



Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes françaises)

Yves Simeon

► To cite this version:

Yves Simeon. Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes françaises). Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1979. Français. <tel-00549257>

HAL Id: tel-00549257

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00549257>

Submitted on 21 Dec 2010

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

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

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE
THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE
GEOLOGIE APPLIQUEE
OPTION : PETROLOGIE - METALLOGENIE

**ETUDE PETROLOGIQUE, GEOCHIMIQUE ET STRUCTURALE
DES TERRAINS CRISTALLINS DE BELLEDONNE ENTRE
L'ARC ET L'ISERE (ALPES FRANCAISES).**

Par Yves SIMEON

Soutenue le 28 novembre 1979 devant la commission d'examen

R. MICHEL	professeur à l'USMG	Président
P. GIRAUD	professeur à l'USMG	Rapporteur
P. VIALON	professeur à l'USMG	Examineur
G. VIVIER	ingénieur CNRS	Examineur

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE
THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE
GEOLOGIE APPLIQUEE
OPTION : PETROLOGIE - METALLOGENIE

**ETUDE PETROLOGIQUE, GEOCHIMIQUE ET STRUCTURALE
DES TERRAINS CRISTALLINS DE BELLEDONNE ENTRE
L'ARC ET L'ISERE (ALPES FRANCAISES).**

Par Yves SIMEON

Soutenue le 28 novembre 1979 devant la commission d'examen :

R. MICHEL	professeur à l'USMG	Président
P. GIRAUD	professeur à l'USMG	Rapporteur
P. VIALON	professeur à l'USMG	Examineur
G. VIVIER	ingénieur CNRS	Examineur

" Savoir que l'on sait ce que l'on sait ,
et savoir que l'on ne sait pas ce que l'on ne sait pas :
voilà la véritable science."

Confucius, Doctrine, Le Lun-Yu.

A Yvette ,
à Gaëlle .

REMERCIEMENTS

-oOo-

A l'issue de ce travail, je tiens à remercier les personnes qui m'ont aidé à le réaliser, et en premier lieu,

Monsieur P. Giraud qui a bien voulu me confier le levé des terrains cristallins de la feuille géologique Albertville et qui m'a permis de réaliser ce travail,

Le service de la carte géologique du service géologique national à Orléans qui m'a apporté une aide financière,

Monsieur R. Michel qui a bien voulu présider ce jury,

Monsieur P. Vialon qui m'a donné de précieux conseils,

Monsieur G. Vivier qui m'a gentiment fait bénéficier de son expérience,

Monsieur Y. Gros qui m'a fait profiter de ses connaissances géologiques de la région étudiée,

Monsieur J.P. Gratier, pour son accueil et les conseils qu'il m'a prodigués,

Les chercheurs et techniciens du laboratoire de l'Institut Dolomieu : G. Buffet, R. Domeyne, J. Girault, F. Keller, R. Telmat,

Je me sens également obligé envers Monsieur l'abbé Giroud et Elisabeth qui m'ont permis de résoudre mes problèmes d'hébergement dans la vallée de la Tarentaise.

J'exprime ma reconnaissance à "Gigi" et à ma mère qui ont bien voulu assurer la dactylographie (pas toujours facile) de ce mémoire.

Je suis également redevant envers la mairie d'Annecy, ainsi qu'envers mon beau-père et M. Locatelly qui ont bien voulu assurer l'impression de ce travail.

J'exprime ma gratitude à mes parents qui m'ont permis de faire de "si longues" études.

Je ne pourrais, en quelques mots, dire tout ce que je dois à "Vette".

Dans cette liste, je ne saurais oublier tous mes camarades de "tricycle" pour tous les bons moments passés avec eux.

-oOo-

TABLE DES MATIERES

-000-

CHAPITRE I - INTRODUCTION ET GENERALITES

=====

I) <u>PRESENTATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE SOMMAIRE</u>	p 1
I-1. Localisation géographique et géologique	p 1
I-2. Principaux traits géologiques quaternaires	p 1
I-2.1) Action des glaciers	
I-2.2) Erosion quaternaire	
I-2.3) Le réseau hydrographique	
II) <u>HISTORIQUE DES TRAVAUX ET MOYENS D'ETUDE</u>	p 3
II-1. Historique	p 3
II-2. Buts de l'étude	p 8
II-3. Moyens d'étude	p 8
II-3.1) Cartographie	
II-3.2) Etude de laboratoire	
III) <u>PRESENTATION DES DIFFERENTS ENSEMBLES CRISTALLOPHYLLIENS</u>	p 9

CHAPITRE II - LA SERIE SATINEE

=====

I) <u>INTRODUCTION</u>	p 11
I-1. Situation géographique	p 11
I-2. Remarques	p 11
II) <u>PETROGRAPHIE DE LA SERIE SATINEE</u>	p 11
II-1. Micaschistes sériciteux	p 12
II-2. Micaschistes quartzeux	p 14
II-3. Micaschistes à albite ocellaire	p 16
II-4. Faciès divers	p 17
II-5. Micaschistes chloriteux à mispickel et scheelite de Saint Paul / Isère	p 17
II-6. Roches vertes de la série satinée (prasinites et schistes chloriteux)	p 19
II-7. Prasinites	p 21
II-8. Schistes chloriteux	p 22
II-9. Conglomérats et cipolins	p 23
II-10. Résumé des différentes paragenèses observées dans les micaschistes de la série satinée	p 23

III) <u>CONDITIONS DU METAMORPHISME DE LA SERIE SATINEE</u>	p 24
III-1. Conditions de stabilité des minéraux	p 24
III-1.1) Biotite	p 24
III-1.2) Micas blancs	p 26
III-1.3) Albite	p 28
III-1.4) Hornblende verte	p 28
III-1.5) Actinote	p 28
III-1.6) Chlorite	p 28
III-1.7) Epidote	p 29
III-1.8) Sphène	p 29
III-2. Evaluation des métamorphismes des micaschistes de la série satinée	p 29
III-3. Conclusion sur les métamorphismes	p 33
III-3.1) Premier métamorphisme	p 33
III-3.2) Deuxième métamorphisme	p 34
III-3.3) Problème des albites tournées et des paillettes de séricite selon S2	p 34
IV) <u>TECTONIQUE SOUPLE DE LA SERIE SATINEE</u>	p 37
IV-1. Généralités	p 37
IV-2. Eléments structuraux mesurables	p 38
IV-3. Analyse des déformations	p 39
IV-3.1) Plis synschisteux	p 41
IV-3.2) Plis postschisteux	p 41
IV-4. Déformations visibles en lames minces	p 46
IV-4.1) Différentes déformations observées en lames minces	p 47
IV-5. Conclusion sur les déformations ductiles	p 50
V) <u>TECTONIQUE CASSANTE DE LA SERIE SATINEE</u>	p 50
V-1. Généralités	p 50
V-2. Analyse des fractures	p 51
V-3. Essai d'interprétation de la tectonique cassante	p 57
V-3.1) Evolution d'une zone de cisaillement	p 57
V-3.2) Essai d'interprétation de la tectonique cassante de la série satinée	p 58
VI) <u>LE "SYNCLINAL MEDIAN"</u>	
VI-1. Présentation géographique sommaire	p 59
VI-2. Stratigraphie	p 59
VI-3. Tectonique du synclinal médian	p 60
VI-3.1) Marqueurs de la déformation	p 60
VI-4. Métamorphisme des terrains mésozoïques du synclinal médian	p 61
VI-5. Synclinal médian dans la galerie EDF Arc-Isère	p 62
VI-6. Conclusion	p 63

VII)	<u>ESSAI D'INTERPRETATION DES DEFORMATION SUBIES PAR LES MICASCHISTES DE LA SERIE SATINEE</u>	p 63
VII 1.	Résumé de l'analyse des déformations de la série satinée	p 63
VII-2.	Problème de l'âge des déformations	p 67
VIII)	<u>APPROCHE D'UNE ETUDE COMPARATIVE ENTRE LA SERIE SATINEE ET DES SERIES DU MASSIF CENTRAL</u>	p 73
IX)	<u>GEOCHIMIE DE LA SERIE SATINEE</u>	p 77
IX-1.	Introduction	p 77
IX-2.	Eléments majeurs	p 77
IX-3.	Eléments traces et TiO_2	p 82
IX-4.	Conclusion de l'étude géochimique de la série satinée	p 84
CHAPITRE III - LA SERIE VERTE =====		
I)	<u>GENERALITES</u>	p 85
I-1.	Situation géographique et géologique	p 85
I-2.	Historique	p 85
II)	<u>DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES PRINCIPAUX FACIES DE LA SERIE VERTE</u>	p 85
II-1.	Schistes compacts	p 87
II-2.	Schistes compacts à lits chloriteux	p 89
II-3.	Schistes à muscovite	p 89
II-4.	Schistes ocellaires	p 90
II-5.	Conclusion à l'étude pétrographique	p 91
III)	<u>METAMORPHISME DE LA SERIE VERTE</u>	p 92
III-1.	Métamorphisme principal	p 92
III-2.	Conclusion à l'étude du métamorphisme	p 93
IV)	<u>GEOCHIMIE DE LA SERIE VERTE</u>	p 94
IV-1.	Introduction	p 94
IV-2.	Eléments majeurs	p 94
IV-3.	Eléments mineurs	p 99
IV-4.	Conclusion à l'étude géochimique	p 99
V)	<u>TECTONIQUE DE LA SERIE VERTE</u>	p 99
VI)	<u>AGE DE LA SERIE VERTE</u>	p 101

CHAPITRE IV - SERIE DES GNEISS DE PUSSY-PLAN DU COL

I) <u>SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE</u>	p 103
II) <u>PRESENTATION SOMMAIRE DES PRINCIPAUX FACIES</u>	p 103
III) <u>DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES PRINCIPAUX FACIES</u>	p 105
III-1. Gneiss à mégacristaux de feldspaths (zone ouest) p	105
III-1.1) Aspects macroscopiques des faciès de la zone septentrionale	p 105
III-1.2) Aspects microscopiques des faciès de la zone septentrionale	p 109
III-1.2.1) Gneiss à mégacristaux de feldspaths automorphes	p 109
III-1.2.2) Gneiss ocellaires	p 113
III-1.2.3) Gneiss leptynitiques fins	p 115
III-1.3) Aspects macroscopiques des faciès de la zone méridionale	p 117
III-1.4) Aspects microscopiques des faciès de la zone méridionale	p 117
III-2. Gneiss situés à l'Est du granite de la Lauzière (zone est)	p 119
III-2.1) Gneiss à grosses amphiboles	p 119
III-2.2) Gneiss leptynitiques rubanés	p 121
III-2.3) Amphibolite	p 122
III-2.4) Schistes à biotite et/ou amphibole	p 122
III-2.5) Gneiss à mégacristaux de feldspaths ocellés sans amphibole	p 122
III-2.6) Gneiss à mégacristaux de feldspaths ocellés et à grenat	p 125
III-2.7) Gneiss à mégacristaux de feldspaths ocellés à amphibole	p 125
III-3. Conclusion à l'étude pétrographique de la série des gneiss de Pussy-Plan du Col	p 126
IV) <u>GEOCHIMIE DES GNEISS DE PUSSY-PLAN DU COL</u>	p 128
IV-1. Introduction	p 128
IV-2. Gneiss de la zone ouest	p 128
IV-2.1) Gneiss à mégacristaux de feldspaths	p 128
IV-2.1.1) Eléments majeurs	p 128
IV-2.1.2) Eléments mineurs	p 137
IV-2.2) Gneiss leptynitiques fins	p 142
IV-2.2.1) Eléments majeurs	p 142
IV-2.3) Conclusion à l'étude géochimique des faciès de la zone ouest	p 146
IV-3. Gneiss de la zone est	p 150
IV-3.1) Gneiss à mégacristaux de feldspaths	p 150
IV-3.2) gneiss amphiboliques et leptynites	p 151
IV-3.2.1) Eléments majeurs	p 151
IV-3.2.2) Eléments mineurs	p 154
IV-4. Conclusion à l'étude géochimique des gneiss de Pussy-Plan du Col	p 155

IV-5. Problème de la présence des mégacristaux de feldspaths	P 156
V) <u>METAMORPHISME DES GNEISS DE PUSSY-PLAN DU COL</u>	p 158
V-1. Rétromorphose	p 158
V-2. Métamorphisme principal	p 159
V-3. Classification du métamorphisme	p 159
VI) <u>TECTONIQUE DES GNEISS DU PUSSY-PLAN DU COL</u>	p 160
VI-1. Les fractures	p 162
VI-2. Problème des cristaux de feldspaths automorphes ...	p 163
VI-3. Conclusion à l'étude tectonique des gneiss de Pussy-Plan du Col	p 164

CHAPITRE V - MICASCHISTES INTERNES DE FEISSONS/ISERE

I) <u>INTRODUCTION</u>	P 165
I-1. Situation géographique et géologique	p 165
I-2. Historique	p 165
II) <u>DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE</u>	P 166
II-1. Micaschistes gris	p 166
II-2. Micaschistes quartzeux verdâtres et micaschistes verdâtres	p 167
III) <u>GEOCHIMIE DES MICASCHISTES DE FEISSONS/ISERE</u>	p 167
III-1. Eléments majeurs	p 167
III-2. Eléments traces et TiO_2	p 171
III-3. Conclusion à l'étude géochimique des micaschistes de Feissons/Isère	p 173
IV) <u>METAMORPHISME DES MICASCHISTES DE FEISSONS/ISERE</u>	p 173
V) <u>TECTONIQUE DES MICASCHISTES DE FEISSONS/ISERE</u>	p 175

CHAPITRE VI - ROCHES ERUPTIVES

I) <u>INTRODUCTION</u>	P 177
II) <u>"GRANITE" DE LA LAUZIÈRE</u>	P 177
II-1. Situation géographique	p 177
II-2. Description pétrographique des principaux faciès ..	p 178
II-2.1) "Granite" isogranulaire leucocrate à biotite	p 178
II-2.2) "Granite" isogranulaire leucocrate à biotite et amphibole	p 178
II-2.3) "Granite" mélanocrate à biotite chloritisée amphibole et sphène	p 179
III) <u>"GRANULITE" DU MONT BELLACHA</u>	p 180
IV) <u>"GRANITE" DE CEVINS</u>	p 180
V) <u>LA "GRANULITE" DE NOTRE DAME DE BRIANCON</u>	p 181

VI)	<u>ETUDE GEOCHIMIQUE DES ROCHES ERUPTIVES</u>	p 182
VI-1.	Détermination de Fe_2O_3 et FeO à partir de Fe_2O_3 total	p 182
VI-2.	Problème de classification	p 184
VI-3.	Géochimie des éléments majeurs	p 191
VI-3.1)	Diagramme des oxydes en fonction de l'indice de solidification	p 191
VI-3.2)	Diagramme AFM	p 191
VI-3.3)	Diagramme QFB de H. de la Roche	p 194
VI-3.4)	Diagramme Q - Ab - Or	p 194
VI-4.	Géochimie des éléments traces	p 195
VI-4.1)	Diagrammes des variations des teneurs en éléments traces en fonction de l'indice de solidification	p 197
VI-4.2)	Diagramme K Ab et K/Rb - Rb	p 197
VI-4.3)	Diagramme Ca - Sr et Ca/Sr - Sr	p 201
VI-5.	Conclusion à l'étude géochimique des roches éruptives	p 202
VII)	<u>TECTONIQUE ET AGE RELATIF DES ROCHES PLUTONIQUES DE LA FEUILLE GEOLOGIQUE ALBERTVILLE</u>	p 204
VII-1.	"Granite" de la Lauzière	p 204
VII-2.	Orthogneiss de Cevins	p 205
VII-3.	Age relatif de ces deux granites	p 205
	<u>CHAPITRE VII - CONCLUSIONS GENERALES</u>	p 207

