{act} + \text{ep} + \text{qz} \rightleftharpoons \text{hnbl} + \text{plg} + \text{qz}$$ (LIOU, 1974),

avec une température voisine dans les deux cas de l'ordre de 550°C.

Dans une série trémolite-actinote comportant 7 molécules % d'Al_2O_3, l'amphibole est stable à partir de 410-440°C pour PH_2O = 1 kb ; (SCHÜRMANN, 1967).

3.1.2 - Plagioclase

A côté de l'albite de cristallisation tardive à partir notamment de la déstabilisation de minéraux antérieurs, existe un plagioclase de "basicite" variable = An 5-20 dans les gneiss à biotite, mais An 25-55 dans les gneiss à amphibole.
L'isograde An 30 + hnbl est donc dépassé = 550°C à 3 kb
600°C à 8 kb.

Les feldspaths plagioclases sont le plus souvent déstabilisés en séricite mais aussi parfois en calcite, épidote, chlorite (damouritisation).

3.1.3 - Cordiérite

Rappelons que la cordiérite est un minéral peu répandu dans les paragneiss du groupe de St Rémy. Elle est en association avec biotite et grenat (almandin) dans des métapélites à tendance migmatitique.
Les méthodes de coloration sélective (J. GIRAULT, 1972) appliquées sur l'échantillon de gneiss à cordiérite OR16 ont montré sa pauvreté en Fe, donc corrélativement sa richesse en Mg.

L'apparition de la cordiérite a pu se faire selon la réaction suivante :

chl + musc + qz $\rightleftharpoons$ crd + bio + Al_2SiO_5 + H_2O sous les conditions suivantes (WINKLER, 1976) : 515°C à 1 kb
555°C à 4 kb

La cordiérite Mg indique (WINKLER, 1976) une pression de cristallisation plus élevée que la cordiérite Fe.

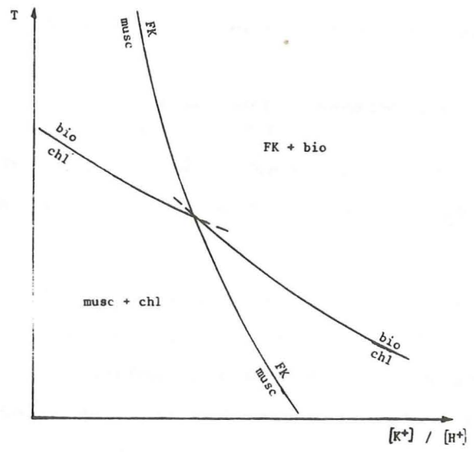
3.1.4 - Biotite

La température de première apparition de la biotite dépend largement de la composition chimique originelle de la roche hôte.
Ainsi MIYASHIRO (1973) cite l'exemple pris dans les Highlands écossais où la biotite apparaît à plus faible température dans les métagrauwackes que dans les métapélites.

Comme nous l'avons déjà vu pour le métamorphisme cataclasique lié à l'accident de Fond de France, la biotite apparaît à des températures de l'ordre de 450°C pour une pression de 4 kb. La limite supérieure de stabilité de la biotite est très élevée : supérieure à 1000°C.

Les analyses de deux biotites des gneiss A491 et A3785 du groupe de St Rémy indiquent une teneur en Fe^{++} élevée de l'ordre de 20 %. Cette richesse en fer ferreux et en titane (2 %) doit être responsable du fort pléochroïsme brun délavé à brun rouge.

L'équilibre entre chl, musc, bio, FK qui dépend bien entendu de la pression et de la température, dépend aussi en proportion non négligeable du rapport K^+ / H^+ (MAC NAMARA, 1966).



Ainsi peut-on envisager pour un métamorphisme croissant la succession des réactions suivantes :
musc + chl → musc + chl + bio →
musc + bio → musc + micr + bio →
or + bio.

Fig. 55 : Diagramme de stabilité dans le système bio - FK - musc - chl - H_2O à pression constante (MAC NAMARA, 1966).

3.1.5 - Grenat

Certains gneiss métapélitiques fins contiennent, en association avec la cordiérite et la biotite, du grenat peu altéré ± automorphe et contenant très peu d'inclusions.
L'analyse des grenats des gneiss A491 et A3785 du groupe de St Rémy, montre qu'il s'agit de grenat du type pyralspite (pyrope 12 à 21 %, almandin 56 à 67 %, spessartine 5 à 28 %) avec moins de 7 % de grenat calcique (grandite). Sa densité est de 3.91 ± 0.01.

La maille cristallographique de ces grenats, calculée par diffractomètre de RX, a les valeurs suivantes :

A491 : a = 11.56(4) Å
A3785 : a = 11.51(2) Å

Les travaux de différents auteurs sur les grenats (MULLER et SCHNEIDER, 1971 ; HSU, 1968 ; PERCHUK, 1970 ; SAXENA, 1969 ; HIETANEN, 1969 ; THOMPSON, 1976 b) ont montré que les conditions d'apparition de ce minéral dépendent :
- de la température et de la pression ;
- de la teneur originelle de la roche ;
- de l'équilibre avec les autres minéraux ferromagnésiens contenus dans la roche : chl, musc, bio, crd.

Dans les roches métapélitiques le grenat apparaît suivant des réactions du type :
chl + qz $\rightleftharpoons$ grt + H_2O
chl + musc + qz $\rightleftharpoons$ grt + bio + H_2O
bio + musc + qz $\rightleftharpoons$ grt + FK + H_2O
Avec l'augmentation du degré de métamorphisme, l'équilibre entre FeO, MgO, MnO, CaO change constamment :
- FeO augmente ;
- MgO augmente, mais moins que FeO ;
- MnO diminue ;
- CaO diminue, mais moins que MnO.

La spessartine apparaît dès 400°C dans les roches métapélitiques indépendamment du degré d'oxydation. La température de l'almandin pur varie, selon de degré d'oxydation, de 550°C à 600°C (pour une pression de 3 kb).
Enfin, pour maintenir sa stabilité, l'almandin doit incorporer des pourcentages de spessartine et de pyrope de plus en plus grands au fur et à mesure que le degré d'oxydation augmente (HSU, 1968).

Le diagramme triangulaire FeO - MnO - MgO de MIYASHIRO, 1958, de la figure ci-dessous définit les différents faciès métamorphiques en fonction de l'équilibre Fe - Mn - Mg des grenats.

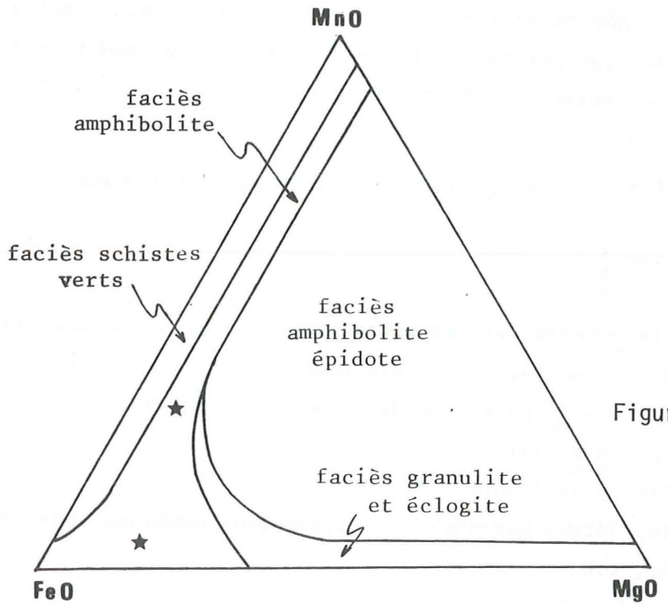


Figure 56 : Diagramme de Miyashiro

Les points représentatifs des grenats A491 et A3785 tombent dans le domaine du métamorphisme de faciès amphibolite.

3.1.6 - Couple biotite - grenat

L'étude de la composition du grenat, mais surtout de l'équilibre biotite - grenat (ou cordiérite - grenat) dans une roche métapélitique donne des indications sur la température et, dans une moindre mesure sur la pression, lors du métamorphisme. L'équilibre entre Fe^{++} et Mg^{++} à l'intérieur de chaque minéral mais aussi l'équilibre entre grenat et biotite ont été étudiés expérimentalement par 2 auteurs principalement : PERCHUK, 1970 et THOMPSON, 1976 b. Il nous est donc apparu intéressant de connaître la composition de la biotite et du grenat dans les gneiss où ces deux minéraux coexistaient. Seuls deux échantillons ont pu être retenus en raison de la non altération des minéraux : A491 et A3785.

Le tableau suivant rassemble ces 4 analyses faites par fluorescence X (F. KELLER) sauf pour FeO dosé par voie humide (analyste B. USELLE) :

N° éch.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	Total
A491 (grt)	37.85	19.44	.60	23.30	11.37	2.69	1.45	-	.18	.27	.07	2.51	99.73
A491 (bio)	35.66	17.56	1.06	20.00	.57	8.74	.48	-	8.47	2.18	.04	4.01	98.77
A3785 (grt)	37.03	20.15	2.73	26.30	1.76	4.63	2.12	.67	.52	.88	.05	2.62	99.46
A3785 (bio)	36.33	17.89	1.23	17.10	.12	11.94	.28	-	7.80	1.74	.02	4.4	98.85

a) Détermination de la température de métamorphisme

- Diagramme de PERCHUK, 1970

La répartition des éléments Fe^{2+}, Mg^{2+}, Mn^{2+} dans le couple de minéraux biotite - grenat obéit à la loi d'action de masse appliquée aux solutions idéales.

PERCHUK a établi expérimentalement une série de courbes isothermes pour des coefficients de partage X_{Mg} différents :

$$X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe^{2+} + Mn}$$ dans la biotite et dans le grenat.

$$X_{Mg}^{Grt} = \frac{Mg}{Mg + Mn + Fe^{2+}}$$ (grenat)

$$X_{Mg}^{bio} = \frac{Mg}{Mg + Mn + Fe^{2+}}$$ (biotite)

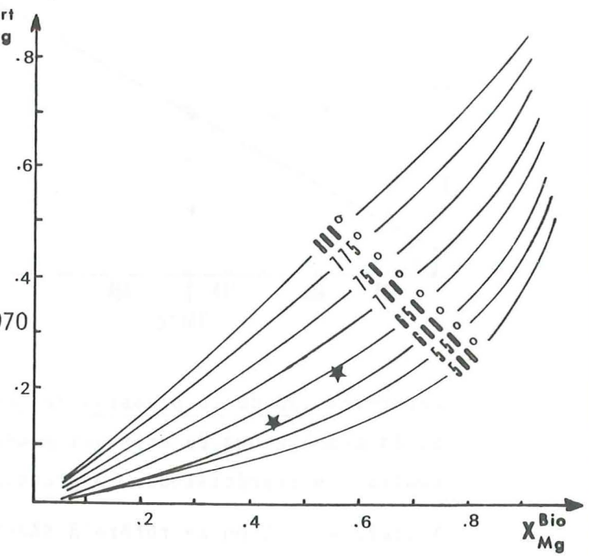


Figure 57 : Diagramme de PERCHUK, 1970

Les deux couples, biotite - grenat, étudiés se trouvent dans ce diagramme entre les isothermes 600 et 650°C sous réserve bien sûr que les grenats ne soient pas zonés.

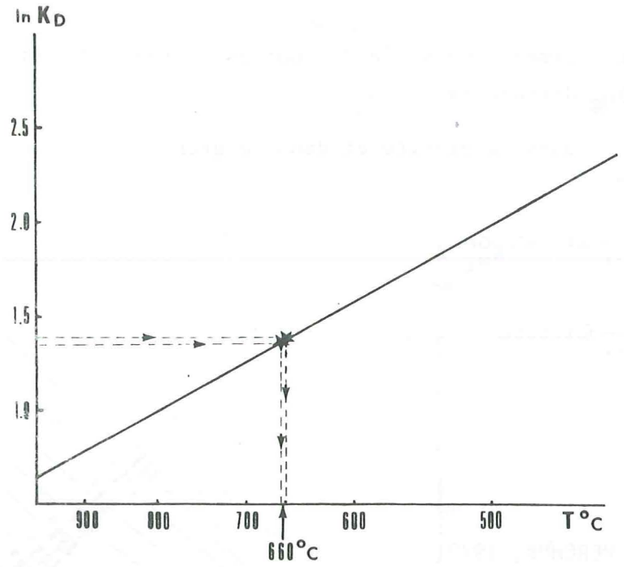
- Diagramme de THOMPSON, 1976

THOMPSON a étudié le comportement du couple Fe - Mg dans les systèmes K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O (KMASH) et K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O (KFASH).

Il a été évalué expérimentalement les potentiels d'échange entre les réactions faisant intervenir (Fe - Mg) et leur dépendance vis à vis de la pression et de la température.

Les analyses A491 et A3785 reportées sur le diagramme de THOMPSON indiquent une température de métamorphisme de l'ordre de 660°C, sous réserve aussi que les grenats ne soient pas zonés.

Cette température est légèrement supérieure à celle trouvée grâce au géothermomètre de PERCHUK. Ceci est systématique pour tous les calculs (STEPHENSON, 1979), la température exacte devant être probablement intermédiaire entre les valeurs trouvées par les deux méthodes.



$$K_D = \frac{Fe^{grt} - Mg^{bio}}{Mg^{grt} - Fe^{bio}}$$

Fig. 58 : Diagramme de THOMPSON, 1976

b) Détermination de la pression de métamorphisme

Si la température de cristallogénèse peut être assez facilement approchée, malgré toutes les imprécisions, la pression est beaucoup plus difficilement évaluable.

Toutefois si l'on se réfère à SAXENA, 1969, les coefficients $X_{Fe} = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg}$ de la biotite et du grenat des deux échantillons :

X_{Fe}(bio) A491 = .56 ; X_{Fe}(grt) A491 = .82 ; X_{Fe}(bio) A3785 = .44 ; X_{Fe}(grt) A3785 = .76 ; semblent indiquer plutôt une moyenne pression, sans plus de précision.

c) Conclusions

L'association, biotite - almandin - cordiérite, observée dans les gneiss peu ou pas migmatitiques, ainsi que le géothermomètre biotite - grenat, nous conduisent à penser que le métamorphisme ayant affecté les gneiss du groupe de St Rémy appartient au stade moyen défini par Winkler.

Le diagramme de stabilité de cordiérite, almandin, biotite (figure 59) montre la coexistence possible de sillimanite.

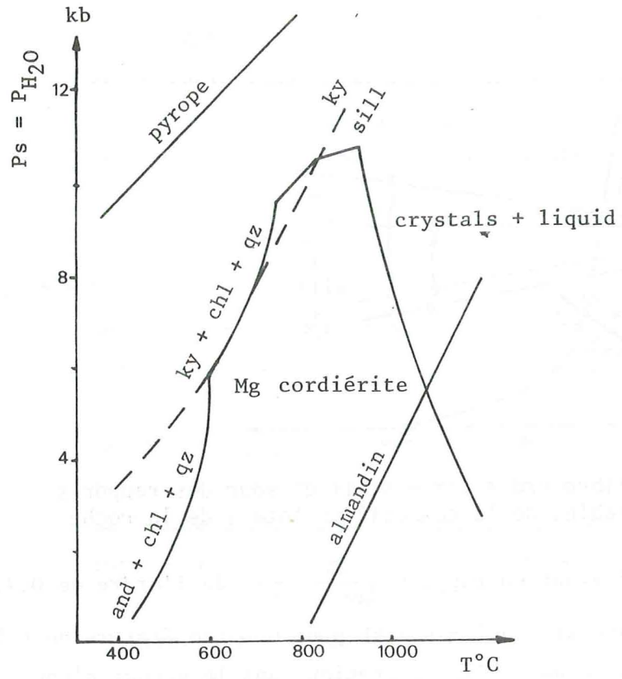


Figure 59 : Diagramme de stabilité cordiérite - almandin - biotite (Miyashiro, 1973)

D'autre part, le paramètre A = Al - (Na+K+2Ca) dont les valeurs sont de 86 (échantillon A491) et 83 (échantillon A3785) montre un stock en aluminium suffisant pour la formation de sillimanite. Or nous n'avons jamais observé ce minéral.

Deux raisons peuvent être invoquées :

- ce minéral n'a jamais existé car le stock d'alumine a été épuisé par la cristallisation de la muscovite (malgré tout pas très abondante) et de la biotite (par contre en assez grande quantité) ;
- ce minéral existe en inclusions dans la cordiérite, mais il est masqué par la pinnitisation de cette dernière.

La paragénèse crd + alm + sill + qz est attribuée par HENSEN et GREEN, 1970, à la réaction suivante :

$$crd \rightleftharpoons alm + sill + qz$$

et si la biotite est présente :

$$crd + bio \rightleftharpoons alm + FK + H_2O$$

Ces réactions sont "mobiles", réactants et produits existent dans un assez large champ et température et de pression.

Néanmoins, WINKLER, 1976, donne le diagramme suivant pour la coexistence de crd + alm + sill + qz :

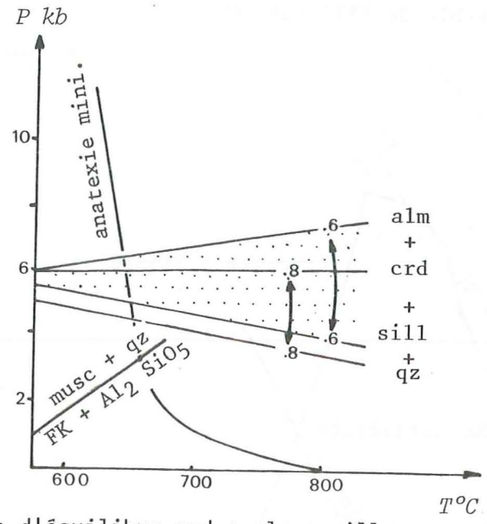


Fig. 60 : Diagramme d'équilibre crd + alm + sill+ qz pour des rapports FeO /MgO+FeO variables de la composition totale de la roche

Les deux gneiss A491 et A3785 ayant un rapport $\frac{FeO}{MgO + FeO}$ de l'ordre de 0.7, on pourrait donc estimer le pression à 5 - 6,5 kb pour une température de 635°C si le grenat était de l'almandin pur. L'incorporation dans le grenat d'une quantité non négligeable de spessartine (notamment dans le grenat A491) laisse supposer en fait une pression plus faible.

3.1.7 - Mica blanc

Aucune analyse chimique, ni aucun calcul de caractères cristallographiques n'ont été faits sur les micas blancs des gneiss du groupe de St Rémy. Nous ne pouvons donc pas donner de conditions d'équilibre pour ce minéral. Les caractères microscopiques permettent néanmoins de distinguer, d'une part un mica blanc (séricite) de déstabilisation des minéraux (feldspaths surtout), et d'autre part un mica blanc bien cristallisé (muscovite), soit rarement en association avec la biotite, soit disposé transversalement par rapport à la foliation, et que l'on peut relier à des phénomènes tardifs :

- circulation de fluides,
- muscovitisation des biotites.

Les phénomènes de séricitisation peuvent se faire par la réaction suivante :

1 musc + 6 qz + 2 K $\rightleftharpoons$ 3 FK + 2 H

Cette réaction se fait (BOCQUET, 1974) de droite à gauche par perte de K (cristallisation d'une deuxième phase potassique) ou par diminution de pH.

La muscovite peut également provenir de la destruction du disthène par la réaction :

3 ky + 3 qz + 2 K + 3 H_2O $\rightleftharpoons$ 2 musc + 2 H

Or F. CARME, 1979 a, signale du disthène dans la vallée de la Romanche dans une série gneissique voisine. Il faut donc tenir compte de cette source possible d'Al_2O_3 pour la muscovite des gneiss de St Rémy. Ceci est tout à fait vraisemblable quand on sait que le disthène ne se conserve que dans les gneiss faiblement potassiques et/ou hydratés (EUGSTER, 1970) et que ce n'est pas le cas pour les gneiss de St Rémy dont les teneurs en K_2O peuvent atteindre 4 %.

3.1.8 - Epidotes

Les épidotes rencontrées, surtout dans les gneiss amphiboliques, sont de composition variable : zoïsite, clinozoïsite, allanite, pistachite. On les trouve surtout dans les gneiss amphiboliques.

La stabilité des épidotes dépend de la composition de la phase fluide (CO_2 et O_2), et leur composition dépend de la température.

La limite supérieure de stabilité des épidotes dépasse 600°C, la limite inférieure est l'isograde + zoïsite + 1 margarite + 2 quartz + 8 H_2O qui passe par les points 340°C/4 kb et 385°C/7 kb.

D'autre part l'épidote ferrifère a un champ de stabilité plus étendu (à pression constante) que la clinozoïsite (LIOU, 1973).

3.1.9 - Sphène

Le sphène n'est présent dans les roches métamorphiques que dans les gneiss amphiboliques et son état d'évolution (cassures nombreuses, transformation en qz + cc + rutile) ne permet pas de préciser son origine : détritique ou métamorphique. Mais, d'une façon générale, le sphène est assez répandu dans tous les faciès basiques du P.M. A2100 (cf. p. 81).

3.1.10 - Le feldspath potassique

Il n'est pas très répandu dans les paragneiss et on le rencontre soit sous forme de minéraux ± arrondis, ayant localement recristallisé, soit sous forme beaucoup plus automorphe.

Toutefois les gneiss migmatitiques et surtout les mobilisats peuvent contenir des quantités importantes de microcline de couleur noire ou blanche.

3.2 - La migmatisation

Rappelons que les mobilisats observés présentent les paragénèses suivantes :

- FK + grt + musc ± bio ;
- ab + qz + bio ;
- FK + ab + qz ± musc ± bio.

La présence de muscovite, assez répandue dans les mobilisats, indique que isograde - muscovite n'est pas atteint.

La limite inférieure de début de fusion des matériels genissiques est assez floue et WINKLER donne plusieurs courbes pour l'anatexie en fonction de la température.

D'après MEHNERT, 1968, les grauwackes montrent un début de fusion à 685°C, toutefois de petites concentrations de P_2O_5, SO_3, LiO_2, BO_3 ainsi que des pressions de fluides fortes diminuent considérablement les températures nécessaires à la fusion. Ainsi, il semble que celle-ci puisse débuter vers 570°C sous certaines conditions.

Or certains gneiss du groupe de St Rémy contiennent de l'apatite et de la tourmaline en quantité non négligeable. D'après leur habitus (figure) ces deux minéraux semblent d'origine sédimentaire (aspect roulé).

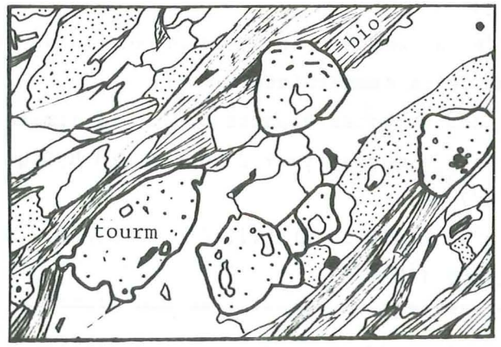


Figure 61 : Micrographie de tourmaline, l.m. A4350.

On peut donc penser que les gneiss contenaient à l'origine les éléments (BO_3 et P_2O_5) susceptibles d'abaisser leur température de fusion.

Toutefois, certains faciès contenant de la tourmaline ne sont pas migmatisés. Cela peut à notre avis s'expliquer par une plus grande abondance d'éléments réfractaires : Al, Fe, Mg (analyse A4336 par exemple).

En définitive les gneiss du groupe de St Rémy contenaient semble-t-il originellement de la tourmaline, ce qui a pu avec d'autres facteurs abaisser ± la température de fusion.

Récemment STEPHENSON, 1979, a montré que les températures obtenues par les géothermomètres bio - grt sont celles de *la phase principale d'un épisode métamorphique*, mais que ces températures ont pu atteindre des valeurs plus élevées. Donc, les conditions du métamorphisme principal estimées à T = 635°C ±30°C et P = 4 à 6 kb, sont susceptibles de provoquer la fusion dans certains faciès qui ont un chimisme favorable ou si la pression de fluides est suffisante.

- Diagrammes Qz - Ab - Or - An - H_2O

Les diagrammes Qz - Ab - Or - An - H_2O utilisés, ont été établis par H. WINKLER et al, 1975, pour des pressions de 5 et 7 kb. L'ensemble des mobilisats a été reporté sur le tétraèdre Qz - Ab - Or - An pour PH_2O = 5 kb puisque nous avons vu que c'était la valeur de la pression la plus probable pour le métamorphisme principal.

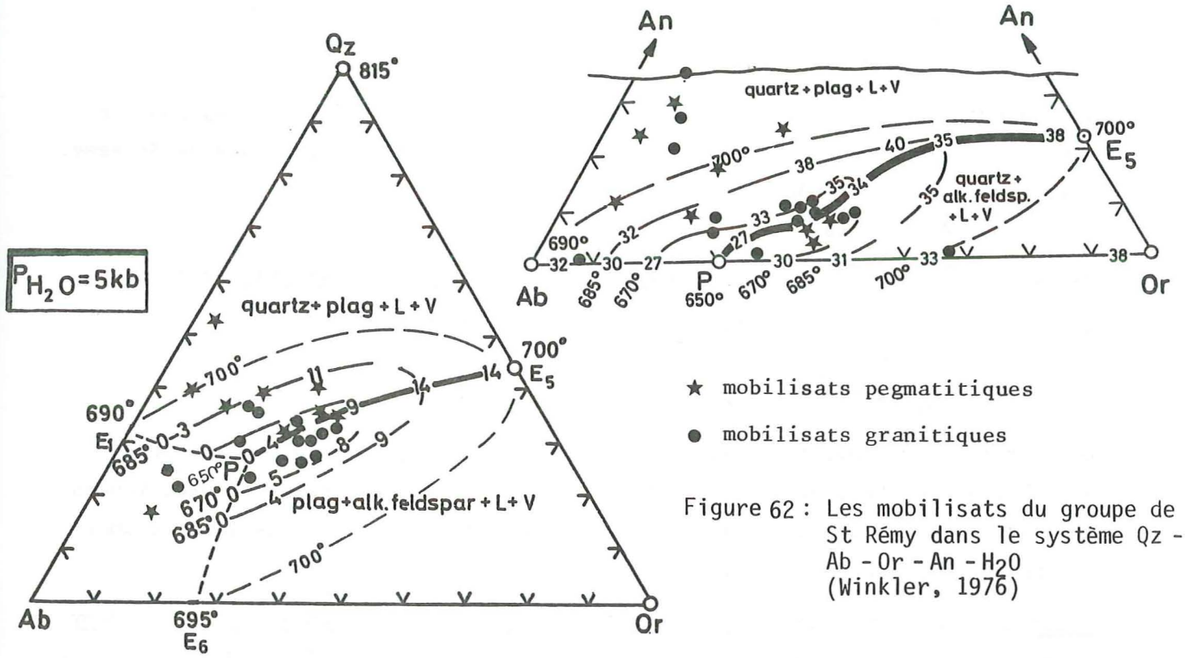


Figure 62 : Les mobilisats du groupe de St Rémy dans le système Qz - Ab - Or - An - H_2O (Winkler, 1976)

Il apparaît que :

- certains mobilisats sont sur la ligne cotectique PE_5 ;
- les points représentatifs des mobilisats se scindent en trois :
  - . les mobilisats albitiques ou plagioclasiques dans le domaine Qz + plag + liquide + vapeur ;
  - . les mobilisats potassiques dans le domaine plag + feldspath alcalin + liquide + vapeur ;
  - . les mobilisats "équilibrés" près de la ligne cotectique ;
- les points qui s'écartent de la ligne cotectique PE_5 sont toujours proches de la surface cotectique.

Ces observations montrent que la fusion, quand elle a eu lieu, à pu débuter vers 650°C et que cette valeur, compte tenu de la présence par exemple de phases borées dans les gneiss, correspond au même ordre de grandeur que celle trouvée grâce aux géothermomètres et à la paragénèse cordiérite - almandin biotite (sillimanite).

L'anatexie représenterait le paroxysme de l'épisode métamorphique dans un système ouvert à l'échelle plurimétrique, mais elle ne serait pas le seul phénomène en cause : de nombreux points s'écartent de la ligne cotectique PE 5.

3.3 - Conditions du métamorphisme principal

Compte tenu de tout ce qui précède, après avoir procédé par approximations successives et en prenant toutes les précautions nécessaires notamment quant aux estimations des géothermomètres, nous estimons que les conditions de métamorphisme principal ont été les suivantes :

$T = 635°C \pm 30°C$

$Ps = PH_2O = 4$ à 6 kb

Ces valeurs sont assez voisines de celles estimées par Y. GROS, 1974, pour le complexe leptyno-amphibolique qui paraît être l'équivalent du groupe de St Rémy, à savoir : $T \simeq 600$ à $630°C$

$P \geq 6,5$ kb

Par ailleurs pour les gneiss du Haut Vénéon (Pelvoux), F. BARTOLI, 1973, estime que les conditions de leur métamorphisme principal sont :

$T = 660°C \pm 30°C$

$PH_2O = 3,7$ à $6,1$ kb.

De la sorte, si comme il le semble à l'heure actuelle, le complexe leptyno-amphibolique du Beaufortain, les gneiss de St Rémy et les gneiss du Haut Vénéon sont stratigraphiquement équivalents, on pourrait en conclure que leur métamorphisme principal a été plus intense au Sud qu'au Nord.

3.4 - Conditions de formation de la muscovite tardive des gneiss du groupe de St Rémy

La muscovite apparaît, en quantité parfois importante, dans les gneiss du groupe de St Rémy, mais surtout dans les gneiss de la bordure occidentale du granite des Sept Laux (à l'Est du "Synclinal Médian").

La disposition de ses plages, oblique sur l'orientation des autres minéraux, ainsi que leur fraîcheur, suggèrent que son origine est tardive. Lorsqu'elle existe cette muscovite semble liée à la proximité du granite des Sept Laux, lequel peut lui aussi en renfermer mais en assez faible quantité.

MM. AUTRAN, FONTEILLES, GUITARD, 1970, ont également décrit de la muscovite tardive dans les paragneiss des Pyrennées Orientales, en relation avec la mise en place des granites.

En se référant à leurs conclusions, on peut considérer que :

- la muscovite du granite des Sept Laux (et de ses filons aplo-pegmatitiques) est tardi-magmatique et qu'elle se serait développée dans des solutions en équilibre avec le magma et dans le magma lui-même ;

- la muscovite des paragneiss encaissants serait post-magmatique et se serait développée sous l'effet de solutions lorsque la température se serait abaissée*. Ces solutions responsables de la formation de la muscovite pourraient être issues de poches magmatiques résiduelles non encore cristallisées.

Il reste à expliquer pourquoi la muscovite s'est développée dans les gneiss à l'Ouest du granite des Sept Laux et non dans ceux à l'Est.

Il est possible qu'à l'Alpin les premiers soient restés solidaires du granite pour former une écaille chevauchante sur la Série Satinée par l'intermédiaire du "Synclinal Médian". Par contre, les gneiss de St Rémy (orientaux) auraient eu une position plus élevée par rapport au granite au moment de sa mise en place. De ce fait ils n'auraient pas été affectés par la "muscovitisation". En d'autres termes les gneiss orientaux auraient eu une position structurale plus élevée que les gneiss occidentaux lors de la mise en place du granite.

3.5 - Conditions de formation du microcline 2 et de l'albite dans les granitoïdes de St Colomban

Comme nous l'avons vu dans le chapitre pétrographie et géochimie, les feldspaths potassiques des "granitoïdes" de St Colomban sont entourés d'une auréole de néocristallisation tardive de microcline, mais aussi parfois d'albite.

Ces deux minéraux peuvent apparaître à des températures très faibles (DUNOYER de SEGONZAC, 1969, en signale même dans l'anchizone) aux environs de 200°C.

Le microcline a un champ de stabilité élevé, mais l'albite B.T. n'est stable qu'au dessous de 450°C pour une pression de 1 kb.

D'autre part l'inversion de triclinicité orthose → microcline peut se faire (GUITARD, RAGUIN et SABATIER, 1960) aux environs de 500°C.

Donc, la porphyroblastèse du microcline 2, qui a pu être contemporaine de l'inversion orthose → microcline 1, s'est faite à des températures faibles : $200 < T < 500$ et des pressions probablement également faibles $P < 5$ kb ?

3.6 - L'épisode mylonitique s.l. tardihercynien - Le métamorphisme rétromorphique

Il se traduit par une déstabilisation des biotites, des amphiboles, et des plagioclases (et de la cordiérite) au profit de séricite, chlorite, quartz, calcite, épidote, oxydes de fer.

---

* Si la muscovite n'a aucun lien génétique avec le granite des Sept Laux, on peut expliquer alors son obliquité sur la foliation, par un relachement des contraintes à la fin de l'épisode tectono-métamorphique principal.

Cette déstabilisation ne se fait pas uniformément, certains gneiss contiennent des amphiboles et des biotites non altérées. Il semblerait y avoir une certaine imperméabilité (faible "porosité") de certains niveaux par rapport à d'autres.

Ces transformations de minéraux s'accompagnent localement de :
- granulation des feldspaths et néoformation d'albite et de quartz ;
- néoformation de biotite dans les "pressure shadows" ou dans une nouvelle schistosité. C'est peut-être cet épisode qui est responsable aussi de la formation du microcline 2 (§ 3.5).

Toutes ces observations semblent indiquer que le métamorphisme mylonitique se situerait à la limite *stade faible - stade moyen* du métamorphisme général. Ces conditions peuvent être localement plus élevées notamment à l'approche de l'accident de Fond de France où les granites porphyroïdes de St Colomban sont blastomylonitisés. Nous avons vu que pour la Série Verte, les conditions du métamorphisme tardihercynien pouvaient être estimées à :

$$T > 425°C$$
$$P > 4\ kb$$

alors que celles du métamorphisme antérieur étaient de

$$385°C < T < 460°C \text{ et } 4\ kb < P < 7\ kb$$

3.7 - Le métamorphisme alpin

La phase principale du métamorphisme alpin appartient au stade faible ou très faible du métamorphisme général : faciès schistes verts sans apparition de biotite (sous faciès - quartz - albite - muscovite - chlorite).

Elle consiste en une accentuation des phénomènes rétromorphiques mylonitiques tardihercyniens :

. séricitisation des feldspaths ;

. chloritisation de la biotite ;

. transformation des amphiboles en épidote, chlorite, quartz ; albitisation.

Les fentes alpines rencontrées dans la galerie Arc-Isère contiennent les minéraux suivants :

quartz + ripidolite + pistachite ± laumonite ± calcite ± phengite

L'étude de POTY, 1973, permet de situer la température de formation de ces fentes vers 380°C - 400°C, leur âge oscillant entre 12 et 15 Ma. Une phengite de fente alpine datée au laboratoire de géochronologie de l'Institut Dolomieu (K/Ar) a donné un âge de 14,2 Ma (cste R. STEIGER, E. JAGER, 1977).

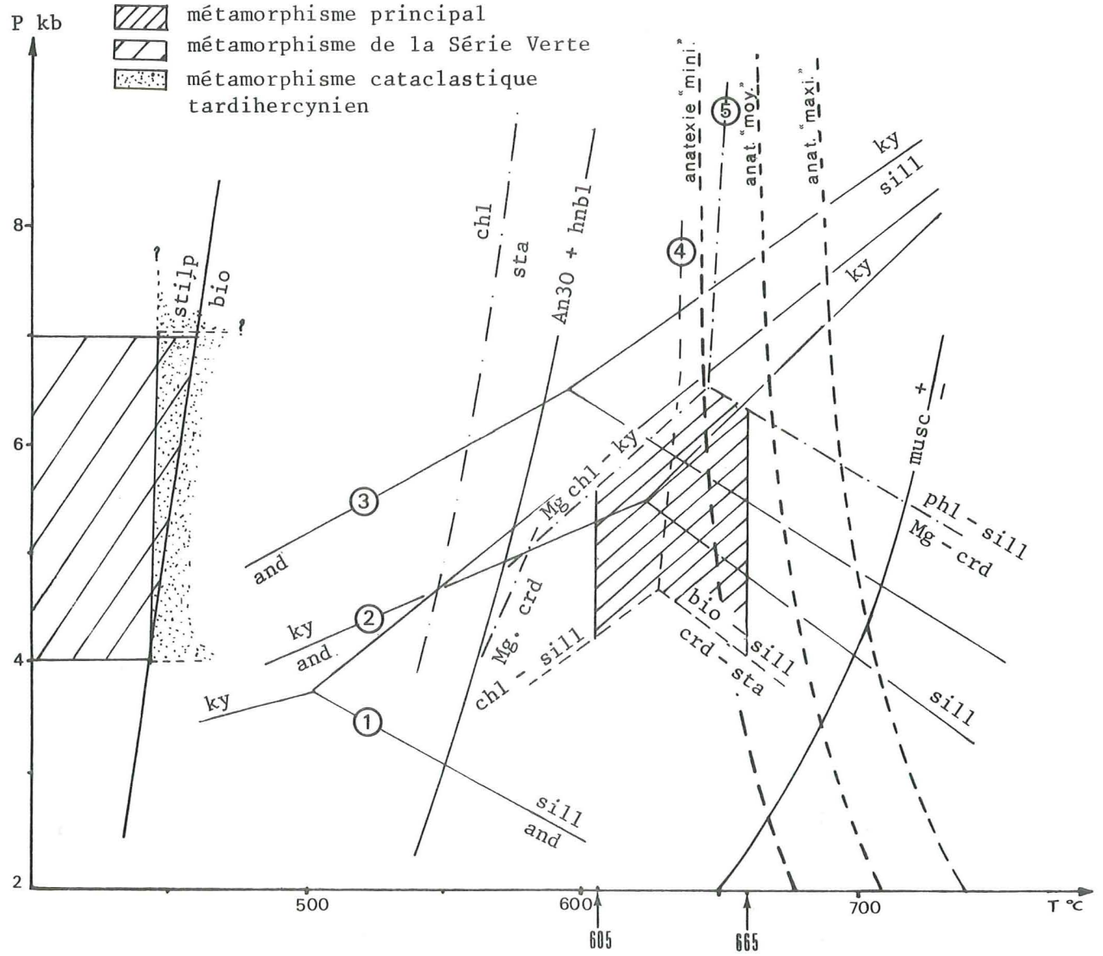
4. - CONCLUSIONS

L'étude des paragénèses a mis en évidence plusieurs épisodes métamorphiques qui sont du plus ancien au plus récent :

- le métamorphisme principal ancien ;
- le métamorphisme mylonitique tardihercynien ;
- le métamorphisme alpin.

D'autre part, la Série Verte serait affectée d'un métamorphisme qui lui serait propre (Y. GROS, 1974).

Les conditions de ces métamorphismes sont rassemblées dans la figure suivante sauf celles du métamorphisme alpin dont notre étude n'a pu préciser les limites.



1) Holdaway 1971 ; 2) Richardson et al, 1969 ; 3) Althaus, 1969 ; 4) Thompson, 1976a ; 5) Bird et al, 1976.

Figure 63 : Conditions P et T des différents métamorphismes

CHAPITRE 3 : TECTONIQUE

1. - Présentation

2. - Tectonique cassante - Etude de la fracturation

3. - Etude de la mylonitisation s.l. des granitoïdes

4. - Tectoniques anciennes

5. - Conclusions sur l'étude structurale

CHAPITRE 3 : TECTONIQUE

1. - PRESENTATION

La mise en évidence des caractéristiques de la ou des phases de déformation souple a été rendue difficile dans la galerie Arc-Isère pour les raisons suivantes :

- comme en surface, il y a prédominance de roches granitiques ou apparentées ayant un comportement mécanique essentiellement cassant ;
- un grand nombre de fractures débite la zone étudiée en une mosaïque complexe d'éléments ± amygdalaires et souvent déplacés les uns par rapport aux autres ;
- en galerie bien que disposant, en général de bons affleurements, peu d'éléments structuraux dus à des déformations souples ont pu être observés et mesurés.

Dans ces conditions, l'étude de la tectonique cassante s'avérait la seule possible, d'autant que s'agissant d'une galerie d'amenée d'eau, l'aspect géotectonique présentait un intérêt primordial.
La coupe continue de la galerie à permis de comparer les caractères de la fracturation,d'une part entre la profondeur et la surface, et d'autre part entre différents faciès et donc entre matériaux à comportement mécanique différent.

L'analyse qualitative de la fracturation a permis de mettre en évidence les phases tectoniques cassantes postérieures à la mise en place du granite des Sept Laux, c'est-à-dire d'âge tardihercynien ou d'âge alpin.
Les quelques éléments, dont nous disposons sur les déformations souples ayant affecté les terrains cristallins avant la mise en place du granite des Sept Laux, seront abordés dans le paragraphe 4.

2. - TECTONIQUE CASSANTE - ETUDE DE LA FRACTURATION

2.1 - Présentation

L'hétérogénéité de détail dans la nature des différentes roches nécessitait un grand nombre de mesures de failles et diaclases. Pour ce faire, 37 stations de mesures ont été choisies dans la galerie Arc-Isère partie amont, qui seule permettait des relevés de fracturation en raison du mode de percement à l'explosif.

L'intervalle entre chaque station de mesure est d'environ 200 m, mais il peut être supérieur dans les roches homogènes et inférieur dans les roches hétérogènes. De plus, quelques stations de mesures ont été faites à l'extérieur de la galerie pour permettre de comparer le comportement et de déceler une éventuelle évolution des fractures en fonction de la profondeur.

Au total, plus de 2000 plans de failles et de diaclases ont été mesurés.

2.2 - Différents types de fracture

Les relevés ont été faits de façon systématique avec mesures des directions et pendages des différents types de fractures individualisés : failles, diaclases, filons, fractures d'extension (avec nature du remplissage éventuel), fentes alpines.
Chaque type de fracture a été ensuite caractérisé par un chiffre correspondant à la longueur de la fracture :

- 0 échelle supérieure à la galerie ;
- 1 échelle de la galerie (plusieurs mètres) ;
- 2 échelle métrique ;
- 3 échelle décimétrique ;
- 4 échelle centimétrique.

De plus, pour chaque famille de fractures l'espacement moyen entre chaque plan a été relevé.

a) Failles

Ce sont des plans qui séparent deux compartiments ayant subi un déplacement l'un par rapport à l'autre et qui portent les traces du mouvement.

Ces failles peuvent être matérialisées par des roches broyées sur quelques centimètres d'épaisseur. La roche broyée, transformée, peut même dans certains cas acquérir une schistosité. Le plus souvent on observe une multiplication de failles et de diaclases dont le resserrement aboutit à une mylonitisation de la roche. Ceci a été particulièrement bien observé dans le granite des Sept Laux (fig. 81).
Le mouvement le long des plans de faille a été décelé grâce aux stries et aux décalages d'objets ou plans préexistants (filons, enclaves, failles) : fig. 63 bis. Toutefois, l'interprétation du sens des stries des miroirs de failles n'est pas toujours facile dans les matériaux granitiques (J.L. BLES et Y. GROS, 1979). Aussi, seules les failles à mouvement sûr ont été prises en considération.

b) Diaclases

Ce sont des plans qui débitent la roche en compartiments n'ayant pas subi de mouvement l'un par rapport à l'autre. En outre les lèvres de la diaclase sont jointives.

Ce sont elles qui sont les plus nombreuses, et leurs intersections déterminent, quand elles sont suffisamment rapprochées et de directions variées, des blocs unitaires qui peuvent s'apparenter à des "corps bipyramidaux à arêtes émoussées" de 2 à 3 cm (VIALON et al, 1976 b).

c) Filons

Ce sont essentiellement des filons aplitiques ou aplopegmatitiques, mais il existe également des filons granitiques (en relation avec le granite des Sept Laux), et des filons de quartz. L'épaisseur moyenne de tous ces filons varie entre 1 cm à 1 m.
Tous ces filons ont une puissance inférieure au mètre, mais la plus fréquente est de l'ordre de 20 à 30 cm. Ils montrent deux orientations principales : N30E à N60E subverticaux et N140E à N160E et à pendage NE.

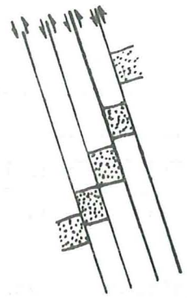
d) Fractures d'extension

Les faciès granito-gneissiques contiennent peu de fissures d'extension. Par contre, la couverture sédimentaire, et notamment les calcschistes du Lias, montrent souvent des fissures disposées en échelon, avec des recristallisations de quartz et calcite en fibres ± perpendiculaires aux épontes. Leur épaisseur varie de 2 à 3 cm, leur longueur est de quelques décimètres.

e) Fentes alpines

Ce sont également des fentes d'extension, mais avec des remplissages variés, en particulier : ripidolite, pistachite, quartz, calcite, ± laumonite, ± phengite, ± albite (?). Les cristallisations sont souvent perpendiculaires aux épontes.

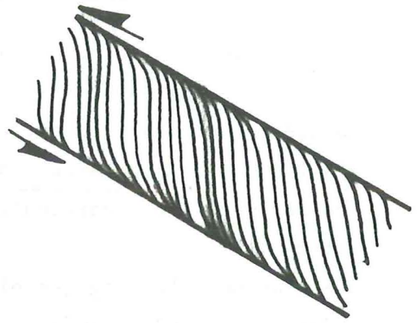
FAILLES INVERSES:



Filon de calcite
P.M. A4740

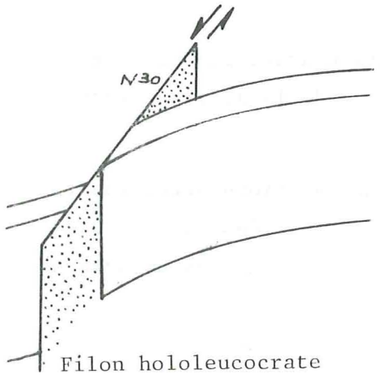


Charnières de plis
étirées P.M. E1670

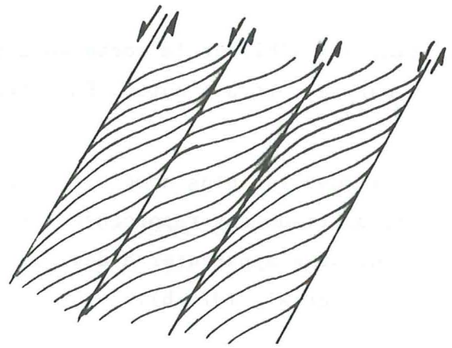


Failles de type Riedel
P.M. E9620

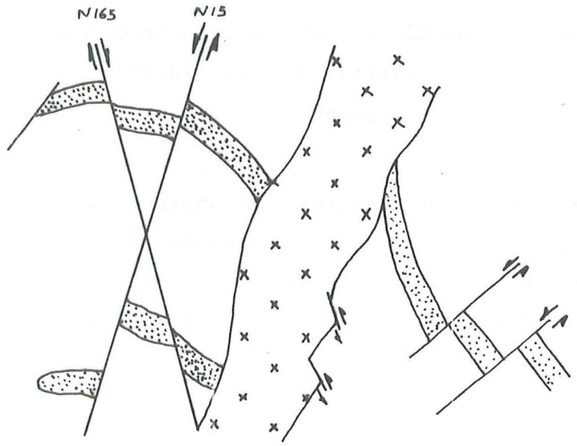
FAILLES DECROCHANTES:



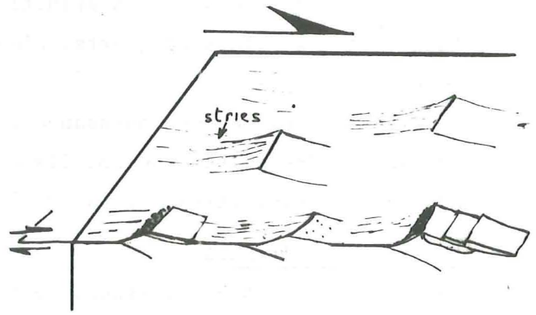
Filon hololeucocrate
décalé P.M. A5665



Schistosité mylonitique dans
failles N20 senestres P.M. A6300



Filons de quartz faillés et recoupés par
un filon de granite aplitique P.M. A290
("niche à transformateur")



Stries sur miroir de faille avec cristal-
lisation de quartz ou calcite dans la zone
protégée.

Figure 63 bis : Exemples de critères utilisés pour déterminer
les différents types de mouvements de failles

Ce sont des manifestations de phases tectoniques alpines tardives. Leur pendage est en général faible. Leur longueur varie de 1 ou 2 cm à 2 ou 3 m. Leur épaisseur oscille entre quelques millimètres et quelques décimètres. Leur remplissage pouvant être partiel, elle prennent un aspect géodique :

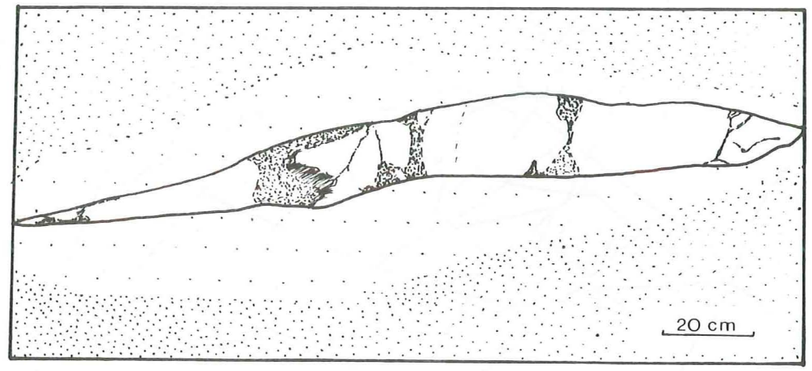


Figure 64 : Aspect géodique de la fente alpine A1530

Souvent, la roche encaissante est décolorée sur une largeur variant de 1 à 5 fois l'épaisseur de la fente. Toutefois, ceci n'a pas d'incidence importante sur la géochimie comme l'ont montré les analyses faites respectivement sur le granite encaissant et sur la zone décolorée. Tout au plus cette dernière est légèrement plus albitique et moins biotitique (an. A320A,B).

2.3 - Comparaison de fracturation entre galerie et surface

2.3.1 - Etude des grandes failles : photo-interprétation, carte géologique

L'étude photo-interprétative réalisée à partir des photos aériennes à l'échelle du 1/25000è environ (mission St Jean de Maurienne, 1976) montre l'existence de nombreuses directions de fractures (fig. 65).

- N - S
- NNE - SSW
- ENE - WSW
- E - W
- SE - NW
- SSE - NNW.

Ces directions sont d'inégale importance et l'examen rapide de cette carte révèle l'existence de 2 accidents majeurs :

- au NW, le Synclinal Médian qui sépare rameaux externe et interne de Belledonne ; c'est l'accident le plus visible dans la topographie entre deux domaines géologiques différents ;

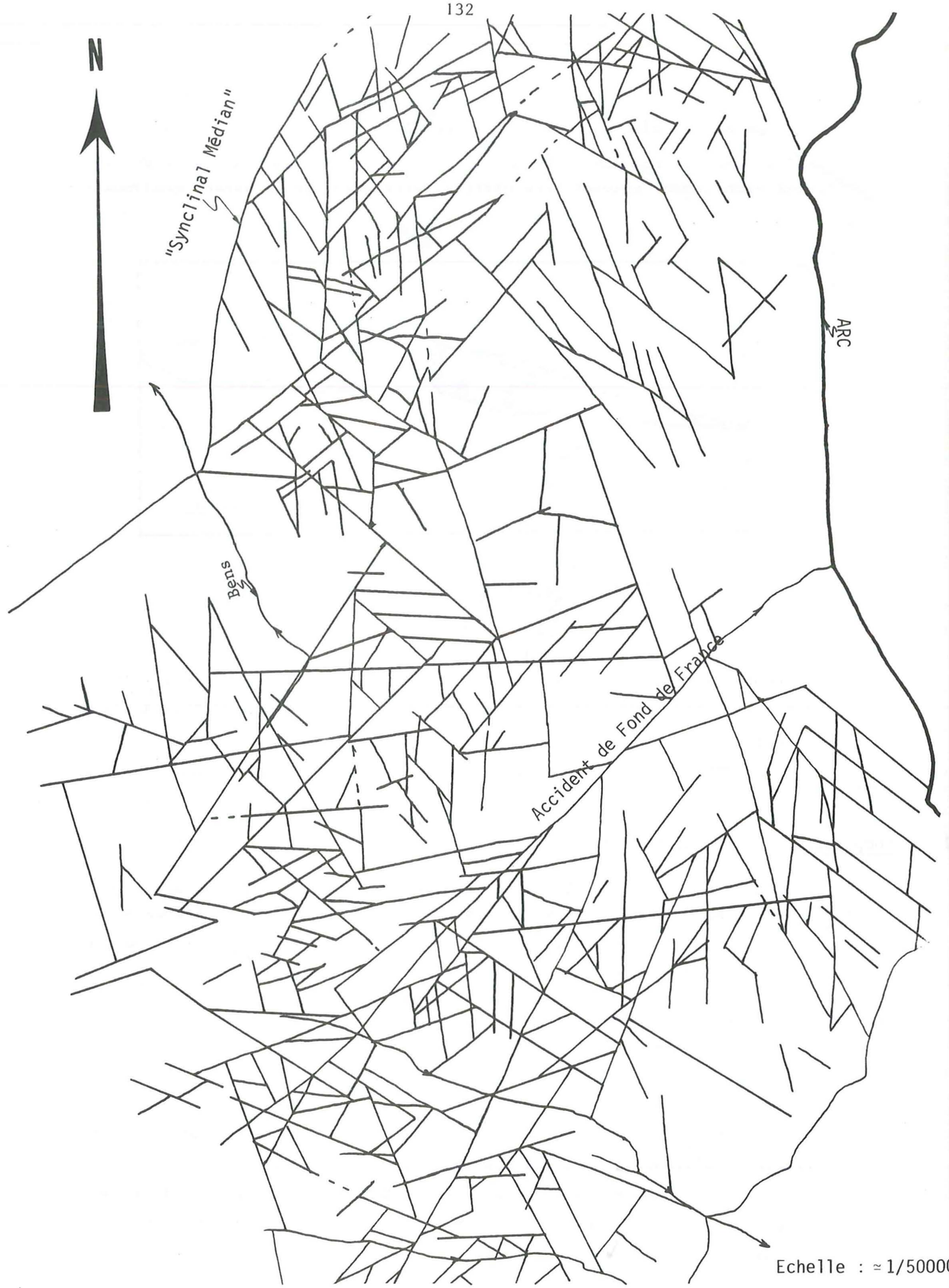
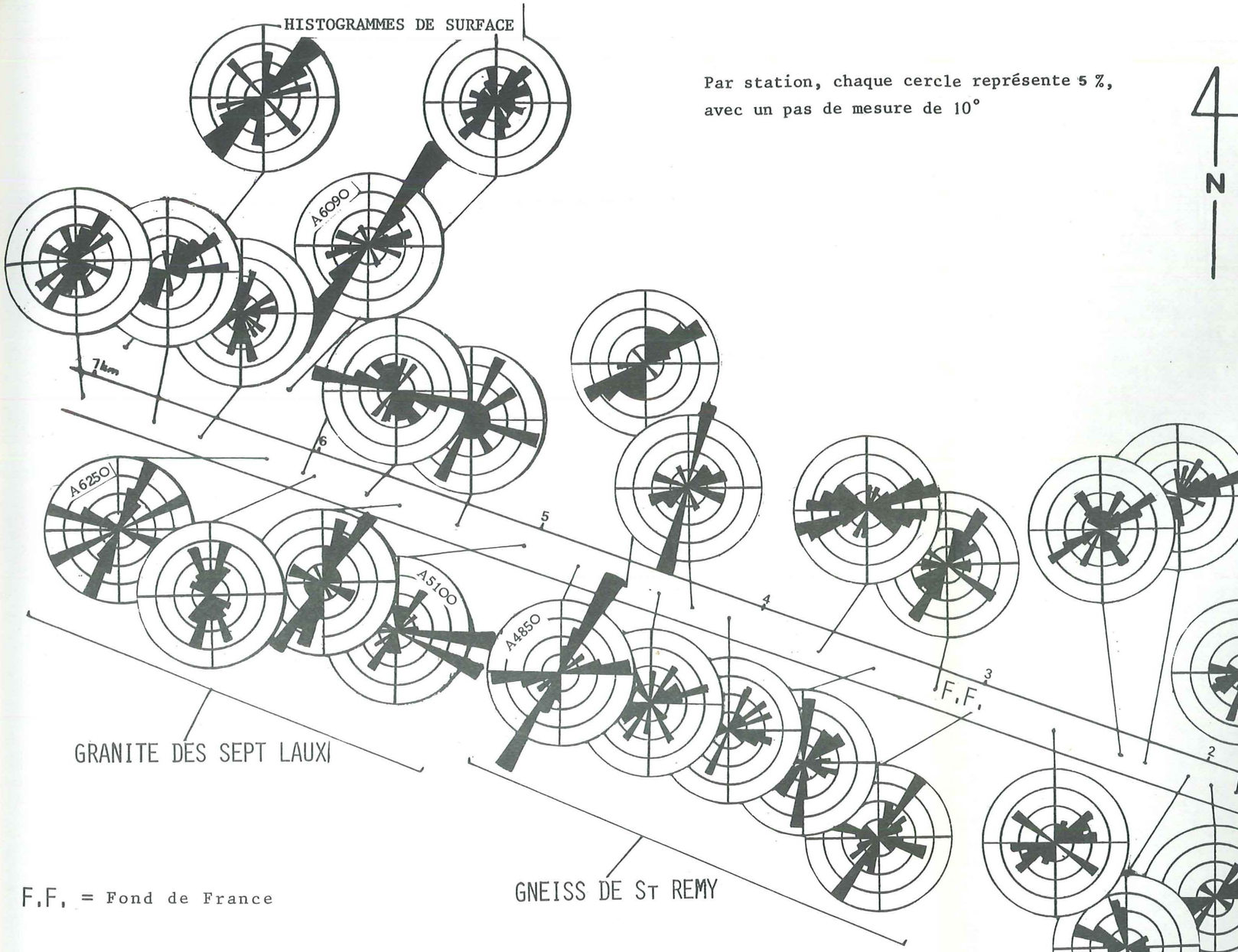


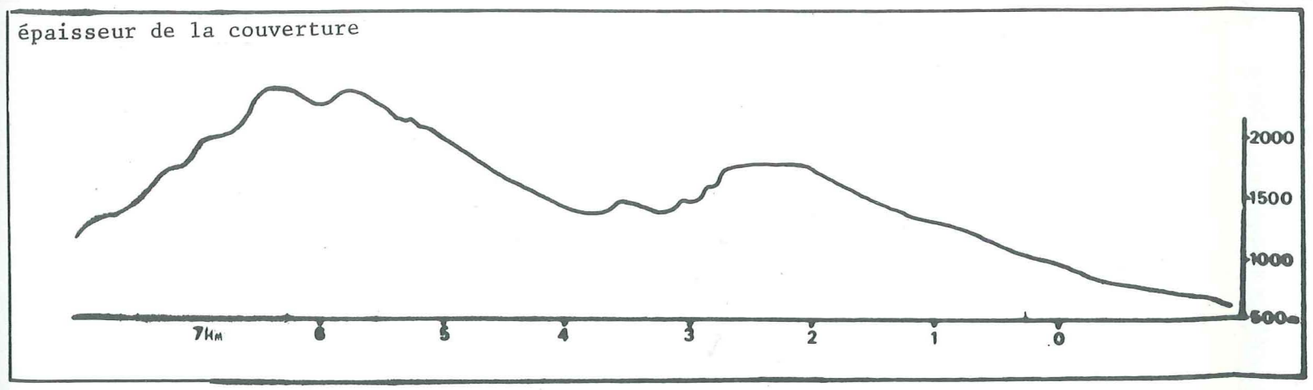
Figure 65 : Carte photo-interprétative de la fracturation

HISTOGRAMMES DE SURFACE

Par station, chaque cercle représente 5 %,
avec un pas de mesure de 10°



F.F. = Fond de France



HISTOGRAMMES DE SURFACE

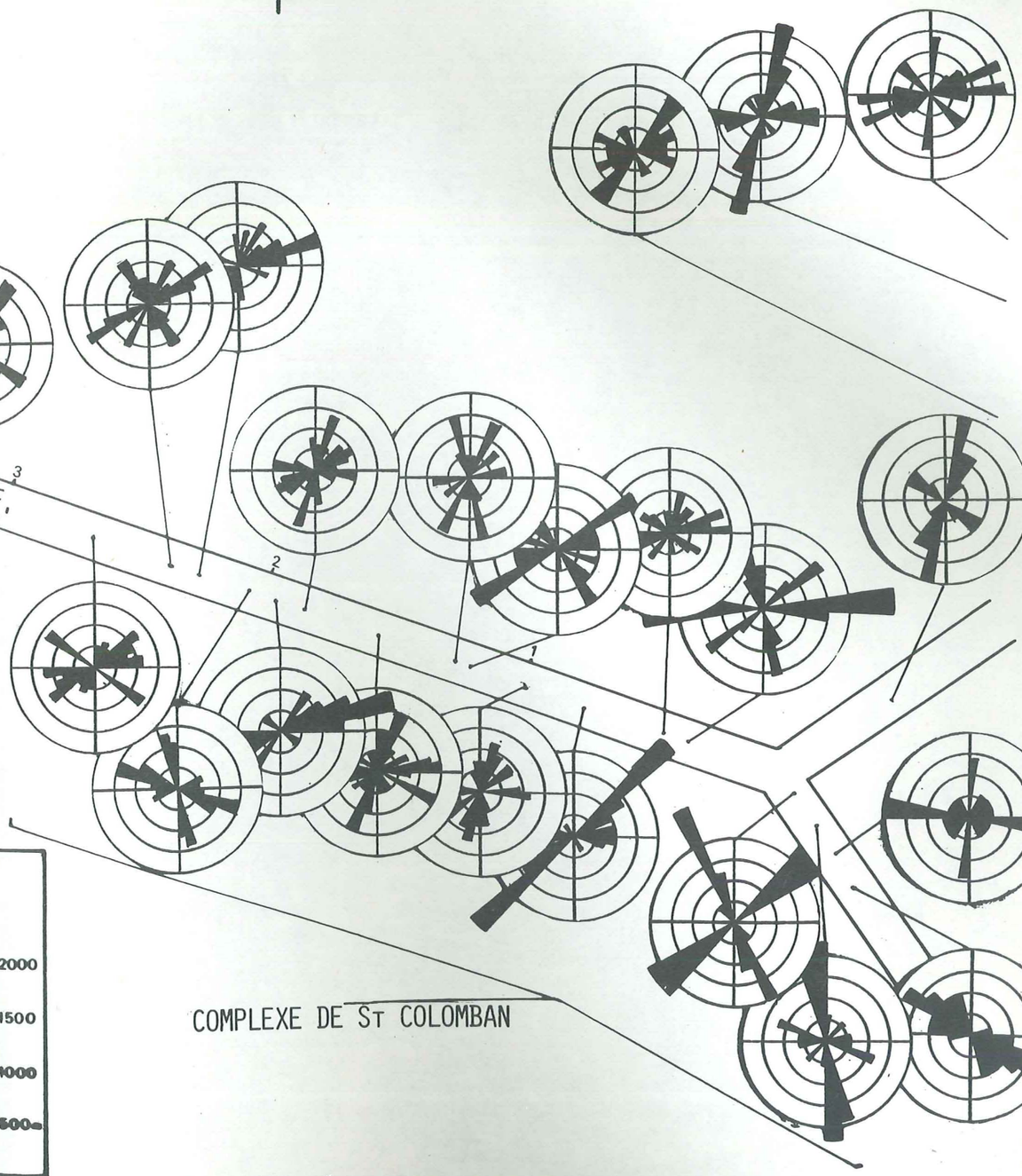


FIGURE 66 : ROSACES DES POURCENTAGES DES DIRECTIONS DE FRACTURATION

- au SE, l'accident de Fond de France et ses satellites. Il apparaît comme un décrochement dextre avec un rejet de 3 à 4 km, (cf. fig. 4)

La zone centrale correspond aux gneiss amphiboliques du groupe de St Rémy qui ont,semble-t-il, encaissé les déformations successives sans trop se fracturer. Il n'en est pas de même des zones granitiques (Sept Laux ou St Colomban) qui, contenant beaucoup plus de minéraux leucocrates, ont eu un comportement plus cassant.

2.3.2 - Les petites failles observées en galerie

Les histogrammes de fracturation en rosace de la galerie Arc-Isère sont rassemblés sur la figure 66. Les directions de fracture mises en évidence par photos aériennes ressortent bien à l'échelle de toute la galerie, mais pour chaque station de mesures prise séparément, l'influence de facteurs locaux (proximité d'accidents et de limite de faciès, nature pétrographique de la roche) est très importante et semble guider telle ou telle direction.

Etant donné le grand nombre de mesures et la multiplicité des phases tectoniques, la dispersion sur les diagrammes de Schmidt est très grande. Il nous semble donc plus intéressant de raisonner sur les diagrammes de densité (fig. 67) établis à partir du canevas de Dimitrijevic. Nous avons pu ainsi établir des zones à plus forte densité de fracturation pour chaque ensemble de roches.

a) Le granite des Sept Laux a surtout été affecté par les familles de fractures d'orientations :

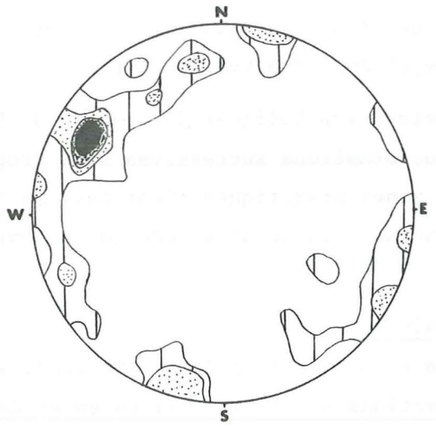
. NNE - SSW
. ENE - WSW
. ESE - WNW
. NW - SE (mal individualisée).

La station type A6250 (fig. 67) montre les trois premières familles bien distinctes. C'est d'ailleurs dans cette zone qu'a été défini l'échantillon typique du granite des Sept Laux (A6200) tant du point de vue pétrographique que géochimique.

Néanmoins l'importance de failles majeures n'est pas à négliger. Ainsi la station A6090 est influencée par la faille F_1, N26E-66W, qui traverse la galerie au P.M. A6080.

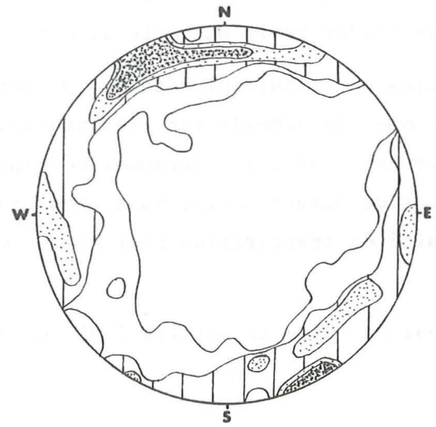
b) Le groupe de St Rémy

Les directions de densité de fracturation majeure sont approximativement identiques à celles affectant le granite des Sept Laux. Toutefois les aires de densité maximale sont plus élargies que pour le granite des Sept Laux.



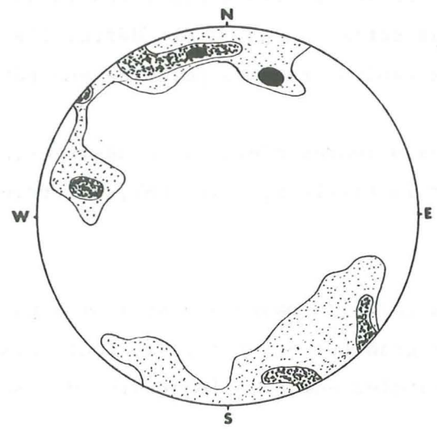
Granite des Sept Laux

contours : 1, 6 ; 3, 2 ; 4, 8 et 6, 4 %



Complexe de St Colomban

contours : .9 ; 1, 7 ; 2, 6 et 3, 5 %



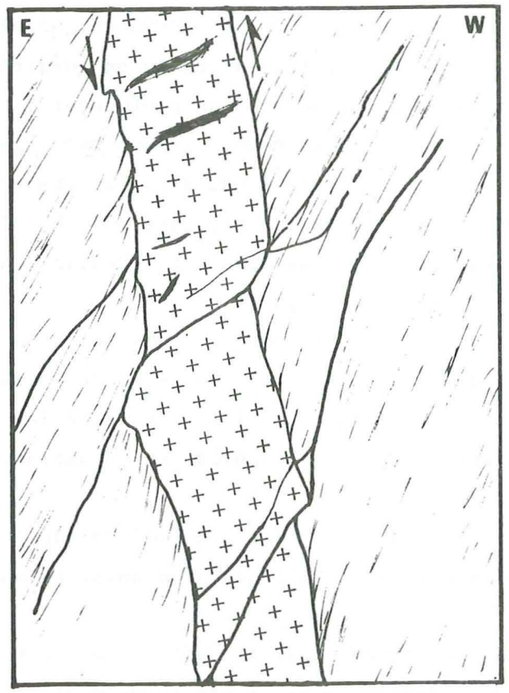
Groupe de St Rémy

contours 1, 6 ; 3, 2 et 4, 8 %

Figure 67 : Diagrammes de densité de fracturation - Canevas de Schmidt - Hémisphères inférieurs.

L'existence de discontinuités dans les gneiss de St Rémy tels que les plans de foliation ou de fractures anciennes a favorisé certaines directions lors des épisodes postérieurs de fracturation.
Ceci est bien mis en évidence dans la figure 67 où les stations de mesure A4850 (dans les gneiss de St Rémy) et A5100 (dans le granite des Sept Laux) présentent des systèmes de fractures différents. La foliation NO à N30E des gneiss peut guider les fractures qui se créent si l'angle qu'elle fait avec la contrainte principale est inférieur à 60° . C'est donc dans la direction NO à N30E que l'on recense le plus de fractures.

Par contre, dans le granite plus équant, ce sont les fractures N90E à N110E qui sont prédominantes. Cette différence de comportement mécanique explique également les phénomènes de réfraction des plans de fractures au contact gneiss - filon granitique (fig. 68).



Dans les gneiss les fractures empruntent plus ou moins les plans de foliation, ici fortement pentés, dans le filon granitique, le pendage des plans de fracture est plus faible.
D'après les torsions de la foliation il semble que le filon se soit mis en place dans une faille présentant une composante apparente inverse.

Figure 68 : P.M. A4500 : Réfraction des plans de fracture

A l'approche de l'accident de Fond de France et de part et d'autre, deux seules directions principales ressortent :
- la direction N30E qui est celle du décrochement dextre lui-même ;
- la direction N110E conjuguée de la première.

c) Le Complexe de St Colomban

Cet ensemble a été affecté par des fractures dont l'aire de densité maximale s'étale depuis la direction N10E jusqu'à la direction N120E.

Les stations, de la galerie B forée dans un massif de granite leucocrate, montrent une fracturation sensiblement différente de celle du reste du Complexe de St Colomban. Trois raisons peuvent l'expliquer :

- le petit nombre de mesures : quelques dizaines pour l'ensemble,
- la postériorité de la mise en place de ce massif de granite leucocrate par rapport aux granitoïdes de St Colomban. Ce fait avait été également souligné par l'étude pétrographique ;
- la proximité du Synclinal du Glandon et de sa bordure ouest tantôt chevauchée, tantôt chevauchante.

2.3.3 - Rôle géotechnique des fractures

Des observations que nous avons pu faire dans la galerie Arc-Isère, se dégagent les conclusions suivantes :

- *la fracturation en profondeur est identique à celle connue en surface,* tant du point de vue des directions que des densités, alors qu'on aurait pu s'attendre à une disparition progressive des fractures en profondeur ;
- *le drainage du massif se fait par des fractures qui ne sont pas majeures* (F_1). Le long des grands accidents, les circulations d'eau sont faibles voire même inexistantes pour le "Synclinal Médian" ; ceci s'explique par le colmatage de ces plans soit par des roches sédimentaires ("Synclinal Médian"), soit par des mylonites à minéraux argileux (Fond de France) ;
- *les venues d'eau les plus importantes se font par l'accumulation de nombreuses venues élémentaires* d'un débit de l'ordre du litre par seconde. Ainsi en est-il des deux zones comprises entre les P.M. A1600 et A2100 et entre les P.M. A5700 et A6300 dont les venues semblent être dues à la présence en surface respectivement du Nant de Barbouillon et du Bens ;
- *le drainage du massif est plus important dans les granitoïdes que dans les gneiss ;* dans ces derniers des minéraux phylliteux, abondants, colmatent les plans d'écoulement potentiels ;
- *l'apparition d'accidents, même très importants, se fait souvent sans zone de transition.* L'accident de Fond de France apparaît par exemple brutalement au P.M. A3090 sans que la densité de la petite fracturation n'augmente. Ce qui est d'ailleurs assez regrettable pour la conduite des travaux de percement
- *par ordre d'importance décroissante* les venues d'eau se sont faites dans le Complexe de St Colomban, le granite des Sept Laux, les gneiss de St Rémy, la Série Verte, la Série Satinée.

2.3.4 - Conclusions

- Il n'existe pas de différence notable entre les directions de fracturation relevées en galerie et en surface.
- Les quelques relevés de fracturation que nous possédons en surface semblent montrer une prédominance des failles inverses, alors que dans la galerie prédominent nettement les failles décrochantes. Ceci s'expliquerait par l'influence de la pression lithostatique qui, étant plus faible vers la surface, a permis un allongement suivant la verticale et donc la création de failles inverses (BLES et GROS, 1979).
- Le granite des Sept Laux possède un système de fracturation plus simple que ceux du groupe de St Rémy et du Complexe de St Colomban.
  Ceci peut s'expliquer par la mise en place tardive du granite des Sept Laux dans un bâti métamorphique et granitique déjà fracturé. Les systèmes de fracturation postérieurs ont dans l'encaissant (groupe de St Rémy, Complexe de St Colomban) ± emprunté les directions préexistantes, par contre, dans le granite des Sept Laux, homogène et équant*, aucun "guide" antérieur (ou peu) n'existait.

2.4 - Analyse quantitative des déformations

2.4.1 - Avant propos

Les histogrammes de fracturation en rosace (fig. 66) ne permettent pas d'analyser les différentes phases de déformations.

En effet, sont rassemblés dans cette figure tous les plans définis dans le paragraphe 2.2 (sauf les fentes alpines), et comme on sait que les phases tectoniques sont multiples dans la région, il n'est pas possible de regrouper les divers éléments qui appartiennent à telle ou telle autre phase.

Nous avons donc séparé ces éléments structuraux pour les analyser avant de proposer un modèle qui les explique tous.

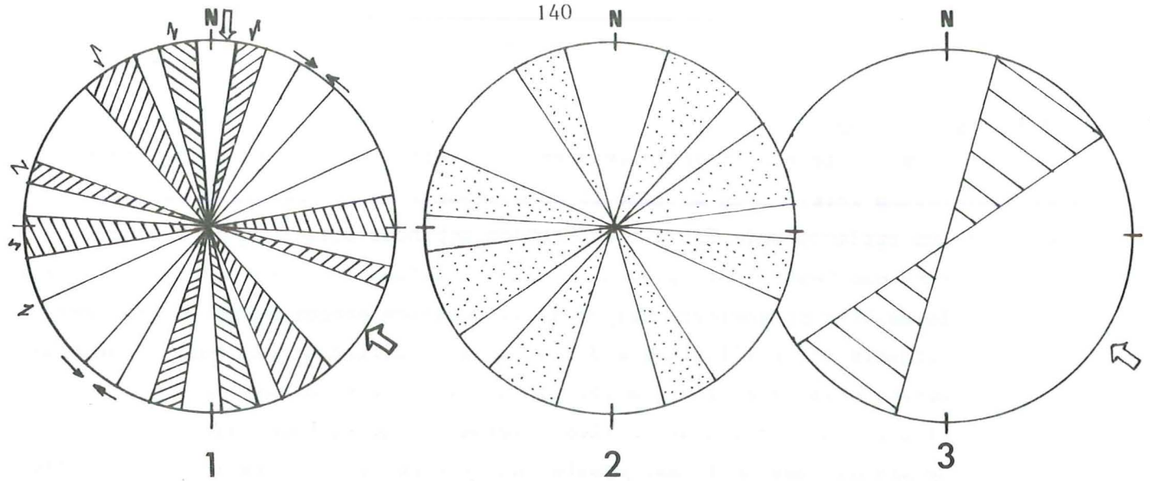
2.4.2 - Structures

La figure 69 rassemble les résultats concernant les différentes familles de décrochements, de diaclases*, de failles inverses, de schistosité mylonitique et de fentes alpines pour les trois grands ensembles pétrographiques et géochimiques : le granite des Sept Laux, le groupe de St Rémy (+ Série Verte), le Complexe de St Colomban.

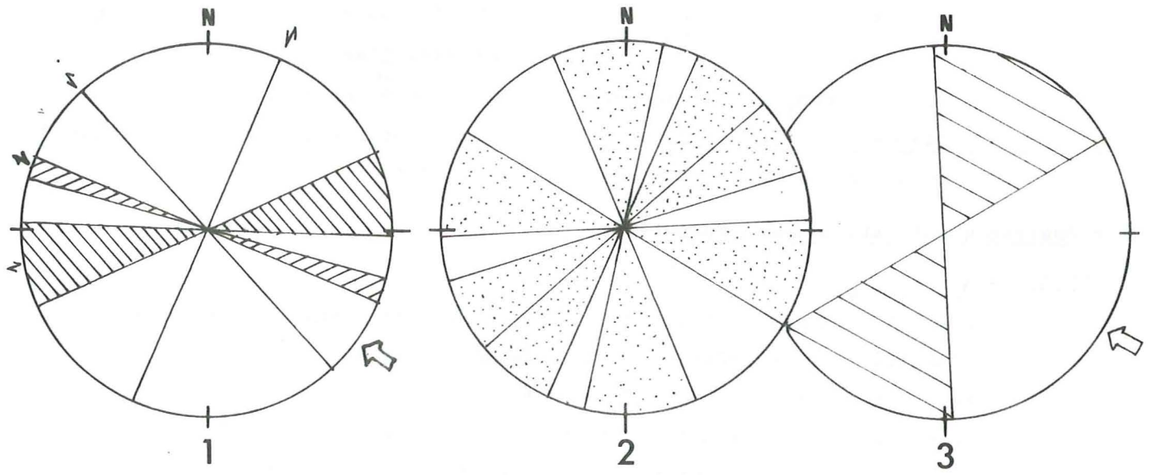
---

*Les fractures "précoces" ou syngénétiques, synchrones de la mise en place du granite sont généralement cicatriséespar les aplites et pegmatites.

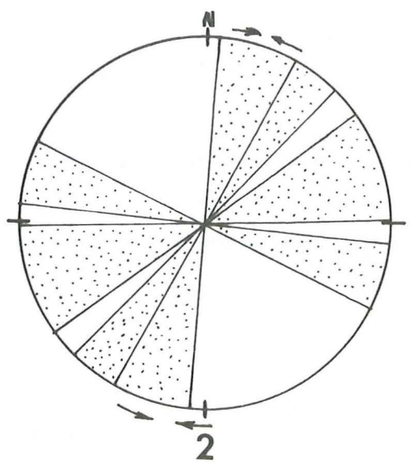
*En raison du grand nombre de mesures de plans de diaclases, seules les zones à plus forte densité de fracturation ont été reportées.



GRANITE DES SEPT LAUX



COMPLEXE DE St COLOMBAN



GROUPE DE St REMY

1 : failles décrochantes
2 : diaclases (zones de plus grande densité)
3 : failles inverses
schistosité mylonitique
faille dextre
faille senestre
contrainte maximale théorique

Figure 69 : Analyse de la petite fracturation en galerie

C'est le granite des Sept Laux qui permet d'établir la chronologie la plus évidente, et c'est donc lui que nous analyserons en détail. Le groupe de St Rémy et le Complexe de St Colomban montrent des systèmes de failles, notamment, qui se superposent largement mais dont les directions sont peu différentes de celles du granite des Sept Laux.

a) Failles décrochantes

Plusieurs familles* s'individualisent :

- failles senestres N8E à N18E et failles dextres N164 à N175 formant le système* *le plus ancien* et le mieux défini ;
- failles senestres N159E à N138E et failles dextres N104E à N112 formant le un système *plus récent* et plus étalé du point de vue des directions ;
- failles senestres N81E à N98E qui, par leur resserrement, développent parfois une *pseudo-schistosité* comme nous avons pu l'observer sur le front de taille au P.M. A7178.