LISTE DES FIGURES

-000-

Figure 1 - Schéma orohydrographique et toponymique	p 4
Figure 2 - Schéma d'un échantillon macroscopique de faciès sériciteux de la série satinée	p 12
Figure 3 - Micaschiste sériciteux	p 13
Figure 4 - Micaschiste sériciteux	p 13
Figure 5 - Micaschiste de la série satinée	p 13
Figure 6 - Albite à schistosité interne tournée dans un micas- chiste sériciteux de la série satinée	p 15
Figure 7 - Aspect de micaschiste quartzeux de la série satinée	p 15
Figure 8 - Micaschiste de St Paul/Isère	p 18
Figure 9	
Figure 10	
Figure 11 - Prasinite	p 20
Figure 12 - Aiguilles d'actinote dans les prasinites	p 20
Figure 13 - Schiste chloriteux	p 20
Figure 14 - Apparition de la biotite dans le faciès des schistes verts	p 24
Figure 15 - Données expérimentales des micas blancs	p 27
Figure 16 - Diagramme d'apparition de la Hornblende verte	p 27
Figure 16a Diagrammes ACF A'KF, Subfaciès à staurotide almandin	p 31
Figure 17 - Diagramme d'Hoscheck	p 33
Figure 18 - Domaine du métamorphisme de la série satinée	p 34
Figure 19 - Schéma matérialisant des déformations d'axes de plis	p 37
Figure 20 - Virgation de la schistosité dans la région d'Albertville	p 40
Figure 21 - Lentille de quartz dans les plis synschisteux	p 41
Figure 22 - Vue en coupe de microplis N30° à axes faiblement pentés sur le revers sud est du massif du Gd Arc ...	p 42
Figure 23 - Coupe est-ouest montrant schématiquement les plis d'entrainements P2 observés dans les secteurs du Grand Arc et d'Albertville	p 42
Figure 24 - Coupe de la galerie EDF Arc-Isère entre les PM 3000 et 9000m (attaque aval) dans les micaschistes de la série satinée	p 43
Figure 25 - Bloc diagramme schématique matérialisant la dispo- sition structurale des micaschistes de la série satinée	p 44
Figure 26 - Vue en plan d'un micropli P3 observé sur un poli glaciaire du versant sud-est du massif du Gd Arc ...	p 45
Figure 27 - Pli P4 observé à Champ Riond (Conflans)	p 46
Figure 28 - Système de repérage des échantillons de la série satinée	p 47
Figure 29 - Schéma montrant les déformations d'un agrégat de cristaux par cisaillement simple. In Bouchez (1977) d'après Etchecopar	p 47
Figure 30 - Diagramme en rose donnant la distribution des traces des plans (0001) des grains de quartz en section XZ.	
Figure 31 - Carte schématisant les principales directions de frac- tures de la carte géologique Albertville dans les micaschistes de la série satinée	p 52
Figure 32 - Carte schématique de l'accident N40° entre Queige et Albertville	p 53

Figure 33	-Plis en "blague à tabac" observés dans le secteur de Mollièssoulaz (Albertville), compartiment sud-est de la faille $N40^\circ$ du Doron	p 54
Figure 34	-Essai d'interprétation des plis en "blague à tabac"	p 54
Figure 35	-Schéma d'amande (cm) et de Riedel d'après photo	p 54
Figure 36	-Dessin, d'après photo, de l'allure générale de la schistosité sur le Grand Arc	p 56
Figure 37	-Système de failles conjuguées	p 56
Figure 38	-Zone de cisaillement dextre. In Vialon et al. 1976 ..	p 57
Figure 39	-In Vialon et al. 1976. Evolution d'une zone de cisaillement à partir des fractures en échelon de type R du plan de cisaillement (faille tressée)	p 58
Figure 40	-Micropli d'entraînement schématisé d'après photo, ayant un regard vers l'Ouest	p 60
Figure 41	-Schéma d'un pli vu en perspective dans les calcaires liasiques du synclinal médian (Torrent Rocher de la Balme)	p 61
Figure 42	-	
Figure 43	-Détail du "synclinal médian" dans la galerie EDF Arc-Isère	p 62
Figure 44	-Blocs diagrammes schématiques résumant les différentes hypothèses de l'histoire structurale de la série série satinée	p 66
Figure 45	-Direction de la compression tardi-hercynienne en Europe sud-occidentale. In Arthaud et Matte (1975) ..	p 69
Figure 46	-Carte schématique des grandes fractures présumées du socle des Alpes externes légèrement modifiée	p 72
Figure 47	-Carte simplifiée des Cevennes Médiannes	p 74
Figure 48	-Diagramme des roches totales	p 78
Figure 49	-Diagramme MgO Na_2O K_2O	p 79
Figure 50	-Diagramme Al_2O_3 -K Al_2O_3 -Na	p 79
Figure 51	-Diagramme PF' , KNC, Al	p 80
Figure 52	-Diagramme $(Al+Fe+Ti)/3$ -K, $(Al+Fe+Ti)/3$ -Na	p 80
Figure 53	-Histogrammes de fréquences	p 82
Figure 54	-Diagrammes éléments traces et TiO_2 en fonction de Al_2O_3	p 84
Figure 55	-Coupe de la série verte dans le torrent des Rochers de la Balme (SW de Cevins)	p 86
Figure 56	-Schiste de la série verte : schiste compact à lits chloriteux	p 88
Figure 57	-Schiste de la série verte : schiste à muscovite	p 88
Figure 58	-Epidote zonée	p 90
Figure 59	-Diagramme des roches totales	p 95
Figure 60	-Diagramme K_2O , Na_2O , MgO	p 95
Figure 61	-Diagramme Al_2O_3 -K, Al_2O_3 -Na	p 96
Figure 62	-Diagramme $(Al+Fe+Ti)/3$ -K, $(Al+Fe+Ti)/3$ -Na)	p 96
Figure 63	-Diagramme $Al+Fe+Ti$, Ca+Mg	p 97
Figure 64	-Diagramme PF' , KNC, Al	p 97
Figure 65	-Diagramme Al A2	p 98
Figure 66	-Domaine P,T du métamorphisme des roches de la série verte	p 93
Figure 67	-Microplis observés dans la série verte	p 100
Figure 68	-Répartition géographique des faciès à mégacristsaux de feldspaths	p 104
Figure 69	-Vue d'une section sciée de l'échantillon 12 YS	p 106
Figure 70	-Amas de feldspaths plus ou moins automorphes, orientés selon deux directions	p 107
Figure 71	-Amas de feldspaths à bords flous "déformant" un niveau de gneiss leptynitique fin	p 107

Figure 72	-Gneiss à mégacristsaux de feldspaths(zone ouest)....	p 108
Figure 73	-Schéma d'une lame mince montrant un "graded bed- ding" parmi les cristaux de feldspaths	p 108
Figure 74	-Inclusions de plagioclases réparties dans un feldspath potassique	p 111
Figure 75	-Séricitisation des plagioclases selon 2 réseaux ...	p 111
Figure 76	-Mégacristal de plagioclase cassé	p 110
Figure 77	-Séricitisation des plagioclases à 45° de la foliation principale	p 112
Figure 78	-Biotite dans des queues de pressions	p 112
Figure 79	-Rutile maclé sagénite en épitaxie dans une biotite.	p 114
Figure 80	-Cristaux de feldspaths dans une mésostase séri- citeuse	p 114
Figure 81	-Gneiss à mégacristsaux de feldspaths(zone ouest)....	p 116
Figure 82	-Gneiss fins leptynitiques	p 116
Figure 83	-Gneiss à mégacristsaux de feldspaths(zone est)	p 118
Figure 84	-Gneiss à mégacristsaux de feldspaths et d'amphi- bole (zone est)	p 118
Figure 85	-Gneiss leptynitique rubané	p 120
Figure 86	-Détail du gneiss leptynitique rubané	p 120
Figure 87	-Feldspath potassique avec "golfe de corrosion"	p 123
Figure 88	-Epidote dans la série des gneiss de Pussy.....	p 124
Figure 89	-Gneiss à mégacristsaux de feldspaths et à grenat ...	p 124
Figure 90	-Diagramme des roches totales	p 129
Figure 91	-Diagramme K_2O , Na_2O , MgO	p 129
Figure 92	-Diagramme $Al/3-K$, $Al/3-Na$	p 130
Figure 93	-Diagramme $(Al+Fe+Ti)/3-K$, $(Al+Fe+Ti)/3-Na$	p 130
Figure 94	-Diagramme Al A_2	p 132
Figure 95	-Diagramme QFB	p 133
Figure 96	-Variation des oxydes en fonction de IS	p 134
Figure 97	-Histogrammes de fréquences des éléments traces ...	p 136
Figure 98	-Eléments traces en fonction de Al_2O_3	p 136
Figure 99	-Diagramme $Ca = f(Sr)$	p 138
Figure 100	-Diagramme $K/Rb = f(Rb)$	p 139
Figure 101	-Diagramme $K = f(Rb)$	p 139
Figure 102	-Diagramme des roches totales	p 140
Figure 103	-Diagramme K_2O , Na_2O , MgO	p 140
Figure 104	-Diagramme $Al/3-K$, $Al/3-Na$	p 141
Figure 105	-Diagramme $Al+Fe+Ti/3-K$, $Al+Fe+Ti/3-Na$	p 141
Figure 106	-Diagramme QFB	p 143
Figure 107	-Diagramme Al A_2	p 144
Figure 108	-Diagrammes de variation des oxydes en fonction de l'indice de solidification	p 145
Figure 109	-Diagramme des roches totales	p 147
Figure 110	-Diagramme K_2O , Na_2O , MgO	p 147
Figure 111	-Diagramme $Al/3-K$, $Al/3-Na$	p 148
Figure 112	-Diagramme $Al+Fe+Ti/3-K$, $Al+Fe+Ti/3-Na$	p 148
Figure 113	-Diagramme QFB	p 149
Figure 114	-Diagramme Al A_2	p 151
Figure 115	-Diagramme des roches totales	p 152
Figure 116	-Diagramme K_2O , Na_2O , MgO	p 152
Figure 117	-Diagramme $Al/3-K$, $Al/3-Na$	p 153
Figure 118	-Diagramme $Al+Fe+Ti/3-K$, $Al+Fe+Ti/3-Na$	p 153
Figure 119	-Diagrammes des éléments traces en fonction de IS ...	p 154
Figure 120	-Carte structurale de la série des gneiss de Pussy-Plan du Col	p 161
Figure 121	-Zone de décrochement d'après Kingma(1958)	p 163
Figure 122	-Diagramme des roches totales	p 168
Figure 123	-Diagramme K_2O , Na_2O , MgO	p 168

Figure 124	-Diagramme Al/3-K, Al/3-Na.....	p 169
Figure 125	-Diagramme Al+Fe+Ti/3-K, Al+Fe+Ti/3-Na	p 169
Figure 126	-Diagramme PF', KNC, AL	p 170
Figure 127	-Diagramme QA	p 172
Figure 128	-Diagramme d'Hoscheck	p 174
Figure 129	-Canevas de Wulf	p 176
Figure 130	-Abaque de transformation $Fe_2O_3 \rightleftharpoons Fe_2O_3 + FeO$	p 183
Figure 131	-Diagramme QAP	p 185
Figure 132	-Diagrammes : oxydes en fonction de IS	p 190
Figure 133	-Diagramme AFM	p 192
Figure 134	-Diagramme QFB	p 193
Figure 135	-Diagramme Quartz, Albite, Orthose	p 195
Figure 136	-Diagrammes éléments traces en fonction de IS	p 197
Figure 137	-Diagramme $K = f(Rb)$	p 198
Figure 138	-Diagramme $K/Rb = f(Rb)$	p 198
Figure 139	-Diagramme $K = f(Rb)$	p 200
Figure 140	-Diagramme $K/Rb = f(Rb)$	p 200
Figure 141	-Diagramme $Rb/Sr = f(Sr)$	p 199
Figure 142	-Diagramme $Ca = f(Sr)$	p 201
Figure 143	-Diagramme $Ca/Sr = f(Sr)$	p 201
Figure 144	-Diagramme $Ca = f(Sr)$	p 203
Figure 145	-Diagramme $Ca/Sr = f(Sr)$	p 203
Figure 146	-Coupes interprétatives de la carte géologique Albertville	p 206

PLANCHES HORS TEXTE

Planche 1 -Carte géologique de la région étudiée

Planche 2 -Carte structurale des micaschistes de la série satinée

CHAPITRE I : INTRODUCTION ET GENERALITES

I) PRESENTATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE SOMMAIRE

I-1. Localisation géographique et géologique

La chaîne de Belledonne est l'un des massifs cristallins externes comme, au Nord-Est, l'Aar-Gothard, le Mont-Blanc et les Aiguilles Rouges, et au Sud-Est, les Grandes Rousses, les Ecrins-Pelvoux et l'Argentera-Mercantour.

Ces massifs, cernés de terrains sédimentaires vis à vis desquels ils jouent le rôle de socle, constituent l'ossature, en forme de L majuscule, de l'arc alpin.

Si certains massifs, comme le Mont Blanc, ont des limites géographiques et géologiques identiques, il n'en est pas de même pour celui de "Belledonne" :

- pour les géographes : le massif de Belledonne est limité au Sud par la vallée de la Romanche, et au Nord, par la vallée de l'Arc.
- pour les géologues : le massif de Belledonne s'étend de la vallée du Drac au Sud, jusqu'à la région de Mégève au Nord.

C'est cette dernière définition que nous adopterons.

La région étudiée se situe dans la partie nord de la chaîne, entre les vallées de l'Arc au Sud et de l'Isère au Nord (cf planches 1.3)

D'un point de vue géographique, cette région comprend le massif du Grand Arc et la partie nord de la chaîne de la Lauzière.

La principale ville du secteur est Albertville.

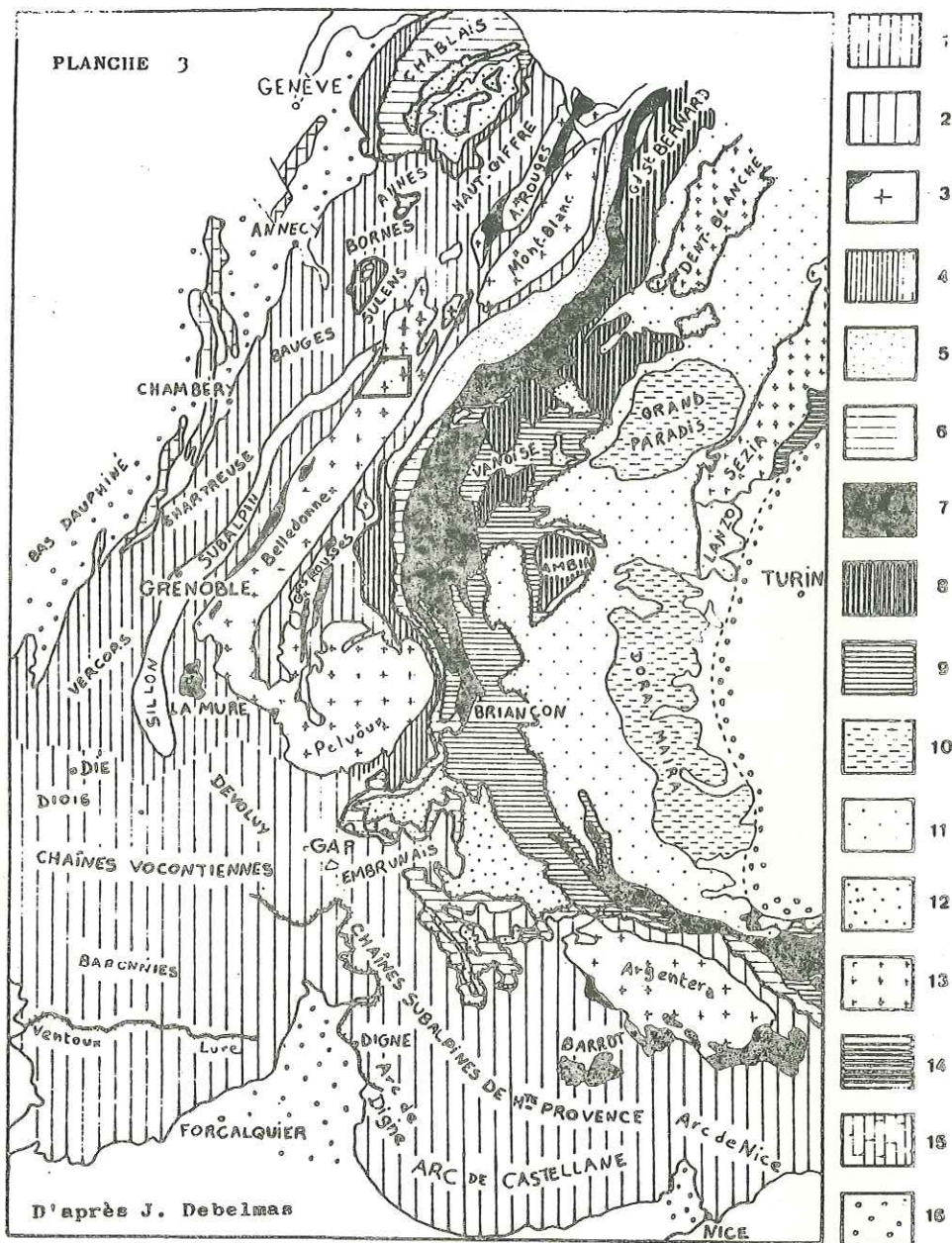
I-2. Principaux traits géologiques quaternaires

I-2.1) Action des glaciers

Les deux grandes vallées (Isère, Arc) qui délimitent notre région sont d'origine glaciaire. En outre, les glaciers quaternaires ont modelé le relief de la région et ont abandonné des moraines sur les versants de ces montagnes.