En première approximation et si l'on applique le modèle proposé par RAMSAY, 1967, pour des *failles conjuguées* (fig. 70), on peut regrouper les familles en systèmes et individualiser deux directions de contrainte maximale (σ_1) locale : l'une orientée environ NS (NO5E) la plus ancienne, et l'autre environ N12OE.

b) Failles inverses

Peu nombreuses dans le granite des Sept Laux, elles ont une orientation entre N15E et N5OE, avec un fort pendage vers le SE, ce qui laisse supposer une direction de σ_1 de l'ordre de N12OE à N13OE.

c) Schistosité mylonitique

La schistosité mylonitique du granite des Sept Laux est orientée N15E à N45E. Elle semble associée aux failles inverses qui contrôlent l'écaillage du socle.

d) Fentes alpines

Comme le montre le stéréogramme de la figure 71, les fentes alpines sont orientées N7OE à N18OE (80 % des mesures) et ont un pendage moyen faible vers le Sud Ouest. Les datations que l'on possède pour les fentes alpines horizontales donnent des âges compris entre 12 et 15 Ma. Leutwein et al, 1973.

---

* Une famille comprend des failles de direction proche et présentant le même sens de mouvement.

* Un système de fracturation comprend une ou plusieurs familles de fractures ayant joué lors de la même phase de "déformation cassante".

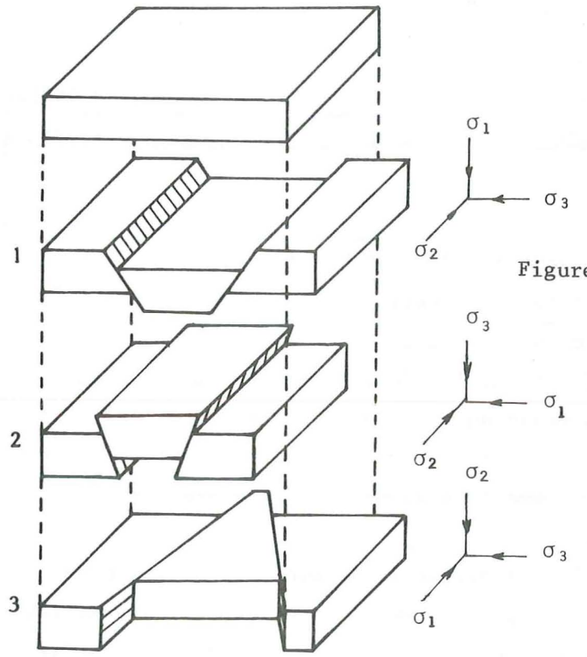


Figure 70 : Directions de contraintes maximales (σ) théoriques pour diverses failles conjuguées.
1 : failles normales
2 : failles inverses
3 : failles décrochantes

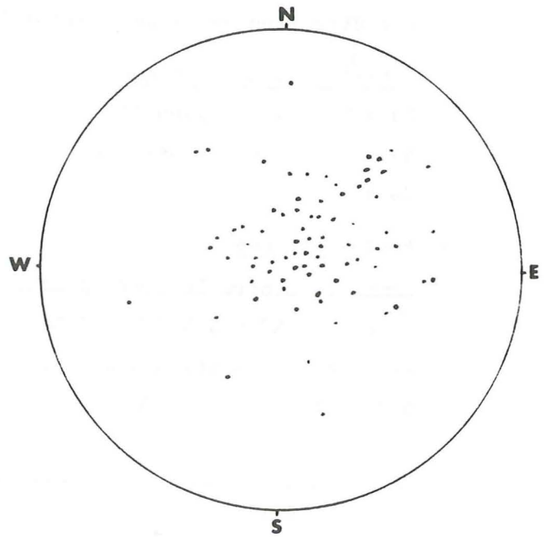


Figure 71 : Stéréogramme des plans de fentes alpines. (Canevas de Schmidt hémisphère inférieur)

Une phengite (A1530) de la galerie Arc-Isère datée par la méthode K/Ar au laboratoire de géochronologie de l'Institut Dolomieu a donné un âge de 14,2 ± 0,6 Ma (Cste R. STEIGER, E. JAGER, 1977). Ce sont donc les manifestations tardives de la tectonique alpine. L'observation faite dans la galerie Arc-Isère au P.M. A5070 paraît montrer que les fentes alpines sont antérieures aux failles inverses.



En fait, elles se sont vraisemblablement créées presque simultanément.

Figure 72

e) Déformations dans les gneiss de la bordure occidentale du granite des Sept Laux à l'approche du Synclinal Médian, et dans le Synclinal Médian lui-même

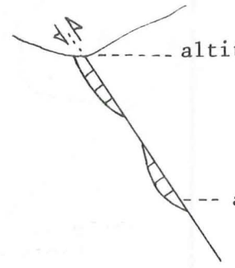
Du P.M. E9800 au P.M. E9100, la série gneissique dans laquelle s'est mis en place le granite des Sept Laux est progressivement mylonitisée en allant vers l'Ouest, c'est-à-dire en se rapprochant du Synclinal Médian. Le résultat final (E9118) est une ultramylonite au sens que lui accorde HIGGINS, c'est-à-dire avec des porhyroclastes dont la taille n'excède pas 0,5 cm , et avec une structure de flux.

Les déformations subies par ces gneiss doivent être analysées avec les déformations du Synclinal Médian et du granite des Sept Laux entre lesquels ils se trouvent.

D'ailleurs dans ces deux ensembles, gneiss ou "Synclinal" les déformations sont identiques.

L'analyse : - des stries sur les plans de schistosité S_1 ;
- des mouvements le long des failles plates (fig. 73) ;

montre un chevauchement généralisé vers le WNW. Ce mouvement s'accompagne de la création d'une deuxième schistosité apparaissant, quand S_1 a un pendage suffisamment faible, dans le plan axial des plis P_2 qui tordent la première schistosité S_1.



L'ampleur du chevauchement est considérable. Sa flèche est supérieure à 1500 m (différence d'altitude entre l'accident en surface et l'accident dans la galerie).

Figure 76 : Ampleur du chevauchement du Synclinal Médian

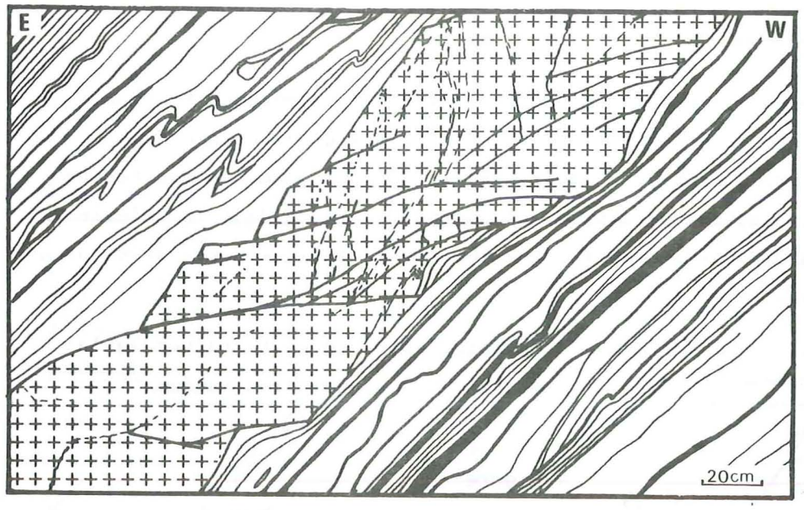


Figure 73 : Déformations dans les gneiss de la bordure occidentale du granite des Sept Laux

Le filon est affecté de failles plates (R)



Figure 74 : Apparition d'une deuxième schistosité dans le plan axial de certains plis P_1

Pour le commentaire des figures 74 et 75, voir paragraphe 4.2.



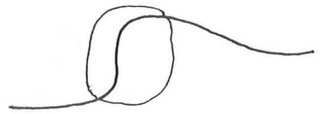


Figure 75 : Micrographie de biotite et grenat fossilisant un micro-pli L.m. A3910

f) Structure dans le groupe de St Rémy et le Complexe de St Colomban

Les structures observées dans ces deux ensembles n'infirment pas les conclusions auquelles l'étude du granite des Sept Laux nous à conduit, néanmoins les choses y sont moins nettes en raison probablement des discontinuités préexistantes notamment les foliations et les schistosités hercyniennes (ou antérieures).

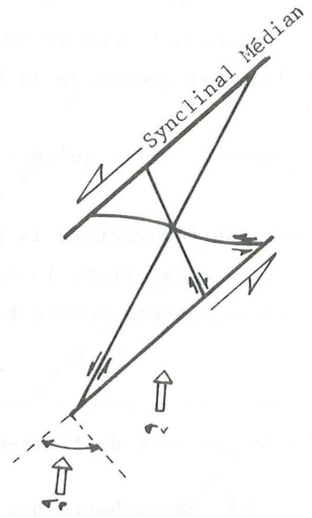
2.4.3 - Reconstitution de l'histoire tectonique post-hercynienne du rameau interne de Belledonne

Le granite des Sept Laux qui est apparu dans toute l'étude de la galerie Arc-Isère comme étant le matériel cristallin le plus récent du socle ante-alpin de Belledonne et qui a été daté, ponctuellement il est vrai, par la méthode Rb/Sr à 250 - 280 Ma (R. MICHEL et J.M. BUFFIERE, non publié) semble par conséquent d'âge tardihercynien. Les phases qui l'ont (peu) affecté sont donc soit d'âge tardihercynien (la tectonique cassante à cette époque est importante : ARTHAUD et MATTE, 1975), soit d'âge alpin (la tectonique alpine n'est pas non plus négligeable comme en attestent les déformations de la couverture, VIALON, 1974 - 1976).

Or pendant le cycle alpin c'est le "Synclinal Médian" qui est le linéament majeur dans cette partie de Belledonne, c'est donc autour de lui que nous allons essayer de reconstituer l'histoire tectonique du rameau interne de Belledonne.

En raison des deux directions de σ_1 trouvées par l'analyse des failles décrochantes, nous décomposerons les événements tectoniques en deux temps :

TEMPS 1



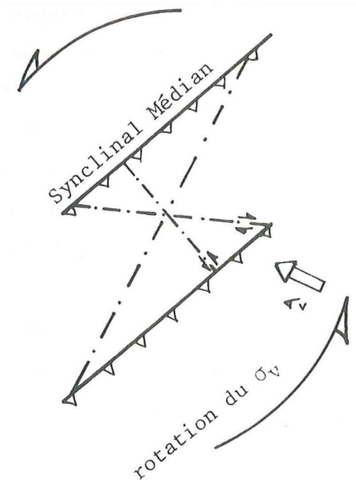
Création d'un cisaillement senestre sur un accident de type "Synclinal Médian" ou un autre accident de même famille préexistant ou créé (faille bordière de Belledonne ...). Ce cisaillement nait sous l'influence d'une σ_p (contrainte maximale *présumée)* se situant donc entre N50 (direction moyenne du "Synclinal Médian") et N140 (à 90° du "Synclinal Médian").

Figure 77 : Temps 1 : Le Synclinal Médian fonctionne en décrochement senestre

Dans ces conditions, le cisaillement est senestre (P. VIALON, 1976) et conditionne une direction du σ_v (contrainte maximale *vraie* locale) à 45° du Synclinal Médian, c'est-à-dire environ NS (N5 E) d'où apparition de :

- failles conjuguées à environ 20° * de σ_v :
  - . N25E senestres : *(valeurs réelles : N8 à N18E)*
  - . N165E dextres : *(valeurs réelles : N164 à N175E) ;*
- schistosité à peu près perpendiculaire à σ_v, c'est-à-dire N95, plus ou moins sigmoïde et pouvant évoluer en décrochements senestres : elle pourrait correspondre à la "pseudo-schistosité" observée N81E à N98E.

TEMPS 2



Le cisaillement senestre du Synclinal Médian évolue par blocage au SW et donc par rotation en écailles chevauchantes vers le NW, la rotation "externe" étant antihoraire (G. MENARD, 1979).

Le chevauchement* est donc plus important au NE qu'au SW, ce qui explique le racourcissement de la couverture externe plus grand au NW qu'au SE (PIJOLAT B., 1978 ; GRATIER et al, 1973).

Il y a donc rotation apparente du σ_p entre le temps 1 et le temps 2 où il prend la direction N120E.

Figure 78 : Temps 2 : Le Synclinal Médian fonctionne en chevauchement

Cette direction de σ_p crée :

. un *2e système de fractures* conjuguées "tardives" :
  - . N100E dextres : *(valeurs mesurées : N104 à N112E)*
  - . N140E senestres : *(valeurs mesurées : N138E à N159E) ;*
- . des *failles plates* qui sont une conséquence du chevauchement vers le NW, de plis tels qu'ils existent dans le Synclinal Médian et dans les gneiss de la bordure occidentale du granite des Sept Laux ;
- . une *schistosité mylonitique* N30E liée au chevauchement et telle qu'on l'a observée (voir paragraphe 2.4.2 c).

La rotation et le système final de contraction provoquent l'ouverture la plus favorable des fractures orientées dans la direction de σ_p. En effet, la direction des torrents N100 à N130 (Bens, Veyton, Joudron, Merlet, Nantet) montre bien une érosion plus importante selon cette direction.

---

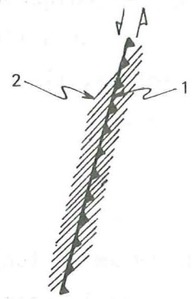
* 20° paraît une valeur moyenne raisonnable pour le coefficient de frottement interne d'un granite tel que celui des Sept Laux.

* Le granite des Sept Laux est lui-même une écaille plus chevauchante que les autres en raison peut-être de la densité plus faible par rapport aux roches qui l'entourent (gneiss).

C'est également suivant cette direction que d'importantes venues d'eau se sont produites dans la galerie Arc-Isère et dans le granite des Sept Laux entre les P.M. A6200 et A6700 (failles en direction).

La rotation de σ_p depuis le temps 1 jusqu'au temps 2 provoque la rotation $\pm$ régulière des fractures préexistantes, notamment du Synclinal Médian qui acquiert la direction N30, voire N20 qu'on lui connait. Les fractures conjuguées du 1er système ont également subi une rotation $\pm$ importante, ce qui permet d'expliquer le léger décalage entre les directions de ces éléments tels qu'on les observe aujourd'hui et tels qu'ils devaient être à l'origine.

La surrection du rameau interne de Belledonne est également responsable de la création de fentes ouvertes sub-horizontales : les fentes alpines. Leur pendage faible vers l'Ouest (paragraphe 2.4.2 d) peut s'expliquer par le chevauchement plus important au NE qu'au SW (surrection plus importante au NE qu'au SW), c'est-à-dire aussi par une composante de décrochement senestre. Cette composante senestre est visible dans la galerie du Grand Châtelard où la schistosité mylonitique n'est pas tout à fait confondue avec l'accident occidental (cf. chap. 4):

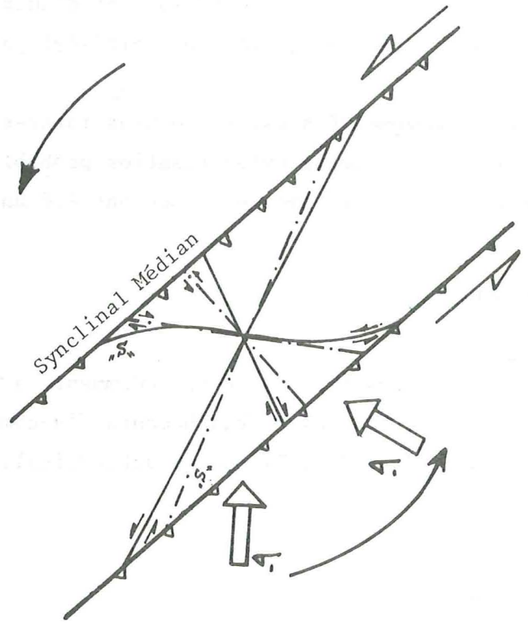


1 : accident chevauchant N10 à N20E

2 : schistosité mylonitique N30E

Figure 79 : Composante senestre du chevauchement du massif du Grand Châtelard

2.4.4 - Conclusions



La figure ci-contre rassemble les structures que l'on peut observer aujourd'hui.

La décomposition en deux temps que nous avons employée est une image un peu simplifiée pour permettre de mieux visualiser le déroulement du processus.

Figure 80 : "Objet fini"

Il faut plutôt essayer d'imaginer une évolution depuis le *temps 1* jusqu'au *temps 2* dans un système de décrochement général senestre évoluant par blocage local en système chevauchant. Cette évolution se fait progressivement pendant le cycle alpin.

La tectonique alpine peut s'expliquer dans un système général de compression NS lié à la tectonique des plaques et à la collision Afrique - Europe (P. VIALON, 1976).

Cette compression NS (ou NW - SE) semble s'être installée en Europe Occidentale depuis le tardi-hercynien (ARTHAUD et MATTE, 1975). C'est la raison pour laquelle le modèle ci-dessus, qui semble être également cohérent avec les déformations de la couverture sédimentaire secondaire, a pu débuter au tardi-hercynien. Néanmoins, une chose semble sûre : une phase de décrochements senestres a évolué en chevauchements,et ceci après la mise du granite des Sept Laux.

Les grands accidents, tel le Synclinal Médian, qui ont eu un rôle important pendant le cycle alpin sont probablement les témoins d'accidents plus anciens (sutures majeures) ayant fonctionné périodiquement.

Le rôle de l'accident de Fond de France, très important à l'Hercynien, est semble-t-il plus négligeable à l'Alpin. Toutefois, il a fonctionné en décrochement dextre probablement lors du temps 2.

3. - ETUDE DE LA MYLONITISATION S.L. DES GRANITOÏDES

3.1 - Avant propos

La galerie Arc-Isère a permis, par sa coupe continue de 19 km de long, (D. GASQUET et al, 1979) d'apprécier les effets de la mylonitisation sur le granite des Sept Laux et les granitoïdes de St Colomban.

Nous avons ainsi pu étudier d'une part l'évolution géochimique et d'autre part l'évolution pétrographique, depuis les faciès sains (non mylonitisés) jusqu'aux schistes mylonitiques (phyllonites).

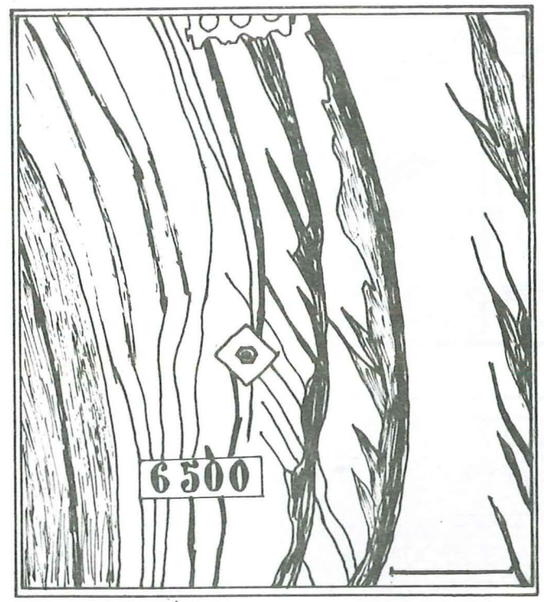
Le granite des Sept Laux de par son homogénéité s'est avéré plus intéressant que les granitoïdes de St Colomban pour l'étude de la mylonitisation probablement d'âge alpin. Seuls les effets de l'accident de Fond de France ont été analysés dans le Complexe de St Colomban.

3.2 - La mylonitisation du granite des Sept Laux

3.2.1 - Caractères macroscopiques

Le granite des Sept Laux, comme nous l'avons vu précédemment, a subi un écaillage (chevauchement) vers le NW. Ces chevauchements s'accompagnent d'une schistosité mylonitique N15 à N45E, à pendage subvertical.

La figure ci-dessous (dessinée d'après photographie) montre la mylonitisation dans le granite :



N.B. : L'aspect courbe des plans est dû à la courbure du parement.

Figure 81 : Mylonitisation dans le granite des Sept Laux

De droite à gauche l'espacement des plans de schistosité diminue pour aboutir à l'extrême gauche à une phyllonite (chlorite, séricite ± quartz).

Les zones schisteuses font parfois quelques millimètres d'épaisseur et elles "chloritisent" le granite sur quelques centimètres de part et d'autre. Quand ces deux plans sont suffisamment rapprochés, le granite prend un aspect veiné qui peut de loin faire penser, en galerie, à une foliation.

3.2.2 - Caractères microscopiques

Les figures 82 montrent l'évolution microscopique du granite des Sept Laux par mylonitisation progressive.

Cinq échantillons ont été choisis, indépendamment de la taille des grains (faciès fin ou grossier), pour illustrer cette évolution.

Les néominéralisations - recristallisations (HIGGINS, 1971) proviennent de la destruction des minéraux préexistants et se traduisent par la formation de séricite, quartz, chlorite, (oxydes). Ces minéraux forment la mésostase dans laquelle subsistent encore quelques phénoclastes (de plagioclase surtout) ± granulés, déformés et avec des "pressure shadows" à quartz.

Le stade 5 contient essentiellement de la chlorite, quelques plagioclases, de la séricite, et un peu de calcite.



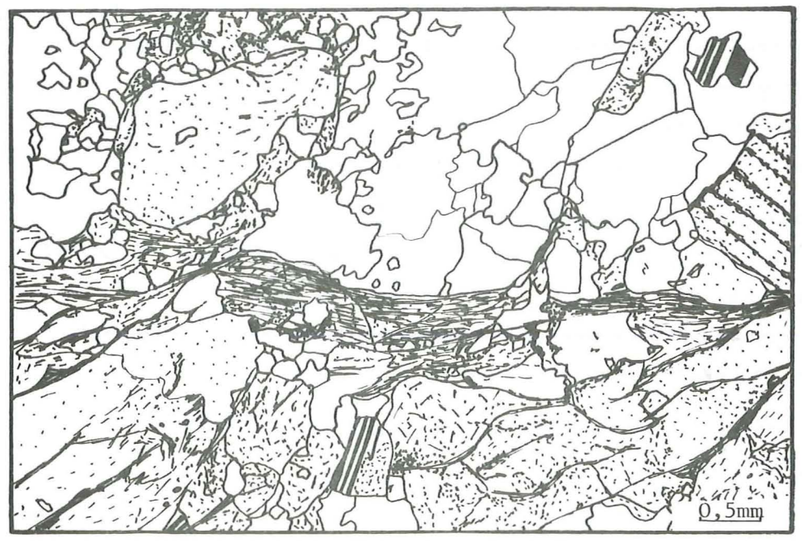
Stade 1 : A6200 - Granite sain

N.B. : Les plagioclases sont zonés

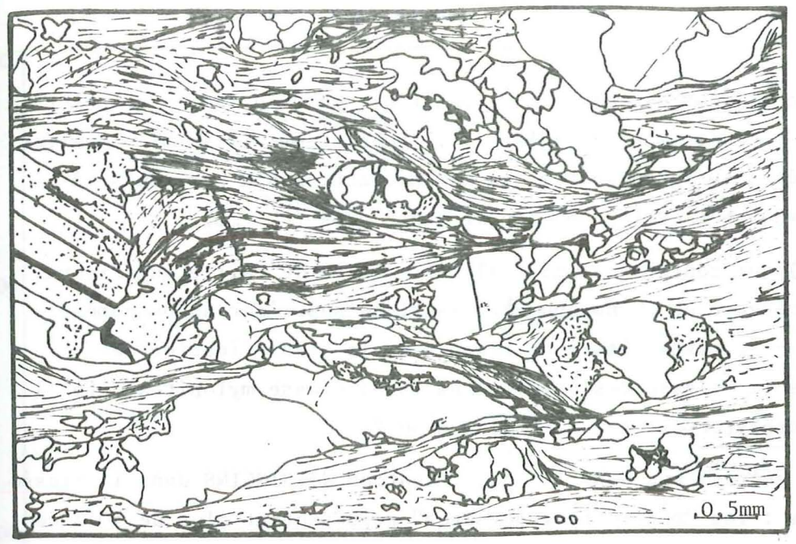


qz, chl, ep, + q.q. FK

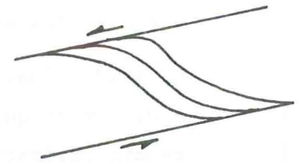
Stade 2 : A5080 - Apparition de quelques plans de schistosité



Stade 3 : A6852 - Les minéraux commencent à être déstabilisés



Les plans de schistosité évoluent en µdécrochements ment avec apparition d'une 2e schistosité



Stade 4 : A7038 B - Les déformations s'accentuent



Stade 5 : A5805 - L'état le plus déformé, quelques phénoclastes subsistent dans une mésostase de quartz, chlorite, calcite, séricite

En blanc : quartz

En tiretés : FK

En pointillés : plagioclase

A partir du stade 3, les feldspaths ne sont plus identifiables car séritisés, damouritisés.

Figure 82 : Caractères microscopiques de la mylonitisation dans le granite des Sept Laux.

Le quartz est rare et subsiste dans le faciès fin ; dans le faciès grossier les minéraux bien que déformés, granulés ...., subsistent. Il semble en effet que dans les faciès hétérogranulaires, la mylonitisation n'a pas réussi à détruire les minéraux qui étaient au départ assez gros (≃ 5 mm).

Ce stade final (5) qui contient en général des clastes de taille supérieure à 0,5 cm et qui présente un phénomène cataclastique supérieur au phénomène néominéralisation - recristallisation, entre dans la classification de HIGGINS, 1971,dans la classe des phyllonites (sous classe mylonites). Le pourcentage des porphyroclastes varie de 10 à 30 %.

Les stades 3 et 4 entreraient dans la classification de HIGGINS dans la classe des protomylonites : les "méga-porphyroclastes" représentent plus de 50 % de la roche et sont séparés par des surfaces de glissement à chlorite + séricite + quartz.

3.2.3 - Caractères géochimiques

Nous avons choisi 10 échantillons qui montraient une mylonitisation croissante : 4 dans le faciès fin et 6 dans le faciès hétérogranulaire du granite des Sept Laux.

Pour les 4 premiers (A6200, A6109, A5240, A6730) est apparu sur pratiquement tous les diagrammes utilisés un vecteur mylonitique, pour les 6 autres (A7230, A6790, A6990, A852, A7191, A7038) la mylonitisation a des effets peu sensibles sur leurs analyses en raison probablement de la "granulométrie" plus grossière de la roche. Dans ce cas, le granite résiste mieux et il n'y a pas de transfert d'éléments chimiques.

	N° éch.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF
1	A6200	70.53	15.63	1.64	.03	.69	1.66	4.37	3.86	.30	.19	1.00
2	A6109	71.32	15.52	1.64	.03	.92	1.20	4.31	4.01	.33	.25	.87
3	A5240	70.49	15.06	1.85	.04	1.09	.39	4.03	4.46	.32	.14	.91
4	A7630	55.86	13.35	6.66	.07	9.70	2.71	.53	3.54	1.22	1.01	4.13

La figure 83 rassemble les vecteurs de mylonitisation mis en évidence dans le faciès fin du *granite des Sept Laux* à partir des principaux diagrammes de H. de La ROCHE.

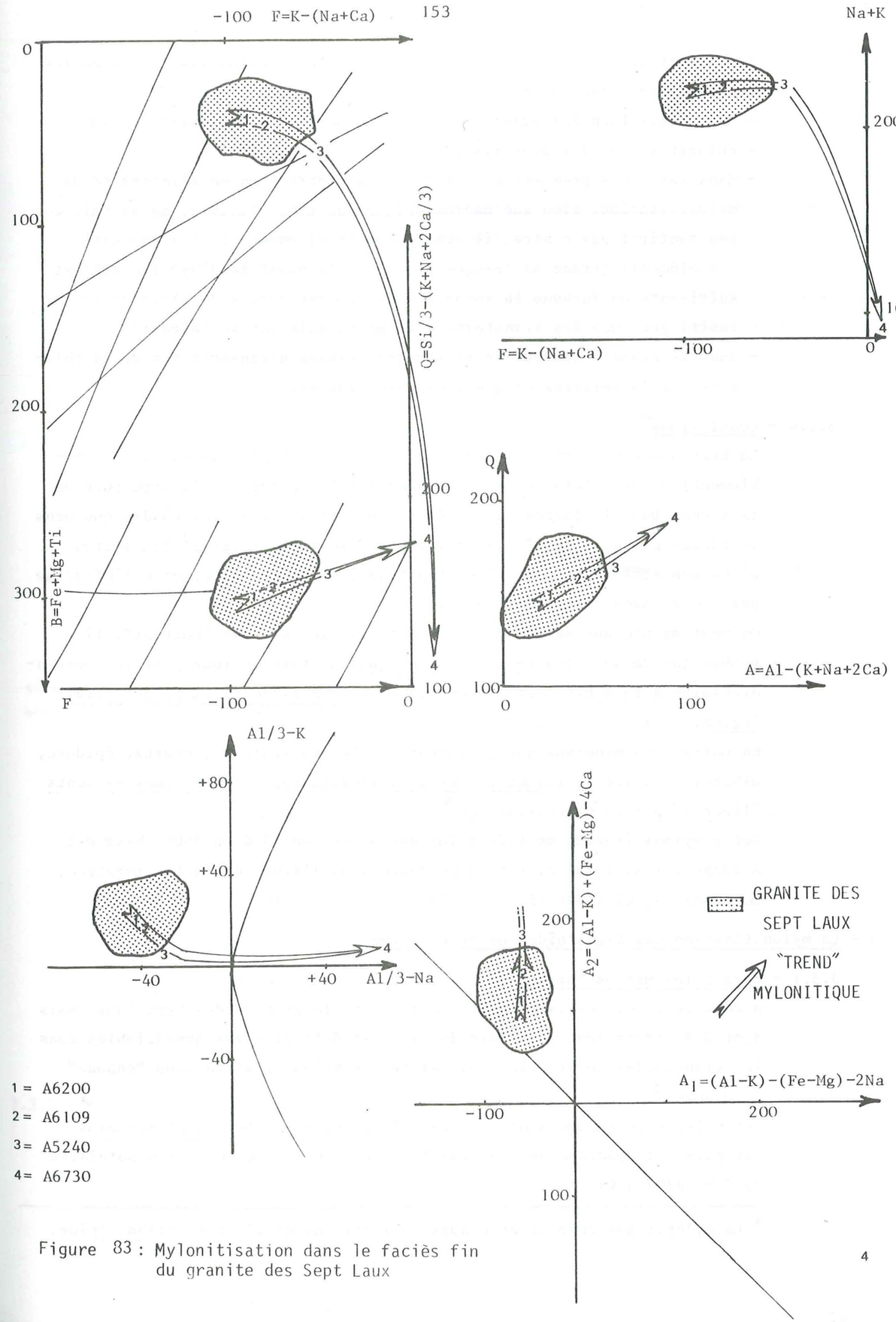


Figure 83 : Mylonitisation dans le faciès fin du granite des Sept Laux

Il ressort de la lecture de ces diagrammes que la mylonitisation a eu les conséquences suivantes :

- déstabilisation des plagioclases et évacuation de CaO, Na_2O et SiO_2 ;
- chloritisation des biotites ;
- dans les trois premiers échantillons la progression de l'intensité de mylonitisation, bien que macroscopiquement très visible, ne se fait que peu sentir ; par contre, il semble que brusquement, il y a évacuation des éléments (stade 4) lorsque peut-être la quantité d'H_2O libérée est suffisante ou lorsque la roche a suffisamment acquis de plans de schistosité pour que les transferts d'éléments puissent se faire ;
- dans le stade 4 (A6730) ne subsistent presque uniquement que de la chlorite, de la séricite et quelques phénoclastes.

3.2.4 - Conclusions

La tectonique post-mise en place du granite des Sept Laux (alpine probablement) a des effets non négligeables sur la texture et la structure de la roche. Dans le faciès fin, l'évolution est assez nette, tandis que dans le faciès grossier , si la mylonitisation se traduit par l'acquisition d'une schistosité et par des déstabilisations de minéraux, elle s'effectue par contre sans perte d'éléments.

On peut maintenant se demander où vont les éléments qui "partent". Il semble que ce soit les fentes alpines qui, du fait de leur position perpendiculaire à la schistosité mylonitique, en constituent les pièges privilégiés.

En outre, les minéraux qui colmatent ces fentes (calcite, quartz, épidote, albite, chlorite ...) sont formés pour l'essentiel à partir des éléments "libérés" par la mylonitisation*.

Cette mylonitisation se fait selon une direction N3OE ou N6OE. Elle est à rapporter au temps 2, mis en évidence dans l'étude de la fracturation, au cours duquel s'est effectué l'écaillage du socle.

3.3 - La mylonitisation des granitoïdes de St Colomban

3.3.1 - Caractères macroscopiques

A côté de la mylonitisation rencontrée dans le granite des Sept Laux, mais dont les effets sont mal individualisés et difficilement appréciables dans les granitoïdes de St Colomban, existe une mylonitisation plus "chaude" (profonde ?).

Cet épisode tectonométamorphique est local et ses effets sont les plus intenses à l'approche de l'accident de Fond de France ou de son satellite du P.M. A2975, (cf. fig. 9).

---

* La mylonitisation peut être aussi à l'origine de l'albitisation alpine.

En effet, depuis cette faille, et en allant vers l'Est, on passe progressivement des blastomylonites (A2975 - A2880) à des orthogneiss oeillés mylonitiques (P.M. A2880 - A2620) à des granites porphyroïdes à trame mylonitique, enfin à des granites porphyroïdes.

Le granite porphyroïde acquiert donc progressivement une texture gneissique dans laquelle subsistent, à l'état très déformé, quelques porphyroclastes de taille inférieure à 0,5 cm.

A la foliation principale S_1 bien marquée, de pendage et de direction constants, se superpose une schistosité S_2 plus ou moins visible et soulignée par l'orientation des minéraux phylliteux et par la torsion de S_1.

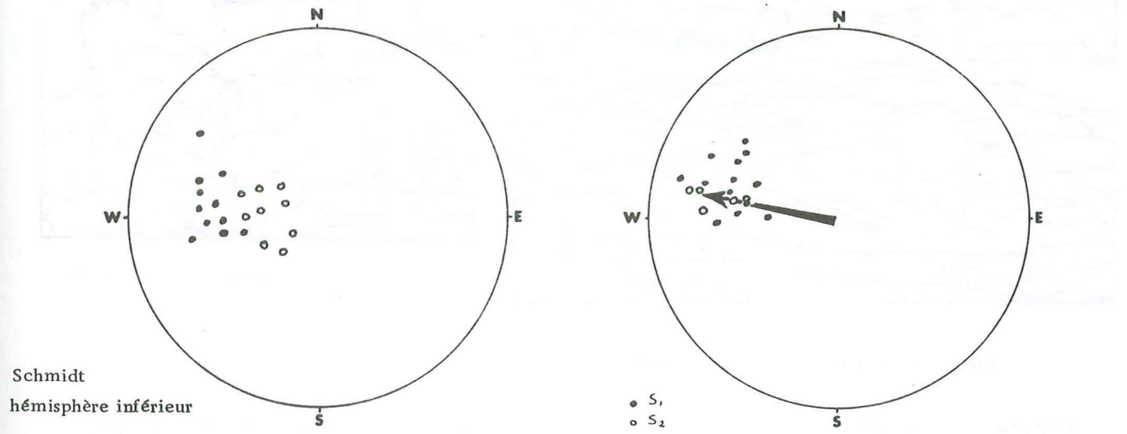
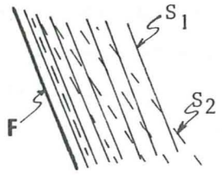


Figure 84 : Redressement de $S_2(o)$ à l'approche de l'accident "A2975".

Plus on se rapproche de l'accident A2975 et plus S_2 tend à se confondre avec S_1 suivant le schéma suivant :



Cette deuxième schistosité est probablement liée à F : c'est une schistosité mylonitique (?).

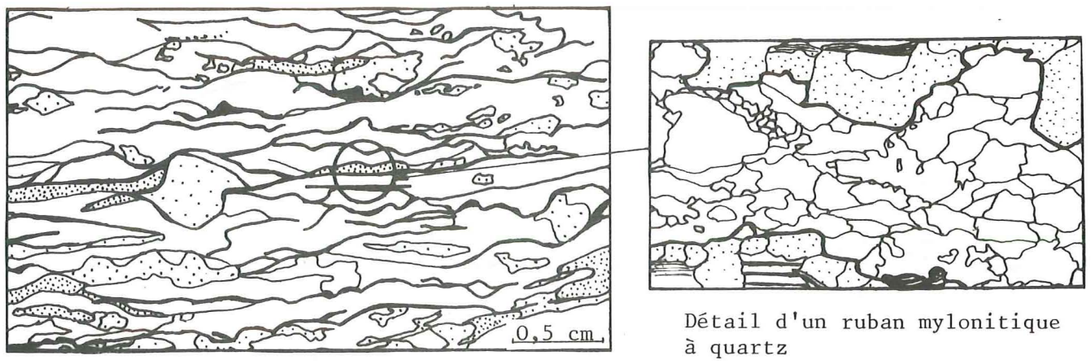
Aucune linéation n'est visible sur les plans de schistosité S_1 (contraintes tectoniques et/ou pression lithostatique trop fortes ?).

3.3.2 - Caractères microscopiques

Les mylonites des granites porphyroïdes de St Colomban contiennent du quartz en rubans polycristallins à gros grain, de forme irrégulière à rectangulaire.

Ceci traduit, d'après BOULIER et al, 1978, une déformation tardive sur une mylonite déjà existante, la déformation faisant partie du même épisode mylonitique. La polycristallinité de ces rubans nécessite, d'après ces mêmes auteurs, des conditions de température relativement élevées, supérieures à 350 - 400°C. Quand la déformation s'atténue, les rubans de quartz tendent de plus en plus vers la monocristallinité.

Les niveaux phylliteux sont formés de chlorite, biotite (parfois de néocristallisation) et muscovite. Les mégacristaux sont complètement déformés, granulés et leur taille n'excède pas 0,5 cm. Rappelons que dans les granites porphyroïdes, la taille des mégacristaux peut atteindre 8 cm.



En pointillés lâches : FK
En pointillés serrés : quartz

Détail d'un ruban mylonitique à quartz

Figure 85 : Blastomylonitisation des granitoïdes porphyroïdes de St Colomban. L.m. A2975.

Ce type de roche entre dans la classe des blastomylonites de HIGGINS, 1971. La faible extension de ces roches (quelques dizaines de mètres) les range dans les blastomylonites à gisement linéaire (ANTHONIOZ, 1971).

Entre l'accident de Fond de France et son satellite A2975 existe, sur 100 m environ, un panneau de gneiss amphiboliques ± leptynitiques également très déformés (blastomylonites basiques). Ces gneiss, par la présence des minéraux ferromagnésiens en grande quantité, ont mieux "encaissé" les déformations : les amphiboles, quoique déformées et arrondies, ont encore une taille de 0,5 cm environ.

3.3.3 - Caractères géochimiques

Le diagramme de la figure 86 montre l'influence de la mylonitisation en s'approchant de l'accident de Fond de France. Il y a silicification et albitisation à l'approche de l'accident, et au fur et à mesure que les effets de la déformation augmentent *

---

* K_2O est à peu près constant entre les P.M. A2500 et A2975.

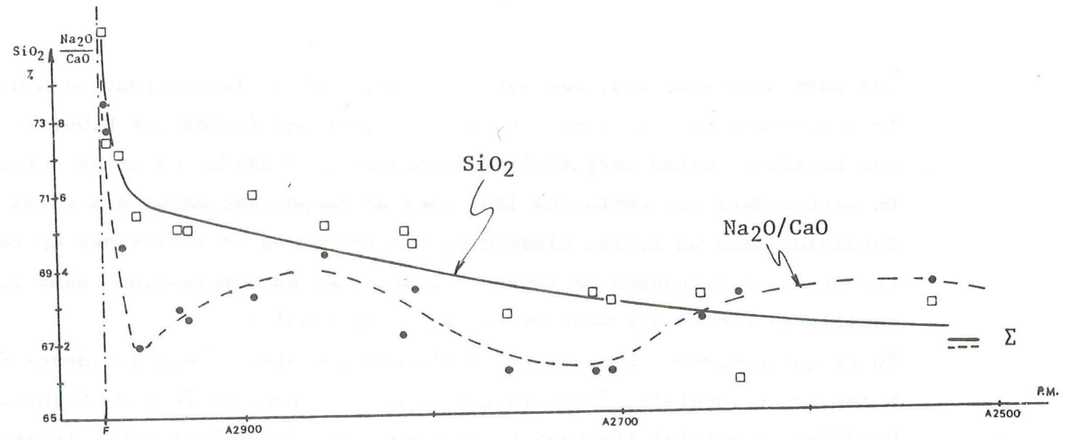


Figure 86 : Influence géochimique de la mylonitisation dans les granitoïdes de St Colomban

Les ondulations de la courbe Na_2O/CaO peuvent être interprétées comme l'alternance de zones albitisées et de zones d'où l'albite a peut-être été "pompée" à la faveur de petites failles.