Actuellement, du fait d'une faible altitude moyenne, le plus haut sommet étant le Mont Bellacha culminant à 2 484 m, il n'existe pas de glaciers récents. Seuls, quelques névés dans les versants nord subsistent durant l'été.

PLANCHE 3



D'après J. Debelmas

1 Chaînes subalpines septentrionales-2 Chaînes subalpines méridionales
 3 Massifs cristallins externes et bassins permo-houillers-4 Zone valaisanne-5 Zone subbriançonnaise-6 Zone houillère briançonnaise-7 Zone Vanoise, Mont Pourri (Permo-Houiller briançonnais métamorphique)-8 Mésozoïque briançonnais-9 Massifs cristallins internes piémontais-10 Zone des schistes lustrés piémontais-11 Nappes du Flysch à Helminthoïdes et Flysch de la Simme-12 I3-13 Zone Sésia-14 Zone d'Ivrée-15 Jura
 16 Bassins molassiques périalpins.

I-2.2) Erosion quaternaire

Dans cette région, où les séries micaschisteuses de la série satinée peuvent atteindre 7 à 8 km de puissance apparente, les mouvements de terrains sont très importants et gênent considérablement les levés géologiques.

Les phénomènes les plus importants sont les écoulements, les glissements couche sur couche et les fauchages.

- les fauchages

la disposition de la schistosité (N 30 pentée Est) dans le massif du Grand Arc favorise les fauchages des têtes de couches sur les versants nord ouest qui sont instables.

- les écoulements et flancs glissés

la fracturation très intense des micaschistes de la "série satinée" et la disposition de leur schistosité facilitent les écoulements en masses dans les versants nord ouest.

Ces grands écoulements sont visibles sur tout le versant ouest nord ouest du massif du Grand Arc, de même que sur le versant nord ouest de la "Roche Pourrie", sommet dominant la ville d'Albertville ; cet adjectif illustre bien la nature instable des roches formant le substratum.

Ces écoulements, relativement anciens, maintenant stabilisés, ont dû se créer lors des retraits glaciaires.

- les glissements couche sur couche

là encore, ces glissements sont favorisés par la disposition de la schistosité pentée par endroits de 60° environ vers l'Est. Aussi, certaines routes des versants sud est ont une très mauvaise tenue. C'est le cas par exemple de la route qui monte au col Esmont en rive droite du torrent du Bayet.

- les avalanches

elles sont relativement nombreuses dans la région et accélèrent l'érosion quaternaire.

I-2.3) Le réseau hydrographique (figure 1)

Les vallées de l'Arc et de l'Isère semblent indépendantes de toute structure géologique. Par contre, la vallée du Bayet qui descend du col Esmont, s'est creusée le long du "synclinal médian" qui est un grand accident jalonné par des terrains sédimentaires.

II) HISTORIQUE DES TRAVAUX ET MOYENS D'ETUDE

II-1. Historique

La première approche synthétique des terrains cristallophylliens de la région a été faite par P. et C. Bardet (1957).

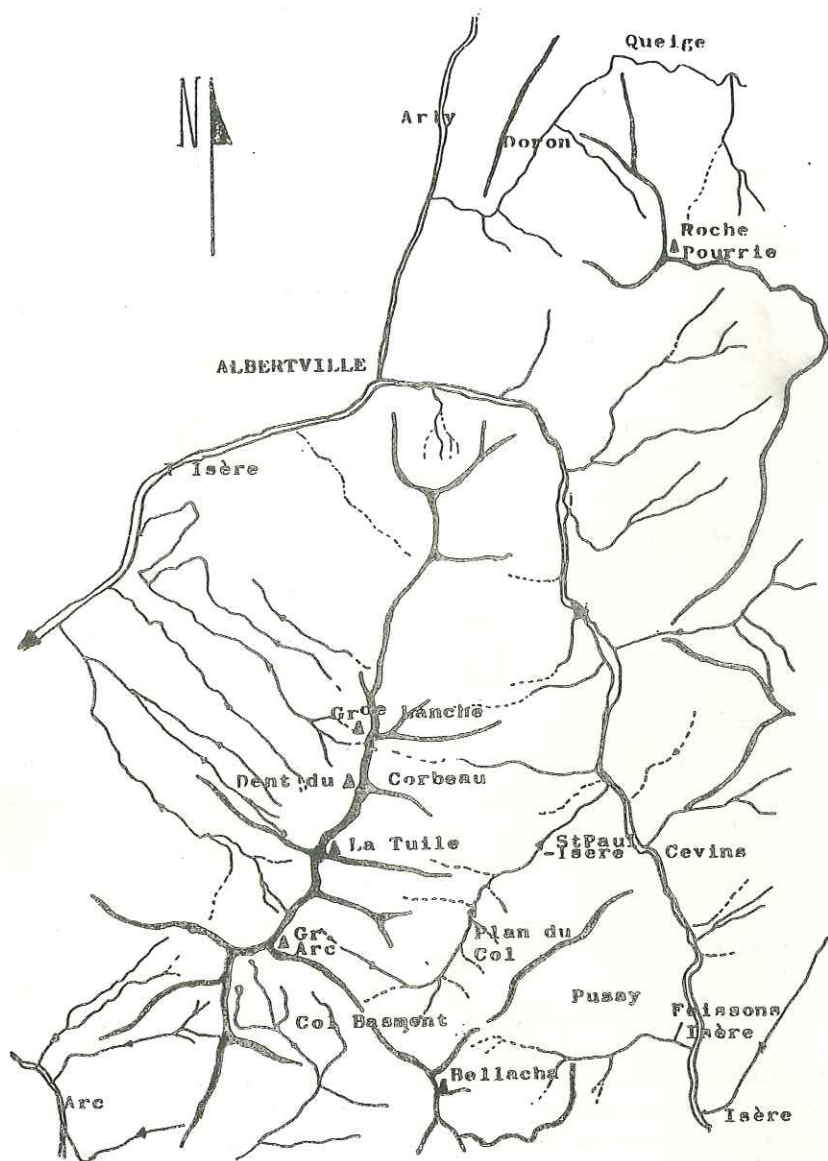


FIG. I
PLANCHE 3 a

SCHEMA
OROGRAPHIQUE
ET TOPONYMIQUE

0 5 km

Ces auteurs distinguent différentes unités auxquelles ils attribuent une signification stratigraphique.

Certains des termes qu'ils ont créés (série satinée, série verte,...) sont encore utilisés car ils sont concis et se rapportent au caractère visuel majeur du faciès prédominant. Ces auteurs distinguent de bas en haut :

- la série brune : elle est formée de micaschistes, gneiss et lits amphiboliques. Elle n'existe pas dans la partie nord du massif de Belledonne. Elle a été décrite sur les feuilles géologiques à 1/50 000 de Vizille, Domène et St Jean de Maurienne. Elle serait la plus ancienne.
- la série verte : elle a été définie par P. et C. Bordet (1953) à partir d'une coupe est-ouest passant par le Grand Arc, le col Basmont et le Mont Bellacha (carte géologique d'Albertville). Ces auteurs ont subdivisé cette unité stratigraphique en trois sous-unités :
 - * la série verte inférieure dont certains faciès ressemblent à ceux de la série brune ;
 - * la série verte moyenne qui est constituée par des amphibolites feldspathiques ou des gneiss amphiboliques à biotite ou à grenat ;
 - * la série verte supérieure qui est formée par des schistes verts, des schistes quartzeux gris et des schistes noirs ardoisiers.
- la série satinée : elle a été définie par P. et C. Bordet (1953) dans une coupe est-ouest allant d'Albertville au Grand Mont. Cette série est constituée par des micaschistes à plans de schistosité satinés.

Par la suite, de nombreux auteurs ont repris les mêmes unités stratigraphiques lors de leurs études dans diverses parties du massif cristallin externe de Belledonne. (voir tableaux récapitulatifs planche 3 b)

D. Dondey (1960) a défini les groupes des Sept Laux et de Saint Colomban, il en fait les équivalents respectifs de la série satinée et de la série verte.

R. Michel et P. Berthet (1957) ont défini, dans la vallée de la Romanche, le Groupe de Vizille et les groupes de Séchilienne et de l'Aveyna qui sont pour eux les équivalents respectifs de la série satinée et de la série verte.

Pour tous ces auteurs ces différentes unités résulteraient d'un seul cycle d'âge hercynien.

Divers auteurs ont proposé pour d'autres massifs cristallins externes des schémas d'évolution sensiblement similaires, notamment P. Giraud (1952) et J. Lecomte (1956) pour les Grandes Rousses, R. Laurent (1968) pour les Aiguilles Rouges.

TABLEAU DES CORRESPONDANCES

ENTRE

les diverses nomenclatures utilisées dans
les massifs de Belledonne et des Grandes Rousses
In Gros (1974) modifié

DONDEY	BORDET	GIRAUD et LAMEYRE	MICHEL et BERTHET
Groupe des Sept Laux	série satinée série satinée migmatitique	Groupe du Lac Blanc	Groupe de Vizille
Groupe de St Colombran	sup. série verte moy. inf.	Groupe de la Hte Sarenne Groupe d'Huez Migmatite de Bourg d'Oisans	Groupe de Séchillienne Groupe de l'Aveyna
	série brune		

CARME	BORDET	GROS	notre étude
Série du Taillefer	Série satinée série satinée migmatitique		
complexe de Belledonne	sup. série verte moy. inf.	série verte complexe leptyno-amphibolique	série verte Gneiss Pussy Plan du col
	série brune	complexe Blasto - mylonitique	Micaschistes de Feisson s/ Isère

Par contre, d'autres auteurs ne sont pas d'accord avec ces hypothèses et envisagent une histoire stratigraphique et tectonique beaucoup plus complexe.

Ainsi F. Carme (1965 à 1974) a montré dans différentes publications que la série brune, les séries vertes inférieure et moyenne ainsi que la série satinée (sensu stricto) appartenaient à un seul et même ensemble qu'il a appelé "complexe de Belledonne". Cet ensemble serait d'âge briovérien inférieur à briovérien supérieur et aurait été métamorphisé et plissé lors de la phase cadomienne. Pour lui, une seule série serait hercynienne (dévoné-dinantienne) et monométamorphique : la série du Taillefer, qui serait l'équivalent de la série verte supérieure de P. et C. Borden et de celle décrite par P. le Fort dans le Valgaudemar.

La série du Taillefer et le complexe de Belledonne seraient donc séparés par une discordance majeure.

Il faut également signaler que F. Carme a assimilé les différentes phases ayant affecté le complexe de Belledonne aux événements "B" du Pelvoux définis par P. le Fort et A. Fècher (1971).

En 1972 C.E. Ehrström a fait une thèse d'état sur la géochimie et la pétrologie de la chaîne de Belledonne. Il distingue avec P. le Fort (1969) dans les massifs cristallins externes deux cycles distincts et superposés dans un domaine géosynclinal hercynien. Le rameau externe (série satinée) serait issu d'un cycle essentiellement sédimentaire type flysch et le rameau interne (série verte de C. Borden) d'un cycle volcano-détritique de type spilite-kératophyre (cycle "hercynotype" de G. Rocci et T. Juteau (1966)).

Plus récemment, en 1974, Y. Gros, en reprenant une partie des conclusions de F. Carme, a distingué de nouvelles séries auxquelles il attribue une valeur stratigraphique.

Ce sont de bas en haut :

- le complexe blastomylonitique qui serait l'équivalent de la "série satinée mignatitique" de C. Borden ;
- le complexe leptyno-amphibolique qui serait l'équivalent des séries vertes moyenne et inférieure ;
- la série verte qui serait l'équivalent de la série verte supérieure de C. Borden.

II-2. Buts de l'étude

Les massifs cristallins externes, des points de vue, tant stratigraphique que structural, montrent une évolution très complexe. La présente étude, qui porte sur un petit secteur, ne tend pas à résoudre tous les problèmes posés par le massif de Belle-donne (chronologie des divers phénomènes, origine des faciès etc...). Mais nous espérons qu'elle apportera une certaine contribution à la compréhension de la géologie de ce massif.

II-3. Moyens d'étude

II-3.1) Cartographie

Elle a été effectuée sur les coupures 1/25 000 des feuilles 3-4 et 7-8 d'Albertville et restituée sur la feuille 34-32 à 1/50 000. Elle a consisté à faire un levé géologique détaillé des terrains cristallins.

II-3.2) Etudes de laboratoire

- Microscopie : 95 lames minces ont été réalisées à l'Institut Dolomieu par M. Telmat.

- Diffraction X : Les diagrammes sur roches totales ou sur minéraux triés ont été effectués à l'Institut Dolomieu. Ils ont été faits sur un diffractomètre Philips, amplificateur et compteur C G R, (monochromateur L.F), anticathode de Cu (40 KV - 20 mA).

- Analyses chimiques : 82 analyses ont été réalisées à l'Institut Dolomieu. Les éléments majeurs et les éléments traces ont été dosés en fluorescence x par F. Keller :

- . Spectromètre C G R Alpha 2 020 automatique
- . Tubes : Cr, Mo 50 KV 50 mA
- . Cristaux : Lif 220, Lif 200, PET, ADP, RbAP

Erreurs relatives :

- . $\text{SiO}_2 \pm 0.50\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 \pm 0.60\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3^+ \pm 0.20\%$;
- . $\text{MgO} \pm 0.30\%$; $\text{MnO} \pm 0.02\%$; $\text{CaO} \pm 0.20\%$;
- . $\text{K}_2\text{O} \pm 0.07\%$; $\text{Na}_2\text{O} \pm 0.70\%$; $\text{TiO}_2 \pm 0.04\%$; $\text{P}_2\text{O}_5 \pm 0.02\%$;

- Calculs : Les calculs des normes et des différents paramètres ont été effectués sur l'ordinateur Wang 2 200 de l'Institut Dolomieu. Le programme de normes a été réalisé par P. Brunel et celui des différents paramètres par G. Buffet.

III) PRESENTATION DES DIFFERENTS ENSEMBLES CRISTALLOPHYLLIENS

Les jugeant bien adaptés, nous avons repris certains termes créés par P. et C. Bordet. Il s'agit, par exemple, des termes "série satinée" et "série verte".

En effet, sur le terrain, la série satinée est formée principalement par des schistes à plan de schistosité luisant, gris acier et très doux au toucher, d'où l'adjectif "satinée".

Le terme de série verte employé ici correspondra cartographiquement à la série verte supérieure distinguée par P. et C. Bordet à l'Ouest du Mont Bellacha. Sur le terrain cette unité est essentiellement représentée par des schistes verts.

Enfin, nous reprendrons le terme de "synclinal médian" qui est, rappelons le, dans le Nord de la chaîne de Belledonne, un accident jalonné par des terrains mésozoïques et houillers.

Cet accident N 30° E sépare le massif de Belledonne en deux parties. La partie occidentale, composée uniquement par la série satinée, est appelée rameau externe; la partie orientale, plus complexe forme le rameau interne.

Dans la région d'Albertville, la série satinée a une puissance apparente d'environ 7 à 8 km.

Le rameau interne est constitué d'Ouest en Est par les trois unités suivantes :

- la série verte, faite essentiellement de méta-grauwackes;
- la série des gneiss de Pussy-Plan du Col, dans laquelle s'intercale le "granite" de La Lauzière;
- la série des micaschistes de Feissons/Isère à muscovite et/ou biotite (rameau interne).

LISTE DES ABREVIATIONS UTILISEES POUR LES MINERAUX

=====

alb	: albite	ky	: kyanite (disthène)
act	: actinote	ma	: magnétite
all	: allanite	mi bl	: micas blancs
amph	: amphibole	micr	: microline
an	: anortite	mus	: muscovite
analc	: analcime	mx op	: minéraux opaques
and	: andalousite	olig	: oligoclase
ap	: apatite	pist	: pistachite
arg	: argonite	pheng	: phengite
bio	: biotite	phlog	: phlogopite
calc	: calcite	pl, plag	: plagioclase
chl	: chlorite	pu	: pumpellyte
clnz	: clinozoïsite	qz, Q	: quartz
cd	: cordiérite	ser	: séricite
dol	: dolomite	sil d'al	: silicate d'alumine
ép	: épidote	sill	: sillimanite
fk	: feldspath potassique	sph	: sphène
gr	: grenat	std	: staurotide
hb v	: hornblende verte	stp	: stilpnomélane

CHAPITRE II : SERIE SATINEE

=====

I) INTRODUCTION

I-1. Situation géographique

Dans la région d'Albertville, la série satinée, orientée NNE-SSW affleure sur une largeur de 6 km et une longueur de 22 km. Tout le massif du Grand Arc qui forme les premiers contreforts des massifs cristallins externes, entre les vallées de l'Isère au Nord et de l'Arc au Sud, est constitué par les micaschistes de cette série.

Le massif du Grand Arc comprend du Sud au Nord les sommets suivants : le char de la Turche (2010 m), le Petit Arc (2365m), le Grand Arc (2484m), la Tuile (2294m), la Dent du Corbeau (2286m), la Grande Lanche (2110m).

Enfin, au Nord de l'Isère, le sommet appelé "la Roche Pourrie" est également formé par les micaschistes de la série satinée.

Cette série est comprise entre deux accidents majeurs : à l'Est, le "synclinal médian", à l'Ouest la faille bordière de Belledonne.

I-2. Remarques

La grande monotonie de la série satinée n'a pas permis de cartographier des "sous séries". En effet, malgré les variations dans le détail des micaschistes qui la constituent, il a été impossible de suivre des niveaux repères. Nous verrons plus loin les différents faciès qui forment cette série, mais nous pouvons déjà dire qu'elle est essentiellement formée de micaschistes à séricite ou muscovite.

Bien que cet aspect sera abordé plus en détail ultérieurement, il faut dès maintenant souligner le comportement mécanique particulier des micaschistes qui sont d'excellents marqueurs des déformations.

Ces micaschistes, sous l'effet d'efforts tectoniques et de flux thermiques relativement peu élevés, pourront se déformer plastiquement et conserver l'empreinte des déformations. Nous en reparlerons dans le chapitre tectonique de la série satinée.

II) PETROGRAPHIE DE LA SERIE SATINEE

Les descriptions qui suivent se rapportent à des variations de faciès observées aussi bien d'Est en Ouest que du Nord au Sud.

A la limite ces variations sont décelables sur un même affleurement. Elles n'obéissent donc à aucun contrôle, ni géographique, ni stratigraphique.

II-1. Micaschistes sériciteux

II-1.1) Aspect macroscopique

C'est le faciès le plus répandu de la série satinée. Il est facilement reconnaissable sur le terrain : couleur gris acier sombre, débit schisteux très facile, plan de schistosité doux au toucher.

Ce plan montre souvent des crénulations d'aspect froissé (cf fig 2). Souvent, à l'altération, une teinte marron se surimpose à la couleur gris acier.

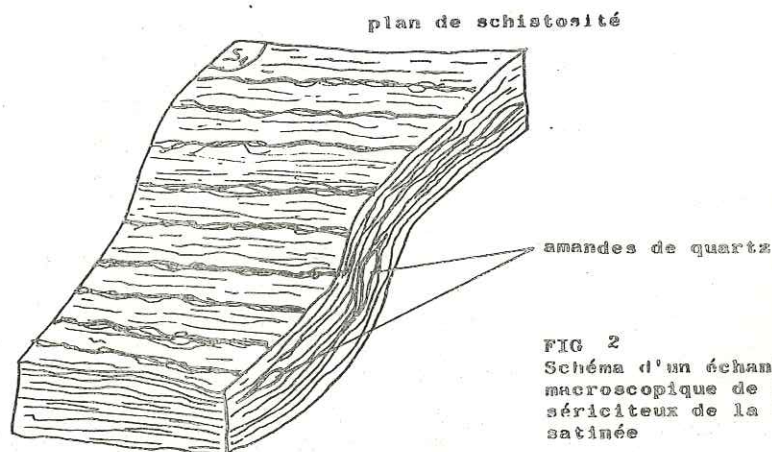


FIG 2
Schéma d'un échantillon
macroscopique de faciès
sériciteux de la série
satinée

Perpendiculairement à la schistosité on peut souvent voir une alternance de lits sombres de phyllites et de lits clairs essentiellement quartzeux.

II-1.2) Aspect microscopique

Ces faciès sont essentiellement formés de minéraux sériciteux et chloriteux. Comme nous le verrons dans le chapitre "tectonique couple" de la série satinée, c'est dans ces échantillons que les déformations sont les plus spectaculaires (cf fig 3).

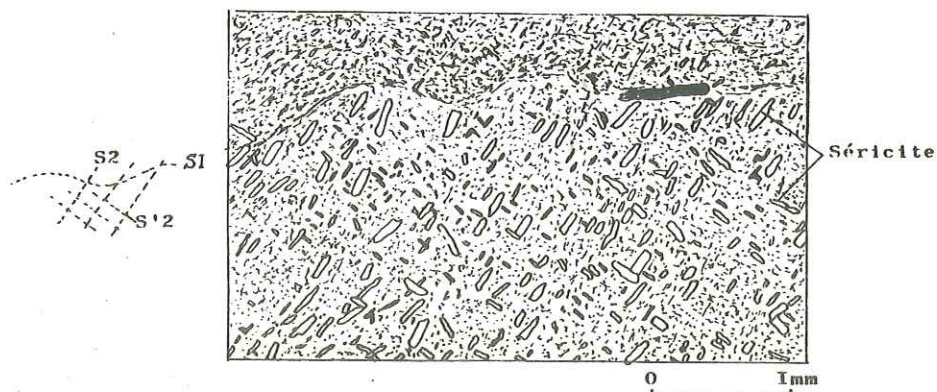


FIG. 4 Micaschiste sériciteux

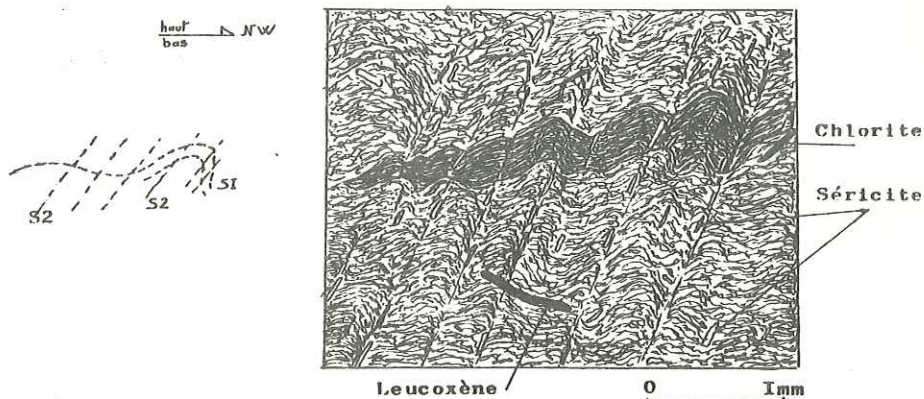
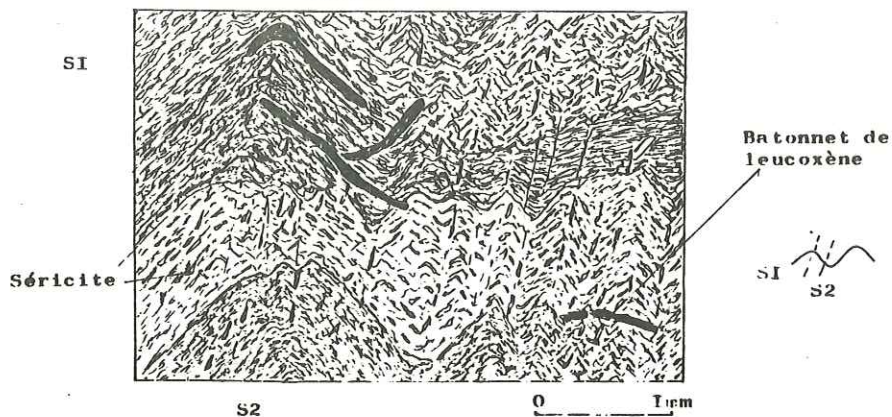


FIG. 5 Micaschiste de la série satinée



Les minéraux principaux sont le quartz, la séricite, la chlorite (type pennine), l'albite, le leucoxène et la calcite.

- * Quartz Relativement peu abondant, il forme des lits ou des amandes selon la foliation principale que nous appellerons S1 (cf chapitre tectonique). Les plages sont engrenées et présentent des extinctions roulantes.
- * Chlorite Elle présente en lumière naturelle des couleurs vertes très pâles à pléochroïsme faible ; elle forme des amas déformés selon la foliation S1. En lumière polarisée, elle présente des couleurs bleu foncé. Cette chlorite semble donc être de la pennine.
- * Séricite Deux générations sont facilement discernables : la première est formée par des plages orientées selon S1, la deuxième, composée de paillettes, recoupe S1 et se dispose selon une nouvelle foliation S2 (cf fig 3, 4 planche 4). Les paillettes de séricite de deuxième génération sont beaucoup plus petites que celles de la première. Une troisième catégorie est discernable : elle se dispose perpendiculairement à S2 et les cristaux de séricite sont de même taille que les paillettes de deuxième génération ; elle semble donc être contemporaine de celle-ci.
- * Albite Elle est toujours liée aux lits sériciteux. Elle forme de petites boules de 0,5 à 1 mm de diamètre. Nous verrons plus loin qu'elle peut se trouver en grande quantité dans certains faciès qui sont de véritables micaschistes albitiques. Les plages d'albite sont toujours très fraîches et peuvent montrer la macle de Carlsbad. Enfin on y observe souvent une schistosité interne tournée (cf chapitre tectonique). (cf figure 6).
- * Leucoxène Il est visible sur des sections sciées perpendiculairement à la foliation 1 où il forme des petits bâtonnets blanchâtres longs de 1 mm et larges de 0,5 mm. Il se dispose soit parallèlement, soit recoupant par rapport à S1 (cf figure 5).
- * Calcite Elle est assez fréquente dans tous les faciès, sous forme d'agrégats diffus. Certains faciès font même effervescence à l'acide chlorhydrique.

II-2. Micaschistes quartzeux

II-2.1) Aspect macroscopique

Dans ce faciès, également très abondant, le quartz prédomine sur les phyllites. Le comportement mécanique de ces roches ne sera donc pas le même que celui des faciès sériciteux. Les microplis observés ont des allures relativement moins souples que ceux des faciès sériciteux où les microplis sont très dissymétriques.

Les minéraux qui composent le quartz, la séricite, la chlorite (type milne), l'albite, le leucoxène et la calcite.

- * Quartz Relativement peu abondant, il forme des lits ou des amandes selon la foliation principale que nous appellerons S1 (cf chapitre tectonique). Les plages sont engrenées et présentent des extinctions roulantes.
- * Chlorite Elle présente en lumière naturelle des couleurs vertes très pâles à pléochroïsme faible ; elle forme des amas déformés selon la foliation S1. En lumière polarisée, elle présente des couleurs bleu foncé. Cette chlorite semble donc être de la pennine.
- * Séricite Deux générations sont facilement discernables : la première est formée par des plages orientées selon S1, la deuxième, composée de paillettes, recoupe S1 et se dispose selon une nouvelle foliation S2 (cf fig 3,4 planche 4). Les paillettes de séricite de deuxième génération sont beaucoup plus petites que celles de la première. Une troisième catégorie est discernable : elle se dispose perpendiculairement à S2 et les cristaux de séricite sont de même taille que les paillettes de deuxième génération ; elle semble donc être contemporaine de celle-ci.
- * Albite Elle est toujours liée aux lits sériciteux. Elle forme de petites boules de 0,5 à 1 mm de diamètre. Nous verrons plus loin qu'elle peut se trouver en grande quantité dans certains faciès qui sont de véritables micaschistes albitiques. Les plages d'albite sont toujours très fraîches et peuvent montrer la macle de Carlsbad. Enfin on y observe souvent une schistosité interne tournée (cf chapitre tectonique). (cf figure 6).
- * Leucoxène Il est visible sur des sections sciées perpendiculairement à la foliation 1 où il forme des petits bâtonnets blanchâtres longs de 1 mm et larges de 0,5 mm. Il se dispose soit parallèlement, soit recoupant par rapport à S1 (cf figure 5).
- * Calcite Elle est assez fréquente dans tous les faciès, sous forme d'agrégats diffus. Certains faciès font même effervescence à l'acide chlorhydrique.

II-2. Micaschistes quartzeux

II-2.1) Aspect macroscopique

Dans ce faciès, également très abondant, le quartz prédomine sur les phyllites. Le comportement mécanique de ces roches ne sera donc pas le même que celui des faciès sériciteux. Les microplis observés ont des allures relativement moins souples que ceux des faciès sériciteux où les microplis sont très dissymétriques.

PLANCHE 5 VUES MICROSCOPIQUES DE ROCHES DE LA SÉRIE SATINÉE

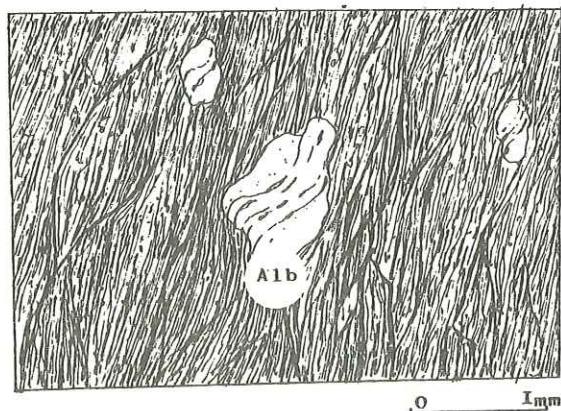


FIG. 6

Albite à schistosité interne tournée dans un mica schiste sériciteux de la série satinée.

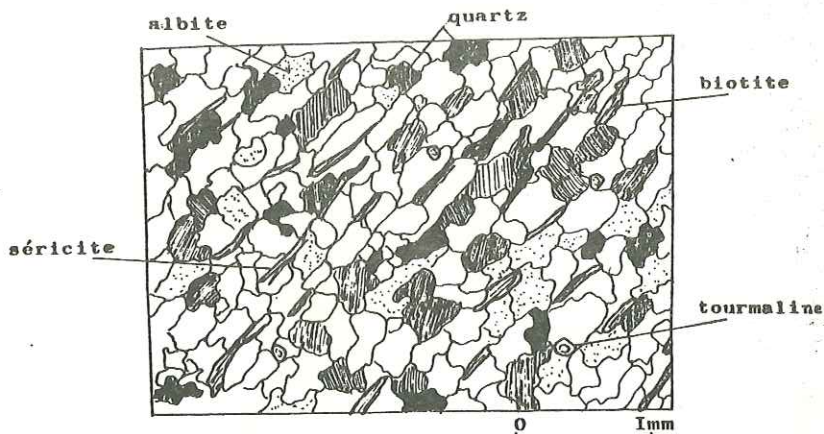


FIG. 7

Aspect de mica schiste quartzeux de la série satinée.

Perpendiculairement à la foliation principale, on peut voir des alternances de lits clairs essentiellement quartzeux et de très petits lits phylliteux (muscovite ou biotite). La biotite n'est pas toujours présente, sa répartition géographique n'est pas évidente et sa présence ou son absence ne sont pas cartographiables.