Les granites porphyroïdes mylonitiques rencontrés entre les P.M. A2410 et A2620 mais aussi de façon discontinue entre les P.M. A715 et A1130 ont des caractères géochimiques souvent opposés à ceux des granites porphyroïdes dont ils dérivent (cf. figures 35, 36, 37).

On définit, dans ces faciès, un allongement mylonitique souvent presque perpendiculaire à la ligne de différenciation, mais on ne peut pas définir le sens de l'évolution, comme cela a pu être fait pour le granite des Sept Laux.

On peut dire néanmoins que la mylonitisation des granitoïdes de St Colomban se traduit par :

. une albitisation ;
. une silicification ± développée ;
. une augmentation dans certains faciès des teneurs en minéraux colorés : biotite de néocristallisation et chlorite de déstabilisation (paramètre B).

3.3.4 - Conclusions

Le passage progressif, depuis le P.M. A2500 jusqu'au P.M. A2975, des granites porphyroïdes aux granites mylonitiques et aux blastomylonites montre l'importance tectonométamorphique de l'accident de Fond de France ou d'accidents analogues : Grande Valloire, au Sud, cf. KALSBEEK, 1962, ...

Les conditions de pression et de température que nécessitent ces déformations et recristallisations (albite + quartz + *biotite*) indiquent un âge plutôt hercynien par opposition à l'âge probablement alpin de la mylonitisation du granite des Sept Laux produite sous des conditions de température et de pression beaucoup moins sévères.

3.4 - Conclusions à l'étude des mylonites

L'étude des mylonites de granitoïdes de la galerie Arc-Isère montre que coexistent des zones déformées et des zones non déformées ayant la forme d'amygdale. Cette alternance se fait aux différentes échelles : du massif, de l'affleurement, du microscope.

Les amygdales sont limitées par des "couloirs" où la déformation peut être très intense. Cece se rapproche des observations faites par HIGGINS, 1971, : des blastomylonites amygdalaires voisinent avec des zones moins déformées. On peut penser que certaines lentilles se comportent comme des corps indéformables dans un milieu plastique. Les courbures et inflexions de failles créent des alternances de zones en tension et en compression, dans lesquelles la contrainte peut varier et devenir nulle.

En ce qui concerne le massif de Belledonne, quatre grands accidents (faille bordière occidentale, "Synclinal Médian", accident de Fond de France, faille bordière orientale) limitent trois amygdales elles-mêmes subdivisées en sous-amygdales par des failles de moindre importance (fig. 88).

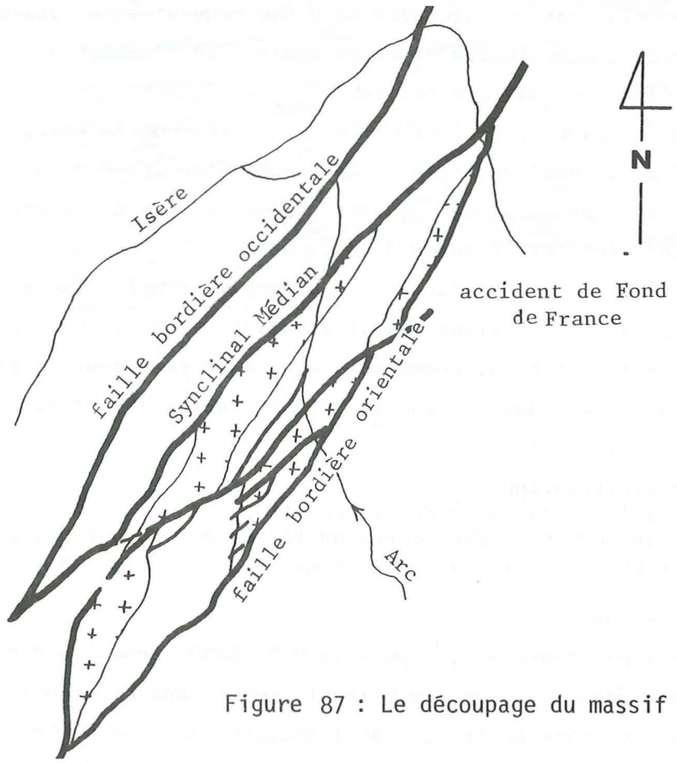


Figure 87 : Le découpage du massif en amygdales

Cette disposition lenticulaire semble être un trait structural ancien lié au cycle hercynien voire à un cycle antérieur. En tout cas, les accidents qui en sont à l'origine ont dû conditionner une partie de la sédimentation carbonifère et mésozoïque ; et de la tectonique alpine.

4. - TECTONIQUES ANCIENNES

4.1 - Définition des éléments mesurés dans la galerie Arc-Isère

La foliation est la schistosité cristallophylienne avec ségrégation cristallochimique.

La schistosité consiste en une série de discontinuités bien réglées créant un feuilletage dans la roche.

La schistosité et la foliation peuvent être affectées de plis dont le plan axial est sub-perpendiculaire à l'axe Z de racourcissement maximal.

La figure ci-dessous rassemble les données structurales des trois grands ensembles pétrographiques définis dans la galerie Arc-Isère.

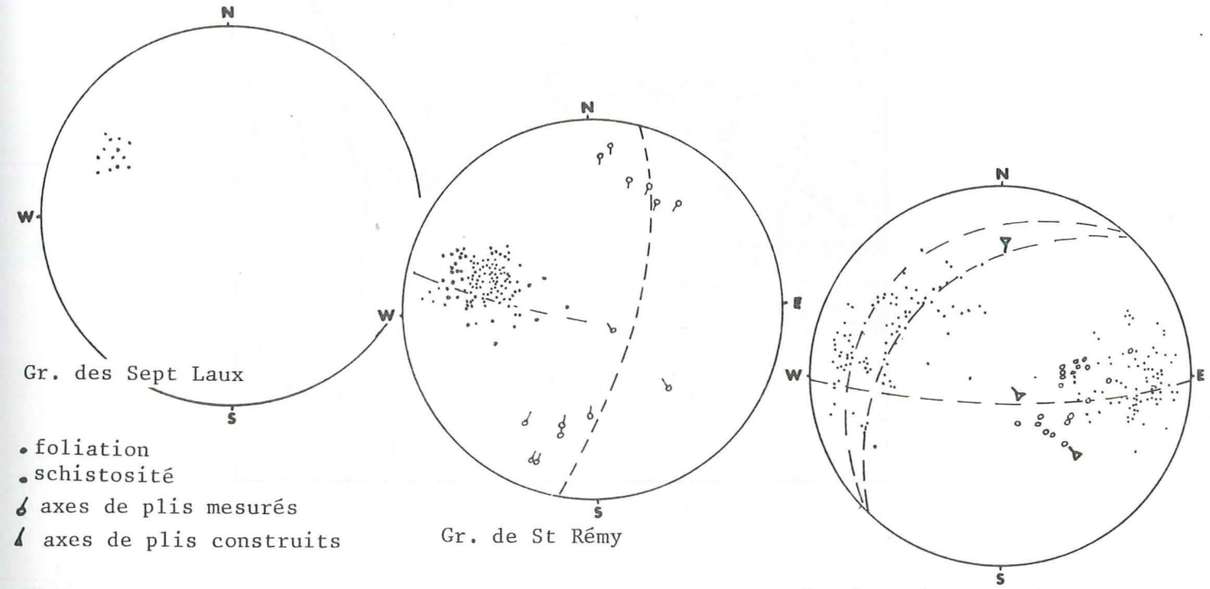


Figure 88 : Stéréogramme des éléments structuraux anciens (Canevas de Wulff - hémisphères inférieurs)

Il apparaît que :

- les gneiss de St Rémy ont une foliation de direction et de pendage constants ;
- le granite des Sept Laux est peu structuré ;
- le Complexe de St Colomban présente des déformations intenses et superposées.

4.2 - Les déformations dans le groupe de St Rémy

Dans toute la galerie Arc-Isère les gneiss de St Rémy sont en position monoclinale de direction N10 - N30E et à pendage fort vers l'Est.

Les plis affectant cette série gneissique sont peu nombreux. Il s'agit essentiellement de *plis anciens* (synschisteux) P_1.

Leur plan axial est subvertical à faiblement penté vers l'Est. Ces plis sont d'échelle décimétrique à métrique. Les mesures comparatives des épaisseurs des flancs et de la charnière reportés sur les diagrammes de RAMSAY, 1967 (p. 366) montrent que ce sont des plis presque semblables dont les flancs sont sub-parallèles au plan axial (S_1) (classe 3 près de la ligne classe 2) avec un taux d'aplatissement variant de 20 à 50 % (cf. D. GASQUET, 1977).

La direction de contraction maximale σ génératrice de ces plis aurait donc pour direction ; N100 à N120E si les tectoniques alpines n'avaient pas provoqué des rotations de blocs.

La figure 89 montre l'existence d'anciens filons granitiques déformés. Le plan axial qui les affecte est parallèle à la foliation des gneiss encaissants.

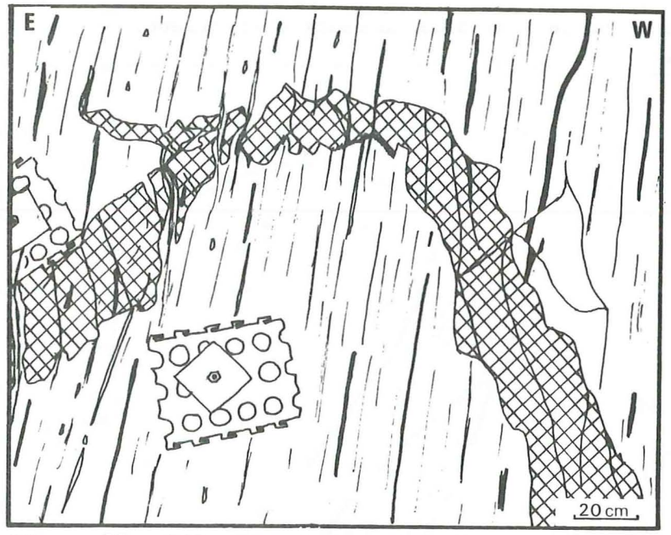


Figure 89 : Filon granitique plissé avec foliation plan axial A4695

Parallèlement au plan axial des plis P_1, apparaît localement une deuxième schistosité S_2 soulignée par des petites biotites. La direction de cette S_2 = N30E et son pendage fort vers l'Est ne permettent pas de la séparer de la phase tectonique génératrice des plis P_1. (cf. fig. 74).

Ces plis P_1 que l'on peut voir à l'échelle de l'affleurement semblent être des plis d'entraînement sur des plis de plus grande échelle (hectométrique ou kilométrique) : en effet les axes de plis P_1 se groupent sur les diagrammes autour d'une trace cyclographique de plan axial N30E environ (fig. 88).

La figure 75 montre que le grenat et la biotite "fossilisent" des plis. Le métamorphisme semble donc contemporain de la phase principale de plissements. En effet, l'échantillon sur lequel a été fait la lame mince a été prélevé sur le flanc d'un pli P_1.

4.3 - Le Complexe de St Colomban

Le report, sur stéréogramme de WULFF (cf. fig. 88) des principaux éléments structuraux mesurés, montre la complexité des déformations affectant cet ensemble. De nombreux plis décamétriques à hectométriques ont pu être individualisés graphiquement en plusieurs endroits. Ces plis ont pour effet de tordre la foliation S_1, et donc de disperser les pôles des plans de celle-ci.

Deux directions majeures d'axes de plis ressortent de l'examen des stéréogrammes fig. 88 : NO - N10E à pendage nord, et N135 à pendage sud est.

La première direction est identique à celle des axes des plis P_1 observés dans les gneiss de St Rémy.

La deuxième direction des plans axiaux (plis P_2) serait issue d'une contraction N45E si, encore une fois, on était sûr que la tectonique alpine n'ait pas induit des rotations de blocs. Une telle direction de contraction (N45E) serait en outre génératrice de failles décrochantes N10 - N30 dextres. Cette observation peut militer en faveur de l'hypothèse de F. CARME (reprise par Y. GROS, 1974) du jeu, en faille décrochante dextre, du Synclinal Médian à l'Hercynien (ou avant ?), avec un rejet de l'ordre de 30 km.

La seconde schistosité (S_2), mesurée essentiellement entre les P.M. A1350 et 1325, d'orientation N170E à N30E et de pendage faible vers l'Ouest, semble être due à des facteurs locaux. En effet, cette schistosité peu marquée n'existe pas ailleurs dans la galerie Arc-Isère, et elle se surimpose à la schistosité principale S_1.

On peut expliquer sa création, soit par des mouvements le long des failles inverses à pendage est, soit par la mise en place, tardive, de la masse de granite leucocrate des P.M. A1490 - A1550.

4.4 - Le granite des Sept Laux

Localement, le granite des Sept Laux présente une foliation peu marquée, parallèle à la foliation régionale (N30E). On peut l'interpréter comme une fluidalité magmatique.(?).

4.5 - Conclusions

Les tectoniques anciennes ne sont pas aisément analysables dans la galerie Arc-Isère et ceci pour plusieurs raisons :

- la galerie n'est qu'un "trou d'épingle" dans le massif ;
- les tectoniques récentes viennent perturber et occulter les déformations anciennes.

Néanmoins, on peut mettre en évidence une première phase, à l'origine des plis synschisteux N30E, probablement synchrone du métamorphisme principal comme le montrent certaines déformations de minéraux.

Cette phase, majeure, semble suivie d'une autre qui crée des plis N135E.

5. - CONCLUSIONS SUR L'ETUDE STRUCTURALE

L'étude structurale de la galerie Arc-Isère a permis de mettre en évidence une histoire tectonique polyphasée dont les étapes principales sont, par ordre de chronologie relative, les suivantes :

1°) Plissements majeurs des terrains cristallophylliens (Plis P_1 NNE) ;

2°) Déformations des structures précédentes (plis P_2 (?) ESE) ;

3°) Grands accidents (par exemple : Fond de France) de type décrochant avec développement synchrone d'un métamorphisme cataclastique allant jusqu'à la blastomylonitisation.

Ces trois premières phases appartiennent probablement au cycle hercynien (3) ou même à un cycle antérieur (1 + 2).

4°) Grands décrochements de type "Synclinal Médian" qui évoluent, par blocage (rotation), en chevauchements vers le NW.

Cet écaillage le long de plans à pendage vers le SE de 50° environ s'accompagne d'une mylonitisation subverticale et d'une fracturation parfois intenses du socle. Cette tectonique tardive est d'âge alpin voire tardihercynien.
Les mylonitisations (3 et 4) ont des effets importants dans les granitoïdes en détruisant leur structure intime et en provoquant des départs d'éléments (SiO_2, Na_2O, CaO). Elles s'organisent autour de deux axes principaux : le "Synclinal Médian" et l'accident de Fond de France qui semblent être des linéaments majeurs de l'écorce terrestre en prolongement de grands décrochements du Massif Central : faille Privas - Alès notamment (F. CARME, 1971 c, P. VIALON, 1976).
En outre, les structures (à toutes les échelles) connues en surface se retrouvent de façon pratiquement identique en profondeur.

CHAPITRE 4 : LE MASSIF DU GRAND CHÂTELARD

1. - Introduction

2. - Petrographie

3. - Quelques caractères des granites et volcanites

4. - Tectonique

5. - Conclusion à l'étude de la galerie du Grand Châtelard

CHAPITRE 4 : LE MASSIF DU GRAND CHÂTELARD

1. - INTRODUCTION

1.1 - Généralités

Ce massif, situé au Nord Ouest de St Jean de Maurienne, a été traversé, à partir de la fenêtre de l'Ile (galerie I), dans sa partie NW par la galerie H et dans sa partie SE par la galerie G (figure 90).

Nous nous bornerons ici à la description des principaux faciès rencontrés, et à l'étude de quelques analyses géochimiques.
Toutefois, plus de cent échantillons ont été prélevés avant le bétonnage pour d'éventuelles analyses et sont stockés à l'Institut Dolomieu de Grenoble.

1.2 - Historique des travaux antérieurs

L'étude géologique de N. VATIN-PERIGNON, 1966, est la synthèse la plus complète qui a été faite sur ce massif et, mis à part des travaux à caractères métallogéniques, rien n'a été publié postérieurement.
Les observations de surface sont rendues difficiles par une couverture végétale importante ou par des falaises abruptes et par une mylonitisation ± développée qui masque souvent la nature originelle des roches.
En galerie, la mylonitisation surtout dans la galerie ouest (H), cache la plupart du temps les rapports des unités les unes par rapport aux autres.

Sur la carte géologique schématique de la figure 90 sont représentés les grands ensembles de roches qui affleurent en surface :

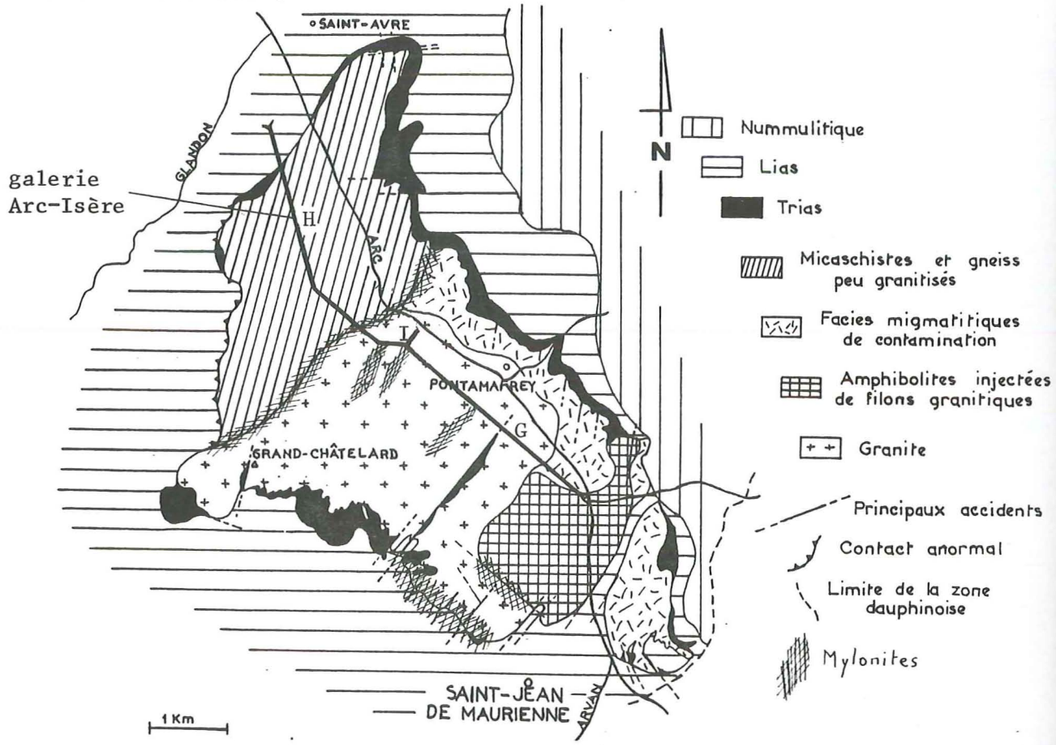


Figure 90 : Carte géologique schématique du massif du Grand Châtelard (d'après N. VATIN-PERIGNON, 1966)

La succession des évènements géologiques selon N. VATIN-PERIGNON, 1966, est résumée dans le tableau suivant :

Tectonique		alpin
Sédimentation		
± granitisation ± feldspathisation	mise en place du granite du Châtelard-Rocheray	hercynien
métamorphisme		
série sédimentaire et volcanique		

1.3 - Coupe de la galerie

Elle est présentée en annexe après la coupe des galeries de Belledonne. En raison de faciès nouveaux par rapport à celles-ci, la légende de la galerie du Grand Châtelard est sensiblement différente.

Les grands ensembles pétrographiques sont décrits sommairement dans le tableau 1.

2. - PETROGRAPHIE

2.1 - Introduction

L'étude pétrographique ayant été faite de façon détaillée par N. VATIN-PERIGNON, 1966, nous n'insisterons que sur les faciès particuliers de la galerie du Grand Châtelard qui n'affleurent pas en surface, en particulier des rhyolites, des granites à muscovite.

Le granite du Grand Châtelard (également appelé granite du Rocheray ou du Sapey) accompagné d'un cortège filonien apparaît intrusif dans une série composée de schistes, gneiss, migmatites hétérogènes. Le tout étant lui-même recoupé par des roches volcaniques : rhyolites et spilites.

2.2 - Granite du Châtelard et son cortège filonien

L'ensemble granitique du Châtelard comporte plusieurs faciès pétrographiques :

2.2.1 - Le faciès granitique dominant

Il a une teinte généralement grise à tendance verdâtre quand il est chloritisé. Son grain est fin à moyen (millimétrique), sa texture est équante et isogranulaire avec une tendance porphyroïde sur la bordure SE du massif (P.M. G2600).

Il contient, notamment sur ses bordures, de nombreuses enclaves enallogènes de la série encaissante peu ou pas transformées, mais peu d'enclaves homoeogènes (surmicacées par exemple).

Au microscope la structure est grenue et les minéraux présents sont les suivants :

- quartz engrené ;
- microcline : souvent perthitique et séricitisé avec bordures de myrmékites ; quand il forme des mégacristaux (2 à 3 cm) automorphes, il contient de nombreuses auréoles de minéraux en inclusions ;
- plagioclase : albite et/ou oligoclase ;

- biotite : ± automorphe, très souvent chloritisée ;
- muscovite : rare ;
- minéraux secondaires : calcite, chlorite, séricite, épidote, oxydes ;
- minéraux accessoires : apatite, zircon, ± allanite.

Ce faciès moyen forme une masse importante ± régulière entre les P.M. H240 et G2600, et de nombreux filons recoupant la série gnéissique.

2.2.2 - Faciès granitique à muscovite

Ce faciès affleure du P.M. H2565 au P.M. H1962 en plusieurs panneaux encadrés par des failles.

Ce "granite" est systématiquement injecté de nombreux filonnets de quartz (aspect bréchique) laissant subsister entre eux des blocs de quelques centimètres.

Sa couleur est très blanche, son grain moyen (quelques millimètres), sa texture équante.

Au microscope la structure est grenue, la muscovite automorphe et à tendance porphyroblastique est entourée d'une mésostase formée de quartz, plagioclase alcalin An 5-12, séricite.

Ce granite leucocrate à muscovite est peut-être à rattacher aux phases filoniennes tardives (aplites ...) du granite du Châtelard mais nous n'avons pu observer aucune relation entre eux.

2.2.3 - Filons de granite hololeucocrate

En de nombreux points, la série métamorphique du massif du Châtelard est recoupée par des filons (2 à 50 cm d'épaisseur) formés d'un matériel granitique hololeucocrate qui semble provenir de la masse granitique principale. Ces filons ont une bordure de réaction ± enrichie en ferromagnésiens au contact de l'encaissant gneissique. Certains de ces filons recoupent également le granite du Châtelard-Rocheray et la bordure de réaction entre les deux faciès est alors leucocrate.

2.2.4 - Filons granitiques à grenat

Quelques filons granitiques leucocrates, notamment au P.M. G1759 contiennent des glomérules de quelques centimètres à contours francs qui sont formés de quartz et grenat imbriqués, comme le montre la figure 91.

Le grenat a une structure interne en résille (J.M. BERTRAND, 1974) et peut être complètement chloritisé (ripidolite).

Le granite contient quartz, microcline, oligoclase, biotite chloritisée.

Ce type de faciès n'a pas d'équivalent dans la galerie de Belledonne ; et la bibliographie n'en signale pas ailleurs dans les massifs cristallins externes.

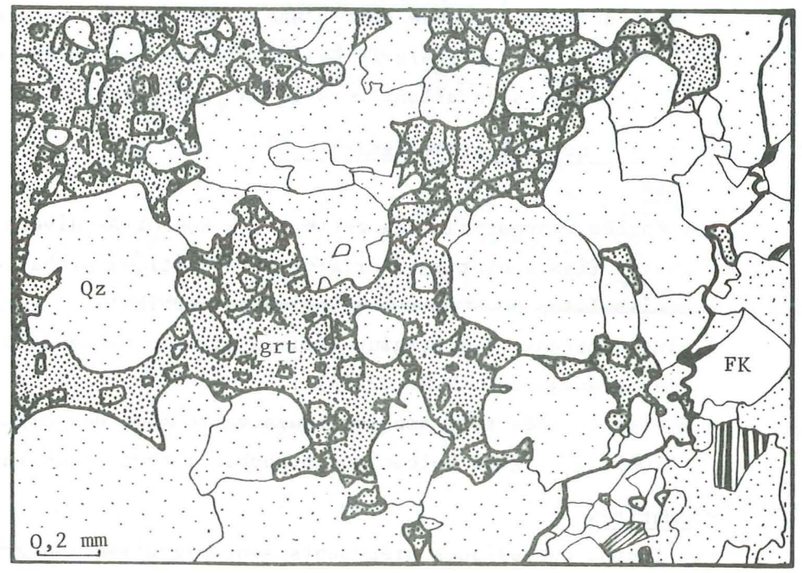


Figure 91 : Structure en résille de grenat associé à du quartz - Filon granitique : P.M. G1759

2.2.5 - Rapports des différents faciès granitiques entre eux

Les filons hololeucocrates recoupent, à l'exception du leucogranite à muscovite, tous les autres faciès y compris le granite normal.

Aux environs du P.M. G1070, nous avons pu observer sur quelques mètres les rapports des faciès entre eux : la série gneissique migmatitique est recoupée par des granitoïdes (granodiorites) grossiers à bords diffus, eux-mêmes recoupés par du granite leucocrate (du type Châtelard) traversé par des filons de granite hololeucocrate. L'ensemble se trouve à quelques mètres de rhyolitoïdes remaniant des blocs de granite du Châtelard et de gneiss.

Il semble logique de penser que ces granitoïdes sont les émanations ± synchrones d'un même évènement plutonique dont le granite du Châtelard représenterait le faciès type.

Postérieurement à la mise en place des masses granitiques, s'est surimposée une cataclase ± importante et sélective dont nous verrons les effets au paragraphe tectonique.

2.3 - La série métamorphique encaissante

2.3.1 - Présentation

Les séries ouest (galerie H) et est (galerie G) présentent des faciès assez différents, mais il est difficile de dire si cette différence est originelle en raison, d'une part d'une mobilisation très importante dans la partie SE du massif (galerie G), et d'autre part d'une mylonitisation à effets croissants en allant vers le NW (galerie H).

2.3.2 - Série gneissique orientale (galerie G)

a) Gneiss

Les faciès rencontrés dans cette série sont très divers :

- gneiss fins à biotite d'origine métapélitique probable ;
- gneiss lités ou rubanés à dominante amphibolique (hornblende), les plus nombreux et d'origine sédimentaire ou volcanosédimentaire (métagrauwackes : P.M. G2234) ;
- gneiss rubanés très amphiboliques voire même des amphibolites (G1065) d'origine volcanique probable : coulées de laves basiques.

b) Migmatites

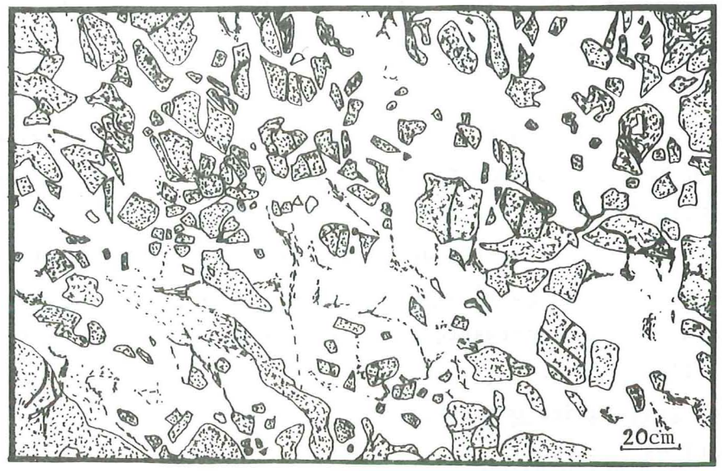
Les faciès gneissiques précédents sont migmatisés en grande partie dans la galerie G. Il ne semble pas que cette migmatisation soit liée à la mise en place du granite du Châtelard-Rocheray. Nous avons vu (P.M. G1660), d'une part des filons granitiques recouper les gneiss migmatitiques et leurs mobilisats, et d'autre part des contacts toujours francs entre les masses granitiques du type Châtelard et leur encaissants.

Il existe tous les intermédiaires depuis les gneiss non migmatitiques jusqu'aux migmatites et même à des granitoïdes grossiers (tardi-migmatitiques).

Les faciès très riches en amphibole prédominent mais il existe aussi des faciès avec ségrégation de biotite (restites) et ceci depuis l'échelle du millimètre (mouchetures) jusqu'à l'échelle du mètre (gros amas biotitique ou amphibolique).

La texture des migmatites est nébulitique, à schlieren, veiné mais le plus souvent agmatitique comme le montre la figure 92.

Le mobilisat de nature pegmatitique s'injecte entre les blocs amphiboliques de taille centimétrique à pluridécimétrique.



En pointillés : amphibolite ; en blanc : mobilisat pegmatitique

Figure 92 : Agmatites - P.M. A1060

En surface, le même type de texture est visible au bord de la RN6 au pont d'Hermillon.

Au microscope les minéraux ferromagnésiens se présentent fréquemment, dans les migmatites, en amas mais forment aussi des cloisons, des alvéoles

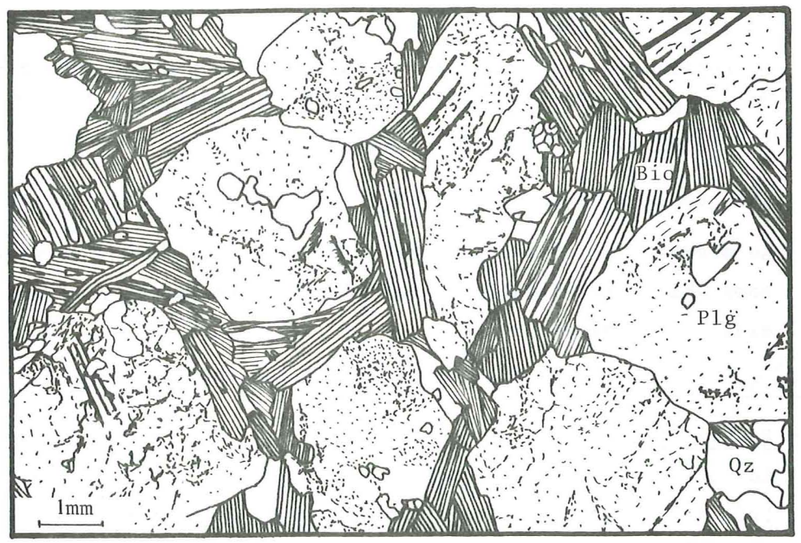


Figure 93 : Micrographie d'après photo : structure alvéolaire dans les migmatites - P.M. G1762

D'après MEHNERT, 1968, cette structure résulterait de la blastèse du plagioclase qui repousse les autres minéraux (quartz et biotite) qui forment ainsi des cloisons.

Les mobilisats sont de type pegmatitique ou granitique, à amphibole et/ou biotite et/ou muscovite et parfois riches en feldspath potassique (et/ou albite ?).
Les termes ultimes (?) de la migmatisation sont des granitoïdes à aspect souvent un peu particulier : saccharoïde, ocellaire, moucheté, grenu, de caractère sodi-potassique ou calco sodi-potassique et contenant généralement de l'amphibole.
Ces granitoïdes ont surtout été rencontrés entre les P.M. G1600 et G1800 en petites masses à bords diffus dans les gneiss migmatitiques. Leur structure est souvent glomérocristalline (glomérules d'amphibole généralement).

2.3.3 - Série gneissique occidentale (galerie H)

Cette série renferme les faciès de la série orientale : gneiss fins, gneiss lités, gneiss rubanés, mais également des gneiss oeillés et des schistes.

a) Gneiss oeillés : interstratifiés dans des gneiss métapélitiques en "bancs" de quelques mètres, d'origine métaarkosique probable : (cf. H1235, figure 97).

b) Schistes : dont il est parfois difficile de dire l'origine : schistes épimétamorphiques ou gneiss mylonitiques tant la mylonitisation est grande dans cette partie du massif.
Localement les caractères métamorphiques peuvent subsister, par exemple :
. P.M. H1230 : schistes cristallins mylonitisés ;
. P.M. H467 : gneiss mylonitiques.

Leur couleur va du brun au noir-verdâtre, leur grain est très fin.

Au microscope la structure est souvent mylonitique : au milieu d'une mésostase composée de séricite, calcite, chlorite subsistent parfois quelques phénoclastes composites.

2.4 - Les roches volcaniques

2.4.1 - Présentation

En surface les seules roches volcaniques qui affleurent sont des spilites et tufs spilitiques dont on retrouve des coulées assez nombreuses dans les terrains mésosoïques.

La galerie G a traversé des spilites très schistosées, mais aussi des roches volcaniques acides : rhyolites. Ce sont ces deux ensembles de roches que nous allons décrire maintenant.

2.4.2 - Rhyolites

La galerie G les a traversées du P.M. G1000 au P.M. G1060 et du P.M. G1110 au P.M. G1130.
Ils sont intrusifs d'une part dans les gneiss mais aussi dans le granite (au P.M. G1000, les rhyolites remanient des blocs de granite).
Il faut noter que le P.M. G1120 correspond à une zone très fracturée avec des venues d'eau de 100 litres par seconde lors du percement.
Cette zone semble être aussi dans le prolongement en profondeur du filon minéralisé de Bois-Feuillet*, toutefois, aucun indice notable de fluorine n'existe dans la galerie du Grand Châtelard.

L'aspect de ces rhyolites est compact avec des blocs à arêtes très coupantes. Leur couleur est généralement verte avec des "niveaux" plus clairs. La structure est microgrenue porphyrique à aphanitique.
Au microscope (figure 94), des phénocristaux de quartz corrodés (1 cm) et de feldspath potassique ± altérés (sanidine (?) transformée en orthose) sont entourés d'une bordure vitreuse et flottent dans une pâte microgrenue. Un diffractogramme aux RX de la mésostase révèle la présence de séricite, chlorite, albite, quartz, feldspath potassique.

2.4.3 - Spilite

La galerie n'en a traversé qu'un seul affleurement sur 2 à 3 mètres au P.M. G2080. Elle est schisteuse, déformée et recoupe l'encaissant gneissique (figure 95).
Son aspect est friable, sa couleur est noir-vert, sa texture est vacuolaire.
Au microscope, la structure est doléritique interstale, les lattes plagioclasiques ont un coeur envahi par la chlorite. Entre les feldspaths, la mésostase est essentiellement formée de chlorite + quartz + calcite. Ces minéraux sont probablement les témoins d'anciens minéraux ferromagnésiens : péridot, pyroxène.
Les vacuoles de taille inférieure à 1 cm ont des contours ± nets et sont remplies de calcite. Ces caractères pétrographiques sont tout à fait semblables à ceux décrits par N. VATIN PERIGNON pour les coulées de surface.

---

* Filon de quartz, fluorine, barytine, sulfurés (blende + galène + pyrite ...) orienté N20E sub-vertical et d'âge alpin.

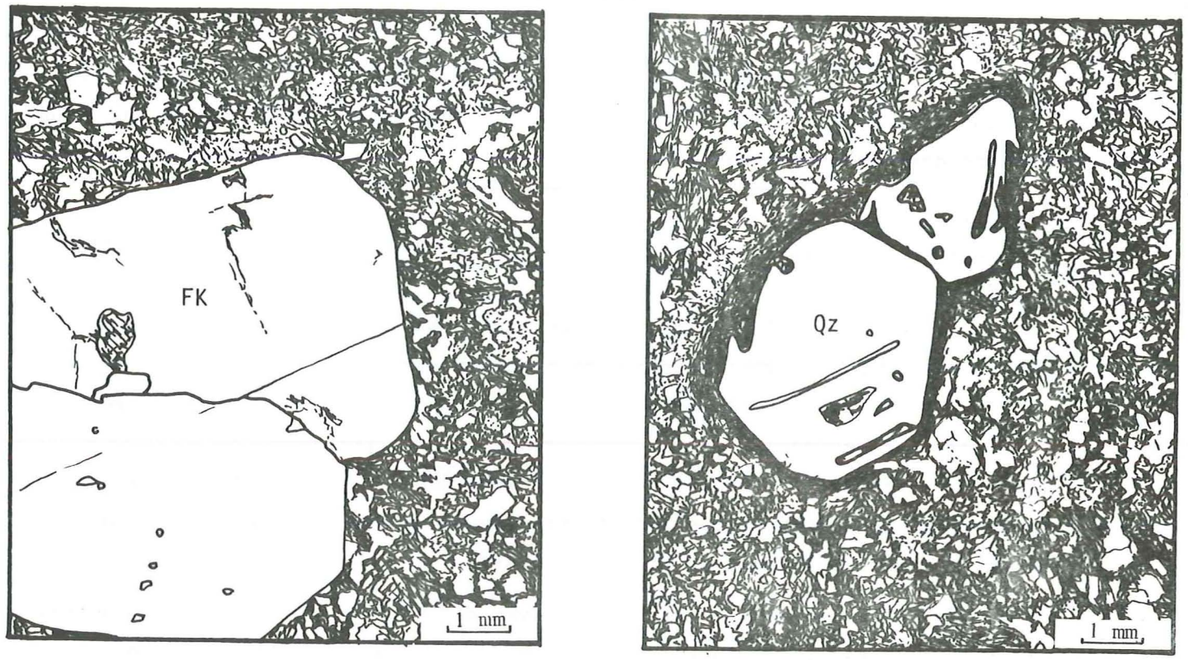


Figure 94 : Micrographies d'après photos des rhyolites du P.M. G1120

A gauche : Phénocristaux de feldspath potassique

A droite : Phénocristaux lobés de quartz

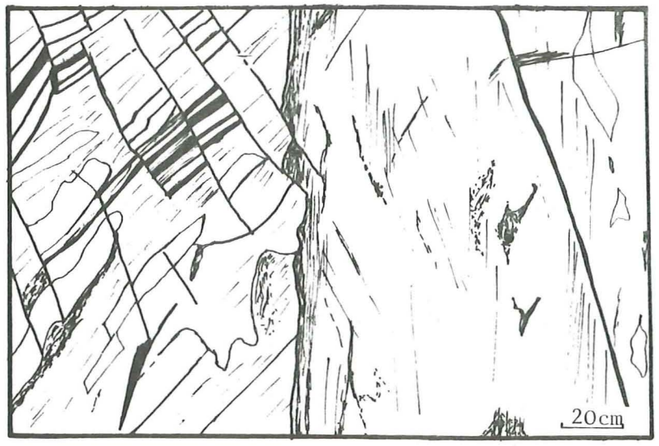


Figure 95 : P.M. G2080 : filon (?) de spilite sécant sur la foliation des gneiss encaissants

La spilite de la galerie du Grand Châtelard, traversée à environ 350 m de profondeur, est soit une écaille tectonique, soit un filon conduisant aux coulées affleurant en surface (?).

L'absence d'autres affleurements en galerie ne permet pas de trancher entre les 2 hypothèses ; il est vrai que si la deuxième hypothèse est la bonne, la galerie, en raison de son diamètre, avait peu de chances d'en traverser d'autres.

2.4.4 - Conclusions

Les relations entre rhyolites et spilites n'ont pas pu être observées dans la galerie du Grand Châtelard étant donné l'absence de contact entre les deux.

Les rhyolites qui sont postérieures au granite du Rocheray sont-elles des roches de fin d'évolution de celui-ci, comme on en connait par exemple (LACOMBE, 1970) dans le massif du Combeynot plus au Sud (Pelvoux) et dans le massif de Vallorcine au Nord, ou des roches appartenant à une phase postérieure (permienne) ?

En l'absence de critères pétrographiques, une étude géochimique semble être la plus apte à apporter une réponse.

2.5 - Conclusions générales à l'étude pétrographique

Si les roches métamorphiques et plutoniques de la galerie du Grand Châtelard semblent avoir une certaine similitude* par rapport aux roches de la galerie A de Belledonne (série méta-volcano-sédimentaire hétérogène, partiellement migmatisée et recoupée postérieurement par un granite), par contre la présence de roches volcaniques peu répandues dans Belledonne : rhyolites et spilites rapprocherait plus ce massif des autres massifs cristallins externes : Pelvoux, Grandes Rousses, Mont Blanc - Aiguilles Rouges.

3. - QUELQUES CARACTERES GEOCHIMIQUES DES GRANITES ET VOLCANITES

Treize analyses ont été faites sur quelques roches granitiques et volcaniques :

- Granite du Châtelard : G2322 ; G2579 ; G2600.
- Filons hololeucocrates : G470C ; G1372 ; G1759 ; G1942 B.
- Granite à muscovite : H1970.
- Rhyolitoïdes : G1050 ; G1110 ; G1120 ; G1130.
- Spilite : G2080.