La couleur de la surface de schistosité est variable, soit verdâtre si les biotites sont chloritisées, soit grisâtre. Ces faciès plus compacts sont beaucoup plus rêches au toucher que les faciès sériciteux.

II-2.2) Aspect microscopique

Les minéraux principaux sont : quartz, séricite ou muscovite, biotite, chlorite, albite, tourmaline. (cf fig 7 planche 5)

- * le quartz, de petite taille, forme un assemblage en puzzle. Il présente toujours une extinction roulante témoignant des efforts tectoniques subis par la roche. Quand l'écrasement est très important il peut prendre des allures de "quartz lamellaire imbriquée".
- * l'albite est en plages engrenées avec celles du quartz. Sa détermination microscopique n'est pas toujours facile car les plages sont séricitisées ; toutefois quand les cristaux sont frais, ils présentent les caractères optiques de l'albite.
- * la séricite ou muscovite se présente dans les faciès très quartzeux en paillettes tordues, effilochées parmi les grains de quartz soulignant ainsi la foliation principale S1 (cf fig 7 planche 5). Quand le faciès devient plus riche en phyllites, la séricite peut former des petits lits qui alternent avec ceux de quartz.
- * la chlorite est en général magnésienne. Il s'agit de pennine provenant souvent de la chloritisation de la biotite.
- * la biotite est soit chloritisée soit relativement fraîche. Quand elle existe, elle est toujours disposée selon la foliation principale S1.
- * la tourmaline semble être tardive car elle se dispose toujours de façon quelconque par rapport aux différentes foliations observées.

II-3. Micaschistes à albite ocellaire

II-3.1) Aspect macroscopique

Dans les faciès sériciteux, il arrive que les plans de schistosité soient boursoufflés par des ocelles millimétriques.

Ces ocelles donnent un aspect granuleux très fin au plan de schistosité ; perpendiculairement à celui-ci on voit qu'il s'agit de petits feldspaths blancs.

II-3.2) Aspect microscopique

Les minéraux principaux sont : séricite, biotite, quartz, albite, chlorite, leucoxène.

Nous ne reprendrons pas la description des différents minéraux qui sont très proches de ceux décrits dans le faciès sériciteux. Signalons seulement que les ocelles d'albite sont très frais et montrent de très belles schistosités internes tournées (cf chapitre tectonique).

II-4. Faciès divers

Après avoir décrit les principaux faciès rencontrés dans le massif du Grand Arc, il convient de parler de quelques autres faciès caractérisés par la couleur particulière des échantillons macroscopiques.

Tout d'abord certains de ceux récoltés dans la galerie E.D.F. Arc-Isère ont une coloration verte beaucoup plus soutenue que la normale. Etant donné que leur composition minéralogique est identique, on peut penser que cette particularité tient au fait qu'ils étaient à l'abri de toute altération.

Dans d'autres cas les schistes sont noir foncé du fait qu'ils se chargent en produits charbonneux tachant les doigts. Comme le signale C. Bordet (1957), ces schistes sont très mal conservés en surface ; par contre ils le sont très bien dans les galeries souterraines telle que celle d'E.D.F. Isère-Arc. Cette galerie rappelons le, part d'Aigueblanche en Tarentaise (vallée de l'Isère) et aboutit à Randens en Maurienne (vallée de l'Arc). Nous avons également constaté la présence de tels schistes dans la galerie E.D.F. Arc-Isère.

Signalons encore un autre faciès qui peut se rencontrer très localement. Il s'agit d'un micaschiste de couleur marron très clair, au toucher gras.

Au microscope, il est peu différent des faciès quartzeux. Il est en effet composé de quartz, séricite muscovite, biotite décolorée et calcite.

II-5. Micaschistes chloriteux à mispickel et scheelite de Saint-Paul/Isère

Il s'agit de micaschistes chloriteux particuliers puisqu'ils renferment du mispickel aurifère et de la scheelite.

FIG. 8

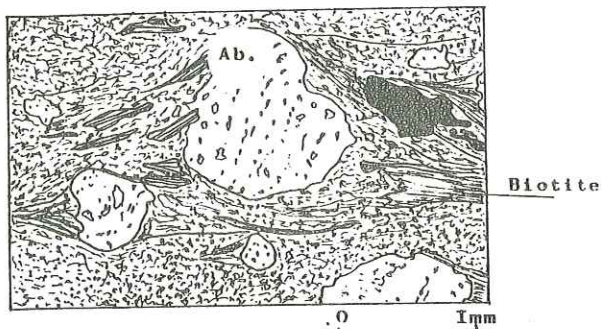


FIG. 9

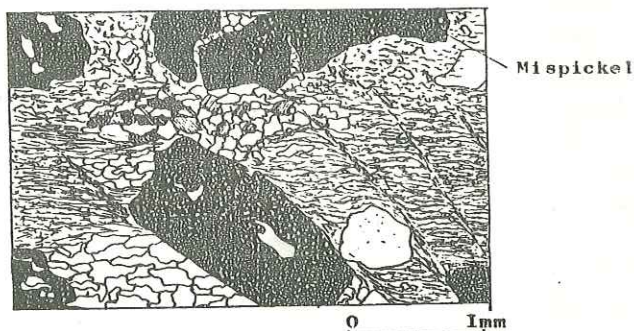
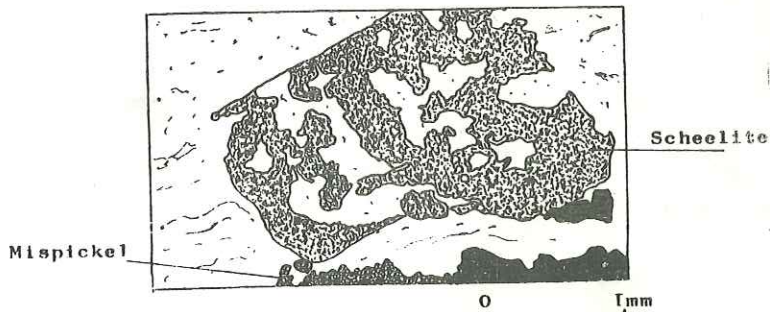


FIG. 10



A côté nous trouvons du quartz, de la biotite, de la chlorite, de la séricite, de l'albite, de la calcite, de la tourmaline, de l'épidote et de l'apatite.

* Quartz . Il en existe deux types :

- soit en grandes plages à extinction roulante,
- soit en petits grains entourant ou remplissant différents minéraux. Parfois, il cicatrise des minéraux cassés et dans ce cas, ses cristaux sont perpendiculaires aux épontes des cassures.

* Biotite . Alors qu'elle est peu fréquente dans la série satinée, elle est ici très abondante. Ses plages sont tordues, déchirées et chloritisées. Elle peut être également reprise dans des "pression shadow" (cf planche 6 fig 8).

* Chlorite . Il s'agit de pennine. Sa réfringence est moyenne et ses teintes de polarisation bleu foncé. Elle provient d'une chloritisation des biotites.

* Séricite . Soit elle est disposée selon la schistosité principale, soit elle provient de la séricitisation de plagioclases (albite).

* Albite . Il semble en exister deux familles ; l'une ancienne, séricitisée, est liée à la schistosité principale; l'autre plus fraîche malgré les inclusions d'épidote et de quartz semble liée à la schistosité S2.

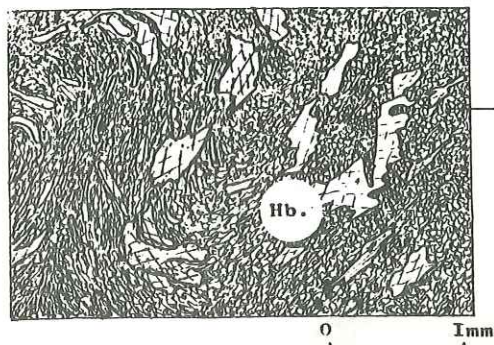
* Calcite . En grande quantité dans ce faciès, elle a recristallisé dans les queues de pression ou entre les fragments des minéraux cassés.

Parmi les minéraux accessoires nous trouvons :

- * la tourmaline qui n'est pas constante mais qui, lorsqu'elle existe, forme des petits cristaux automorphes ;
- * la pistachite répartie en petites granules ;
- * l'apatite en petits cristaux automorphes ;
- * le mispickel qui se dispose en lits parallèles à la foliation principale sans forme automorphe nette, il renferme de nombreuses inclusions poecilites de quartz. On note enfin qu'il est repris par une deuxième schistosité (cf planche 6 fig 9)
- * la scheelite est liée aux niveaux de mispickel. De forme parfois automorphe, elle renferme de nombreuses inclusions de quartz, apatite, etc... (cf planche 6 fig 10).

II-6. Roches vertes de la série satinée (prasinites et schistes chloriteux)

Il s'agit du seul faciès original de la série satinée. Il affleure sous forme d'un banc discontinu de 30m de puissance sur le revers sud-est du massif du Grand Arc.



Matrice finement
grenue composée de
plagioclase, épidote,
chlorite

FIG. I2 Aiguilles d'actinote
dans des prasinites

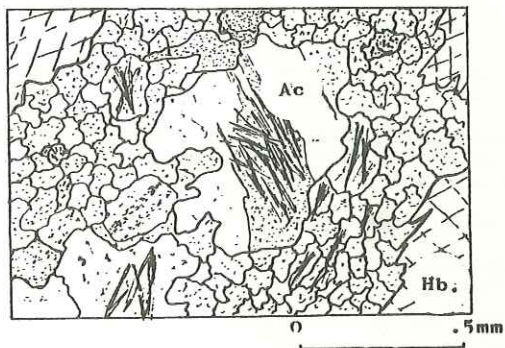
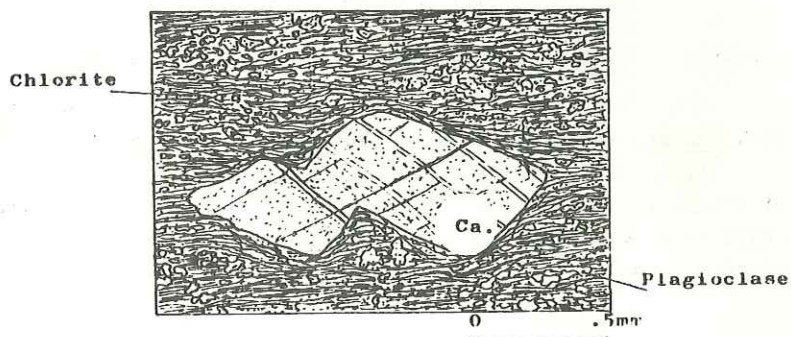


FIG. I3 Schiste chloriteux



Ce banc est constitué de deux variétés de roches.

La première est compacte et renferme de l'amphibole, la seconde est un schiste chloriteux.

Ces roches correspondent à la série des prasinites et ovardites décrites par C. Bordet dans sa thèse (1957). Cet auteur signalait la rareté de ces roches en surface, mais il les avait observées en profondeur au niveau de la galerie Isère-Arc, entre les PK 1900 m et 2250 de l'attaque Randens.

- Par "prasinite" C. Bordet entendait une roche contenant de l'albite océlaire, un élément riche en chaux (épidote, amphibole) et un élément riche en magnésium (chlorite par exemple).
- Par "ovardite", il entendait une roche contenant de la chlorite et de l'albite comme éléments principaux.

II-7. Prasinite

II-7.1) Aspect macroscopique

La roche est compacte, vert clair en patine. Sur les surfaces d'altération on voit des petites taches vert foncé de 2mm^2 formant relief. Ces taches sont constituées par des cristaux d'amphibole. En cassure, nous pouvons observer une légère orientation des amphiboles ; aucun cristal de quartz n'est visible.

Ce type de roche se rapproche des "prasinites" de C. Bordet (1957).

II-7.2) Aspect microscopique

Ces roches portent les traces de plusieurs déformations. Elles sont composées de 2 parties :

d'abord des cristaux d'amphibole et de sphène, ensuite un fond finement grenu de plagioclase et d'épidote. (cf planche 7 fig 11)

- * Amphibole . Il s'agit de hornblende verte, légèrement bleutée en lumière naturelle, en cristaux tordus et dilacérés (cf planche 7 fig 11). Ils soulignent des têtes de plis.
- * Actinote . Dans certains plagioclases ont été décelées de fines aiguilles d'actinote-trémolite. (cf planche 7 fig 12)
- * Sphène . Il n'a pas de forme automorphe ; en plus il est altéré. Il forme des taches de couleur rouille.
- * Chlorite . En lumière naturelle, son pléochroïsme est vert clair et sa réfringence moyenne. Elle polarise dans les tons vert kaki. Elle paraît appartenir au groupe des chlorites magnésiennes : pennine-clinochlore. Elle provient de l'altération des amphiboles.

- * Plagioclase . Finement cristallisé et, le plus souvent, ne présentant pas de macle, sa détermination n'est pas aisée. Seules quelques sections perpendiculaires à (010) ont permis d'identifier une andésine à $An = 30 - 35\%$.
- * Epidote . Il s'agit de clinozoïsite en petits granules associés aux plagioclases. Sa présence est constante.
- * Magnétite . Nous avons pu mettre en évidence de la magnétite dans ces roches vertes cf échantillon 2(IJ23) ($X = 294,9$
 $Y = 5048,5$ $Z = 1900$ feuille Albertville XXXIV - 32 76)

II-8. Schistes chloriteux

Ces schistes sont associés aux prasinites.

II-8.1) Aspect macroscopique

Ce sont des schistes de couleur vert sombre, relativement tendres. En effet, parfois, sur les surfaces de schistosité, nous pouvons voir des trous de 2 à 3 mm de diamètre.

Ces trous correspondent à l'emplacement d'anciens cristaux de calcite dissous.

II-8.2) Aspect microscopique

Ces roches se composent de deux parties :

une mésostase et des phénocristaux de calcite (cf microphoto planche 7).

La mésostase est formée d'un fin mélange de chlorite, de plagioclase et d'épidote.

- * Chlorite . Comme dans toutes les roches vertes de la série satinée, en lumière naturelle son pléochroïsme est vert pâle et elle polarise dans les tons vert kaki à vert bronze. Ce sont des chlorites magnésiennes (pennine, clinocllore).
- * Plagioclase . Il s'agit de petites granules dont la détermination optique n'est pas possible.
- * Epidote . Il s'agit surtout de pistachite qui se dispose en petites granules dans la roche. Quelques grains de clinozoïsite ont été décelés.
- * Calcite . Elle forme des cristaux losangiques plus ou moins bien formés. Il semble que cette calcite ait pu remplacer d'anciennes amphiboles. Mais ceci n'est qu'une hypothèse car dans aucune lame mince nous n'avons pu voir la présence simultanée de calcite et d'amphibole. Seule, la liaison de ces schistes chloriteux étroitement associés avec les prasinites, nous fait envisager une telle hypothèse. (planche 7 fig 13).

II-9. Conglomérats et cipolins

C. Bordet (1957) signalait la présence de conglomérats dans les micaschistes du rameau interne et, le fait qu'il assimilait cette série à la série satinée externe, lui faisait dire qu'il existait des conglomérats dans la série satinée.

Personnellement, nous n'avons pas vu de conglomérats dans la série satinée du rameau externe, ni de cipolins.

II-10. Résumé des différentes paragenèses observées dans les micaschistes de la série satinée

Malgré leur hétérogénéité dans le détail (alternance mm à cm de petits lits quartzeux, ou de lits plus sériciteux) les micaschistes de la série satinée, malgré leur importance volumétrique considérable, sont des roches très homogènes et aucune distinction pétrographique à l'échelle de la carte n'a pu être faite.

Les minéraux principaux observés au microscope sont :

- quartz
- séricite, muscovite
- biotite
- hornblende verte
- actinote
- albite
- chlorite

En présence de tels minéraux sans grande signification pétrologique et en l'absence de silicates d'alumine, il est difficile de fournir une fourchette précise des conditions pression et température du métamorphisme. (Nous n'avons observé ni la staurotide, ni le disthène signalés par F. Carme dans les gneiss de la région d'Allevard. Ces gneiss appartiendraient à une zone de transition entre les micaschistes de la série satinée et les gneiss à sillimanite de l'enveloppe du granite des Sept Laux).

Nous n'avons pas vu de silicates d'alumine dans la série satinée de la galerie E.D.F. Arc-Isère.

Nous allons simplement essayer d'estimer ces conditions.