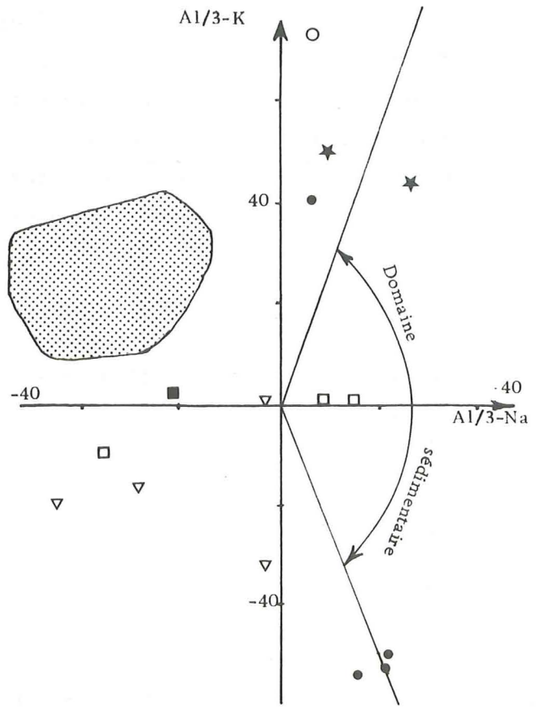
Le tableau ci-après rassemble ces analyses.

---

* Les séries du Grand Châtelard sont toutefois plus amphiboliques et moins porphyroïdes.

N° éch.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	T
H1970 ■	73.36	15.58	.92	.01	.05	.52	3.81	4.70	.12	.31	1.17	100.55
G470C ▽	72.33	14.38	.81	.02	.52	1.89	3.02	4.40	.15	.13	2.37	100.02
G1050 ●	65.67	15.78	6.50	0.14	3.23	.36	3.02	2.97	.86	.13	.53	99.20
G1110 ●	75.70	12.53	.61	-	-	.10	3.21	6.35	.12	.02	2.09	100.73
G1120 ●	76.03	13.09	1.69	-	.25	.09	1.99	6.41	.13	.01	.86	100.55
G1130 ●	76.48	12.40	1.63	.02	.34	.05	2.05	6.38	0.13	.01	.80	100.28
G1372 ▽	71.06	14.95	1.11	.01	.61	.69	3.13	5.90	.22	.09	1.05	98.81
G1759 ▽	73.90	14.75	.90	.01	.15	.44	3.88	5.30	.17	.06	.75	100.31
G1942B▽	73.09	14.07	.80	.01	.38	1.05	4.23	5.29	.17	.10	1.30	100.47
G2080 ○	48.59	15.39	8.03	.17	8.25	6.24	2.91	1.27	.94	.36	7.84	99.99
G2322 □	74.78	13.04	.97	.02	.29	.97	3.74	4.51	.23	.09	1.38	100.00
G2579 □	68.20	15.52	2.39	.06	.80	1.66	2.70	4.75	.41	.14	2.09	98.71
G2600 □	68.18	15.69	2.63	.06	.75	1.28	2.92	4.79	.42	.13	2.09	98.94

Le diagramme Al/3 - K = f(Al/3-Na), figure 96 , montre quelques particularités géochimiques intéressantes :



▽ Filon granitique s.l.
□ Granite du Châtelard
■ Granite à muscovite
● . rhyolitoïde
○ . spilite
✶ Granite du Châtelard (N. VATIN-PERIGNON)
Domaine du granite des Sept Laux

Figure 96 : Diagramme Al/3-K — Al/3-Na

Le granite du Châtelard *n'a pas les mêmes caractères que le granite des Sept Laux :* c'est un granite leucocrate potassique mais peu sodique.

Les filons hololeucocrates sont soit sodipotassiques, soit hyperpotassiques.

Les rhyolites sont alcalines (avec $K_2O > Na_2O$).

Une roche volcanique a des caractères de rhyo-dacite (G1050).

L'échantillon A2080 est dans le champ des spilites.

En l'absence d'analyses plus nombreuses nous ne pouvons pas aborder les relations génétiques des différents faciès entre eux.

4. - TECTONIQUE

4.1 - Introduction

L'évènement tectonique ultime qui a affecté le massif du Grand Châtelard est responsable du chevauchement des terrains cristallins sur les terrains sédimentaires mésosoïques. Cette phase très intense masque les phases plus anciennes.

Cet accident chevauchant a été recoupé par la galerie au P.M. H3150.

Il s'accompagne d'une schistosité mylonitique masquant souvent la schistosité ou la foliation des séries métamorphiques.

Dans les roches granitiques il se traduit par un diaclasage très intense et une fracturation à maille centimétrique dont les effets se font surtout ressentir dans la galerie H.

Cette tectonique tardive (alpine) oblitérant plus ou moins les effets de la tectonique ancienne (hercynienne notamment), nous l'étudierons en premier.

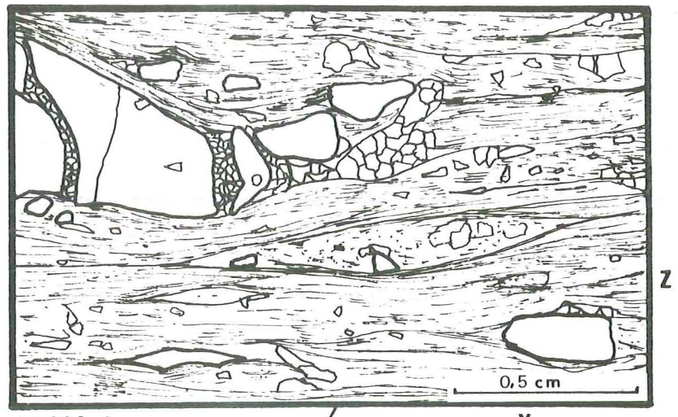
4.2 - Tectonique alpine

C'est la phase d'écaillage de socle qui a eu le plus d'effets dans le massif du Châtelard lors du cycle alpin.

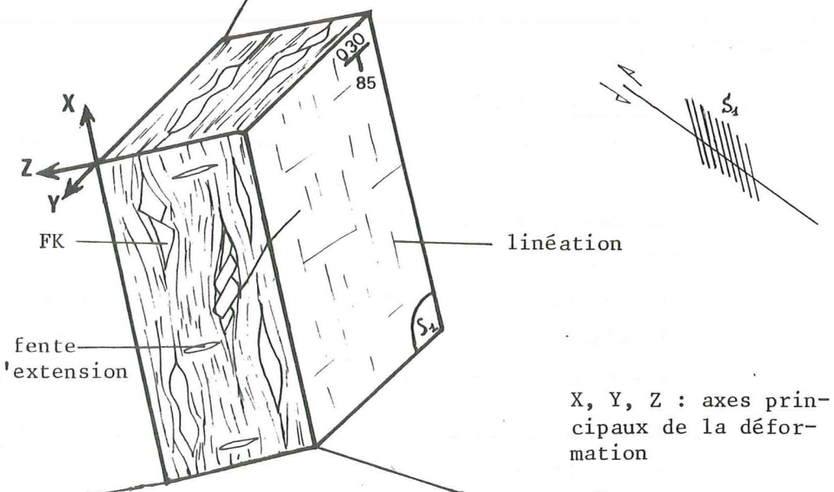
Le chevauchement du cristallin sur le sédimentaire se fait suivant un plan dont la direction N20E et le pendage 25SE ont été estimés d'après les relevés des services d'EDF (J.M. MEUNIER com. or.).

Les cargeules du Trias semblent avoir joué le rôle de lubrifiant entre les 2 ensembles et ont été entièrement bréchifiées et imprégnées d'oxydes de fer.

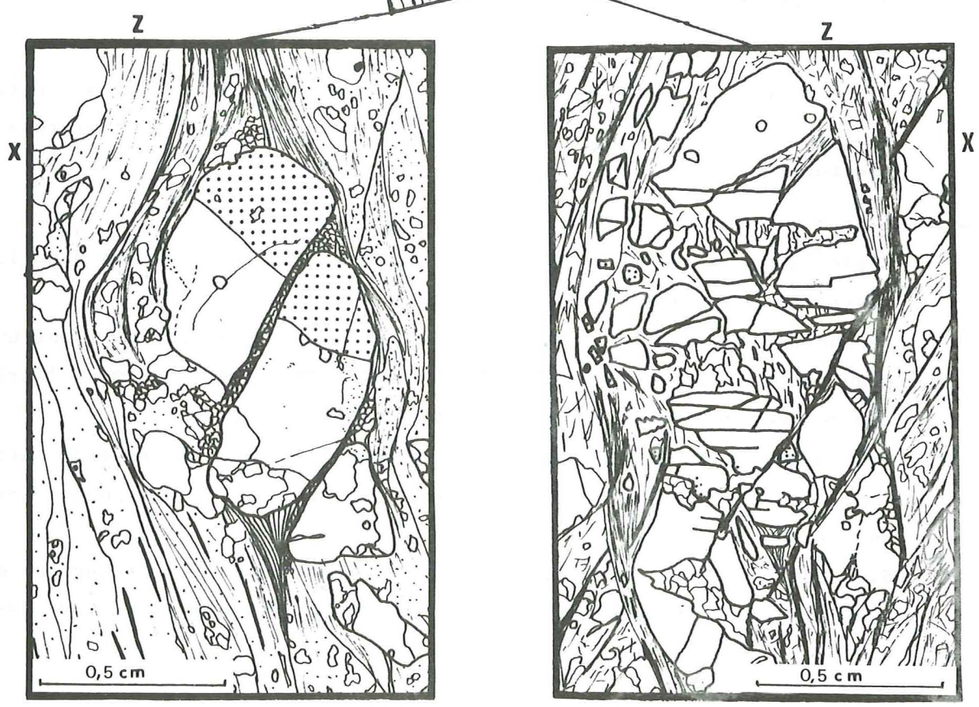
Signalons ici que cet accident a une direction similaire en surface mais que son pendage semble beaucoup plus redressé (N. VATIN-PERIGNON, 1966).



H1238 C



X, Y, Z : axes principaux de la déformation



H1238 A H1238 B

Figure 97 : Reconstitution des axes principaux de la déformation - Ech. H1238

Si le pendage a été correctement estimé, cela confirmerait l'existence de chevauchements courbes dans les massifs cristallins externes, (G. MENARD, 1979).

C'est dans la partie ouest du massif (galerie H) que les déformations sont les plus intenses:du P.M. H2400 au P.M. H3150, mais aussi du P.M. H820 au P.M. H1450, et dans une moindre mesure du P.M. H600 au P.M. H700.

a) Mylonitisation dans la série métamorphique

La figure 97 résume d'après les observations faites aux échelles macroscopique et microscopique sur l'échantillon H1238, les différents éléments tectoniques observés dans les gneiss ou les schistes.

Cet échantillon de gneiss mylonitique présente le double avantage d'une part de ne pas être trop mylonitisé et d'autre part de contenir des mégacristaux centimétriques de microcline, ce qui permet d'observer dans une même lame mince des déformations cassantes dans les porphyroclastes, et d'autre part des déformations souples dans la mésostase formée essentiellement de calcite, séricite, chlorite.

La présence :

- des linéations sur le plan de schistosité ;
- de l'étirement (boudinage) des mégacristaux ;
- des fentes d'extension ;

permet de définir la direction de déformations principales X, Y, Z, le mouvement résultant étant le chevauchement du massif du Grand Châtelard vers le WNW.

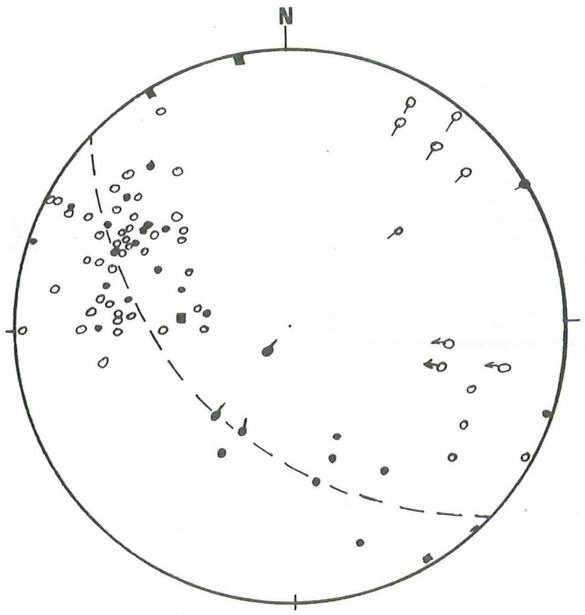


Figure 98 : Stéréogramme des structures du Grand Châtelard (Canevas de Wulff - hémisphère inférieur)

La galerie a traversé tous les termes de passage depuis les gneiss, schistes non tectonisés jusqu'aux phyllonites, cataclasites telles que les a définies HIGGINS, 1971.

La schistosité mylonitique a une direction en général confondue avec celle de la foliation des gneiss, mais son pendage peut localement être différent comme le montre le stéréogramme de la figure 98 qui rassemble tous les éléments tectoniques mesurés dans l'ensemble de la galerie du Grand Châtelard.

Cette mylonitisation se traduit par une déstabilisation des minéraux primaires. Les feldspaths sont séricitisés, damouritisés ; la biotite est chloritisée. Ceci est comparable à ce qui a été observé dans la galerie de Belledonne pour le granite des Sept Laux, mais le matériel est ici plus hétérogène.

b) La tectonique alpine se traduit dans les granites de façon beaucoup plus cassante, essentiellement par une fracturation à maille variable et dont les directions principales sont N20E, N50E, N110E.

Les filons de granite que l'on trouve dans les gneiss sont très souvent étirés avec cristallisation de quartz entre les boudins : cf. figure 99.

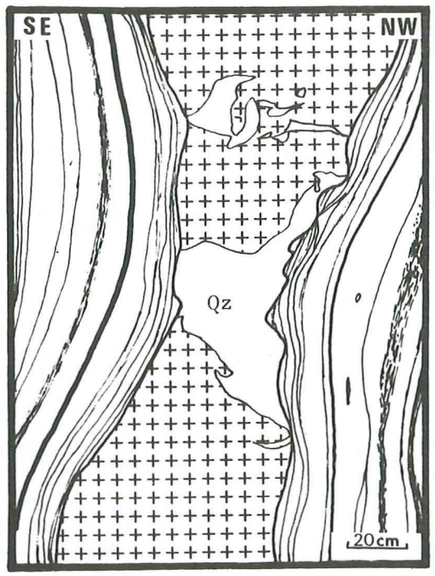


Figure 99 : Filon de granite étiré
P.M. H1030

Ce "boudinage" se fait à l'échelle pluridécimétrique mais aussi à l'échelle centimétrique dans des filonnets de granite.

L'étirement $(\frac{L_1 - L_o}{L_o})$ pouvant atteindre alors 100 %.

Les phases antérieures de la tectonique alpine, en particulier les décrochements qui sont bien marqués dans la galerie de Belledonne, sont dans la galerie du Châtelard ± masqués par la phase d'écaillage de socle.

Néanmoins, en surface, les écailles tectoniques de la couverture sédimentaire dans le granite du Châtelard, notamment à la maison forestière de Loulla, résultent des phases alpines précoces.

4.3 - La tectonique ante-alpine

Antérieurement aux phases de la tectonique alpine, le massif du Grand Châtelard a subi une tectonique probablement d'âge hercynien mais difficilement analysable dans la galerie.

Toutefois dans certains panneaux préservés de la mylonitisation, les gneiss montrent 2 phases de plis : des plis à axes horizontaux (P_2) affectant des plis synfoliaux à axe beaucoup plus redressés (P_1).

Sur le stéréogramme de la figure 98,, les pôles de foliation s'alignent plus ou moins sur une trace cyclographique. La foliation est donc plissée et l'axe de ce pli a une direction semblable à la direction des axes de plis d'échelle métrique mesurés dans la galerie.

4.4 - Conclusions

Les déformations majeures, ou du moins celles qui sont les plus visibles, qui ont affecté le massif du Grand Châtelard sont récentes (âge alpin), et ont pour conséquence de "charrier" le massif dans son ensemble sur la couverture sédimentaire.

D'après le pendage (25E) de l'accident chevauchant en galerie, il est fort probable que le socle ne s'enracine pas à l'Est mais que tout le massif se comporte comme une "ile flottante" ; figure 100.

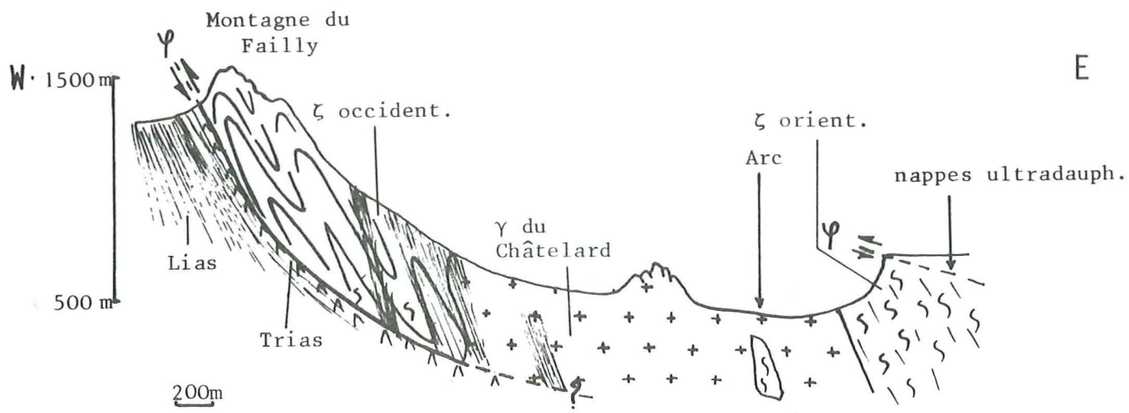


Figure 100 : Coupe du massif du Grand Châtelard
(d'après N.VATIN-PERIGNON, modifié)

Quoiqu'il en soit, le sens de déplacement se fait depuis l'ESE vers le WNW.

5. - CONCLUSION A L'ETUDE DE LA GALERIE DU GRAND CHÂTELARD

Jusqu'à présent les différents auteurs ont essayé de rattacher le massif du Châtelard-Rocheray aux autres massifs cristallins externes connus, mais il semblerait d'après nos observations dans la galerie, que ce massif provienne de l'Est.
C'est donc sous les nappes ultradauphinoises et subbriançonnaises qu'il faut rechercher un socle équivalent.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

L'étude des terrains cristallins des massifs de Belledonne et du Grand Châtelard traversés par les galeries E.D.F. Arc-Isère a montré que leur histoire sédimentaire, métamorphique, magmatique et structurale était polyphasée. Nous allons d'abord rappeler les caractères principaux de chaque ensemble individualisé avant d'en dégager un schéma d'évolution.

I. - RAPPELS DES RESULTATS ACQUIS

1. - Le Rameau externe de Belledonne

Il est en totalité constitué par une puissante série de séricito-chlorito-schistes ± quartzeux et albitiques, d'âge briovérien (?). A l'origine il s'agissait d'une série grésopélitique de type flysch (C. BORDET, 1961, F. CARME, 1971 a, Y. SIMEON, 1979). Son étude détaillée n'a pas été abordée ici, mais Y. SIMEON, 1979, montre que son histoire structurale est complexe et qu'en particulier son architecture actuelle est celle d'une antiforme déversée vers le NW.

Son isolement géographique et géologique ainsi que l'absence de toutes formations identiques à l'Est du "Synclinal Médian" empêchent de la situer stratigraphiquement et structuralement par rapport aux terrains du rameau interne de Belledonne.

2. - Le "Synclinal Médian"

Comme il vient d'être dit, il sépare deux domaines en tous points différents : le rameau externe et le rameau interne. Au niveau de la galerie Arc-Isère, il correspond à un *accident chevauchant* important dans lequel est prise une lame de roches sédimentaires (calcaires du Lias et anhydrite du Trias) de 300 m de puissance. Il développe de part et d'autre une mylonitisation des roches encaissantes.

3. - Le rameau interne de Belledonne

Trois grands ensembles peuvent y être individualisés. Le premier regroupe les gneiss du groupe de St Rémy, les gneiss de la bordure occidentale du granite des Sept Laux, le Complexe de St Colomban. Le second est la puissante masse granitique des Sept Laux. Le troisième est représenté par la Série Verte.

LE GROUPE DE St REMY

Cette formation métamorphique, la plus ancienne, est composée de gneiss hétérogènes à biotite et/ou amphiboles ± migmatitiques. La série originelle semble avoir été constituée d'une part de sédiments peu évolués (au plus grésopélitiques), c'est-à-dire de grauwackes s.l., et d'autre part de quelques niveaux de volcanites basiques (gneiss amphiboliques). Elle a été recoupée par quelques filons granitiques, actuellement plissés et orthogneissifiés. Le métamorphisme qui a affecté cet ensemble est à la limite entre les stades moyen et élevé définis par WINKLER, 1976. Les conditions approchées sont les suivantes :

$$T = 635 \pm 30°C$$
$$4 < P < 6 \text{ kb}$$

Ces conditions déterminent un "climat migmatitique". En fonction de leur position dans l'édifice, *certains faciès ont été ainsi migmatisés préférentiellement.*
Le phénomène semble s'être effectué, à l'échelle du groupe, en système fermé, mais dans le détail il a pu s'effectuer avec des migrations d'éléments.
Une phase tectonique, synchrone de ce métamorphisme a donné naissance à des plis synschisteux orientés actuellement NNE. Compte tenu de leur comportement mécanique peu "compétent", les phases tectoniques alpines n'y ont laissé que peu de traces visibles. Par contre, ces traces sont mieux marquées dans les granites leucocrates sécants.
Ces formations gneisso-migmatitiques sont recoupées d'une part par le granite des Sept Laux à l'Ouest, et d'autre part par des filons de granite leucocrate émanant de ce dernier.
Pour F. CARME, 1970, la série sédimentaire originelle serait briovérienne. Nous n'avons aucun argument pour confirmer ou infirmer cette hypothèse. Tout ce que nous pouvons dire, c'est que le granite des Sept Laux semblant s'être mis en plase aux alentours de 300 Ma en recoupant les gneiss de St Rémy déjà constitués, le dépôt de la série grauwackeuse originelle s'est effectué au plus tard durant le Dévonien et plus vraisemblablement soit au Paléozoïque inférieur soit au Briovérien.
Les comparaisons à l'échelle régionale ne permettent pas non plus de proposer des âges pour le dépôt de la série originelle et les évènements tectonométamorphiques qui l'ont affectée. On se contentera donc de dire que le groupe de St Rémy par sa nature grauwackeuse se rapp che d'une partie de la Série Verte moyenne de P. et C. BORDET, du Complexe leptyno-amphibolique du Beaufortain (Y. GROS, 1974), de la série constituant les Aiguilles d'Argentières, et de la série du Haut Vénéon (P. LE FORT, 1973, F. BARTOLI, 1973).

LES GNEISS DE LA BORDURE OCCIDENTALE DU GRANITE DES SEPT LAUX

Depuis le granite des Sept Laux à l'Est jusqu'au Synclinal Médian à l'Ouest, on observe le passage graduel de gneiss hétérogènes à biotite, ± migmatitiques, plissés et recoupés par des filons de granite leucocrate à des séricito-chloritoschistes quartzeux et feldspathiques isoclinaux.
On est en présence d'une mylonitisation croissante d'Est en Ouest de la série gneissique de St Rémy qui aboutit à des schistes totalement rétromorphosés et en accordance avec les formations sédimentaires du Synclinal Médian.
Les auteurs ont rattaché ces schistes mylonitiques aux séricito-chloritoschistes de la Série Satinée qui ont des caractères pétrographiques voisins, et ils ont considéré que le granite des Sept Laux était le produit de la migmatisation de la Série Satinée. Or, il n'en est rien. En effet, outre l'évolution texturale observée sur le terrain et due à la mylonitisation induite par le Synclinal Médian, nous retrouvons géochimiquement le même "vecteur mylonitique" dans la série gneissique que celui observé dans le granite des Sept Laux.
D'autre part, les analyses de la Série Satinée montrent des caractères géochimiques totalement différents de ceux des schistes et gneiss de la bordure occidentale du granite des Sept Laux. Par contre, ces derniers, par leurs caractères pétrographiques et géochimiques peuvent être reliés aux gneiss du groupe de St Rémy ou du Complexe de St Colomban. Nous en faisons donc également une série métagrauwackeuse.

Dans cette formation gneissique, aussi bien en galerie qu'en surface, apparaît une blastèse de muscovite en grandes paillettes obliques par rapport aux plans de schistosité mais aussi parallèles à ceux-ci dans les zones où elle est très abondante. Le même phénomène s'observe à l'Ouest d'autres axes granitiques. en particulier à l'Ouest du granite de la Lauzière.
Ce minéral apparaît également dans les faciès granitiques et dans des petits filonnets aplopegmatitiques non déformés en association avec des grenats.

LE COMPLEXE DE St COLOMBAN

Situé à l'Est de l'accident de Fond de France, ce Complexe est très hétérogène. Il est constitué par une juxtaposition ou association de gneiss et de granitoïdes. Les gneiss hétérogènes, à biotite et/ou amphiboles ± migmatitiques, sont assimilables, tant pétrographiquement que géochimiquement à ceux du groupe de St Rémy. Les granitoïdes sont également très hétérogènes : à biotite et/ou amphibole, généralement à grain moyen, porphyroïdes ou non. Dans les faciès porphyroïdes, outre les mégacristaux, nous avons pu distinguer des mésostases très différentes : granitique équante, gneissique, (litée, rubanée), mylonitique. En outre, ces divers faciès peuvent être localement recristallisés.

L'hétérogénéité observée en galerie selon E-W apparaît également en surface selon NE-SW. Ainsi on observe,du Sud vers le Nord,le passage progressif depuis des granitoïdes porphyroïdes à amphibole, de composition monzodioritique et à enclaves basiques, vers des monzogranites.
Du point de vue géochimique, malgré leur hétérogénéité apparente, les divers faciès observés dans le tunnel ne peuvent être dissociés. Ils forment une lignée de différenciation depuis les diorites jusqu'aux adamellites. Certes, de petites variations géochimiques, pour l'instant non encore expliquées, ne permettent pas de corréler directement les analyses faites sur les échantillons prélevés dans le tunnel et ceux prélevés en surface. Toutefois, pour ces derniers, une évolution depuis les diorites jusqu'aux adamellites apparaît également.
En ce qui concerne les relations entre ces granitoïdes et les gneiss, les premiers recoupent les seconds. Toutefois, dans certaines zones mobilisées, on observe une association ± intime des granitoïdes avec les mobilisats. On peut donc penser qu'une fusion partielle de la série gneissique est à l'origine de ces granitoïdes.

De plus, nous pensons que c'est lors de ce processus de granitisation que se sont développés les mégacristaux de feldspath alcalin, très abondants dans certains faciès. Certains ont gardé leurs formes automorphes primitives, d'autres ont été étirés pour donner des yeux, d'autres enfin ont recristallisé partiellement. En tout cas, nous n'avons décelé aucun caractère pétrographique ni géochimique pouvant prouver la "métasomatose silicopotassique de percolation" invoquée par F. CARME, 1978, pour expliquer la présence de ces mégacristaux.
Quant à l'âge de ce Complexe de St Colomban, deux points de vue s'opposent. Pour F. CARME, 1970 b, les granitoïdes du St Colomban sont hercyniens et plus récents que le granite des Sept Laux. Pour P. et C. BORDET, 1961 à 1963, et F. KALSBEEK, 1962, c'est l'inverse. Pour notre part, ayant en particulier observé des amas et filons de granite au chimisme identique à celui du granite des Sept Laux, recouper les granitoïdes du Complexe de St Colomban, nous pensons que ces derniers sont les plus anciens.
Quelques remarques complémentaires doivent être faites au sujet de la bordure orientale du Complexe de St Colomban qui affleure à la pointe du dièdre formé par la vallée de la Maurienne et la vallée du Glandon (fenêtre du Crêt du Nant : galerie C). En effet elle est constituée de formations gneissiques hétérogènes, non migmatitiques, voire peu métamorphiques, et de granitoïdes à grain moyen ou à tendance porphyroïde.

Géochimiquement, pétrographiquement et structuralement, tous ces faciès quelle que soit leur nature ne peuvent être reliés pour le moment aux autres séries plus puissantes rencontrées aussi bien dans les galeries à l'Ouest, qu'en surface. Néanmoins, dans les faciès granitoïdes et gneissiques apparaît un cacactère syénitique constant qui ne pourrait être relié éventuellement qu'à celui observé dans les granitoïdes de la Lauzière (E. PONCERRY et al, 1979).

LE GRANITE DES SEPT LAUX

Intrusif dans les gneiss à biotite et/ou amphibole de St Rémy dont il renferme de larges panneaux sur ses bordures, c'est un monzogranite leucocrate, homogène en grand. En fait, on peut trouver tous les intermédiaires entre les faciès à grain fin et des faciès à grain grossier, des faciès isogranulaires et des faciès à tendance prophyroïde, des faciès équants et d'autres faciès orientés et enfin entre des faciès hololeucocrates et d'autres plus nettement mésocrates
Il faut signaler également la présence locale de muscovite en quantité non négligeable.
Dans la masse du granite on rencontre des enclaves de taille centimétrique à métrique sous forme de schlierens surmicacés ou ovoïdes à texture grenue ± orientée, avec ou sans auréole réactionnelle leucocrate. Certaines de ces enclaves ont des caractères "vaugnéritiques".
Géochimiquement très homogène, le granite des Sept Laux, quels que soient les faciès, est un monzogranite sodipotassique subalcalin. Seule la mylonitisation perturbe ses caractères géochimiques par départ de Na_2O et SiO_2 voire de CaO.
Sa mise en place apparaît comme tardihercynienne car il semble n'avoir subi que les effets que de la tectonique alpine et éventuellement tardihercynienne. Ces effets se matérialisent d'une part par des fentes dites alpines et d'autre part par des couloirs mylonitiques N30E. Les fentes alpines provoquent sur quelques centimètres une décoloration du granite des épontes. Les couloirs mylonitiques sont la conséquence des écaillages de la masse granitique lors des mouvements de décrochement puis de chevauchement. Chaque bloc chevauche le sous-jacent vers le NW, le granite lui-même chevauchant la Série Satinée, la surface de chevauchement étant le "Synclinal Médian".

LA SERIE VERTE

Dans la galerie Arc-Isère, elle est composée de schistes chloriteux et séricitteux ± quartzeux dont la structure d'ensemble est isoclinale N30E. Ceux-ci ont des caractères géochimiques d'une série de type spilite-kératophyre. Son observation est rendue difficile par le passage de l'accident de Fond de France qui affecte surtout sa partie orientale en y développant un métamorphisme cataclastique. Si la Série Verte apparaît donc en contact tectonique avec le Complexe de St Colomban, nous n'avons observé aucun accident majeur entre elle et les gneiss fins à amphibole du groupe de St Rémy.

Ainsi, d'après les seules observations en galerie, on pourrait en conclure que Série Verte et groupe de St Rémy sont en continuité stratigraphique. Toutefois, il y a de bonnes chances qu'il s'agisse là d'une accordance tectonique pour deux raisons. La première est que le métamorphisme qui l'affecte est de faciès schistes verts, alors que celui affectant les gneiss de St Rémy est de faciès amphibolique La deuxième raison est d'ordre cartographique "notre" Série Verte est dans le prolongement de celle décrite au Nord par Y. GROS, 1974, et Y. SIMEON, 1979, qui la comparent à la Série du Taillefer de F. CARME, 1965 a, b, et qui lui attribuent un âge dévono-dinantien (faciès Culm).
En définitive, sans fournir d'arguments autres que comparatifs, nous admettons que les schistes chloriteux et sériciteux ± quartzeux rencontrés du P.M. A3090 au P.M. A3355 sont à rapporter à la "Série Verte" d'âge dévono-dinantien probable.

4. - Le massif du Grand Châtelard

Bien que nous n'ayons *qu'étudié la galerie* qui traverse ce massif, nous pouvons toutefois préciser qu'il est constitué d'une épaisse série gneissique complexe à dominante amphibolique, en partie migmatisée et recoupée par un granite leucocrate. La chronologie suivante a été établie ; une série de gneiss à dominante amphibolique, migmatitique au SE, est recoupée par :
- des granitoïdes équants à gros grain,
- des granites isogranulaires à grain fin,
- des granites aplitiques hololeucocrates eux-mêmes recoupés par des rhyolites.

Signalons dans cette série la présence d'un filon (ou cheminée ? ou écaille tectonique ?) de spilite triasique, roche que l'on trouve en abondance en surface. La tectonique alpine a été ici particulièrement puissante. Elle s'est en effet manifestée par un important chevauchement le long d'un accident orienté N20E et dont le pendage s'affaiblit en profondeur (25°W dans la galerie). On peut donc penser que le massif du Grand Châtelard est le fragment d'un socle situé à l'Est sous les nappes sédimentaires des zones ultra-dauphinoises et/ou sub-briançonnaises.

II. - SCHEMA D'EVOLUTION CHRONOLOGIQUE

Aucune étude géochronologique complète n'ayant encore été réalisée sur les divers terrains cristallins de Belledonne et en faisant abstraction des hypothèses émises par les auteurs précédents, nous tenterons simplement d'établir une chronologie relative des événements géologiques au vu de nos observations dans les différentes galeries et en surface, selon une coupe environ EW entre St Jean de Maurienne et Allevard. Il va de soi que le découpage du massif en amygdales et les rotations probables de celles-ci ne permettent que des observations partielles sur les relations des différentes unités.

1) Dépôt d'une série volcano-sédimentaire grauwackeuse avec quelques niveaux volcaniques basiques ou acides dans *un bassin de sédimentation proche des zones d'apports* (groupe de St Rémy + gneiss de la partie occidentale du granite des Sept Laux + gneiss du Complexe de St Colomban). L'âge possible serait précambrien à paléozoïque inférieur.

2) Métamorphisme général (T = 635°C ± 30°C, 4 < P < 6 kb) synchrone d'une (ou plusieurs) phase(s) de plissement (N30E + (?) N135E). L'ensemble est soumis à un "climat migmatitique" qui permet la mobilisation de certains niveaux favorables. L'âge possible de cet événement tectonique majeur pourrait être cadomien, calédonien ou hercynien précoce (?).

3) Granitisation de la partie occidentale de la série gneissique (granitoïdes ± porphyroïdes du Complexe de St Colomban). Ce phénomène a pu s'effectuer soit à la fin de la phase précédente de métamorphisme et de migmatisation, soit lors d'un épisode nettement postérieur.

4) Fracturation du socle et coulissements le long d'accidents tel que celui de Fond de France. Cette puissante tectonique cassante s'accompagne d'un métamorphisme cataclastique régional et d'une rétromorphose de socle dans le faciès schistes verts. A la faveur, sans doute d'une zone de décompression dans ce système décrochant, se met en place le granite des Sept Laux. Sa masse principale se loge dans la partie ouest des séries gneissiques et certaines de ses apophyses sont intrusives dans la partie orientale. Un âge tardihercynien est très probable pour ces accidents et la mise en place du granite des Sept Laux.

5) Ouverture de bassins (grabens) avec sédimentation du Trias, mais qui peut débuter antérieurement.

6) Les accidents tardi-hercyniens rejouent à l'alpin *en décrochement puis en chevauchement*, et isolent ainsi des écailles d'épaisseur kilométrique. Un métamorphisme épizonal cataclastique s'observe dans les couloirs de schistosité qui les matérialisent. La rétromorphose tardi-hercynienne du socle s'accentue.

Dans ce schéma d'évolution, nous n'avons pas parlé ni de la "Série Verte", ni du massif du Grand Châtelard. En ce qui concerne la première, si on admet son âge dévono-dinantien, elle se serait vraisemblablement déposée dans de petits grabens formés lors de l'épisode hercynien de fracturation du socle.
Pour le massif du Grand Châtelard, son isolement géographique et ses caractères pétrographiques, géochimiques, structuraux particuliers ne permettent pas d'intégrer son histoire dans celle de Belledonne.

III. - "IN FINE"

C'est en raison du rôle d'archive de ce mémoire que nous avons développé les parties descriptives parfois au détriment des interprétations.
Toutefois, les datations radiométriques en cours à l'Institut Dolomieu et au B.R.G.M. permettront de fixer des âges à certains des phénomènes majeurs, tels qu'ils ont pu être dégagés par l'étude des galeries de l'aménagement hydro-électrique Arc-Isère.

La confrontation de ces datations et de nos propositions avec celles qui seront obtenues à la suite de diverses recherches en cours sur les Massifs Cristallins Externes des Alpes permettront, nous l'espérons, de faire avancer la connaissance de la constitution et de l'histoire de ceux-ci.

B I B L I O G R A P H I E

ANTHONIOZ (P.M.), 1971. Les mylonites profondes. Etude qualitative et comparative du métamorphisme blastomylonitique. Sci. de la Terre, tome XVI n° 2, p. 109-155.

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, p. 139-171.

AUTRAN (A.), FONTEILLES (M.), GUITARD (G.), 1970. Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérés principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées Orientales. Bul. Soc. géol. Fr. (7), XII, n° 4, p. 673-731.

AUTRAN (A.), FONTEILLES (M.), GOGUEL (J.), GUITARD (G.), 1972. Sur l'origine de la schistosité. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 274, p. 1889-1891.

BARTOLI (F.), 1973. Etude pétrologique et structurale du Haut Vénéon (Massif du Pelvoux). Thèse 3e cycle Grenoble.

BELL (T.H.), ETHERIDGE (M.A.), 1973. Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. Lithos Norvège, 6 n° 4, p. 337-348.

BERTHELSEN (A.), 1960. Structural classification of gneisses as used in Team Work in SW Greenland. Intern. Geol. Congress Copenhagen, XXI session, 26, p. 69-71.

BERTRAND (J.M.L.), 1974. Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod. (Hoggar central, Sahara algérien). Aspects structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques. Centre de recherches sur les zones arides. Série : géologie, n° 19, Editions du C.N.R.S. Paris, p. 307.

BLES (J.L.), GROS (Y.), 1979. Etude de la fracturation du granite de Bassies (Pyrénées ariégeoises). Rapport B.R.G.M. S.G.N. 79, S.G.N. 140 GEO (inédit).

BOCQUET (J.), 1974. Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les alpes françaises. Thèse Es Sciences Grenoble.

BORDET (Cl.), 1961. Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes Françaises). Mem. carte géol., thèse doct. ing., 218 p.

BORDET (P.), 1956. Répétitions isoclinales et granitisation dans deux séries cristallophylliennes anciennes (Alpes Françaises et Maures). C.R. Acad. Sc. : 242, p. 387.

BORDET (P.), 1962. Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne (s. str.) (Feuilles de Domène et Vizille au 50000e). Bull. Serv. Carte géol. Fr. n° 269, t. 59, p. 239-250.

BORDET (P. et Cl.), 1952. Sur la géologie des massifs des Grandes Rousses et de Belledonne. C.R. Acad. Sc., t. 234, p. 1187.

BORDET (P. et Cl.), 1960-1963). Belledonne, Grandes Rousses et Aiguilles Rouges, Mont Blanc : quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. Mem. hors série, Soc. géol. Fr., 2, p. 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, p. 509-516.

BOULIER (A.M.), BOUCHEZ (J.L.), 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. Bull. Soc. géol. Fr. (7), t. XX n° 3, p. 245-251.

CARME (F.), 1965 a. Sur deux formations, d'origine volcanique, des schistes cristallins ante-houillers de la chaîne de Belledonne (Alpes Françaises). C.R. Acad. Sc., t. 260, 9, n° 24, p. 6401-6404.

CARME (F.), 1965 b. Existence de deux formations détritiques remarquables (conglomérats et flyschs) dans les schistes ante-houillers du Taillefer (chaîne de Belledonne). C.R. Acad. Sc., t. 260, 9, n° 25, p. 6656-6659.

CARME (F.), 1970 a. Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique ante-hercynien sans doute cadomien dans la chaîne de Belledonne. C.R. Acad. Sc., t. 271, série D, n° 8, p. 696-699.

CARME (F.), 1970 b. Successions granitiques et caractères spécifiques de la granitisation hercynienne dans la chaîne de Belledonne. C.R. Acad. Sc., t. 271, série D, n° 8, p. 696-699.

CARME (F.), 1970 c. Tectoniques superposées et granitisations successives dans les massifs cristallins externes des Alpes ; arguments nouveaux en faveur du rôle majeur d'une orogenèse ante-hercynienne dans la formation des terrains cristallins de Belledonne et des Aiguilles Rouges. C.R. Acad. Sc. Fr., t. 271 série D n° 20, p. 1733-1736.

CARME (F.), 1970 d. Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements. C.R. Acad. Sc., t. 273, série D, n° 19, p. 1671-1673.

CARME (F.), 1971 a. Problème de l'âge des séries cristallophylliennes des massifs cristallins externes : corrélation entre deux schémas structuraux récemment proposés, respectivement pour la chaîne de Belledonne et le Haut Dauphiné cristallin. C.R. Acad. Sc., t. 273, série D, n° 19, p. 1671-1673.

CARME (F.), 1971 b. Les phases successives de déformation contenues dans l'ensemble Belledonne. Aiguilles Rouges (Massifs cristallins externes - Alpes Françaises. C.R. Acad. Sc. D, t. 273, n° 20, p. 1771-1774.

CARME (F.), 1971 c. Données microstructurales pour une corrélation possible entre les massifs cristallins externes des Alpes et les Cévennes septentrionales. C.R. Acad. Sc., t. 273, série D, n° 22, p. 2038-2041.

CARME (F.), 1973 a. Précisions sur le métamorphisme majeur des schistes cristallins de la chaîne de Belledonne. Essai de zoneographie et distributions verticales des zones au niveau de la coupe de la Romanche. C.R. Acad. Sc., t. 277, n° 20, p. 2133-2136.

CARME (F.), 1973 b. Précisions nouvelles sur l'ampleur et le style de la tectonique hercynienne dans la chaîne de Belledonne. C.R. Acad. Sc., D, vol. 277, n° 21, p. 2309-2312.

CARME (F.), 1974. Sur une paragenèse tardive à disthène, sillimanite prismatique et zoisite dans les anatexites à pinite des environs d'Allemont (chaîne de Belledonne). Essai d'interprétation pétrogénétique. C.R. Acad. Sc., D, t. 278, n° 5, p. 565-568.

CARME (F.), 1975 . Caractères chimiques de deux ensembles de roches magmatiques pré-orogéniques du socle ante-houiller des Massifs cristallins externes alpins et des Monts du Lyonnais. C.R. Acad. Sc., série D, t. 281, n° 2 - 3, p. 89-92.

CARME (F.), 1978. Les granitoïdes à affinité monzonitique du complexe granitique de St Colomban (chaîne de Belledonne, Alpes occidentales). Etude géochimique et essai d'interprétation génétique. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 286, n° 17, p. 1233-1235.

CONDIE (K.C.), SNANSIENG (S.), 1971. Petrology and geochemistry of the Duzel (ordovician) and Gazelle (silurian) formations, Northern California. J. of sed. petrol., vol. 41 n° 3, p. 741-751.

DANGLA (P.), 1979. Géologie de la rive orientale du Kåfjord (Troms, calédonides de Norvège du Nord). Etude de la migmatisation calédonienne. Thèse 3e cycle Orsay.

DEBAT (P.), 1974. Essai sur la déformation des gneiss de la Montagne Noire occidentale. Thèse Es Sciences Toulouse, 468 p.

DIDIER (J.), LAMEYRE (J.), 1969. Les granites du Massif Central français étude comparée des leucogranites et granodiorites. Contr. Mineral. and Petrol., 24, p. 219-238.

DIDIER (J.), 1973. Granites and their enclaves. Elsevier. Ed., 393p.

DONDEY (D.), 1960. Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale (Alpes Françaises). Trav. lab. géol. Fac. Sc., Grenoble, t. 36, p. 285-368.

DUNOYER DE SEGONZAC (G.), 1969. Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. Mem. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 29, 320 p.

DUPUY (C.), 1970. Contribution à l'étude des fractionnements géochimiques des alcalins, des alcalino-terreux et du gallium au cours des processus magmatiques. Exemple : les roches intrusives et effusives de Toscane et du Latium septentrional (Italie). Thèse Es Sciences Montpellier.

DUPUY (C.), ALLEGRE (C.J.), 1972. Fractionnement K/Rb dans les suites ignimbritiques de Toscane. Un exemple de rejuvénation crustale. Géoch. Cosm. Acta, vol. 36, p. 437-458.

EHRSTRÖM (C.E.), 1971. Contribution à l'étude géochimique et pétrologique des formations cristallines de la chaîne de Belledonne. Thèse Es Sciences Grenoble, 182 p.

EUGSTER (H.P.), 1970. Thermal audionic equilibria among muscovite, K-Feldspar and aluminoscilicate assemblages. Fortschr. Miner. 47, p. 106-123.

FONTEILLES (M.), 1976. Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origine métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly. (Pyrénées Orientales). Thèse Es Sciences Paris, 685 p.

GASQUET (D.), 1977. Etude structurale de la galerie Arc-Isère (Partie maont). Rapport préliminaire B.R.G.M., inédit.

GASQUET (D.), GIRAUD (P.), PLOQUIN (A.), VIVIER (G.), 1979. Une coupe continue à travers le massif de Belledonne : la galerie Arc-Isère. 7e 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. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 267, série D, p. 1251-1254.

GIORGI (L.), GIRAUD (P.), VACHARD (D.), 1979. Sur la présence de micro-organismes d'âge cambrien dans les schistes cristallins du versant occidental du massif cristallin externe des Grandes Rousses (Alpes Occidentales). C.R. Acad. Sci. Paris t. 288, D, p. 1097-1082.

GIRAULT (J.), 1972. Méthodes de coloration sélective des minéraux. Série Doc. Int. Institut Dolomieu, n° 72, D 23, 48 p.

GOLDSMITH (J.R.), LAVES (F.), 1954. The microcline sanidine stability solutions. Geochim. Cosmochim. Acta 5, p. 1-19.

GOVINDARAJU (K.), 1979. Impact of plasma emission spectrometry in geoanalysis. Symposium on chemical analysis of geological materials Calcutta, 4 p.

GOVINDARAJU (K.), MEVELLE (G.), CHOUARD (C.), 1976. Automated optical emission spectrochemical bulk analysis of silicate rocks with microwave plasma excitation. Analytical chemistry, vol. 48, p. 1325-1331.

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 3e cycle Grenoble.

GROS (Y.), 1974. Etude pétrologique et structurale du Beaufortain (Nord de Belledonne). Thèse de 3e cycle Grenoble.

GUILLOT (P.L.), BOYER (C.), TEGYEY (M.), 1977. "Grès de Thiviers", "Ardoises d'Allassac" et "Quartzites de Paysac" : un complexe volcano-détritique rhyodacitique dans la série métamorphique du Bas-Limousin. Bull. B.R.G.M., sect 1, n° 3, p. 289-208.

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.

GUITARD (G.), RAGUIN (E.), SABATIER (G.), 1960. La symétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss et les granites des Pyrénées Orientales. Bull. Soc. Franç. Minér. Crist., t. 83, p. 48-56.

HENSEN (B.J.), GREEN (D.H.), 1973. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. Contr. Min. and Petrol., 38, p. 151-166.

HESS (P.C.), 1969. The metamorphic paragenesis of cordierite in pelitic rocks. Contr. Mineral. and petrol. 24, p. 191-207.

HIETANEN (A.), 1969. Distribution of Fe and Mg between garnet, staurolite and biotite in aluminium - rich schists in various metamorphic zones North of the Idaho batholith. Am. J.sC., vol. 267, n° 3, p. 422-546.

HIGGINS (M.W.), 1971. Cataclastic rocks. Geol. Surv. Prof. Paper, n° 687, Washington.

HOLDAWAY (M.J.), 1971. Stability of andalousite and the aluminium silicate phase diagram. Amer. J. Sci. vol. 271 n° 2, p. 97-131.

HOSCHEK (G.), 1971. Stabilitätsbeziehungen von biotit. Forstechr. Miner., 49, 22.

HOSCHEK (G.), 1973. Zur stabilität metamorpher biotit paragenesen. Tschermaks Min. Petr. Mitt. 20, p. 48-58.

HSU (L.C.), 1968. Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-D-H : a model for garnet equilibria. J. of Petrology, vol. 9, 1, p. 40-83.

HUG (J.), 1978. EDF. Aménagement hydroélectrique Arc Isère. Boulonnage contre la décompression des terrains. Industrie minéral. Janvier 78, p. 63-66.

JUNG (J.), 1977. Précis de pétrographie. Masson Paris, 327 p.

KALSBEEK (F.), 1962. Petrology and structural geology of the Berlanche-Valloire Area (Belledonne Massif, France). Thèse Leiden, 146 p.

KRUMMENACHER (D.), 1959. Le cristallin de la région de Fully (Valais). Sch. min. petr. Mitt., 39, p. 151-266.

LACOMBE (J.C.), 1970. Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins Pelvoux., le complexe volcano-sédimentaire. Thèse 3e cycle Grenoble.

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, n° 1 - 2, p. 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, 2, p. 101-117.

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, n° 1 - 2, p. 63-87.

LA ROCHE (H. de), AUTRAN (A.), CHANTRAINE (J.), MOINE (B.), 1974. Etudes géochimiques associées à la cartographie géologique : essai de reconstitution des séries ante-métamorphiques dans le domaine des feuilles à 1/50000 Bourganeuf et Ambazac (Massif Central Français). Bull. B.R.G.M. (2), IV, 2, p. 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. Acad. Sc., Sér. D, 276, p. 3115-3118.

LA ROCHE (H. de), MARCHAL (M.), 1977. Leucogranites et granites de la partie nord du Massif de Millevaches (Massif Central Français). Relations entre compositions chimiques et faciès minéral. Sc. de la Terre, t. XXI, n° 2, p. 129-150.

LAURENT (P.), 1974. Structure et pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz Cordoba (Chaîne hercynienne Sud Ibérique) à l'Est d'Aznaya (Espagne). Thèse 3e cycle Montpellier.

LAVES (F.), 1954. The coexistence of two plagioclases in the oligoclase compositional ranges. J. of geol. 62, 4, p. 409-411.

LEFORT (P.), 1973. Géologie du Haut Dauphiné cristallin (Alpes Françaises). Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale. Sc. de la Terre, Mem. 25, 373 p.

LEFORT (P.), EHRSTRÖM(C.E.), 1969. Caractères géochimiques et origine des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne. Sc. de la Terre, Nancy, vol. 14, n° 3, p. 215-238.

LETERRIER (J.), DEBON (F.), 1978. Caractères chimiques comparés des roches granitoïdes et de leurs enclaves microgrenues. Implications génétiques. Bull. Soc. géol. France, 1978 (7), t. XX, n° 1, p. 3-10.

LEUTWEIN (F.), POTY (B.), SONET (J.), ZIMERMANN (J.L.), 1970. Age des cavités à cristaux du granite du Mont Blanc. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 271, série D, p. 156-158.

LIOU (J.G.), 1973. Synthesis and stability relations of epidote $Ca_2 Al_2 Fe Si_3 O_{12}$ (OH). J. Petrol. 14, p. 381-413.

McNAMARA, 1966. Chlorite - biotite equilibrium reactions in a carbonate free system, J. Petrology, 7, p. 404-413.

MEHNERT (K.R.), 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier publishing company.

MENARD (G.), 1979. Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le SE de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3e cycle Grenoble.

MEUNIER (J.P.), 1978. Aménagement d'Arc-Isère. Rapport inédit. Div. Géol., géotech. EDF, n° 78-13.

MIYASHIRO (A.), SHIDO (F.), 1973. Progressive compositional change of garnet in metapelites. Lithos, 6, p. 13-20.

MIYASHIRO (A.), SEKI (Y.), 1958. Enlargement of the composition field of epidote and piemontite with rising temperature. Am. J. Sc., 256, p. 423-430.

MOINE (B.), LA ROCHE (H. de), 1968. Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C.R. Acad. Sc. Fr., t. 267, série D, p. 2084-2087.

MOINE (B.), 1971. Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar (région d'Ambatofinandra hana). Approche structurale, pétrographique et spécialement géochimique. Mém. Sc. de la Terre, 31, 293 p.

MULLER (G.), SCHNEIDER (A.), 1971. Chemistry and genesis of garnets in metamorphic rocks. Contr. Mineral and Petrol., 31, p. 178-200.

NITSH (K.M.), 1970. Experimentelle bestimmumg der oberenstabilitäts grenze von stilpnomelan. Fortsch. Min., 47, p. 48-49.

ONDRICK (C.W.), 1968. Petrography and geochemistry of the Rensselaer Graywacke, Troy, Nzw York. Ph. D. Thesis, Pennsylvania.

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 Es Sciences Grenoble, 354 p.

PERCHUK (L.L.), 1970. Equilibrium of biotite with garnet in metamorphic rocks. Geochemistry International, vol. 7, n° 1 - 2, p. 157-179.

PETTIJOHN (F.J.), POTTER (P.E.), SIEVER (R.), 1972. Sand and sandstone. Springer Verlag Ed., Berlin, 618 p.

PIJOLAT (B.), 1978. Les déformations des terrains secondaires de la région de Megève (Haute Savoie) : mise en évidence d'une zone de cisaillement dans un plan horizontal. Thèse 3e cycle Lyon.

PONCERRY (E.), SIMEON (Y.), GIRAUD (P.), VIVIER (G.), 1979. Une lignée granitosyénitique dans la chaîne de Belledonne. Exemple : le granite de la Lauzière (Savoie). 7e R.A.S.T. Lyon, p. 378.

POTY (B.), WEISBROD (A.), STALDER (H.A.), 1973. Température et croissance des cristaux de quartz des fentes alpines dans les Alpes Françaises et Suisses. Réun. ann. Sc. de la Terre, Paris, p. 343.

RAMSAY (J.G.), 1967. Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill, Book company; 568 p.

REED (J.J.), 1957. Petrology of the lower mesozoic rocks of the Wellington District. New Zeal.Geol. Survey Bull. n° 57.

RIBBE (P.H.), 1975. Feldspar mineralogy. Min. Soc. Am short course notes, vol. 2.

RICHARDSON (S.W.), GILBERT (M.C.), BELL (P.M.), 1969. Experimental determination of kyanite - andalousite and andalousite sillimanite equilibria ; the aluminium silicate triple point. Amer. J. Dci. 267, p. 259-272.

ROUBAULT (M.), 1963. Détermination des minéraux des Roches. Ed. Lamarre. Poinat. Paris.

SAXENA (S.K.), 1969. Silicate solide solutions and geochemistry, 3 : distribution of Fe and Mg between coexisting garnet and biotite. Contrib. Mineral. Petrol., 22, p. 259-267.

SCHURMANN (K.), 1967. Hydrothermale experimentelle untersuchungen und metamorphen monoklinen hornblenden. Tell II. W. Jb. Miner. Mh., p. 436-353.

SIMEON (Y.), 1979. Etude pétrologique, géochimique et structurale du massif de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes Françaises). Thèse 3e 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. 7e R.A.S.T. Lyon, p. 430.

SPRY (A.), 1969. Metamorphic textures. Pergamon Press. Oxford., 350 p.

STEIGER (R.), JAGER (E.), 1977. Subcomission on geochronology : convention on the use of decay constants in geo. and cosmochronology. Earth and Planetary Sc. Letters, 36, p. 359-362.

STEPHENSON (N.C.N.), 1979. Coexisting garnets and biotites from Precambrian gneisses of south coast of Western Australia. Lithos (12) - 2, p. 73-87.

STRECKEISEN (A.), 1976. To each plutonic rocks is proper name. Earth Sc. Rev., vol. 12, n° 1, p. 1-33.

THOMPSON (A.B.), 1976 a. Mineral reactions in pelitic rocks. I. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. Am. J. Sc., vol. 276, p. 401-424.

THOMPSON (A.B.), 1976 b. Mineral reactions in pelitic rocks II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations Am. J. Sc., vol. 276, p. 425-454.

THOMPSON (P.H.), 1973. Mineral zones and isograds in "impure" calcareous rocks, on alternative means of evaluating metamorphic grade. Contr. Mineral and petrol., 42, p. 63-80.

TOBI (A.C.), 1959. Petrographical and geological investigations in the Merdaret. Lac Crop region (Belledonne Massif, France) Thèse Leiden. Leidse geol. Meded., 24, p. 181-281.

VATIN-PERIGNON (N.), 1966. Géologie du massif cristallin du Grand Châtelard (Savoie). Tr. Lab. Géol. Grenoble, Tome 42, p. 141-202.

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, p. 663-690.

VIALON (P.), RUHLAND (M.), GROLIER (J.), 1976. Eléments de tectonique analytique. Masson Paris, 118 p.

VITEL (G.), 1965. Etude pétrographique du tunnel du Mont Blanc (partie française) et recherches géologiques complémentaires dans le massif du Mont Blanc, Aiguilles Rouges. Thèse 3e cycle. Grenoble, 101 p.

WHITE (R.J.R.), 1966. Genesis of migmatites from the Palmer region of South Australia Chem. Geol. 1, p. 165-200.

WILHELM (S.), WILLAIME (C.), MAURY (R.), 1976. Les fentes d'origine thermique dans les feldspaths et leur remplissage. 4e R.A.S.T. Paris.

WINKLER (H.G.F.), 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag. Ed. 4th. Ed. Berlin, 334 p.

WINKLER (H.G.F.), BOESE (M.), MARCOPOULOS (T.), 1975. Low temperature granitic melts. N. Jb. Miner. Mh., 6, p. 245-268.

ZECK (H.P.), 1974. Cataclastites, hemiclastites, holoclastites, blasto-ditto and myloblastites cataclastic rocks. Amer. J. Sc. U.S.A., 274, n° 9, p. 1064-1073.

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Schéma orohydrographique 2
Figure 2 : L'aménagement hydroélectrique Arc-Isère 4
Figure 3 : Numérotation des galeries pour l'échantillonnage 8
Figure 4 : Situation géologique du secteur étudié 9
Figure 5 : Comparaison entre coupe prévisionnelle et coupe réelle 22
Figure 6 : Diagramme Al/3-K = f(Al/3-Na) - La Série Verte 37
Figure 7 : Diagramme A_1/A_2 37
Figure 8 : Micrographie de l'échantillon A444 42
Figure 9 : Contact entre le Complexe de St Colomban et le groupe de St Rémy .. 47
Figure 10 : Diagramme Q/A - Gneiss non migmatitiques 50
Figure 11 : Diagramme Al/3-K = f(Al/3-Na)..... 50
Figure 12 : Diagramme A_1/A_2..... 51
Figure 13 : Diagramme K/Rb-Rb 51
Figure 14 : Diagramme K/Ba-Ba 52
Figure 15 : Diagramme CaO-Sr 52
Figure 16 : Diagramme Rb-Sr 52
Figure 17 : Textures migmatitiques du groupe de St Rémy 54
Figure 18 : Bordure de myrmékites de feldspath de mobilisat 56
Figure 19 : Grenats de mobilisat pegmatitique 56
Figure 20 : Diagramme QFB - Gneiss migmatitiques 59
Figure 21 : Diagramme Al/3-K = f(Al/3-Na)..... 59
Figure 22 : Diagramme Q/R 60
Figure 23 : Diagramme Rb/Sr = f{K_2O/(Na_2O+CaO} - Mobilisats 60
Figure 24 : Diagramme K/Rb-Rb 62
Figure 25 : Diagramme K/Ba-Ba 62
Figure 26 : Diagramme CaO-Sr 62
Figure 27 : Diagramme Rb-Sr 62
Figure 28 : Micrographie d'aiguilles de rutile en épitaxie sur biotite 67
Figure 29 : Les mégacristaux du Complexe de St Colomban 68
Figure 30 : Perthites des mégacristaux 70
Figure 31 : Myrmékites 70
Figure 32 : Plagioclase à "coeur" séricitisé 71
Figure 33 : Histogramme des élongations d'apatite 72
Figure 34 : Isolement structural des faciès de la galerie C 74
Figure 35 : Diagramme QF/FB - Granitoïdes de St Colomban 75

Figure 36 : Diagramme A_1/A_2 76
Figure 37 : Diagramme Al/3-K = f(Al/3-Na) 76
Figure 38 : Diagramme K/Ba-Ba 78
Figure 39 : Diagramme K/Rb-Rb 78
Figure 40 : Diagramme R_1/R_2 79
Figure 41 : Affleurement de la route des Balmettes 82
Figure 42 : Diagramme QF/FB - Faciès basiques 83
Figure 43 : Diagramme MgO - FeO^*/MgO 84
Figure 44 : Diagramme Ni - FeO^*/MgO 84
Figure 45 : Diagramme Cr - FeO^*/MgO 84
Figure 46 : Filon de granite à biotite plissé 87
Figure 47 : Diagramme QF/FB - Granites en filons ou coupoles 88
Figure 48 : Contact oriental du granite des Sept Laux 91
Figure 49 : Diagramme QF/FB - Granite des Sept Laux 93
Figure 50 : Diagramme Al/3-K = f(Al/3-Na) 95
Figure 51 : Diagramme K/Rb - Rb 95
Figure 52 : Diagramme K/Ba - Ba 95
Figure 53 : Enclave surmicacée et ses auréoles 96
Figure 54 : Diagramme Q/A - Gneiss de la bordure occidentale 100
Figure 55 : Diagramme de Mac Namara 110
Figure 56 : Diagramme de Miyashiro 112
Figure 57 : Diagramme de Perchuk 113
Figure 58 : Diagramme de Thompson 114
Figure 59 : Diagramme de stabilité cordiérite - almandin - biotite 115
Figure 60 : Diagramme d'équilibre crd + alm + sill + qz 116
Figure 61 : Micrographie de tourmaline 118
Figure 62 : Diagramme Qz - Ab - Or - An - H_2O 119
Figure 63 : Conditions P et T des différents métamorphismes 123
Figure 63 bis : Critères utilisés pour déterminer les mouvements de failles . 130
Figure 64 : Fente alpine 131
Figure 65 : Carte photo-interprétative 132
Figure 66 : Histogrammes en rosace de la fracturation 133
Figure 67 : Diagramme de densité de fracturation 136
Figure 68 : Réfraction des plans de fracture 137
Figure 69 : Analyse de la petite fracturation en galerie 140
Figure 70 : Contrainte maximale pour les failles conjuguées 142
Figure 71 : Stéréogramme des fentes alpines 142
Figure 72 : Fente alpine décalée 143
Figure 73 : Déformation des gneiss occidentaux 144
Figure 74 : Apparition de S_2 dans les plis P_1..... 144

Figure 75 : Biotite et grenat fossilisant un pli 144
Figure 76 : Ampleur des chevauchements du Synclinal Médian 143
Figure 77 : Temps 1 : le Synclinal Médian = décrochement senestre 145
Figure 78 : Temps 2 : le Synclinal Médian = chevauchement dextre 146
Figure 79 : Composante senestre du chevauchement du Grand Châtelard 147
Figure 80 : Objet "fini" 147
Figure 81 : Resserrement des plans de schistosité mylonitique 149
Figure 82 : Caractères microscopiques de la mylonitisation 151
Figure 83 : Caractères géochimiques de la mylonitisation du Granite des Sept Laux 153
Figure 84 : Redressement de S_2 à l'approche de l'accident A2975 155
Figure 85 : Blastomylonite de granitoïdes porphyroïdes 156
Figure 86 : Influence géochimique de la mylonitisation dans St Colomban 157
Figure 87 : Découpage du massif en amygdales 158
Figure 88 : Eléments structuraux anciens - Stéréogrammes 159
Figure 89 : Filon granitique plissé 160
Figure 90 : Carte géologique du massif du Châtelard 166
Figure 91 : Structure en résille de grenat 169
Figure 92 : Agmatites 171
Figure 93 : Structure alvéolaire dans migmatites 171
Figure 94 : Micrographie de rhyolite 174
Figure 95 : Filon de spilite 174
Figure 96 : Diagramme Al/3-K - Al/3-Na 176
Figure 97 : Reconstitution des axes principaux de la déformation 178
Figure 98 : Stéréogramme des structures du Châtelard 179
Figure 99 : Filon de granite étiré 180
Figure 100 : Coupe du massif du Grand Châtelard 181

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Les hypothèses en présence 11
Tableau 2 : Les ensembles pétrographiques traversés par les galeries 18
Tableau 3 : Analyses A2980 A et A2980 B 48
Tableau 4 : Chronologie des granites tardifs dans St Colomban 89
Tableau 5 : Chronologie des différents événements du Complexe de St Colomban 90
Tableau 6 : Analyses d'une enclave surmicacée et de ses auréoles 96
Tableau 7 : Les paragenèses dans les différents ensembles de roches 106
Tableau 8 : Analyses de grenats et biotites A491 et A3785 112
Tableau 9 : Analyses de 4 éch. du granite des Sept Laux à mylonitisation croissante 151
Tableau 10 : Analyses de 13 roches du Châtelard 176

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION

1. - APERCU GEOGRAPHIQUE DE LA REGION ETUDIEE 3
2. - L'AMENAGEMENT HYDROELECTRIQUE ARC-ISERE..... 5
   2.1 - Description des ouvrages 5
   2.2 - Problèmes géotechniques pour le percement des galeries 7
   2.3 - Numérotation des échantillons 8
3. - LE CADRE GEOLOGIQUE 10
   3.1 - A l'échelle des Alpes 10
   3.2 - A l'échelle régionale 10
   3.3 - Les travaux antérieurs 10
4. - BUTS DE L'ETUDE 13
5. - MOYENS D'ETUDE 14
   5.1 - Les travaux de terrain 14
   5.2 - Etudes de laboratoire 14
   5.3 - Analyses chimiques 15
   5.4 - Géochronologie 15
6. - PRESENTATION DE LA COUPE GEOLOGIQUE DE LA GALERIE ARC-ISERE 15
   6.1 - Echelles et modes de représentation 15
   6.2 - Fracturation 16
   6.3 - Légende pétrographique 16
   6.4 - Echantillonnage géochimique 17
   6.5 - Eléments structuraux 17
   6.6 - Les grands ensembles pétrographiques 17
   6.7 - Comparaison entre coupe prévisionnelle et coupe réelle 21

CHAPITRE 1 : PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE

1. - PRESENTATION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE 27
   1.1 - Les différents ensembles pétrographiques 27
   1.2 - Classifications employées 28
   1.3 - Les termes pétrographiques 28
2. - PRESENTATION DE L'ETUDE GEOCHIMIQUE 28
   2.1 - Introduction 28
   2.2 - Echantillonnage 29
   2.3 - Mode d'étude, diagrammes utilisés 30
   2.4 - Aperçu général de la coupe géochimique 32
3. - LES SCHISTES DE LA SERIE VERTE 34
   3.1 - Présentation 34
   3.2 - Les schistes verts 34
   3.3 - Les schistes quartzeux 35
   3.4 - Géochimie 36
   3.5 - Conclusions 36

4. - LE GROUPE DE St REMY 38
4.1 - Généralités 38
4.2 - La série métagrauwackeuse de St Rémy 40
4.3 - Les gneiss à biotite peu ou pas migmatitiques 42
4.4 - Les gneiss à amphibole pas ou peu migmatitiques 44
4.5 - Les gneiss migmatitiques et les migmatites 53
4. - Conclusions 64

5. - LE COMPLEXE DE St COLOMBAN DES VILLARDS 64
5.1 - Avant propos 64
5.2 - Les formations à mégacristaux de feldspaths alcalins 65
5.3 - Les granitoïdes peu ou pas porphyroïdes 73
5.4 - Géochimie des formations à mégacristaux et des granitoïdes 74
5.5 - Les faciès basiques 80
5.6 - Les granites tardifs 85
5.7 - Conclusions de l'étude pétrographique et géochimique du Complexe de St Colomban 90

6. - LE GRANITE DES SEPT LAUX 90
6.1 - Avant propos 90
6.2 - Le granite 91
6.3 - Les enclaves surmicacées ovoïdes 94
6.4 - Relations granite-enclave 96
6.5 - Relations granite-encaissant 97
6.6 - Conclusions 98

7. - LES GNEISS DE LA BORDURE OCCIDENTALE DU GRANITE DES SEPT LAUX A L'EST DU SYNCLINAL MEDIAN 98
7.1 - Caractères pétrographiques 98
7.2 - Caracètres géochimiques 99

8. - LA SERIE SATINEE 101

9. - CONCLUSIONS A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE 101

CHAPITRE 2 : METAMORPHISMES

1. - INTRODUCTION 107

2. - METAMORPHISME DES SCHISTES DE LA SERIE VERTE 108

3. - METAMORPHISME DU GROUPE DE St REMY 108
3.1 - Conditions de stabilité des minéraux 109
3.2 - La migmatisation 117
3.3 - Conditions du métamorphisme principal 120
3.4 - Conditions de formation de la muscovite tardive des gneiss du groupe de St Rémy 120
3.5 - Conditions de formation du microcline 2 et de l'albite dans les granitoïdes de St Colomban 121
3.6 - L'épisode mylonitique s.l. tardihercynien - Le métamorphisme rétromorphique 121
3.7 - Le métamorphisme alpin 122

4. - CONCLUSIONS 123

CHAPITRE 3 : TECTONIQUE

1. - PRESENTATION 127

2. - TECTONIQUE CASSANTE - ETUDE DE LA FRACTURATION 128
2.1 - Présentation 128
2.2 - Différents types de fracture 128
2.3 - Comparaison de fracturation entre galerie et surface 131
2.4 - Analyse quantitative des déformations 139

3. - ETUDE DE LA MYLONITISATION S.L. DES GRANITOÏDES 148
3.1 - Avant propos 148
3.2 - La mylonitisation du granite des Sept Laux 148
3.3 - La mylonitisation des granitoïdes de St Colomban 154
3.4 - Conclusions à l'étude des mylonites 157

4. - TECTONIQUES ANCIENNES 158
4.1 - Définition des éléments mesurés dans la galerie Arc-Isère . 158
4.2 - Les déformations dans le groupe de St Rémy 159
4.3 - Le Complexe de St Colomban 160
4.4 - Le granite des Sept Laux 161
4.5 - Conclusions 161

5. - CONCLUSIONS SUR L'ETUDE STRUCTURALE 161

CHAPITRE 4 : LE MASSIF DU GRAND CHÂTELARD

1. - INTRODUCTION 165
1.1 - Généralités 165
1.2 - Historique des travaux antérieurs 165
1.3 - Coupe de la galerie 167

2. - PETROGRAPHIE 167
2.1 - Introduction 167
2.2 - Granite du Châtelard et son cortège filonien 167
2.3 - La série métamorphique encaissante 170
2.4 - Les roches volcaniques 172
2.5 - Conclusions générales à l'étude pétrographique 175

3. - QUELQUES CARACTERES GENERAUX DES GRANITES ET VOLCANITES 175

4. - TECTONIQUE 177
4.1 - Introduction 177
4.2 - Tectonique alpine 177
4.3 - La tectonique ante-alpine 181
4.4 - Conclusions 181

5. - CONCLUSION A L'ETUDE DE LA GALERIE DU GRAND CHÂTELARD 182

CONCLUSIONS GENERALES 183

BIBLIOGRAPHIE 193

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX 200

TABLE DES MATIERES 203

ANNEXES 207

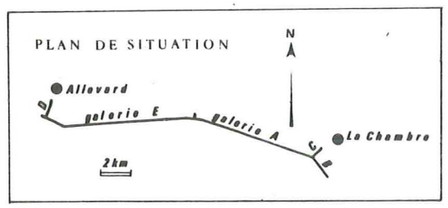
ANNEXE 1

COUPES DES GALERIES

Coupe de la galerie Arc_Isère

Massif de Belledonne

1/2000



DIRECTIONS / NORD LAMBERT : GISEMENT

Galerie A : P.M. AO_A 7056 : 320,7095gr (= 288,6°)
P.M. A 7056_A 7366,64 : 313,3374gr (= 282°)

Galerie B : 361,6764 gr (= 145,5°)

Galerie C : 260,1424gr (= 234,1°)

Galerie E : P.M. E 1068_E 9601 : 97,4296gr (= 87,7°)
P.M. E 9601 _E 10000,20 : 113,3374gr (102°)

Roches sédimentaires

- conglomerat (base du Trias ?)
- anhydrite (Trias)
- schiste (Lias)
- calcschiste (Lias)

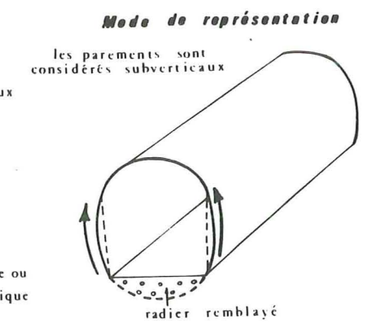
Série Satinée

- sericito_chloritoschiste

Roches plutoniques et métamorphiques

- monzogranite, leuco., grossier ou heterogranulaire
- idem , fin ou moyen
- granite à biotite
- autres granites
- filon aplopegmatitique (hololeuco.)
- diorite et roches apparentees
- enclaves surmicacées ovoïdes (dm à m)
- enclaves amphiboliques en panneaux (m à dam)
- migmatite très mobilisée
- gneiss migmatitique
- " ± migmatitique
- " à biotite
- " à amphibole
- " à biotite et amphibole
- " à 'boules' amphiboliques
- amphibolite
- leptynite
- schiste chloriteux et/ou sericiteux
- blastomylonite
- granite orienté
- gneiss granitique ou granite gneissique
- niveau quartzeux ou quartzo-feldspathique
- brèche tectonique

Mode de représentation



Surcharges

- feldspaths alcalins (microcline surtout)
- automorphes
- œillés
- arrondis
- amphibole
- zone schisteuse (écrasée , diaclasée)
- ~ *mylonite sûre*
- • analyse géochimique CRPG

Fracturation

- dense
- moyenne
- lâche
- faille remarquable
- *fa* fentes alpines nombreuses
- ∧∧∧∧∧ zone cintrée
- stratification
- schistosité 1
- " 2
- foliation
- faille, diaclase
- divers (filon...)

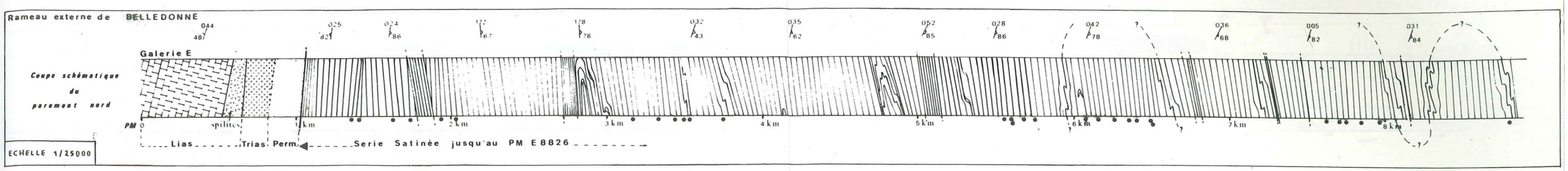
Les directions sont indiquées avec 3 chiffres / Nm

échelle 0 — 50 m

N. B. : POUR LES GNEISS ET LES SCHISTES, LES FIGURÉS SONT D'AUTANT PLUS RESSERRÉS QUE LES "LITS" OU "FEUILLETS" SONT FINS.