Les descriptions pétrographiques précédentes montrent que les formations de la série satinée ont subi 2 épisodes métamorphiques.

Au premier métamorphisme paraissent pouvoir être rapportées les associations suivantes :

- . dans les faciès alumineux
 - + quartz + biotite + muscovite + chlorite + plagioclase (% An ?)
- . dans les faciès basiques
 - + hornblende + chlorite + plagioclase (An 30) + sphène + quartz

Lors du second métamorphisme se produit une déstabilisation des minéraux anciens : la biotite est chloritisée, les plagioclases sont damouritisés ou séricitisés, la hornblende peut être chloritisée. Les paragenèses caractéristiques de ce deuxième métamorphisme sont :

- dans les faciès alumineux
 - * chlorite + albite + épidote + quartz
- dans les faciès basiques
 - * chlorite + épidote + actinote

III) CONDITIONS DU METAMORPHISME DE LA SERIE SATINEE

III-1. Conditions de stabilité des minéraux

III-1.1) La biotite

Brown (1975) a proposé plusieurs réactions pour l'apparition de la biotite dans le faciès des schistes verts. Il a défini un système à 10 constituants et 11 phases. Il a représenté ce système dans un plan $X = T$ et $Y = P$, où l'on a un point invariant autour duquel rayonnent 11 courbes d'équilibre. (cf figure 14)

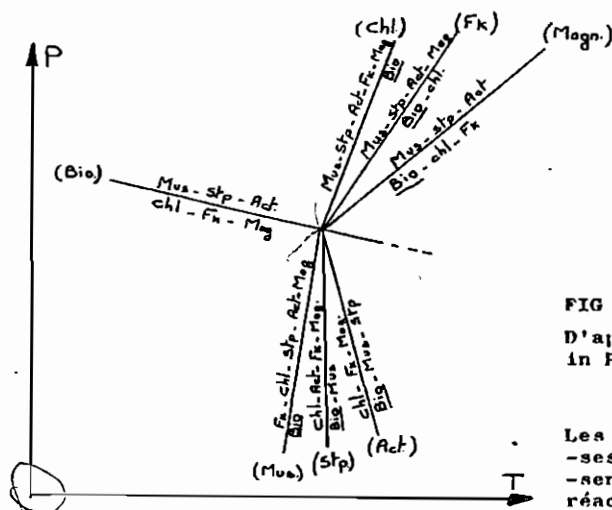


FIG 14
D'après Brown
in Pêcher (1978)

Les phases entre parenthèses sont considérées absentes du système dans la réaction étudiée

Si de ces différentes courbes nous ne retenons que celles qui matérialisent la formation de biotite -bio-, nous nous apercevons que cette dernière apparaît dans toutes les réactions retenues par Brown dans une fourchette de température relativement réduite.

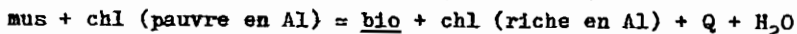
Brown rappelle également différentes réactions étudiées par divers auteurs.

Réactions	Auteurs
stp + mus = <u>bio</u> + chl + H ₂ O	2, 4, 7
act + mus + chl = <u>bio</u> + ep + H ₂ O	7, 8
act + stp + mus = <u>bio</u> + chl + ép + H ₂ O	7
fk + chl = <u>bio</u> + mus + H ₂ O	2, 3, 5, 6, 7, 8
fk + chl + stp = <u>bio</u>	8
fk + chl = <u>bio</u> + stp + H ₂ O	10
pheng + chl = <u>bio</u> + mus + H ₂ O	1, 6

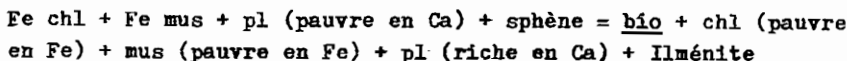
1. Ernst (1963)	4. Turner (1968)	7. Brown (1971)
2. Winkler (1967)	5. Thompson et Norton (1968)	8. Chatterjee (1971)
3. Albee (1968)	6. Mather (1970)	10. Frey et al. (1973)

Dans sa thèse A. Pâcher (1978) cite aussi les réactions de

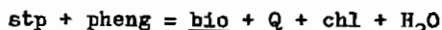
- Ramberg (1952) et Weisbrod (1970b) où :



- Frank et al. (1977) où :



- Nitsch (1970) où :



Cette réaction se produirait à 445° pour 4 kb
et 460° pour 7 kb

Pour les micaschistes de la série satinée, toutes les réactions faisant apparaître de la biotite par disparition de stilpnomélane, d'actinote ou de feldspath potassique, n'ont très vraisemblablement pas pu se produire car ces minéraux ne sont pas connus dans les micaschistes où la biotite est absente.

Seules les réactions de Ernst (1963), Mather (1970), Ramberg (1952), Weisbrod (1970) et Frank et al. (1977) qui font intervenir soit de la chlorite, soit de la muscovite, soit du plagioclase, soit du sphène ont pu se produire. Notamment la réaction de Frank et al. (1977), paraît la mieux adaptée car les micaschistes de la série satinée peuvent être très riches en bâtonnets de leucoxène. Mais nous ne disposons pas d'analyse chimique de chlorite pour connaître leur teneur en fer.

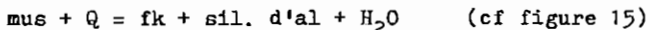
La seule réaction pour laquelle des valeurs pressions-températures sont connues est celle de Nitsch. Aussi, bien qu'elle n'ait pas pu se produire ici, nous retiendrons les valeurs expérimentales citées plus haut pour avoir une idée sur les conditions de formation de la biotite.

III-1.2) Micas blancs

Aucune analyse chimique de ces micas blancs n'ayant pu être faite, nous avons effectué des diffractogrammes aux Rayons X. Ils ont toujours indiqué de la muscovite $2M_1$. Il est donc très difficile d'estimer les conditions pression température du métamorphisme à partir de la seule muscovite.

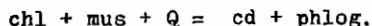
Il est intéressant de prendre en considération les isogradés qui font disparaître la muscovite, car ceux-ci nous fixeront le domaine supérieur de notre métamorphisme; la muscovite est, en effet, présente partout dans les micaschistes.

Althaus et al. (1970) et Day (1973) ont montré qu'en présence de quartz, la muscovite se détruit pour donner un silicate d'alumine, selon la réaction :



Comme nous pouvons le voir sur cette figure, cette réaction étudiée par divers auteurs n'est pas fixée avec précision.

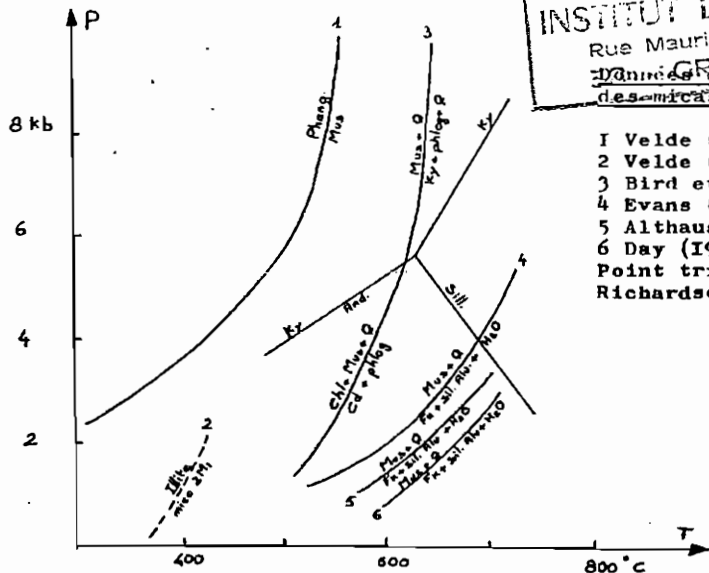
De plus Bird et Fawcett (1973) (cf figure 15) ont montré que les réactions :



pouvaient se produire sous de plus faibles températures (600° environ) mais sous plus forte pression.

Nous voyons donc que le domaine de la muscovite peut être très vaste et que sans analyse chimique de ces phyllites, il est difficile de connaître les conditions pression température du métamorphisme.

UNIVERSITÉ DE L'ISÈRE
et de l'INSTITUT DE GÉOLOGIE
INSTITUT BOLOMIEU
Rue Maurice Mauguier
38000 GRENOBLE
Unité expérimentale
des micas blancs



- 1 Velde (1965)
- 2 Velde (1972)
- 3 Bird et Fawcett (1973)
- 4 Evans (1965)
- 5 Althaus et al. (1970)
- 6 Day (1973)
- Point triple d'après
Richardson et al. (1969)

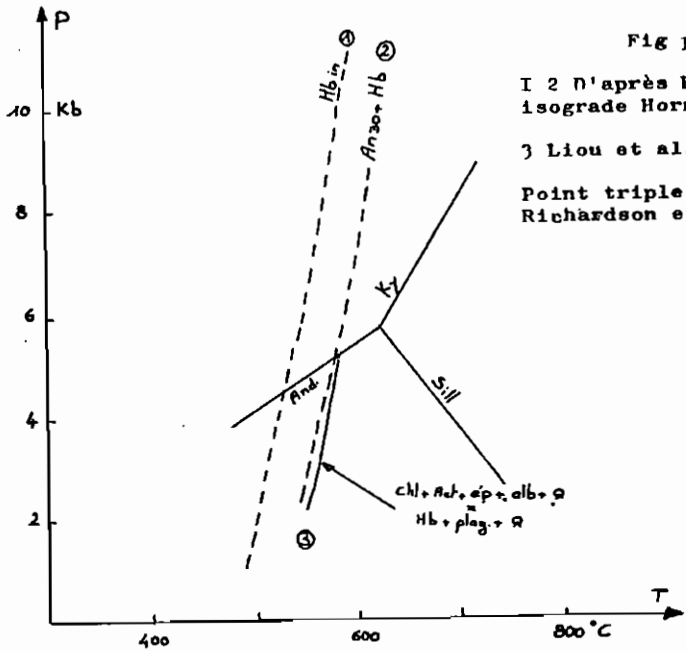
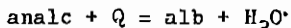


Fig 16

- 1 2 D'après HGF Winkler
isograde Hornblende in (Hb in)
- 3 Liou et al. (1974)
- Point triple d'après
Richardson et al. (1969)

III-1.3) Albite

Une limite inférieure de l'apparition de l'albite a été précisée par Thompson (1971) à partir de la réaction :



La courbe correspondant à cette réaction passe par les points 190° C / 2kb et 170° C / 4kb.

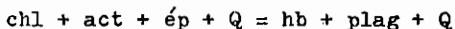
Le champ de stabilité de l'albite est très vaste; Storre et Karotke (1971) ont montré qu'on pouvait encore la trouver dans le stade moyen du métamorphisme jusqu'à des températures de 600° C.

III-1.4) Hornblende verte

Winkler (1974) fixe l'apparition de la hornblende pour des températures de l'ordre de 500° C.

La réaction : $\text{act} + \text{chl} + \text{Q} = \text{hb}$ est très peu influencée par une variation de pression (cf figure 16)

Pour Liou et al. (1974) une amphibole calcique, dans des roches de composition basaltique, peut remplacer totalement la chlorite suivant la réaction :



cette réaction se fait au dessus de 550° C sous une pression de 2kb ou à 575° C sous une pression de 5kb (cf figure 16).

III-1.5) Actinote

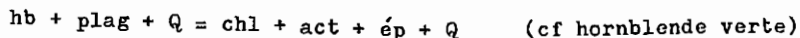
J. Bocquet (1974) rappelle les données expérimentales des domaines de stabilité des amphiboles calciques.

- Jasmund et Schäfer (1972) ont montré qu'on notait un enrichissement en Al au cours du métamorphisme croissant.
- La ferrotremolite ne subsiste pas au delà de 450° C pour 1kb ou 515° C pour 2kb (Ernst 1968).
- Dans une série tremolite-actinote qui contient 7 mol.% Al_2O_3 , une pression de H_2O de 1kb (Schürmann 1967).

III-1.6) Chlorite

Ce minéral possède un domaine de stabilité extrêmement vaste. Plusieurs auteurs ont montré qu'elle pouvait se rencontrer jusqu'à des températures de 600 à 800° C sous de fortes pressions.

Elle peut également se produire à partir de la réaction rétrograde suivante :

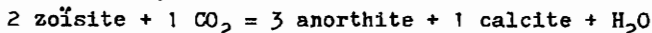


On peut avoir également une chloritisation d'une hornblende. Ce changement d'état se produit selon la réaction

$$\text{amph} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{chl} + \text{calc}$$
 dans ce cas il faut une PCO_2 élevée dans la phase fluide.

III-1.7) Epidote

Elle peut provenir soit de la déstabilisation d'anciens plagioclases, soit de l'altération de minéraux ferromagnésiens calciques. D'après les compilations de J. Bocquet (1974), le domaine de stabilité de l'épidote dépasse 600° C et dépend de la fugacité de l'oxygène et de la proportion moléculaire de CO_2 . A pression égale, le domaine de stabilité de la clinozoïsité est moins étendu que celui d'une épidote ferriphère, mais elle n'est stable que pour des proportions moléculaires de CO_2 faibles : 2 moles % à 2 kb ou 10 moles % à 7 kb (Storre et Nitsch 1972). Au dessus de ces valeurs, elle se transforme en calcite selon la réaction :



III-1.8) Sphène

La présence du sphène a été signalée par C. Bordet (1957); pour notre part nous n'en avons trouvé que dans les roches vertes de la série satinée. Par contre, dans les micaschistes sériciteux nous avons noté la présence constante de bâtonnets de leucoxène.

Schulling et Vink (1967) ont étudié entre 340° à 450° C la réaction :



Pour ces auteurs, la pression de CO_2 influence nettement cette réaction. Les domaines de pression ne sont pas bien connus car, d'après Schulling, Vink (1967) et Ernst (1972), la présence de sphène serait favorisée par des pressions élevées. Cependant le sphène et la calcite peuvent coexister ensemble dans des roches carbonatées (J. Bocquet 1974).

III-2. Evaluation des métamorphismes des micaschistes de la Série Satinée

Nous allons essayer de cerner les conditions pressions-températures par des approches successives.

- température minimale atteinte durant le premier métamorphisme.

Si l'on considère que l'apparition de la biotite se fait dans

une faible fourchette de température (cf Brown, paragraphe précédent) et que la seule réaction aux conditions de températures connues soit celle de Nitsch (de 445°C à 460°C) selon la pression, on est amené à penser qu'une température minimale de 450°C a été atteinte.

- température maximale atteinte durant le premier métamorphisme.

Dans toutes les roches de la série satinée nous avons noté la présence de la muscovite et l'absence de feldspath potassique. Il semble donc que l'isograde de disparition de cette dernière n'ait pas été atteint.

Si l'on considère les réactions d' Evans (1965), d'Althaus et al. (1970) et de Day (1973) (cf figure 15) qui font disparaître la muscovite au profit du feldspath potassique, d'un silicate d'alumine et d'un départ d'eau, nous sommes amenés à penser qu'une température d'environ 600°C n'a pas pu être dépassée.

Nous pouvons maintenant essayer de réduire ce champ en faisant des hypothèses.

Nous avons noté dans les roches basiques de la série satinée, la présence de hornblende verte et de plagioclase An 30; si nous considérons que ces minéraux sont des minéraux métamorphiques, nous atteignons le stade moyen du métamorphisme de H.G.F. Winkler qui fixe l'isograde hb + An 30 vers des températures de 550°C à 575°C . Cet isograde ne dépendant que de très peu de la pression (cf figure 16), il n'est pas facile de fixer cette dernière.

Nous pouvons alors nous demander pour quelles raisons, nous ne trouvons pas de silicates de métamorphisme dans les micaschistes de la série satinée. Nous avons vu précédemment que F. Carme en a décrit plus au Sud dans la région d'Allevard.

Cas du disthène

Eugster (1970) a montré que le disthène ne se conservait dans les métamorphites que si elles étaient faiblement potassiques et/ou peu hydratées. Or, les micaschistes de la série satinée sont très riches en mica blanc. Nous pourrions donc considérer que la rétro-morphose a été assez complète pour l'altérer entièrement, selon la réaction : $3\text{ky} + 3\text{Q} + 2\text{K} + 3\text{H}_2\text{O} = 2\text{mus} + 2\text{H}$
réaction de Carmichael (1969) reprise par G. Alric et D. Virlogeux (1977).