D. GASQUET 1979

Rameau externe de BELLEDONNE



Rameau interne de BELLEDONNE

Galerie A(suite)

PM 4700 4600 4500 4400 4300 4200 4100 4000 3900

3900 3800 3700 3600 3500 3400 3300 3200 3100

← - - - - - - - - - Groupe de St Rémy depuis le PM A5055 - - - - ⋈ - - - - Série Verte - →

Accident de Fond de France - - - - - - -

3100 3000 2900 2800 2700 2600 2500 2400 2300

← - - - Complexe de St Colomban jusqu'aux PM B545, C0

quelques failles en direction

2300 2200 2100 2000 1900 1800 1700 1600 1500

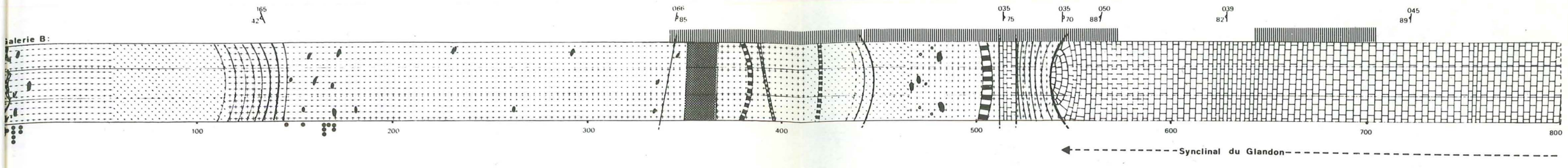
zone cintrée

Galerie A (suite)

1500 1400 1300 1200 1100 1000 900 800 700

700 600 500 400 300 200 100 0

← - - - - - Début de la galerie A



Galerie du Grand Chatelard

(Dans le prolongement de la galerie de Belledonne après les alluvions du Glandon)

Gisement : ***Galerie G : PM G0 _ G2482 : 136,0470gr (= 122,4°)*** ***PM G2482 _ G2620 : 95,1295gr (= 85,6°)***

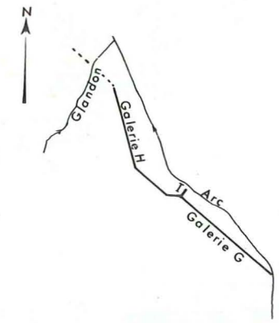
Galerie H : PM H0 _ H809 : 308,3304gr (= 277,5°) ***PM H809 _ H1734 : 350,8760gr (= 315,8°)*** ***PM H1734 _ H3783 : 369,5080gr (= 332,6°)***

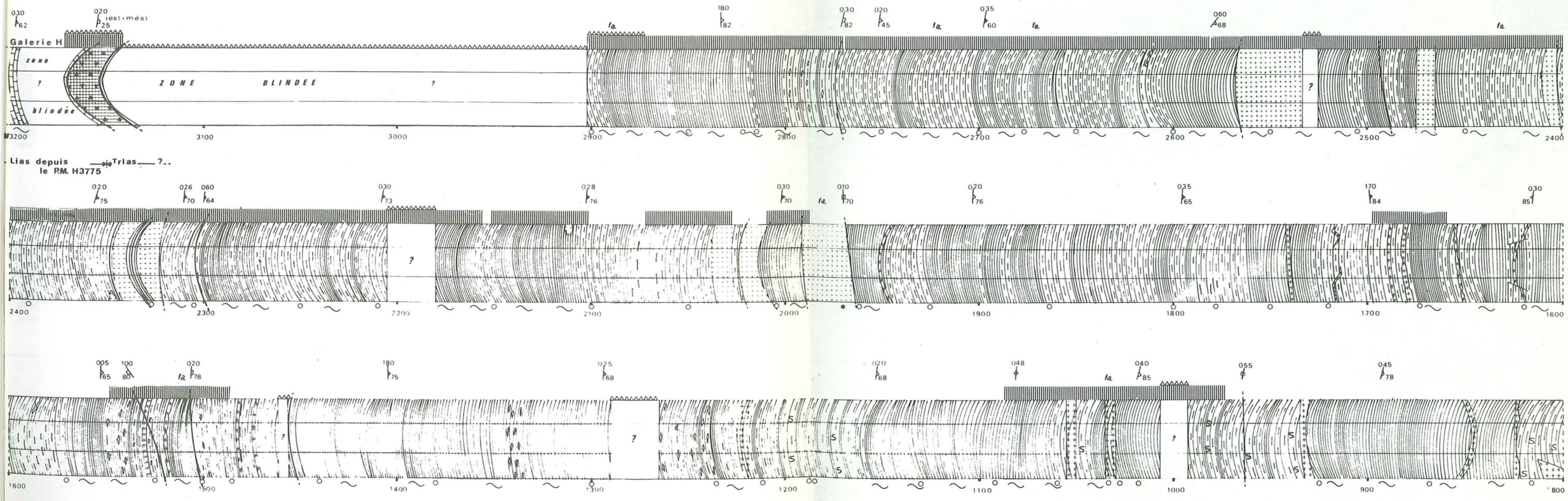
Cargneule brèchifiée — Spilite — Rhyolite — Zone diaclasée

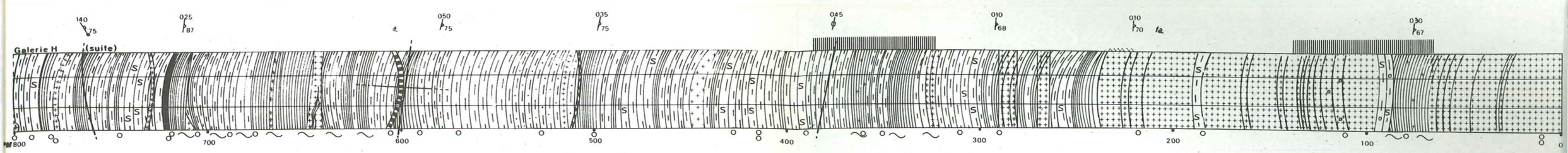
Granite du Chatelard _ Rocheray — Granite à muscovite — Autre granitoïde

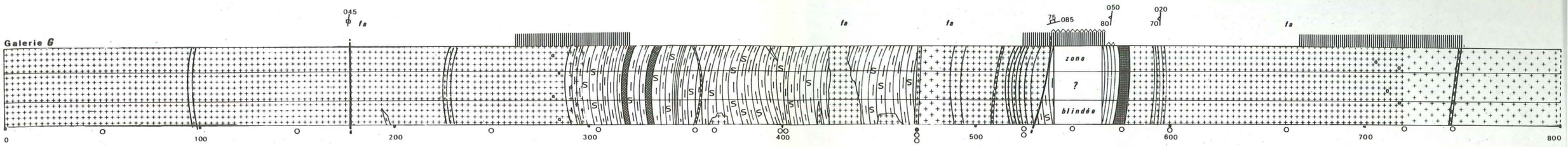
● Analyse géochimique Institut Dolomieu ○ Echantillon pour analyse eventuelle

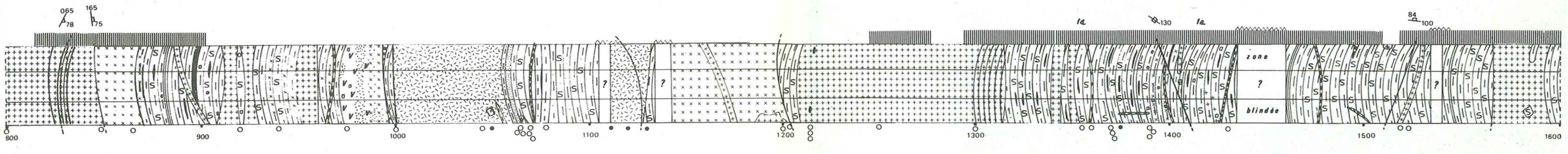
Pour le reste, se reporter à la légende de la galerie de Belledonne

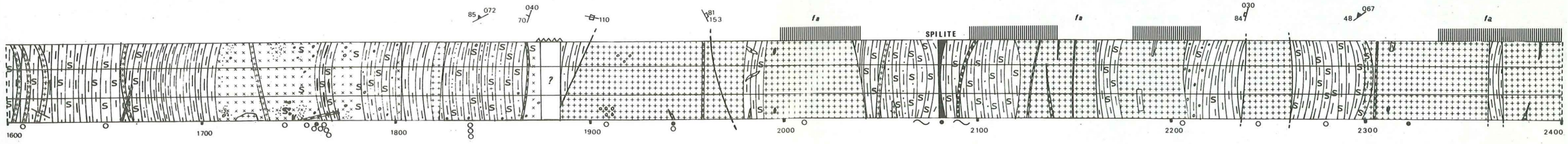


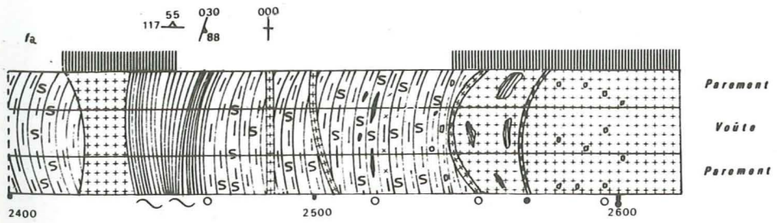




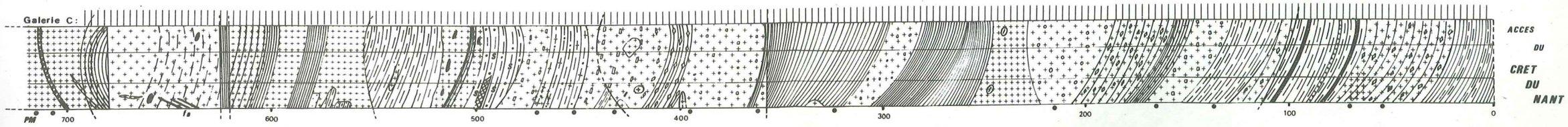








Fenêtre du Crêt du Nant (Belledonne)



ANNEXE 2

CODIFICATION DES ECHANTILLONS GEOCHIMIQUES

Colonne 1			Colonne 3	Colonne 4	Colonne 5
N° échantillon			Caractère relique	Chloritisation (Chl)	Mylonitisation (Myl)
Galeries	P.M.	sous n°	00 pas de car. relique 03 granitoïde 04 gneiss massif 05 gneiss rubané 06 schiste 11 mylonite 12 roche basique	0 = ? 1 = non chloritisé 3 = chloritisé 4 = très chloritisé	0 = ? 1 = non mylonitisé 3 = mylonitisé 4 = très mylonitisé
A	....	A			
B		B			
C		C			
E		D			
G					
H					

Colonne 2 : Le code pétrographique a été attribué d'après la description macroscopique de terrain et éventuellement microscopique suivant les indications suivantes :

Noms	Faciès	Code pétro. N°	Code pétro. Symb.CRPG	Effectifs
Granite des Sept Laux	- grain fin	05	◈	26
	- grain grossier ou hétérogranulaire	01	⊙	30
Granites hololoucrates en filon		76	<	8
Granitoïdes de St Colomban	- leucocrates en coupoles ou filons :			
	. grain fin	09	Y	4
	. grain moyen	11	*	29
	- porphyroïdes sans amphibole	00	⊡	43
	- porphyroïdes avec amphibole	02	⧋	5
	- non ou moins porphyroïdes sans amphibole	04	X	20
Gneiss pas ou peu migmatitiques	- amphiboliques : rubanés + leptyno-amphiboliques	06	⊰	8
	- amphiboliques, lités ou massifs	12	⧖	35
	- à biotite, rubanés	13	|	6
	- à biotite, massifs ou lités	8	Z	31
Gneiss migmatitiques	- à amphibole	10	⊠	7
	- à biotite	07	⧖	22
	- leucosomes (mobilisats)	14	✲	24
	- mélanosomes ou bordures sombres	15	—	7
Enclaves	- surmicacées, ovoïdes	43	δ	16
	- autres + bordures	30	~	11
Fentes alpines		36	ϕ	3
Autres granites		39	ϰ	18
Autres gneiss		35	π	13
Divers		22	≠	12
				Total = 378
Série Satinée		45	η	32

Colonne 6 : Liste des abréviations utilisées en plus des abréviations minéralogiques répertoriées p. :

autom : automorphe
dior : diorite
éch : échantillon
fath : feldspath
fathique : feldspathique
fathisé : feldspathisé
Gn : gneiss (Gnp : gneiss porphyroïde)
Gr : granite(Grp : granite porphyroïde)
leuco : leucocrate
Lm : lame mince
Migm : migmatite (ou migmatitique)
Mob : mobilisat
moy : moyen
mylo : mylonite
Ph : photo
porphyr : porphyroïde
rub : rubané
sch : schistes
S_1 : schistosité principale

Colonne 7 : pourcentage de SiO_2 donné par l'analyse géochimique.

Colonnes 8 et 9 : les croix X indiquent repsectivement la présence de lame mince (Lm) et de photographie en galerie (Ph).

GALERIE DU GRAND CHATELARD

N° échant.	Code pétro.	Caract. relique	Chl.	Myl.	Caractères macroscopiques de l'échantillon	SiO_2	Lm	Ph.	
H1970		00	1	1	Gr, musc ± bio, grain moy., fracturé et injecté de filonnets de qz	73,36	X		
G470C		00	3	3	Gr, bio ± chl, hololeuco en filon dans Gn migmatitiques, grain fin	72,33		X	
G1050		00	3	1	Rhyolitoïde, q.q. phénocristaux de qz corrodés	65,67		X	
G1110		00	3	1	Rhyolitoïde, clair, ± rubané, phénocristaux de qz corrodés et de FK (sanidine ?)	75,70	X	X	
G1120		00	4	1	Rhyolitoïde, qz corrodés + FK (sanidine ?) dans mesostase ±vitreuse très sombre, recoupant les gneiss	76,03	X	X	
G1130		00	4	1	Rhyolitoïde, peu porphyrique	76,48		X	
G1372		00	0	0	Gr, bio, hololeuco en filon recoupe les Gn migm, grain fin	71,06			
G1759		00	3	1	Gr, bio ± grt (résille) en filon recoupant les migm.	73,90	X	X	
G19423		00	3	1	Gr, bio ± chl, leuco en filon dans Gn migm	73,09		X	
G2080		00	4	3	Spilite (?), chl, schisteuse en filon recoupant les Gn	48,59	X	X	
G2322		00	3	1	Gr Chatelard type, bio ± chl, grain fin équant	74,78	X		
G2579		00	3	1	Gr, bio ± porphyr., grain moy., équant	68,20			
G2600		00	3	1	Gr, bio ± porphyr., grain fin, équant	68,18	X	X	

N° échant.	Code pétro.	Caract. relique	Chl.	Myl.	Caractères macroscopiques de l'échantillon	SiO_2	Lm	Ph.	
C53	04	00	4	3	Gr, bio ± chl, équant, grain moy., nb porphyroblastes de FK de 1 cm	66,83	X		
C70	04	00	4	0	Gr, bio ± chl, clair équant, grain moy., hétérogranulaire	72,29	X		
C137	04	00	4	3	Gr, bio ± chl, gris, grain moy. = C53 + phyllites en cloisons	59,60	X		
C165	04	00	4	3	Gr, bio, gris, équant, grain moy. = C53 + FK	59,82	X		
C215	04	00	4	3	Gr, bio, clair, grain moy. protogine	59,58	X		
C324	00	03	1	0	Grp, bio, orienté, trame granitoïde ± mylonitique	66,48	X		
C362	04	00	3	3	Gr, bio, gris, grain moy., hétérogranulaire = C137	65,34	X		
C395	00	03	1	0	Grp, bio = C324	67,73	X		
C432	04	00	1	1	Gr, bio, gris, grain moy., hétérogranulaire = C137 non chloritisé	65,10	X		
C452B	39	00	3	3	Gr, chl + musc, clair, grain fin, recristallisé, recoupant enclave Gn (Sch) à bio + amph (C450 - C500)	71,23	X		
C470	11	00	0	0	Gr leuco, en filon (10-15m) dans l'enclave + gneissique	72,38			
C707	11	00	0	0	Gr leuco, grain moy.,en filon dans Gr à bio gris, grain moy., hétérogranulaire (=C137)	72,05	X		
C715	76	00	0	0	Gr hololeuco, équant,aplitique dans Gr à bio, clair, grain moyen	75,28	X		
					Gr jusqu'à B545 (contact par faille avec Sch du Lias)				
B171A	11	00	1	1	Gr, bio ± chl, leuco, équant, grain moy., un peu porph.	76,07	X		
B171B	43	00	1	1	Enclave surmicacée	64,30	X		
B168	11	00	1	1	Gr, bio, leuco, équant, grain moy., pas chl	71,92	X		
B166A	11	00	1	1	Gr, bio, leuco, grain moy., liné	71,73	X		
B166B	11	00	3	1	Gr, bio, leuco, grain moy., liné, chl	73,01	X		
B166C	43	00	0	0	Enclave surmicacée, ± grenue, ± vaugnerite, équante	65,53	X		
B155	43	00	0	0	Enclave surmicacée, ± grenue, ± vaugnerite, orientée	66,97	X		
B147	43	00	0	0	Enclave surmicacée, ± grenue, orientée	66,70	X		
B10A	11	00	3	1	Gr, bio, leuco, équant, grain moy., hétérogranulaire	72,01	X		
B10B	43	00	0	0	Enclave surmicacée. grenue, équante	66,45	X		
B6A	11	00	3	0	Gr, bio + chl, leuco, grain moy., liné	71,21	X		
B6B	11	00	3	0	Gr, bio, leuco, grain moy., liné, + près de l'enclave	72,64			
B6C	43	00	0	0	Enclave surmicacée grenue, orientée = B147	57,69	X		
B6D	30	00	0	0	Auréole de réaction décolorée entre enclave et Gr	75,39	X		
A0B0	76	00	3	0	Gr, hololeuco en chevelu dense dans Gr et enclaves			X	
A1B1	43	00	4	0	Grosse enclave grenue dioritique, sph, grain fin à moy., (base des autres enclaves ?)			X	
A55	11	00	0	1	Gr, bio, leuco, grain moy., équant	72,37			
A90	11	00	0	1	Gr, bio ± chl, leuco, grain moy.	70,88	X		
A114	11	00	0	1	Gr, bio ± chl, leuco, grain moy.	71,19	X		
A155	11	00	0	1	Gr, bio ± chl, leuco, grain moy.	71,85	X		
A195	11	00	0	1	Gr, bio ± chl, leuco, grain moy.	72,01	X	X	
A196	11	00	0	1	Gr, bio ± chl, leuco, grain moy.	73,10	X	X	

Massif de Gr leuco moy. ± équant cf. A0 - A196

N° échant.	Code pétro.	Caract. relique	Chl.	Myl.	Caractères macroscopiques de l'échantillon	SiO_2	Lm	Ph.	
A223	11	00	0	1	Gr, bio, leuco, grain moy., liné	69,40	X	X	
A225	11	00	0	1	Gr, bio, leuco, grain moy., liné, en filon dans Migm	72,76	X	X	
A233	09	00	0	0	Gr, bio, leuco, aplitique, en "bouffée" dans Migm	62,48		X	
A265	11	00	3	0	Gr, bio, leuco, aplitique, en coupole	72,00	X		
A270	11	00	3	0	Gr, bio, + sombre, orienté, à veinules leuco	71,92	X	XX	
A280	11	00	1	0	Gr, bio, leuco, grain moy., liné, en coupole	72,98			
A320A	11	00	3	0	Gr, bio, leuco, grain moy., liné, en coupole	72,87	X		
A320B	36	00	4	0	Gr, bio, leuco, grain moy., liné, en coupole, décoloré par fente alpine (11)	73,68	X		
A325A	11	00	3	0	Gr, bio, leuco, grain moy., équant, en filon dans Gn rub. à bio	72,66	X	X	
A333A	76	00	4	0	Gr, bio, hololeuco, aplitique, équant, en filon dans dôme Gr sombre	72,24	X	X	
A335	13	00	4	0	Gn rub à gros faths, chloriteux	68,46	X	X	
A345	11	00	3	0	Gr, leuco, grain fin, liné	73,36			
A346	07	00	3	0	Gn, bio, contourné, ± migm, en "poches"	70,72	X		
A347A	10	00	0	0	Gn ± migm, bio + amph, niveau pélitique massif, cf A491	59,29	X		
A347B	14	00	4	0	Gn ± migm, leucosome, grain moy., liné	74,23	X		
A348	14	00	1	0	Leucosome, hololeuco, aplopegmatitique	73,64	X		
A350	12	00	1	0	Gn rub, bio + amph + sphène, niveau massif lité	61,13	X	X	
A351	12	00	1	0	Gn rub, bio + amph + sphène,+ fathique, niveau + lité	61,50	X	X	
A353	12	00	3	0	Gn rub, bio + amph, niveau "arkosique"	58,93	X		
A355B	12	00	4	0	Gn rub, bio ± amph, tendance porphyr., niveau massif sombre	59,91	X	X	
A356C	08	00	3	3	Gn rub, bio, très quartzofathique, niveau lité	67,16	X		
A363A	12	00	1	0	Amphibolite litée dans des Gn ± massifs à faths et ± migm	48,04	X		
A380A	10	00	4	0	Gn corné, massif, bio + amph	75,94		X	
A380B	14	00	4	0	Mob, bio + amph, dans Gn corné massif fin	76,74		X	
A405	12	00	3	0	Gn, bio + amph, sombre, massif dans faciès hétérogène corné	62,77			
A446	08	00	4	3	Gn, migm, amph - niveau Gn, musc, clair, grain fin, massif + fentes alpines	63,88	X		
A485	39	00	4	3	Gr (?), musc, leuco, bréchoïde	68,64	X	X	
A491	08	00	1	0	Gn, hétérogène depuis 445 ⟶ 500 à niveaux pélitiques à bio + grt, grain fin, massif homogène	65,57	X	X	
A521	08	00	0	0	Gn, mylo. (?), ± massif et hétérogène, corné, finement lité	67,07			
A554A	07	00	3	0	Gn, bio, peu mobilisé — Migm hétérogènes	59,62	X	X	
A554B	07	00	3	0	Gn, bio, très mobilisé	69,63	X	X	
A555A	14	00	0	0	Leucosome	74,77	X		
A555B	15	00	0	0	Mélanosome, amph (± bio) — Migm hétérogènes, bio + amph	55,70	X	X	
A555C	10	00	0	0	Gn migm "moyen"	69,35			
A559A	00	05	4	3	Grp, assez homogène, très orienté. devenant ensuite à trame gneissique + hétérogène (FK)	71,85	X	X	
A559B	14	00	3	0	Leucosome ou filon dans le Gr gnéissique (A)	76,52	X		
A568A	00	05	3	0	Grp orienté trame gneissique (mais plus granitoïde)= ortho Gn	70,73	X	X	
A568B	00	05	4	0	idem mais fente alpine (00)	71,12	X		

N° échant.	Code pétro.	Caract. relique	Chl.	Myl.	Caractères macroscopiques de l'échantillon	SiO_2	Lm	Ph.
A599	39	00	0	0	Granitoïde en filon, gris, grain fin, orienté	68,74	X	
A645	39	00	0	0	Granitoïde en filon, gris clair, grain moy., orienté	72,66	X	X
A665B	00	04	0	0	Grp, trame grenue orientée	68,96	X	X
A681	00	03	1	0	Grp, méga FK, trame grenue peu orientée	69,16	X	
A682	39	00	3	0	Microgranite, isogranulaire, en filon 70 cm	69,27	X	X
A703	00	04	1	0	Grp, trame grenue orientée veinée migmatitique	68,60		X
A735	00	11	0	0	Grp, méga FK, trame mylonitique, rubanée, leuco, aspect moucheté	70,11		X
A767	00	04	1	0	Grp, bio + très gros FK, très orienté ou Gn fathisé (?)	68,95	X	X
A782	12	00	1	0	Gn, bio + amph, grain très fin, massif, ≃A350 - 360	63,02	X	X
A809	00	05	4	0	Grp gneissique, bio + FK étirés, trame Gn rub.	65,99	X	X
A821	08	00	4	0	Gn lité,(peu FK), cataclasé	64,69	X	X
A828	04	04	3	0	Gn granitique, bio, faciès + fin, du style orthogneiss + FK (?)	66,55		
A840	08	00	3	0	Gn lité un peu + sombre, q.q. FK ± étirés et orientés	67,46		X
A850	08	00	3	0	Gn, + massif, + clair	68,13	X	
A851	00	05	3	0	Gnp ou Grp à matrice gneissique rub., grossière	65,58	X	
A853	00	04	1	0	Gnp ou Grp à matrice gneissique finement litée, très orientée	65,50	X	
A890	00	05	3	0	Grp, FK automorphes (peu), trame gneissique	65,46		
A922	00	03	3	0	Grp,FK automorphes (peu et très gros), + zones concentrées FK, matrice grenue orientée	65,64		X
A940	08	00	3	0	Gn, bio + FK cloisonnés + petits faths noirs, sombre,massif	59,10	X	
A956	06	00	0	0	Gn migm, bio + amph, niveau Gn massif à amph. recoupé par mobilisats, aspect syénitique	55,79		
A970	06	00	0	0	Gn rub, amph (assez)	60,31		
A971	06	00	0	0	Gn rub, amph	57,93		
A990	08	00	4	4	Gn, bio, massif, ocellaire, mylonitique	71,03	X	
A1011	04	00	3	0	Gr, bio ± chl + petits FK, isogranulaire, grain moy., orienté	69,64		
A1020	76	00	0	0	Gr,hololeuco, aplitique près fente alpine	70,87		X
A1100	00	00	4	4	Mylonite de Grp ± "alpinisé"	66,38	X	
A1130	00	00	4	4	Mylonite de Grp riche en FK	70,99	X	X
A1172	15	00	3	0	"Restite",bio + amph (?), quartzeuse, schisteuse	64,12		
A1173	07	00	3	0	Migm, bio, mob. en grand, pas niveau individualisé	70,86		
A1185	07	00	3	0	Migm, bio + q.q. FK, "moyenne"	69,71		
A1195	39	00	3	0	Gr, isogranulaire, grain fin, équant dans Migm (niveau ?) (07) ou (04)	69,54		
A1196	43	00	3	0	Enclave micacée + épidote	48,57		
A1205	00	03	3	0	Grp,matrice hétérogène, en bouffée dans Gn migm à bio et enclaves micacées	67,15		
A1229	39	00	3	0	Gr,sombre, isogranulaire, grain fin, orienté	70,06		
A1240	39	00	3	0	Gr,sombre, isogranulaire, grain fin, ± ocellaire, équant	68,29		
A1260	00	05	3	0	Grp,orienté,à matrice rubanée grenue	68,68		
A1273	07	00	3	0	Migm,bio, "moyenne", rub. centimétrique (=A1185)	69,55	X	X
A1285	07	00	4	0	Gn migm., massif	59,71		X
A1292	12	00	4	0	Gn, bio + amph, massif = panneau de 1 m dans Migm à bio + amph (A1220 ⟶ 1300)	57,22		X
A1297	39	00	4	4	Mylonite de Gr ≃ A1229 ou A1240 ?	66,75		X

N° échant.	Code pétro.	Caract. relique	Chl.	Myl.	Caractères macroscopiques de l'échantillon	SiO_2	Lm	Ph.
A1299	39	00	4	0	Gr, bio, leuco, équant, ± chl en filons à pyrite	52,37		X
A1306	76	00	0	0	Gr hololeuco en filon à pyrite	71,20		
A1325	43	00	0	0	Enclave micacée, très quartzeuse, grain fin, orientée	67,07		XX
A1346	35	00	4	0	Granitoïde peu "liné" dans gneiss mobilisé	72,02		
A1365	11	00	1	0	Gr, bio (fraîche), leuco, grain fin, orienté	70,50		X
A1385A	00	03	3	0	Zone riche en faths dans Grp, FK diffus, trame grenue (amph)	68,50		X
A1385B	00	03	3	0	Idem	67,05		X
A1395	04	03	1	0	Gr, bio fraîche, gris, à schlieren de bio, ± orienté	69,90		X
A1401	09	00	4	0	Gr leuco, aplitique, en filon + fentes alpines (qz, chl, ep)	73,07	X	X
A1409	11	00	3	0	Gr, tendance porphyr., leuco, grain moy., en filon + fentes alpines	72,72		X
A1420	00	03	3	0	Grp, faths peu nets, orienté, trame gr contournée (fluidale)	64,95		X
A1425	00	03	3	0	Grp, faths peu nets, allure fluidale, trame gr contournée ± orientée	67,31		
A1449	11	00	0	0	Gr, leuco, grain fin, au contact du Grp	67,55		X
A1450	00	03	0	0	Grp, faths "persillés", orienté, à trame grenue fluidale	67,58		
A1500	09	00	3	0	Gr, très quartzeux, gris, grain fin, près faille	70,53	X	X
A1509	00	00	3	0	Grp, faths "persillés", ±orienté, trame grenue fluidale	68,44		X
A1520	09	00	1	0	Gr, leuco, grain fin, avec fentes alpines + Grp A1509 en bouffées	67,48	X	X
A1553	00	03	3	0	Grp, petits blastes persillés, matrice grenue	66,04		X
A1608	00	03	3	0	Grp, faths autom., matrice grenue	67,58		
A1609	11	00	1	0	Gr, gris (leuco), grain moy., liné	69,80		
A1675	04	03	3	0	Grp (peu), fond moyen (≃ OR32 - 33)	69,34		
A1840A	04	03	4	3	Gr, q.q. faths ronds, grain moy., = A1675 + structure à cloisons	69,31		
A1840B	11	00	4	3	Gr, leuco, grain fin, en filon	65,22		
A1889	04	11	4	4	Gr, gris, grain moy., ± nébulitique, ± orienté	64,29		X
A1902	04	00	4	3	Gr, bio + sph, gris, équigranulaire, ± orienté (= A1840)	59,18		
A1959	04	00	3	0	Gr, faths ronds "persillés", gris, orienté	64,89		X
A2062	00	03	3	0	Grp, bio + amph (?), trame grenue, cataclasé	67,15		X
A2095	12	00	3	0	Gn, amph + q.q. faths + sph, grenu, mal lité (éch. moy.)	57,94		
A2108	02	03	3	0	Grp, riche en faths, matrice grenue amph, q.q. enclaves amphiboliques ou dioritiques	65,38		
A2115	18	00	3	0	Diorite (?) (ou ortho Gn amph massif), broyée, grain moy., séricite + sph	59,76		
A2152	18	00	3	0	Idem + schisteux, mais en grosse masse	57,30	X	
A2155A	37	00	3	0	Enclave, amph	61,74		
A2155B	02	03	3	0	Grp, amph, trame grossière, grenue, linée	63,95	X	
A2157	02	03	3	0	Grp, amph, trame plus fine, grenue	62,35		X
A2165	10	00	0	0	Migm, amph+ FK contournés, rub., (Ech. en 3 blocs)	63,72		
A2166	15	00	3	0	Mélanosome, bio + amph	51,90	X	
A2170	12	00	1	0	Gn "diorite", bio + amph + dvpt de petits faths	62,69		
A2171	02	04	0	0	Grp, bio + amph, en bouffée dans la diorite, trame = A2170	60,00		
A2174	12	00	3	0	Gn rub, amph + bio, à mobilisation diffuse	60,62	X	

← cf. OR 19-20

N° échant.	Code pétro.	Caract. relique	Chl.	Myl.	Caractères macroscopiques de l'échantillon	SiO_2	Lm	Ph.
A2175	15	00	0	0	Mélanosome, bio (méga) + amph, ≃ vaugnerite	44,83		
A2176	12	00	0	0	Microdiorite, qz, orientée proche A2170	57,63		
A2177	12	00	0	0	Niveau amphib. mélanocrate, bio + amph, massif, grain fin, proche des Migm amph.	51,05		
A2185	02	03	0	0	Grp, bio + amph (?), trame grenue équante	64,70		X
A2205	02	03	0	0	Grp, bio, trame grenue	64,55		
A2206	12	00	0	0	Gn, amph, massif	53,34		
A2233	00	03	0	0	Grp, bio + faths allongés, trame grenue orientée	66,72		
A2257A	11	00	0	0	Gr, leuco, isogranulaire, grain moy., orienté, en filon	69,36		
A2257B	04	03	0	0	Gr, mésocrate, début de porphyroblastèse, orienté à enclaves	65,73		
A2270	43	00	3	0	Enclave, bio (méga) + amph, ≃ vaugnerite	51,14	X	
A2283	04	05	3	0	Granito gneiss à petits yeux FK, très orienté	65,18		
A2345	08	00	0	4	Gn, feldspathique + bio, peu tectonisé	62,89		
A2372	08	00	3	4	Gn, bio + rares FK, massif, finement lité, laminé	64,23		
A2405	00	11	3	4	Grp, nbs FK, laminé, matrice grenue, orientée	70,73		
A2441	00	11	3	0	Gn granitique porphyr., laminé, matrice grenue, orientée, cataclasée	69,09		
A2443	00	11	3	0	Granito gneiss peu porphyr., laminé, matrice grenue, orientée, grossière, cataclasée	70,84		
A2495	00	11	3	0	Gr, peu porphyr. (petits), matrice grenue, orientée cataclasée	67,69		X
A2516	36	11	3	0	Grp, petits FK, matrice grenue, orientée ; décoloré par fentes alpines (00)	67,39		
A2534	00	11	3	4	Grp, matrice grenue, grossière, orientée	67,71		
A2555	06	00	0	0	Gn rub, amph, fin	52,23		
A2561	12	00	3	0	Gn, amph + bio + rares FK, peu rub, + grossier	54,49		
A2582A	12	00	3	0	Gn, bio + amph + FK, rub, grossier	62,22		
A2582B	12	00	3	0	Gn, bio + amph + FK, rub, grossier	61,66		
A2632	76	00	0	0	Aplopegmatite, hololeuco, pyrite, tectonisée, fente alpine	71,98		
A2638	00	06	3	3	Gn oeillé, FK, trame devient grenue orientée	65,86	X	
A2658	00	03	3	0	Grp, faths 1/2 cm abondants, trame grenue, légèrement orientée	68,24		X
A2694	39	00	3	3	Gr fin, à nodules ou amandes micacés, finement lité, filon (ou niveau ?) au contact du Grp	66,69		
A2695	39	00	3	3	Idem	67,10		X
A2705	00	11 (03)	03	4	Gn granitique, bio + chl + faths en amandes, trame grenue mylonitique, dans niveau 20 m rubané	67,95		X
A2711	00	05	03	0	Gnp, faths autom., fond à bio lité à niveaux amph	62,52		
A2714	00	03	03	0	Gr gnp,bio, trame de gn massif + grenu à l'échelle de l'ech.	68,22		
A2736A	22	00	03	0	Quartzite blanc légèrement micacé — zone schisteuse mylonitique	96,08		
A2736B	22	00	03	0	Quartzite gris micacé — zone schisteuse mylonitique	90,58		
A2757	00	03	0	0	Gn grp, fath auto + bio, fond grenu orienté	67,64		
A2810	00	05	3	3	Gn grp, riche FK, fond rubané ± grossier (niveaux 1 - 2 cm)	69,61		
A2814	00	03	3	0	Gn grp, yeux FK abondants, matrice grossière orientée	69,91		
A2859	00	03	03	03	Gn grp, faths cassés étirés, matrice grenue orientée	70,24		
A2875	22	00	0	0	x ? sombre orienté massif	66,15		
A2895	13	00	4	0	Gn rub, q.q. petits yeux FK losangiques	71,06		

← cf. OR 19-20

FK croissants →

← Gn granitiques rubanés

N° échant.	Code pétro.	Caract. relique	Chl.	Myl.	Caractères macroscopiques de l'échantillon	SiO_2	Lm	Ph.
A2908	22	00	0	0	Gr, leuco, fathique,en filonnet dans les Gn	75,13	X	
A2930	13	00	3	0	Gn gr, pas de gros faths, rub., facies blastomylo. ? ou trame de Gn grp ?	70,20		
A2933	13	00	3	0	Idem : ech-composite dans les niveaux granitoïdes	70,12		
A2938	22	00	3	0	Filon micacé (métalamprophyre ?) sécant dans Gn granitiques	68,20		X
A2957	13	00	3	0	= A2930 et A2933 = Gn gr grenu orienté	70,49		X
A2965	08	00	3	4	Gn grossier, idem	72,13		
A2971	08	00	3	4	Gn, grossier, idem	72,49		
A2972	39	00	0	0	Gr hololeuco au contact des Gn amph., grain fin, + fente alpine	75,39		X
A2980A	06	00	4	3	Gn, amph + bio, massif, lité, niveau repère	50,05	X	X
A2980B	06	00	4	3	Gn, amph , sombre, massif, entre Gn grossier à bio et gneiss à amph	50,60	X	X
A3017	12	00	4	3	Gn, amph. (grosses), massif, peu lité, cataclastique	53,44		X
A3039	12	00	4	3	Gn, amph , mal lité, grain fin, cataclastique	51,03		
A3068	12	00	4	3	Gn, amph + chl, contact des schistes (A3070)	49,64		
A3090A	35	00	0	3	Niveau hololeuco bouliné	63,34		
A3090B	35	00	4	3	Gn, bio + amph + chl, massif, très laminé contenant des niveaux holeuco (A3090A)	51,92		
A3095	22	00	4	4	Mylonites schisteuses à restes grenus dans schistes mordorés	54,99		
A3131	22	00	4	4	Schistes massifs, gris, gréseux	67,78		
A3165	22	00	4	4	Schistes "cartons", verdâtres - noirs	61,77		
A3220	22	00	4	0	Quartzite schisteuse (tufs kératophyres ?)	74,90		X
A3269	22	00	4	0	Schistes verts, débris "graphiteux" ? — série homogène →A3350	62,66	X	
A3338	22	00	4	0	Schistes verts	47,01		
A3372	12	00	3	0	Gn, amph , lité, grain fin	61,09		
A3380	12	00	3	0	Gn, amph (un peu plus grosses), plus mal lité	65,05		
A3382	10	00	3	0	Mobilisat à amph , (ou quartz diorite ?), grenu	59,09		
A3445	10	00	3	0	Gn, riche en amph + plg en lattes (structure gabbroïque ?)	47,79	X	
A3447	10	00	3	0	Gn migm, amph : Mob à grosses amph	54,11		
A3458	12	00	3	0	Gn, bio + amph , finement lité (30 cm)	58,86		X
A3460	12	00	3	0	Gn, amph, assez fathique, lité, grain fin, 20 cm	59,30		
A3462	14	00	0	0	Mobilisat, leuco, plissé, boudiné, 30 cm (mobilisat, aplite ou leptynite ?)	74,38		
A3463	12	00	3	0	Gn, amph, sombre, très massif, grain fin, 20 cm	43,94		
A3467	12	00	3	0	Gn, amph , sombre, massif, grain fin, 20 cm, très petits lits leuco	57,27		
A3470	12	00	3	0	Gn, amph , massif, finement rubané, grain fin, 20 cm	66,80		
A3473	12	00	3	0	Gn, amph + q.q. petits faths, lité, ensemble peu mobilisé, rainurage	58,29		
A3474	12	00	3	0	Gn, amph , massif	51,41		
A3480	12	00	3	0	Gn, amph , massif, 20 cm	56,99		
A3496	12	00	3	0	Gn, amph, finement lité, associé à amph massives	52,55		
A3497	14	00	4	0	Mobilisat à gros faths, orienté	62,01		
A3517	22	00	0	0	Niveau serpentineux dans schistes à chl, talc, serpentine	46,77		
A3539	22	00	0	0	Gr, gris, grain moyen, orienté, étiré, ± remobilisé (ou leptynite ?)	71,23	X	

← Série blastomylonitisée

← Niveaux repères

← Accident de fond de France

Faille

N° échant.	Code pétro.	Caract. relique	Chl.	Myl.	Caractères macroscopiques de l'échantillon	SiO_2	Lm	Ph.
A3593	14	00	3	0	Mobilisat, peu affecté à l'Alpin	67,28		
A3600	08	00	3	0	Gn, bio + faths ocellaires, cloisons, (bio fraîche ?) granulation	54,68	X	X
A3613	08	00	1	0	Gn, bio + amph, massif, légèrement lité et/ou rubané, fin	68,04		X
A3676	08	00	1	0	Gn, bio + musc et bio fraîches, massif, écaillage	68,98	X	
A3721	08 (07)	00	1	0	Gn, bio + grt + q.q. yeux de FK, compact, lité, veiné, écaillage (1 m)	64,15	X	
A3760		*Ech. non analysé de Mobilisat = gros faths en 'boudins'*						X
A3776	14	00	0	0	Mobilisat ou filon leuco, hyper FK, dissocié en amandes, 70 cm	61,22		
A3777	04	00	3	0	Filon Gr, gris sombre, grain fin, très dense, équant	51,41		
A3785	08	00	1	0	Gn veiné, bio + ep + grt, fin, aspect corné	64,60	X	
A3852	14	00	1	3	Mobilisat, bio, ± boudiné, sécant sur Sl,(ou filon plissé ?)	62,43		X
A3853	08	00	1	0	Gn, bio, compact, finement lité, non mobilisé en petit	63,34		
A3908	14	00	1	0	Mobilisat, à gros faths noirs + musc + grt	72,96		
A3910	14	00	1	0	Leucosome,grossier,q.q. faths noirs au centre, musc + grt,dans gn à grt	74,96	X	
A3911	14	00	1	0	Faciès granitoïde associé au mobilisat A3910, liné	71,49		
A3917	08	00	0	0	Gn, bio + nombreux yeux de faths dans niveaux à bio, compact, lité	61,77		
A3961	08	00	3	3	Gn, bio + grt, massif, fin, à niveaux gréso-pélitiques (+ pyrite)	57,48		
A4018	14	00	3	3	Mobilisat dans Gn à bio + amph, hololeuco	74,17		
A4020	12	00	3	0	Gn rub, à gros niveaux de Gn à bio + amph finement lités (analyse)	60,27		
A4092	12	00	3	0	Gn, bio + amph + q.q. petits faths, massif, écaillage sur 1 m	63,38		X
A4127A	12	00	3	0	Gn, amph + q.q. petits yeux de faths, sombre, mal lité, massif	63,10		
A4127B	06	00	3	0	Gn, amph, très rubané, lits 2 cm = leptyno amphibolique	63,40		
A4127C	06	00	3	0	Gn, amph, rubanement moy., niveaux à épidote	64,18		
A4174	12	00	3	1	Gn, bio + amph + petits yeux et/ou niveaux interrompus de faths, massif, lité	69,48 66,29	X	
A4228	08	00	0	1	Gn, bio, quartzeux, schisteux	62,29		
A4291	08	00	0	1	Gn, bio + petits yeux faths, très quartzeux, massif	65,09		
A4336	08	00	3	4	Sch, chl + tourm, très quartzeux, schisteux	62,53		
A4393	08	00	0	3	Gn, bio + chl,quartzeux	66,49		
A4453	08	00	0	1	Gn, bio, siliceux, non mobilisé	67,35		
A4493	08	00	0	0	Gn, bio + musc, finement lité, "Gn cornés, ensemble légèrement mobilisé	68,34		
A4495	08	00	3	3	Sch, bio, très fin, compact, aspect schisteux = vieille mylonite (?)	63,70		X
A4520	08	00	4	4	Sch, très quartzeux, noir, compact = vieille mylonite (?)	59,45	X	X
A4521	08	00	4	3	Sch, chloriteux à résidus de Gn à bio = vieille mylonite (?)	70,15		
A4560A	15 (07)	00	0	0	Gn, bio + amph (?), quartzeux, massif	69,09		
A4560B	14	00	1	1	Mobilisat, bio fraîche + faths noirs, homogène, grain grossier, équant	72,25		
A4560C	14	00	3	4	Mobilisat, idem, laminé, orienté	71,25		

N° échant.	Code pétro.	Caract. relique	Chl.	Myl.	Caractères macroscopiques de l'échantillon	SiO_2	Lm	Ph.
A4585A	07	00	1	0	Gn très migm, bio fraîche	66,24	X	
A4585B	15	00	0	0	Mélanosome, bio, très quartzeux, ≃ A4536	60,57		
A4585C	07	00	1	0	Gn moyen	63,15		
A4593A	14	00	1	0	Mobilisat, fin, peu orienté	72,29		
A4593B	14	00	1	0	Mobilisat, grossier, à faths noirs bio fraîche	70,70		
A4593C	14	00	1	0	Mobilisat moyen	73,19		
A4596	07	00	0	0	Gn migm - ech moyen	63,27		
A4603A		*Grande plaque de référence de Gn migm à Mob à faths noirs sécants*						X
A4603B	14	00	1	0	Mobilisat à faths noirs	68,49		X
A4603C	07	00	3	0	Gn migm, bio, moyen de la zone, ensemble quartzeux, peu phylliteux	72,33		X
A4619	14	00	0	0	Mobilisat, faths noirs, subconcordant, légèrement orienté	73,35		
A4642	07	00	3	3	Gn, bio, mylo. recoupé par Gr ou leucosome matrice moyenne	66,53		X
A4652	14	00	0	0	Mobilisat recoupant les migmatites	73,23		
A4700A	07	00	3	3	Gn migm, riche en bio, grain moy.	69,30		X
A4700B	14	00	3	3	Mobilisat, bio + musc + faths noirs, sécant, reschitosé	73,41		
A4708A	15	00	3	0	Gn migm, bio, mélanosome	60,83		
A4708B	14	00	3	0	Gn migm, bio, zone très mobilisée ⟶ faciès granitoïde orienté	72,56		
A4765	01	00	1	1	Filon Gr, bio (saine) + q.q. faths un peu grossiers, leuco, équant, ≃ Gr Sept Laux	71,29	X	X
A4770	07	00	0	0	Gn migm, bio, légèrement lité, passées grenues	63,72		
A4797	39	00	0	0	Filon Gr, bio, grossier, ± liné, dans Gn migm, inclu dans et recoupé par Mob à faths noirs (50 cm)	71,46		
A4825	07	00	3	0	Gn migm, oeillé + bio, grain grossier, très migmatisé ⟶ Gr anatectique	69,84		
A4838	05	00	0	0	Gr, leuco, grain fin, équant, ≃ Sept Laux	73,69		
A4880A	07	00	4	3	Gn migm, hétérogène, + pyrite	60,70		
A4880B	07	00	3	4	Gn migm, bio, plus grenu, dans zone broyée	67,48		
A4935	07	00	3	3	Gn migm (très), bio	67,55		
A4978A	05	00	3	3	Gr (ou mobilisat laminé), grain moy.	72,45		X
A4978B	07	00	3	3	Gn migm, bio, contourné , grossièrement lité	70,86		X
A5018A	07	00	3	3	Gn migm, bio, très migm mais < A4825	72,89		
A5018B	05	00	3	0	Gr en filon (7 L), grain fin, liné	71,73		
A5051	05 (07)	00	3	4	Gr, laminé, de "bordure", très orienté (ou Gn)	67,42		
A5055	76	00	0	0	Filon, hololeuco, qz + fath, recoupant les Gn rub	72,21		X
A5080	05	00	4	3	Gr 7L, légèrement porph., gris, grain moy. fin, liné	71,68	X	
A5135	05	00	4	3	Gr 7L, gris, grain moy., liné	70,82		
A5197	05	00	4	4	Gr 7L, légèrement porph., sombre, grain moy., cataclasé	70,63		
A5240	05	00	4	4	Gr 7L, sombre, grain moy., schistosé	70,49	X	
A5270	43	00	0	0	Enclave allongée, surmicacée, schisteuse (100 x 15 cm)	65,66	X	
A5300	05	00	4	0	Gr 7L, blanc, grain fin, liné	70,50		
A5398	01	00	4	1	Gr 7L, légèrement porphyr., blanc, grain moy., équant	71,01		
A5420	05	00	0	0	Gr 7L, blanc, grain fin	71,07		X
A5509	05	00	3	0	Gr 7L, blanc, grain fin, équant, près fentes alpines	70,02		X
A5572	05	00	3	0	Gr 7L, gris, grain fin à moy, équant	70,48		