Pour vérifier cette hypothèse nous pourrions utiliser les dia-

grammes ACF et A'KF mais ces derniers ne sont pas très intéressants pour les analyses chimiques que nous avons à notre disposition. En effet, les pôles AA' et F de ces diagrammes opposent le Fe_2O_3 et le FeO contenus dans la roche. Or, les analyses faites à l'Institut Dolomieu ne nous donnent que le Fe_2O_3 total. Il est donc illusoire de vouloir utiliser les diagrammes ACF et A'KF car l'incertitude est complète, la teneur en FeO et Fe_2O_3 ne présentant pas un rapport constant dans des micaschistes.

La présence du disthène imposerait une pression supérieure à 4.5 kb.

Remarque :

La seule analyse, pour laquelle nous connaissons les valeurs de Fe_2O_3 et FeO, est l'analyse A 4 de C. Bordet (1957).

Analyse A 4

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	PF	Σ
66.76	11.96	0.36	7.85	0.39	0.17	3.02	1.71	1.75	1.16	0.15	4.17	99.45

Bien qu'ignorant la quantité de muscovite et de biotite contenue dans cet échantillon, nous avons calculé, à titre indicatif les termes ACF, A'KF. Les résultats sont portés dans la figure 16 a.

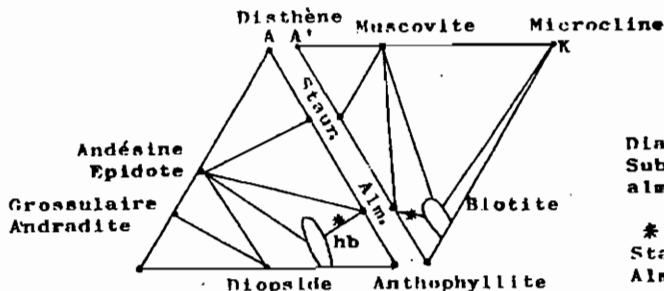


FIG. 16 a

Diagrammes ACF A'KF
Subfaciès à staurotide
almandin

* Analyse A4
Staur. Staurotide
Alm. Almandin

Bien que sommaire, ce résultat tendrait à montrer que le chimisme de la roche n'est pas satisfaisant pour l'apparition de silicates de métamorphismes.

Cas de la staurotide

Das (1971) a étudié des schistes pélitiques en Inde et a expliqué l'absence de silicate de métamorphisme par un rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO} + \text{MgO}$ de 2,5 qu'il considère trop faible.

Si l'on calcule ce même rapport pour les micaschistes de la série satinée on trouve une valeur de 1.1.

Hoscheck (1967) a comparé le chimisme de roches à chloritoïde et de roches sans chloritoïde, et il a montré qu'il existait des champs dans des diagrammes triangulaires ($Al_2O_3, (Fe, Mg)O, (K, Na)_2O$; $Al_2O_3, (Fe, Mg)O, CaO$; Al_2O_3, FeO, MgO) (cf figure 17) où pouvait apparaître le chloritoïde. Le cas est identique pour la staurotide qui nécessite seulement des conditions de pression et température de formation plus élevées.

Nous avons reporté nos analyses dans ces diagrammes en utilisant Fe_2O_3 total. Ceci n'est pas trop grave car Fe_2O_3 n'intervient pas au niveau des autres pôles des triangles. De plus la teneur en FeO des roches de la série satinée sera toujours inférieure au Fe_2O_3 total. Nous avons donc, en prenant Fe_2O_3 total, surestimé la valeur en FeO , ce qui a pour effet de rapprocher nos points des domaines d'apparition.

Nous voyons que sur les 2 triangles B et C le chimisme de la roche pourrait convenir mais dans le triangle A les points représentatifs se situent à la limite et hors du domaine. Or, comme nous venons de le voir à cause du Fe_2O_3 total, les points réels devraient se situer encore plus en dehors de ce domaine. L'absence de la staurotide pourrait donc être liée à un chimisme défavorable de la roche hôte.

Remarque :

Pour connaître le déplacement maximum du nuage, nous avons calculé dans le triangle A les nouveaux pourcentages que prendraient les points si on réduisait le terme FeO à 0%. Nous voyons que, dans ce cas extrême, le nuage de points sort du champ d'apparition de la staurotide.

Nous n'avons pas calculé les nouveaux pourcentages dans les deux autres triangles car, si on annule le pourcentage de FeO , dans le triangle C il est évident que les points sortiront complètement du champ et, dans le triangle B, CaO étant en quantité très faible dans la série satinée le nuage se déplacera parallèlement au côté $Al_2O_3 (Fe, Mg)O$.

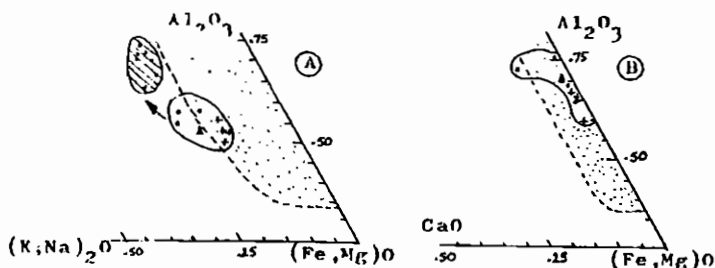
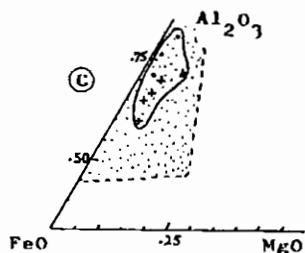


FIG. 17

Diagramme d'Hoscheck



- + Faciès sériciteux
- Faciès quartzeux
- ▲ Analyse de C. Bordet
- Domaine d'apparition du chloritoïde et de la staurolite

III-3. Conclusions sur les métamorphismes

III-3.1) Premier métamorphisme

Si nous considérons seulement la biotite et la muscovite, dont les champs de stabilité sont très vastes, nous arrivons à un domaine de température compris entre 450° C à 600° C. Quant à la pression elle est indéterminable.

Si nous prenons en compte maintenant les données minéralogiques de F. Carme qui a décrit du disthène et de la staurolite, dans la mesure où les gneiss de la région d'Allevard qui contiennent du disthène et de la staurolite sont les équivalents stratigraphiques des micaschistes de la série satinée, et si nous considérons la hornblende verte et le plagioclase An 30 des roches basiques de la série satinée comme minéraux de métamorphisme, nous pouvons estimer pour ce métamorphisme les conditions suivantes :

$$T \approx 575^\circ \text{ C}$$

$$P \approx 5 \text{ kb}$$

Ce type de métamorphisme correspondrait au stade moyen du type Barrow (cf figure 18).

non, il y a
des gneiss

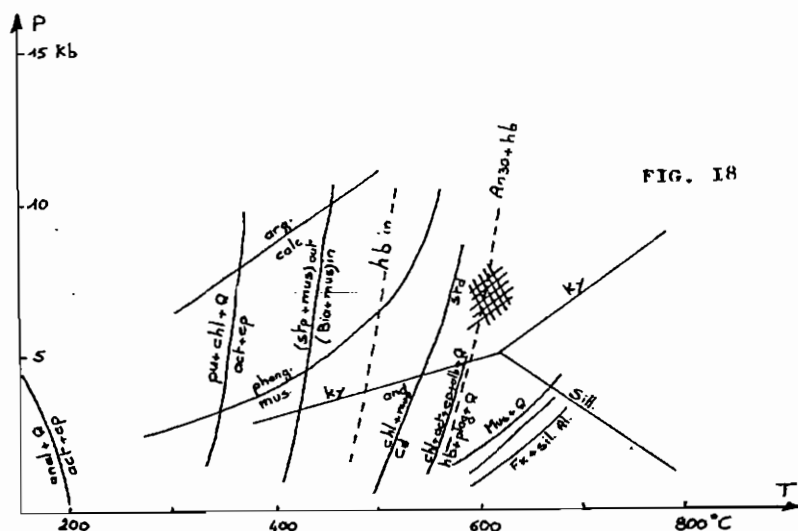


FIG. 18

/// Domaine du métamorphisme de la série satinée
Point triple Richardson et al. (1969)

III-3.2) Deuxième métamorphisme

Les micaschistes ont été ensuite rétrotransformés dans le faciès schiste vert ce qui a provoqué une déstabilisation des minéraux de première paragenèse : chloritisation des biotites et amphiboles, séricitisation des plagioclases, formation d'albite.

III-3.3) Problème des albites tournées et des paillettes de séricite selon S_2 .

Cette phase de déformation, postérieure au premier métamorphisme, et qui fait apparaître de la séricite dans le plan axial de microplis et crée une schistosité interne tournée dans des albites, pourrait être liée à des mouvements alpins plus ou moins synchrones de la rétrotransformose dans le faciès schiste vert. Cependant, il se pose un problème car F. Carme décrit dans la notice explicative de la feuille géologique St Gervais à 1/50 000 des biotites dans le plan axial de microplis $N 20^\circ$ à axes horizontaux. Ces microplis semblent similaires à nos plis P2 (voir chapitre tectonique de la série satinée).

Pour F. Carme ces biotites antéstéphanienues seraient liées à un dôme thermique associé à la mise en place du granite de Beaufort. Cette affirmation n'a, à notre avis, aucun sens car les micaschistes du rameau externe sont séparés du granite de Beaufort par le 'synclinal médian'. Ce dernier, composé essentiellement de terrains triasiques (dolomie capucin + grès de base) et de quelques lentilles de Lias, affleure au Nord de Beaufort dans le ravin qui descend du lieu dit "les Curtilllets" (cf carte topographique St Gervais à 1/50 000). Le 'synclinal médian' passe donc à l'Ouest du granite de Beaufort bien que la carte géologique St Gervais ne le mentionne pas.

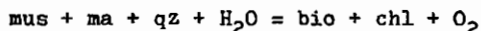
Les biotites de plan axial décrites dans les microplis seraient donc à relier à nos plis P_2 (cf chapitre tectonique), mais ceci impose des conditions pression-température très importantes (minimum de 400° C).

Il semble aussi que l'on ait une élévation de température du Sud au Nord du massif de Belledonne (séricite liée aux plis P_2 dans le massif du Grand Arc, biotite liée aux mêmes plis dans le Beaufortin).

Poty et al. (1973) ont montré qu'il existait une évolution dans le même sens pour les fentes alpines. Pour eux, les températures et les pressions de formation des fentes alpines seraient :

- pour le Pelvoux de 360° à 375° C sous 2.35 à 2.5 kb
 - pour le Mont-Blanc de 385° à 425° C sous 2.4 à 3. kb
- Ces fentes auraient un âge de 15 Ma. Cet âge semble confirmer par D. Gasquet (comm. orale) qui a obtenu un âge de 14.2 ± 0.6 Ma sur une phengite d'une fente alpine du complexe de St Colomban.

Ces températures et pressions de fentes alpines devant être très locales, il est difficile d'admettre que des biotites puissent apparaître à l'alpin dans les micaschistes de la série satinée, car ceci nécessite des températures et des pressions assez élevées. Hoschek (1971, 1973) donne pour la réaction suivante:



des températures de 425° C à 475° C et des pressions de 4 kb.

Remarque :

Kalsbeek (1962) a déjà évoqué le problème des albites à schistosité interne tournée des micaschistes de la série satinée dans la région d'Allevard. Pour lui, les plis matérialisés dans les porphyroblastes d'albite appartiennent à une phase précoce et ne se sont

pas formés par rotation du cristal d'albite durant sa croissance (idée contraire de Sarrot Reynauld J. (1958) qui avait évoqué le problème pour les formations cristallophylliennes du Dôme de la Mure). Kalsbeek, dans certains cas, a pu voir des plis d'orientation quelconque par rapport à la foliation principale dans les porphyroblastes d'albite.

Pour notre part, nos échantillons orientés nous ont toujours montré une liaison entre les plis P_2 et les plis matérialisés dans les albites. Il se pourrait donc qu'il existe 2 générations d'albite, l'une ancienne et l'autre plus récente (alpine) contemporaine des déformations responsable de la formation d'au moins une partie des plis P_2 .

IV) TECTONIQUE SOUPLE DE LA SERIE SATINEEIV-1.) Généralités

Si, des points de vue pétrologique et stratigraphique, les micaschistes ne présentent pas de grand intérêt, il n'en est pas de même en ce qui concerne leur aspect structural. En effet, ce sont des matériaux qui enregistrent bien les différentes phases de déformation.

De nombreux microplis de différentes générations y sont visibles et mesurables, mais, malheureusement, il est très rare de pouvoir les observer sur un même affleurement. Aussi est-il difficile de mettre en évidence les caractères et la succession des diverses phases de déformation.

En effet, deux plis n'ayant pas les mêmes directions, n'appartiennent pas forcément à 2 phases différentes. Même si 2 plis ont des directions axiales perpendiculaires, ils peuvent appartenir à une même phase de déformation (cf fig 19).

Dans cet exemple, nous voyons que dans un premier temps, un pli d'axe P1 peut se former (schéma 1) ; ensuite la même déformation se poursuivant, le pli P1 peut être entraîné, ce qui aura pour effet de tordre la direction originelle. (cf stade 2 et 3).

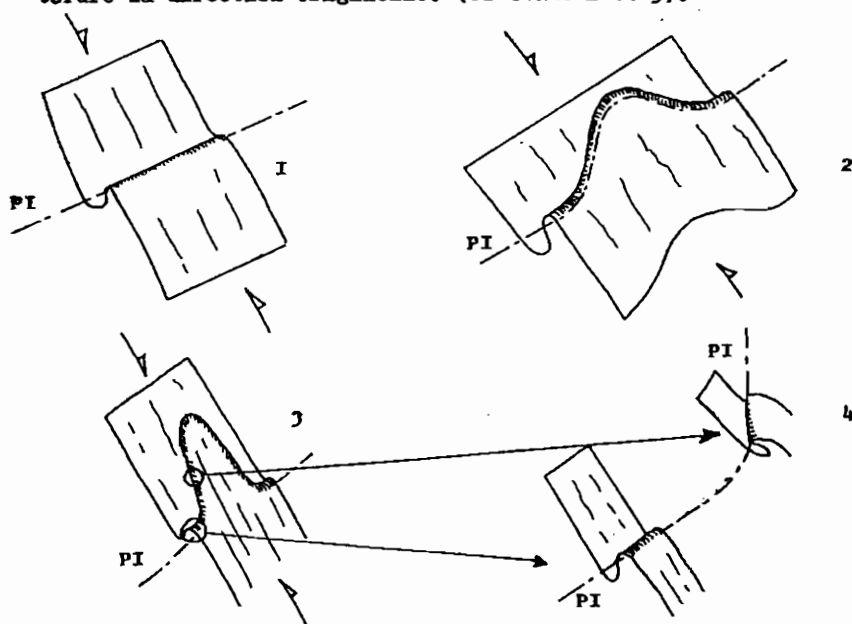


FIG. 19

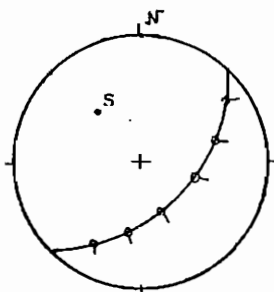
Schéma matérialisant des
déformations d'axes de plis

Enfin, sur le schéma 4, on voit qu'en deux secteurs différents d'une même structure, les directions axiales sont obliques bien qu'elles résultent d'une même phase.

Ce style de déformation se traduira sur le canevas de Wulf par une répartition des axes de plis le long de la trace du plan de schistosité.

Canevas de Wulf
hémisphère inférieure

S Schistosité



IV.2.) Éléments structuraux mesurables

- la stratification

Dans la série satinée, la stratification n'est plus visible. Nous pouvons cependant observer des variations de faciès dans les micaschistes qui peuvent être soit plus quartzeux soit plus sériciteux, soit plus chloriteux. Ces variations se font aussi bien d'Est en Ouest que du Nord au Sud et soit à l'échelle du mètre qu'à l'échelle du décimètre. Malheureusement, il est impossible de cartographier ces variations et donc de mettre en évidence d'anciens repères stratigraphiques

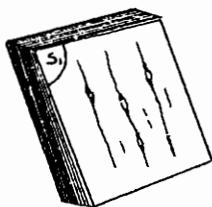
- la schistosité

Dans la série satinée, la schistosité est bien marquée. Sa direction principale est N 30°. (par N 30° nous entendons N 30° du côté Est ; il en sera de même pour toutes les mesures données par la suite).