N° échant.	Code pétro.	Caract. relique	Chl.	Myl.	Caractères macroscopiques de l'échantillon	SiO_2	Lm	Ph.
A5650	01	00	3	0	Gr 7L, tendance porphyroïde, blanc, grain moy., équant	70,63		
A5665	43	00	0	0	Enclave : Dior à bio, grain fin, équante, tendance vaugnérite, incluant un Gr sombre	65,80	X	X
A5756	01	00	3	0	Gr 7L, tendance porphyroïde, blanc, grain moy., peu liné	68,98		
A5853	01	00	3	3	Gr 7L, tendance porphyroïde, gris, grain moy., liné	68,92		
A5952	01	00	3	0	Gr 7L, tendance porphyroïde, grain grossier, équant	68,51	X	X
A6015A	43	00	3	0	Enclave, bio, très quartzeuse	62,78		
A6015B	01	00	3	0	Gr 7L, tendance porphyroïde, grain moy., équant	70,18		
A6029	01	00	3	0	Gr 7L, porphyr. + ép bordant faths, gris, grain moy., équant	69,17		
A6109	05	00	4	4	Gr 7L, sombre, grain fin, orienté, à passées très cataclasées + sombres	71,32		
A6200	05	00	1	1	Gr 7L, blanc, grain fin, équant "typique"	70,53	X	
A6241A	43	00	1	1	Enclave (0,5 x 1 m), surmicacée avec auréoles	66,17		
A6241B	30	00	3	1	Auréole leucocrate d'épaisseur variable : 1 à 10 cm	72,32		
A6241C	30	00	3	1	Auréole grise ≃ 15 cm	69,86		
A6241D	30 (05)	00	3	1	Gr 7L, leuco, grain moy. à fin, équant	71,87		
A6259	05	00	1	1	Gr 7L, blanc, grain fin, liné	70,21		
A6336	05	00	3	0	Gr 7L, gris, grain moy., équant, nombreuses fentes alpines	70,51		
A6392	01	00	3	0	Gr 7L, blanc, grain grossier, orienté	71,62		
A6470	05	00	0	0	Gr 7L, tendance porphyr., sombre, grain moy., équant en "bouffées",et contenant des enclaves et des petits schlieren de biotite	66,78		
A6496	05	00	4	3	Gr 7L, chl ± ep (sans fentes alpines), blanc, grain moy. orienté	71,48		X
A6521	05	00	0	0	Gr 7L	69,17		
A6550	43	00	1	1	Enclave surmicacée, bio, grenue, vaugnéritique	58,86		
A6576	05	00	0	0	Gr 7L, gris, grain fin, aspect saccharoïde, équant	70,74	X	
A6600	30(?)	04	3	0	Faciès complexe de passage vaugnerite - Gn, sombre, micacé, hétérogène	52,55		
A6655	01	00	4	3	Gr 7L, tendance porphyr, chl, gris, grain fin équant mylonitique	67,47		
A6696	30	04	4	3	Enclave, bio + amph ± porphyr, grenue, gneissique à "crapauds" de bio, cataclasée	56,51		
A6701	30	04	4	0	Enclave : Gn, bio + chl + amph, massif, grain fin, sans FK	53,11		
A6703	30	04	4	0	Enclave : Gn grenu, bio + amph, grain fin, sans FK	53,52	X	X
A6708	30	04	4	0	Gr gneissique, bio + amph + FK, sombre	53,70		
A6730	05(?)	00	4	4	Gr, sombre, orienté, très mylonitique	55,86		
A6740	05(?)	00	4	4	Gr, sombre, orienté, très mylonitique	68,72		X
A6755A	01	00	4	"1"	Gr 7L bio + ep, blanc, grain grossier, liné, témoin "sain" dans zone cataclasée et à fentes alpines	68,30		
A6755B	01	00	4	"1"	Gr 7L bio + ep, blanc, grain grossier, liné, témoin "sain" dans zone cataclasée et à fentes alpines	69,35		
A6790A	01	00	4	3	Gr 7L, sombre, grain grossier, orienté, entre 2 diaclases	70,20	X	
A6790B	01	00	4	3	Gr 7L, sombre, grain grossier, orienté, entre 2 diaclases	71,04		
A6852	01	01	4	4	Gr 7L, sombre,fond grossier, laminé, schisteux	70,38	X	
A6895	05	00	0	0	Gr 7L, grain moy., équant, diaclasé	70,99		

N° échant.	Code pétro.	Caract. relique	Chl.	Myl.	Caractères macroscopiques de l'échantillon	SiO_2	Lm	Ph.
A6900	43	00	0	0	Enclave (30 x 100 cm) = Dior : bio + ep, grain moy., transverse sur S_1 du Gr	61,74		
A6935	05	00	3	0	Gr 7L, blanc, grain moy., "sain" dans zone diaclasée	70,10		
A6940	05	00	0	4	Gr 7L, idem + cataclasé, aspect gneissique ($S_1 \neq$ diaclases)	72,08		
A6990	01	00	4	4	Gr 7L, blanc, grain moy., orienté, moins gneissique	70,80		
A7038A	01	00	4	4	Gn = orthogneiss de Gr 7L	73,72		
A7038B	01	00	4	4	"Schiste" = phyllonite de Gr 7L			X
A7060B	01	00	4	4	Gr 7L mylonitisé	65,21		
A7082	01	00	4	4	Gr 7L schistosé (mylon.) < A7038B	71,31		
A7128	01	00	4	4	Gr 7L, gris, grain moy., diaclasé (tous les 5 cm)	70,21		
A7190	01	00	4	4	"Schiste" = Gr 7L ultralaminé = A7038B	71,89		X
A7191	01	00	4	4	Gr 7L, très cataclasé ≃ A7038A	72,19		
A7230	01	00	3	0	Gr 7L, chl, blanc, grain moy., orienté, peu cataclasé	72,73		
E9950	01	00	3	0	Gr 7L, tendance porphyr., blanc, grain grossier, orienté, peu cataclasé	72,00		
E9891	01	00	3	0	Idem	72,53		
E9885	39	00	3	0	Gr, bio, sombre, grain fin, liné, en filon recoupant le Gr 7L	67,66		
E9875A	01	00	3	3	Gr 7L, chl, porphyr., blanc - gris, grain grossier, orienté, cataclasé	73,17		
E9875B	05	00	3	3	Gr (7L ?), chl, leuco, grain fin, liné, diaclasé	74,53		
E9851	01	00	3	3	Gr 7L = 9875A	72,18		X
E9845	01	00	3	3	Gr 7L = E9875A	71,64		
E9828	01	00	4	4	Gr 7L, idem, mais très laminé, schistosé	72,49		
E9761	08	00	0	3	Gn, bio + musc + tendance oeillée, en panneau, déformé, schistosé	71,35	X	
E9695A	04	00	3	3	Gr, tendance porphyr., liné, en filon dans Gn granitiques hétérogènes ≃ St Colomban	71,52		X
E9695B	76	00	3	0	Filon aplopegmatitique hololeuco, sécant, gros faths	73,40		
E9586 (P266)	07	00	4	3	Gn granitique moy., musc, gris, hétérogène, laminé avec q.q. filons à faths noirs	70,91		
E9561	13	00	3	3	Niveau de Gn granitique, musc, grain moy., massif, dans Gn hétérogènes ± migm	68,73	X	
E9477	07	00	3	3	Gn très migm., bio + musc + tendance porphyr., grain grossier	69,86	X	
E9445A		*Gr sombre grain moyen orienté cf. A2283*						
E9445B	04	05	3	0	Idem mais lité plus finement	71,23		
E9394A	35	00	4	4	Gn, min. arrondis, granulés = 2 bio dont 1 chl,	64,04	X	
E9394B	35	00	4	4	+ musc, mylonitique	73,87(?)		
E9379	35	00	4	4	Phyllonite avec ± de restites boudinées, musc	70,77		X
E9313	35	00	4	4	Phyllonite avec ± de restites boudinées, chl déformée, + musc + porphyr.	65,78	X	
E9238	35	00	3	4	Phyllonite avec ± de restites + chl déformée + musc et de moins en moins de FK	66,77		X
E9215	35	00	4	4	Phyllonite idem ± quartzeuse = 0 FK	72,15		
E9174	35	00	4	4	Phyllonite (ultra), + pyrite dans faille	63,23		X
E9157	35	00	4	4	Phyllonite avec 1 niveau qtzo fathique laminé dans faille	61,42	X	
E9118A	35	00	4	4	Niveau Gr gneissifié (?) à pyrite dans faille, + musc			X
E9118B	35	00	4	4	Niveau schisteux quartzeux + musc	68,84		
E9118C	35	00	4	4	Niveau plus schisteux quartzeux + musc	66,93		

ANNEXE 3

TABLEAUX STATISTIQUES DES ANALYSES GEOCHIMIQUES

Ensemble	Faciès	Code	Nb.		SiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_3{}^t$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P.F.	Ba	Sr	Rb
GRANITE DES SEPT LAUX	fin	05	21	G	70.78	15.41	1.65	.02	.73	1.31	4.34	3.91	.29	.82	1156	549	134
				Σ	1.02	1.03	1.26	1.96	1.54	1.64	1.05	1.11	1.59	1.79	1.19	1.32	1.24
				A6200	70.53	15.63	1.64	.03	.69	1.66	4.37	3.86	.30	1.00	989	505	159
	grossier	01	26	G	70.68	15.28	1.64	.03	.78	1.36	4.35	3.99	.26	.77	1166	590	145
				Σ	1.02	1.03	1.23	1.75	1.73	1.71	1.06	1.08	1.22	1.63	1.24	1.38	1.18
				A6392	71.62	15.39	1.46	.03	.53	1.87	4.28	3.49	.22	.73	960	554	112
Filon holo-leuco.et/ou aplopegm.		76	8	G	72.56	14.76	.62	.01	.21	.63	4.20	4.50	.11	.70	728	342	120
				Σ	1.02	1.07	2.24	1.66	2.77	1.92	1.31	1.43	1.75	1.82	1.46	1.43	1.69
				E9695B	73.40	14.80	.80	.03	.56	.74	4.37	4.49	.11	.79	1111	440	120
GRANITOIDES LEUCOCRATES TARDIFS DE St COLOMBAN	en filon ou coupole grain fin	09	3	G	70.32	15.50	1.37	.02	.79	1.47	4.25	4.39	.22	1.16	1554	407	155
				Σ	1.04	1.12	1.46	2.08	1.43	1.53	1.08	1.14	1.76	1.32	1.67	2.19	1.09
				A1500	70.53	15.01	1.77	.04	1.14	1.24	4.14	4.24	.37	1.43	1213	300	165
	en filon grain moyen	11	10	G	70.29	15.21	1.64	.02	.67	1.25	4.16	4.16	.23	.82	874	380	138
				Σ	1.03	1.08	1.51	1.81	1.94	2.48	1.18	1.23	1.62	1.39	1.41	1.75	1.44
				A1609	69.80	15.27	1.70	-	.91	1.60	4.28	4.35	.24	1.48	1101	390	173
	en coupole grain moyen	11	19	G	72.00	14.57	1.33	.03	.60	1.12	4.27	4.00	.21	.96	970	417	142
				Σ	1.01	1.03	1.18	1.46	1.43	1.29	1.04	1.07	1.28	1.48	1.18	1.28	1.15
				A155	71.85	14.38	1.25	.03	.76	1.17	4.30	4.01	.19	1.15	889	412	?

G = moyenne géométrique, Σ = écart type géométrique

Ensemble	Faciès	Code	Nb.		SiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_3{}^t$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P.F.	Ba	Sr	Rb
GRANITOIDES DE St COLOMBAN	porphyroïdes sur trame granitique	00	5	G	66.73	15.89	3.08	.03	1.47	2.38	3.80	4.06	.47	1.62	1042	473	173
				Σ	1.02	1.02	1.18	1.89	1.19	1.24	1.05	1.07	1.17	1.24	1.09	1.43	1.11
				A1608	67.58	15.26	2.55	-	1.40	1.74	3.99	4.23	0.41	2.16	1101	390	173
	porphyroïdes sur trame linée	00	12	G	67.89	15.98	2.52	.03	1.31	1.95	4.04	4.12	.35	.96	768	298	200
				Σ	1.02	1.03	1.34	1.86	1.39	1.51	1.06	1.13	1.45	1.73	1.29	1.26	1.17
				A1450	67.58	16.48	3.02	.02	1.46	2.28	4.02	4.14	.46	.80	932	303	182
	porphyroïdes sur trame gneissique	00	13	G	67.38	16.03	2.80	.05	1.40	2.32	3.90	3.75	.37	1.16	609	308	191
				Σ	1.04	1.04	1.29	1.40	1.47	1.49	1.05	1.09	1.37	1.41	1.26	1.31	1.17
				A1260	68.68	15.39	2.00	.04	1.14	1.95	4.22	3.88	.32	.86	755	307	150
	porphyroïdes sur trame mylonitique	00	11	G	68.63	15.65	2.48	.03	1.60	.84	4.12	4.00	.36	1.27	863	283	166
				Σ	1.03	1.04	1.24	1.77	1.31	2.25	1.12	1.16	1.20	1.29	1.28	1.69	1.29
				A2705	67.95	15.97	2.30	-	1.09	2.98	4.07	3.38	.34	1.07	623	353	164
	porphyroïdes sur trame migmatitique	00	2	G	67.87	16.03	2.28	.04	1.45	1.40	4.08	4.62	.34	1.75	782	141	213
				Σ	1.02	1.01	1.13	1.17	1.11	1.02	1.13	1.03	1.13	1.41	1.14	2.49	1.37
				A703	68.60	15.97	2.49	.05	1.35	1.42	3.74	4.71	.37	1.37	713	269	266
	porphyroïdes avec amphibole	02	5	G	63.25	17.47	3.26	.03	1.81	2.89	4.60	3.71	.59	1.38	1290	724	142
				Σ	1.03	1.08	1.26	1.41	1.29	1.05	1.16	1.18	1.21	1.23	1.36	1.26	1.29
				A2157	62.35	17.30	3.99	.03	2.23	2.83	4.41	3.77	.75	1.42	1323	722	171
	non ou moins porphyroïdes à biotite	04	18	G	66.32	16.06	2.69	.04	1.52	1.44	3.93	4.45	.48	1.44	1272	506	131
				Σ	1.06	1.06	1.41	1.85	1.54	1.64	1.12	1.26	1.63	1.43	1.68	1.56	1.34
				A1675	69.34	14.94	2.24	.02	1.59	.57	3.38	4.90	.33	1.25	985	284	202

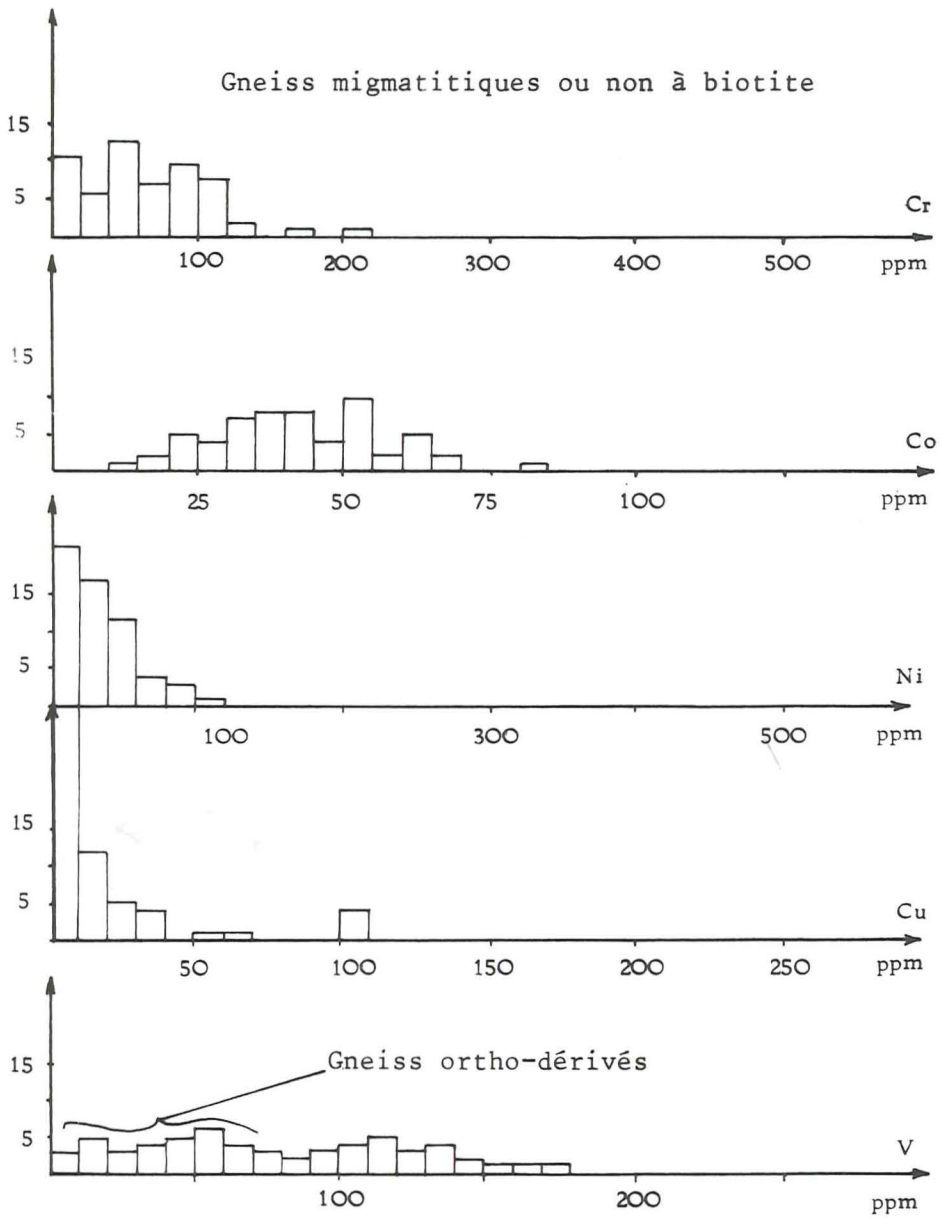
Ensemble	Faciès	Code	Nb.		SiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_3{}^t$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P.F.	Ba	Sr	Rb
GNEISS PEU OU PAS MIGMATITIQUES DE St REMY	rubanés + lept. amph. à amphibole	06	8	G	56.57	15.88	6.69	.13	4.19	6.21	3.29	2.20	.83	1.68	549	330	100
				Σ	1.10	1.10	1.17	1.28	1.64	1.16	1.32	2.13	1.45	1.37	1.71	1.18	3.28
				A970	60.31	17.22	5.36	.09	2.88	5.21	3.92	2.93	.70	1.33	628	310	151
	lités ou massifs à amphibole	12	35	G	57.90	15.40	6.25	0.10	3.70	5.20	3.55	2.13	.93	1.65	775	521	67
				Σ	1.10	1.18	1.38	1.59	1.64	146	1.30	1.83	1.59	1.43	1.93	1.85	2.61
				A3473	58.29	16.13	6.91	.10	3.61	5.34	3.92	1.31	.95	1.98	694	517	27
	rubanés à biotite	13	6	G	69.84	15.39	1.86	.03	.77	1.56	4.24	3.94	.22	1.31	670	310	198
				Σ	1.01	1.03	1.24	1.49	1.46	1.21	1.10	1.11	1.45	1.26	1.60	1.62	1.52
				A2930	70.20	15.18	1.57	.03	.47	1.64	4.42	4.01	.15	.98	489	251	231
	lités ou massifs à biotite	08	31	G	65.34	15.75	4.24	0.07	1.94	1.76	3.31	2.94	.59	1.75	646	244	111
				Σ	1.07	1.08	1.74	2.05	1.91	1.82	1.32	1.50	1.52	1.52	1.55	1.76	1.91
				A4453	67.35	15.05	4.89	.03	2.03	3.02	3.73	2.41	.80	.98	387	255	89
GNEISS MIGMATITIQUES DE St REMY	à amphibole	10	7	G	60.71	15.56	4.83	.10	2.73	3.71	3.64	1.97	.60	1.73	650	365	64
				Σ	1.17	1.10	2.28	2.29	2.80	1.77	1.22	1.86	2.49	1.41	1.91	1.95	2.83
				A3447	54.11	15.71	8.77	.15	5.25	6.73	3.87	1.45	.98	2.04	723	474	29
	à biotite	07	21	G	67.56	15.47	3.53	.06	1.49	1.56	3.64	3.16	.48	1.27	720	303	127
				Σ	1.06	1.07	1.68	2.22	1.69	1.67	1.23	1.40	1.59	1.61	1.65	1.60	1.49
				A4700A	69.30	15.70	3.68	.04	1.30	.91	3.51	3.38	.46	1.46	779	232	112

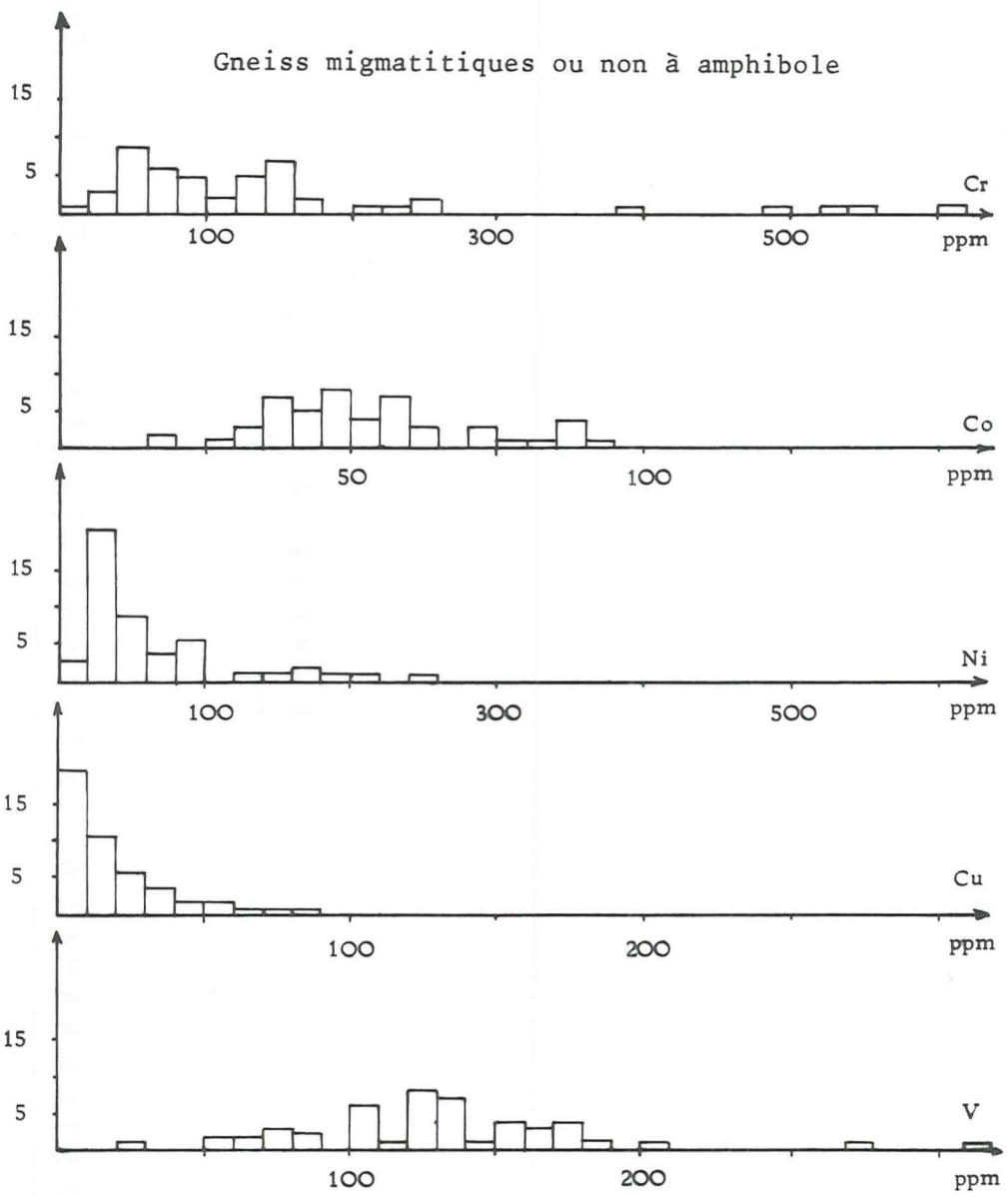
Ensemble	Faciès	Code	Nb.		SiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_3{}^t$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P.F.	Ba	Sr	Rb
GNEISS MIGMATITIQUES DE St REMY	leucosomes (mobilisats)	14	23	G	71.21	15.62	1.10	.02	.28	1.14	4.37	2.55	.12	.74	744	333	69
				Σ	1.06	1.14	1.96	2.11	4.03	3.42	1.26	1.96	3.21	1.71	1.86	1.79	1.90
				A4700B	73.41	14.34	1.53	0.04	0.57	1.15	4.35	2.23	0.20	1.06	773	308	58
	mélanosomes	15	7	G	57.65	14.15	7.02	.10	4.34	2.23	1.75	4.41	.95	1.90	835	153	225
				Σ	1.16	1.30	1.49	1.64	2.41	2.76	2.58	1.09	1.53	1.53	1.90	2.27	1.54
				A4585B	60.57	16.19	8.95	0.08	3.10	1.80	2.58	4.30	1.33	0.94	614	167	220
ENCLAVES	surmicacées dans Sept Laux	43	6	G	63.43	13.17	4.89	.10	4.21	2.81	2.93	4.04	.69	1.19	725	498	269
				Σ	1.05	1.03	1.17	1.20	1.26	1.41	1.23	1.32	1.26	1.67	1.76	1.32	1.21
				A6241A	66.17	13.03	3.96	.08	3.36	2.06	2.51	4.96	.88	.86	1254	356	277
	gneissiques dans Sept Laux	30	4	G	59.19	15.65	6.14	.09	6.57	5.19	3.66	4.00	.84	1.98	1920	1003	234
				Σ	1.03	1.14	1.20	1.40	1.45	1.19	1.22	1.08	1.06	1.05	1.26	1.32	1.11
				A6708	53.70	15.11	6.32	0.09	6.40	5.55	4.27	3.58	0.86	2.02	1806	1225	210
	surmicacées dans coupoles	43	7	G	63.62	14.35	4.96	.09	3.09	1.88	3.55	4.25	.94	1.50	881	383	235*
				Σ	1.07	1.09	1.25	1.29	1.21	1.50	1.15	1.14	1.40	1.68	1.40	1.71	1
				B155	66.97	13.73	4.03	0.07	2.79	1.49	3.33	5.03	0.52	0.78	1126	305	?
	surmicacées dans St Colomban	43	3	G	55.02	16.50	5.99	.10	4.17	4.10	2.68	4.46	.86	2.14	1430	595	220
				Σ	1.19	1.21	1.60	1.26	2.40	1.59	1.46	1.46	1.75	1.40	1.79	1.34	1.93
				A2270	51.14	14.10	8.19	.12	8.12	6.75	2.78	386	1.22	2.36	2547	557	145

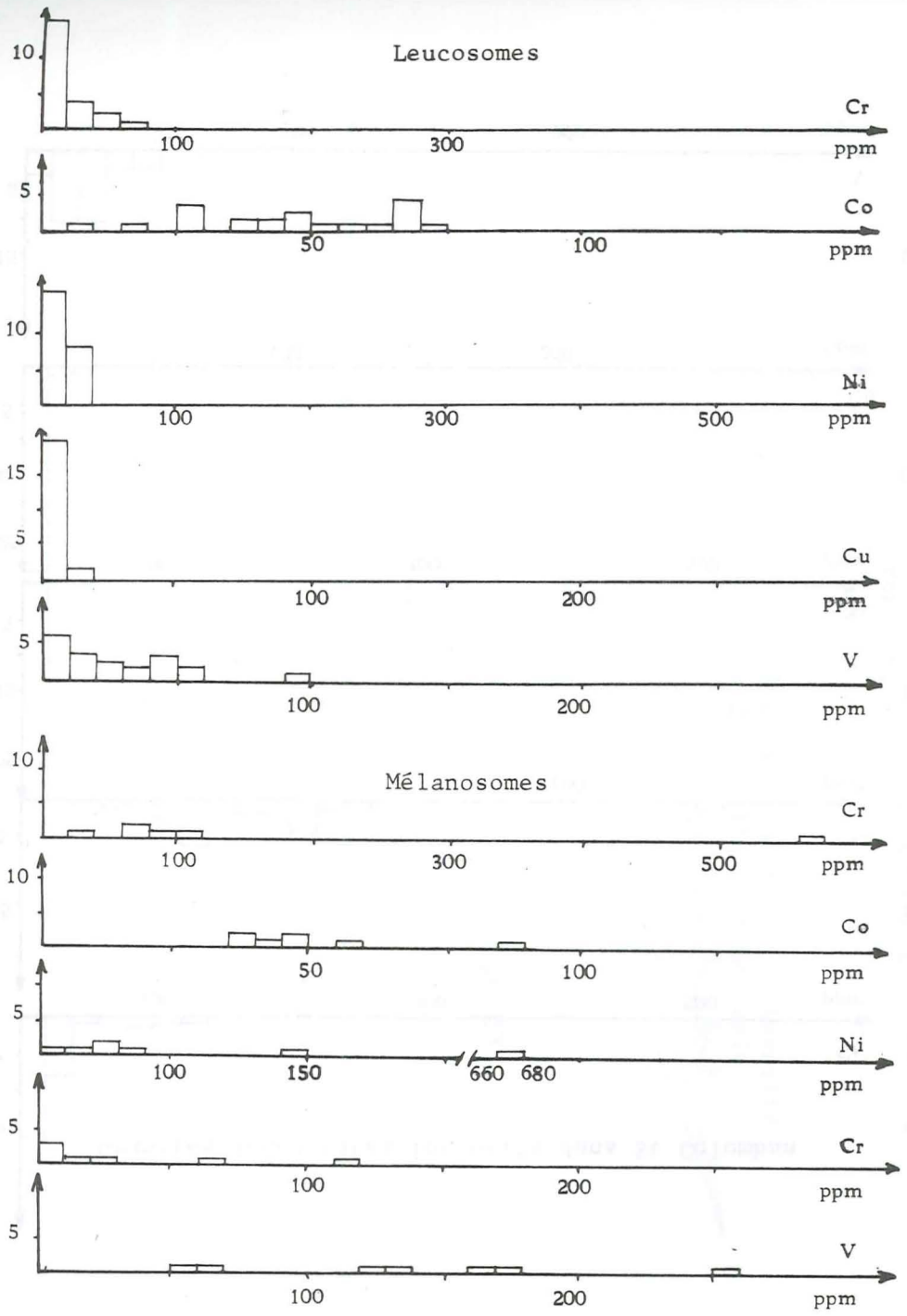
* Rb non dosé dans 6 analyses

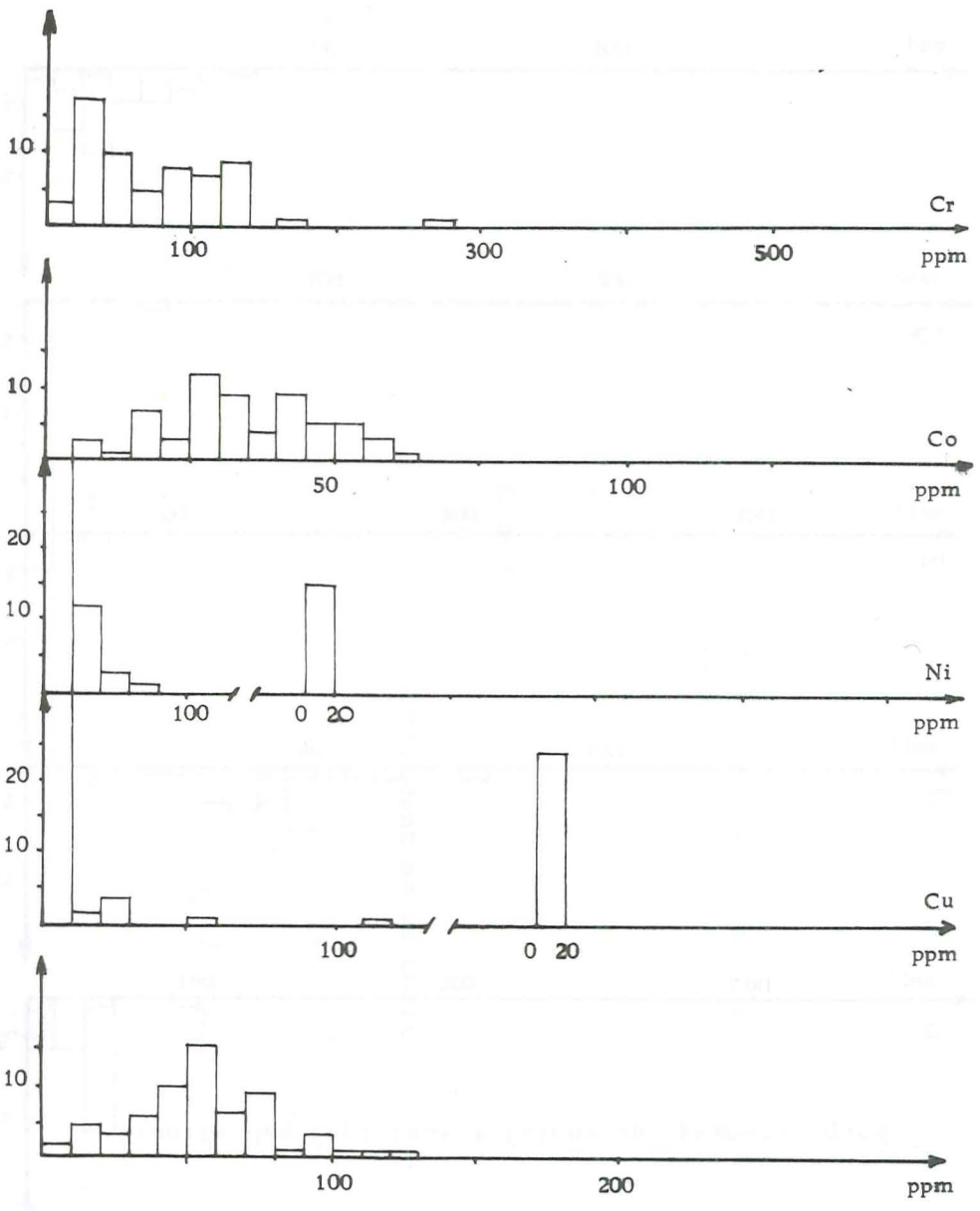
ANNEXE 4

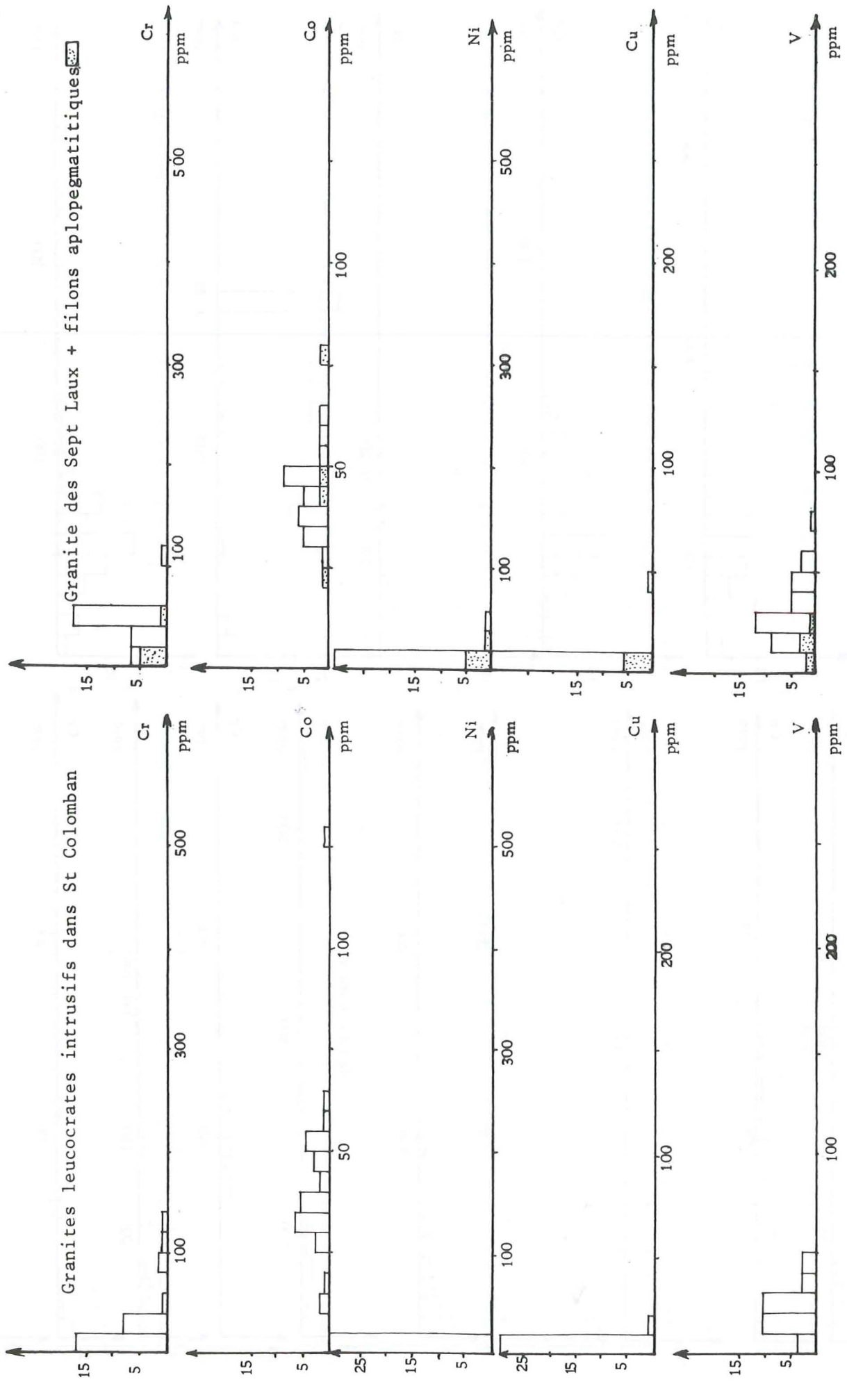
HISTOGRAMMES DES TENEURS EN Cr, Co, Ni, Cu, V


Gneiss migmatitiques ou non à biotite
15
5
Cr
100
200
300
400
500
ppm
Co
25
50
75
100
Ni
Cu
150
250
Gneiss ortho-dérivés
V


Gneiss migmatitiques ou non à amphibole
15
5
Cr
100
300
500
ppm
Co
50
Ni
Cu
200
V


Leucosomes
10
Cr
100
300
ppm
5
Co
50
Ni
Cu
150
660
680
V
Mélanosomes


Granitoïdes de St Colomban
10
Cr
100
300
500
ppm
Co
50
20
Ni
0
Cu
V



Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le

Le Président de la thèse

R. MICHEL

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 16 novembre 1979

P. Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale
Le Vice-Président

G. AUBERT