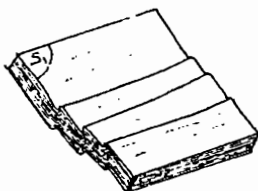
- les linéations

Sur les plans de schistosité, nous voyons souvent :

- soit des linéations minérales qui montrent des lignes d'étirement (rarement visibles et, quand elles le sont, elles sont peu marquées) ;



. soit des crénulations qui matérialisent des axes de plis



IV-3.) Analyse des déformations

L'analyse des déformations des micaschistes de la série satinée a surtout été faite sur le versant sud est du massif du Grand Arc. En effet, sur le versant nord ouest, les fauchages et écroulements sont tellement nombreux qu'une analyse structurale fine n'est pas possible.

En général, dans le massif du Grand Arc, les directions de la schistosité sont assez constantes et se regroupent autour de $N\ 30^\circ$ à 40° avec un pendage de 50° à 60° vers l'Est. Cette schistosité que nous appellerons S1 est très importante car elle servira de repère pour les déformations ultérieures.

Cette direction de schistosité ne se retrouve pas dans la partie septentrionale de la série satinée (secteur d'Albertville).

Les stéréogrammes numérotés de 1 à 13 de la planche 2 montrent bien ces variations de direction et de pendage de la schistosité. Nous voyons même, dans les stéréogrammes 3, 4, 8, 9, que cette schistosité est pentée vers le NNW. Il faut signaler que ce sont les seules schistosités à pendage NNW observées dans les massifs cristallins de la feuille Albertville à 1/50 000.

De plus, cette schistosité semble subir des virgations de part et d'autre de la vallée du Doron de Beaufort.

Si nous regardons successivement les stéréogrammes 3, 4, 1, nous voyons que les schistosités passent respectivement de $N\ 30^\circ$ à $N\ 60^\circ$ et enfin à $N\ 100^\circ$. Si nous prenons en compte maintenant les stéréogrammes 6, 2, 7, nous pouvons constater que la direction de schistosité prend des valeurs $N\ 0^\circ$ dans le stéréogramme 6, $N\ 25^\circ$ dans le stéréogramme 2 et $N\ 40^\circ$ dans le stéréogramme 4. Ces phénomènes sont schématisés sur la carte de la figure 20.

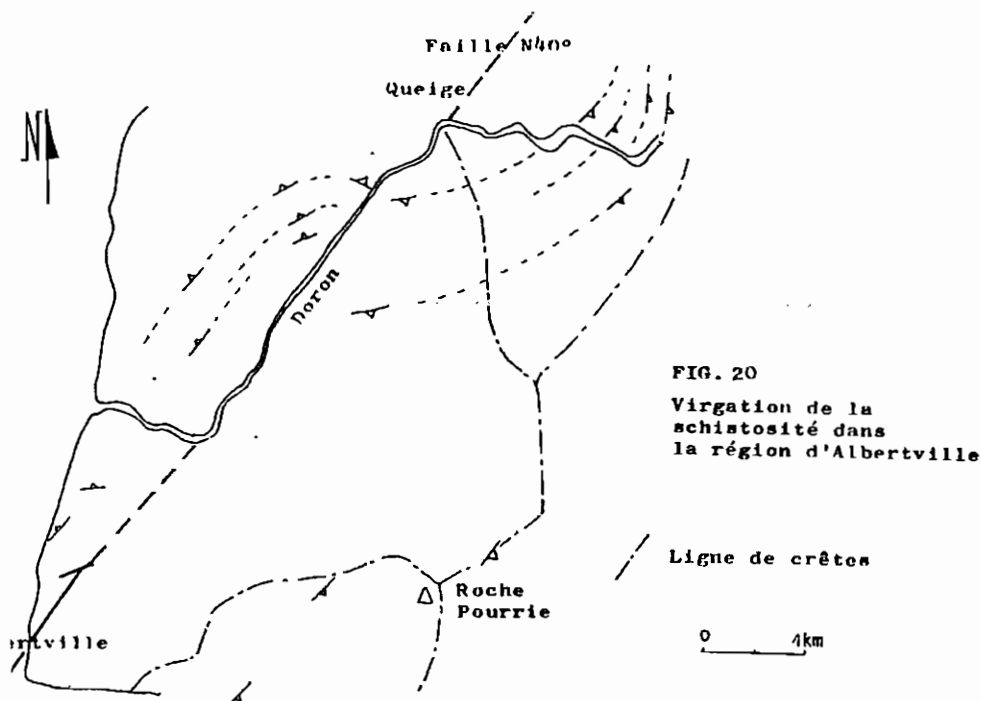


FIG. 20
Virgation de la
schistosité dans
la région d'Albertville

Il semble donc bien que la schistosité des micaschistes de la série satinée ait subi des déformations dans différents de part et d'autre de la vallée du Doron de Beaufort entre Queige et Albertville.

Comme nous le verrons dans le chapitre "Tectonique cassante" une partie de la vallée du Doron de Beaufort orientée $N40^\circ$ entre Queige et Albertville semble être le témoin d'un grand accident de socle.

Cet accident a été décrit plus au Nord sur la feuille géologique St Gervais à 1/50 000 par F Carme (1977). Cet auteur a montré le rejeu dextre de cet accident.

Après avoir vu les différentes variations de direction et de pendage de la schistosité S_1 , nous allons analyser les différents microplis observés dans les micaschistes. L'étude de terrain ainsi que l'étude pétrographique sur lames minces n'ont pas permis d'établir une chronologie relative des différents plis.

Sur le terrain, il est en effet rare, voire exceptionnel, de trouver sur un même affleurement plusieurs plis matérialisant différentes phases.

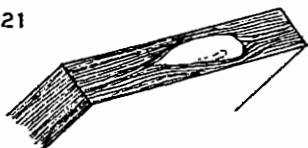
L'étude des lames minces n'a pas permis de mettre en évidence des minéraux caractéristiques pour chacun des plis de direction différente. Tous les plis sont caractérisés par la présence de minéraux de même génération : biotite plus ou moins chloritisée, séricite, quartz. Ces minéraux sont tordus dans les têtes de plis.

Seules, de l'albite et de petites paillettes de séricite sont caractéristiques de la phase de plissement 2 (voir plus loin). Aussi avons-nous numéroté les plis postschisteux de 1 à 4 dans un ordre qui nous a paru le plus probable en fonction de leur fréquence relative et de leur taille (microplis ou plis métriques).

IV-3.1.) Plis synschisteux

Ce type de plis est très rarement observable dans les micaschistes de la série satinée, les déformations plus jeunes ayant effacé les marqueurs des éventuelles phases tectoniques plus anciennes. Seules quelques lentilles de quartz pourraient simuler d'anciens plis (cf fig 21)

Figure 21



Aucune direction d'axe de plis n'a pu être mesurée.

IV-3.2.) Plis postschisteux

Ces plis matérialisent les déformations postérieures aux événements géologiques qui ont créé la schistosité S1. Ils sont très courants dans la série satinée, et la direction de leurs axes a pu être mesurée.

Sur la planche 2 sont reportés et numérotés les schémas des stéréogrammes pour montrer les nombreuses variations d'axes de plis.

* Plis P₁ N60° pentés 40° SW

Les microplis postschisteux de cette orientation sont très rares. Ils n'ont été observés que sur le massif du Grand Arc (cf stéréogrammes n° 20, 21, 25). D'autres plis ont des directions similaires, mais sont pentés assez fortement au Nord Est. Aucun critère ne nous a permis de dire s'ils appartenaient à la même phase, car nous n'avons jamais pu les observer ensemble.

* Plis P₂ N20° à 50°

Ces plis N20° à 50° pentés faiblement au Nord sont les plis les plus facilement observables. Ils matérialisent une phase de déformation très importante de la série satinée. Comme on peut le voir sur la planche 2 ces plis y sont très fréquents et notamment au centre du massif du Grand Arc selon une direction N30°.

Ces plis sont dissymétriques et montrent un sens de déversement vers l'Ouest. (cf fig 22)

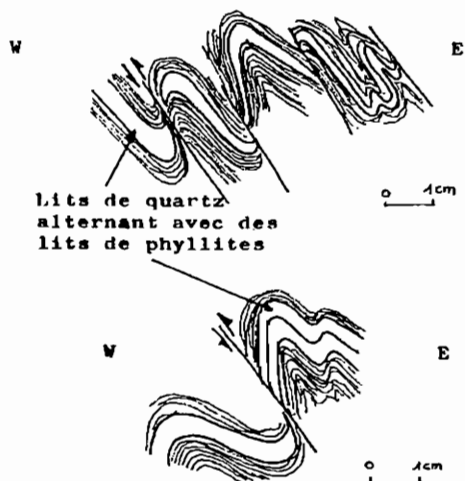


Figure 22

Vue en coupe de microplis N30° à axes faiblement pentés au Nord observés sur le revers sud est du massif du Grand Arc.

Du point de vue minéralogique ces plis P₂, comme les autres plis, peuvent déformer des muscovites, des biotites plus ou moins chloritisées (cf fig).

Mais, dans certains faciès de micaschistes à albite qui sont déformés par ces plis P₂, les albites montrent une schistosité interne tournée, caractérisée par le même sens de déversement que les Plis P₂. Toujours dans ces mêmes plis, de petites paillettes de muscovite se disposent selon la trace du plan axial des plis P₂. Ces paillettes matérialisent une schistosité S₂ (cf fig 3,4).

Les microplis P₂ correspondant à des microplis d'entraînement montrent dans tous les secteurs étudiés où la schistosité S₁ a un pendage est, un sens de chevauchement vers l'Ouest. Dans les secteurs où le pendage de la schistosité S₁ est à l'Ouest (secteur d'Albertville, cf stéréogrammes planche 2) quelques plis N30° soulignés par des lits de quartz montrent un sens de déversement vers l'Ouest (cf fig 23).

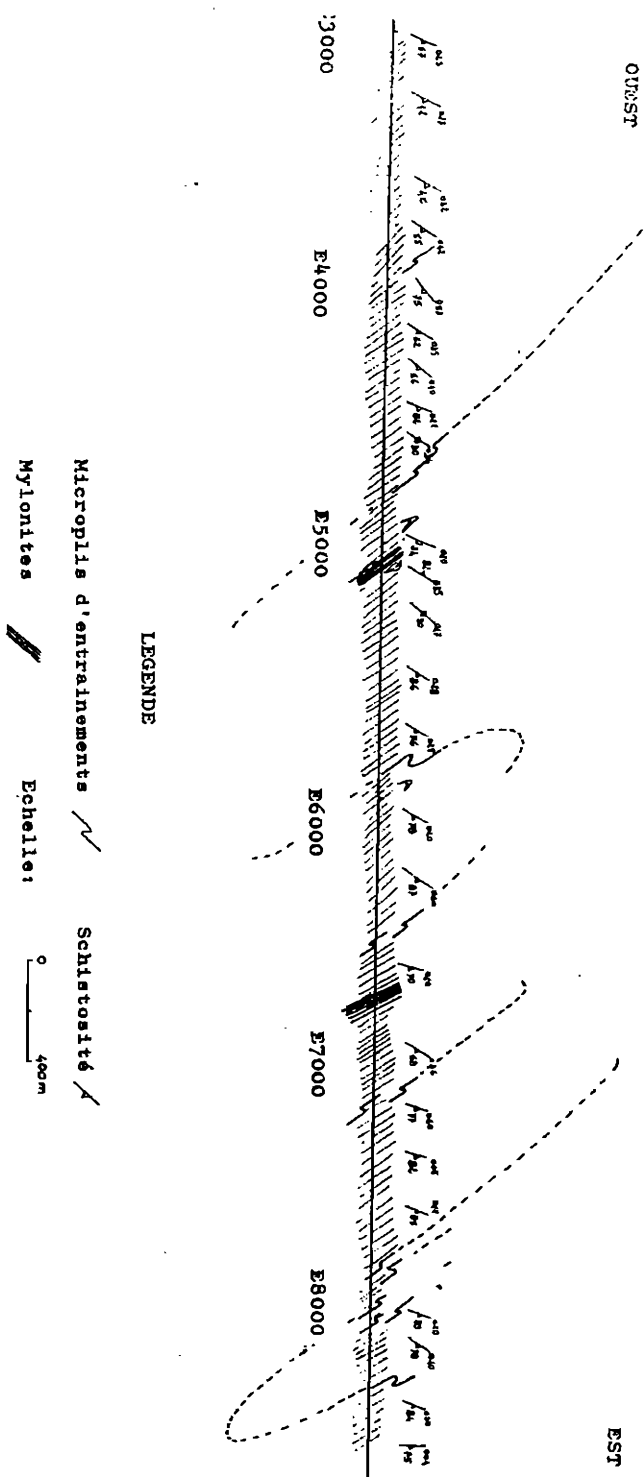


Fig 23 - Coupe est-ouest montrant schématiquement les plis d'entraînements P₂ N30° observés dans les secteurs du Grand Arc et d'Albertville.

PLANCHE 9

FIG. 24

COUPE DE LA GALERIE EDF ARC-ISERE
ENTRE LES PM 3000 ET 9000 M. (ATTACHE
AVANT) DANS LES MICASCHISTES DE LA
SERIE SATINEE.



Il semble donc que les micaschistes de la série satinée de la feuille Albertville représentent le flanc normal d'un pli déversé vers l'Ouest repris en un vaste bombement dont l'axe approximatif est N30°.

Déjà C. Bordet (1957) parle d'anticlinaux et de synclinaux. Il a notamment décrit une synforme qui se voit bien sur le Mont Mirantin (Est d'Albertville). Cette synforme a été confirmée par Y. Gros (communication orale).

C. Bordet (1957) voit également un "anticlinal" au Nord d'Albertville sur la bordure occidentale du rameau externe.

Pour notre part, avec D. Gasquet, nous avons fait l'étude structurale de la série satinée dans la galerie EDF Arc-Isère. Elle nous a permis de voir le même style de déformation que dans la région d'Albertville. Des plis d'entraînement nous laissent supposer l'existence d'au moins quatre plis plurikilométriques (cf fig 24).

Les microplis P2 suggèrent que les micaschistes de la série satinée sont disposés dans l'espace comme le montre le bloc diagramme schématique de la figure 25.

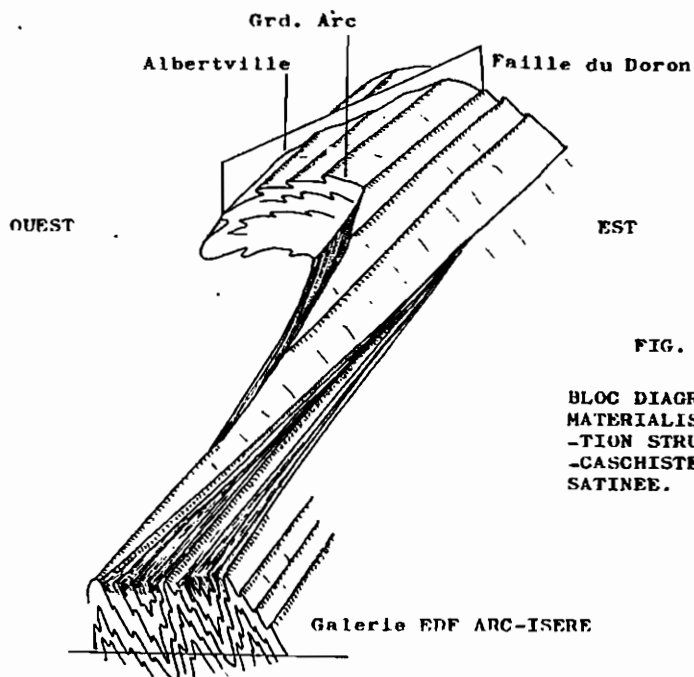


FIG. 25

BLOC DIAGRAMME SCHEMATIQUE
MATERIALIZANT LA DISPO-
SITION STRUCTURALE DES MI-
CASCHISTES DE LA SERIE
SATINEE.

Rq : Dans une communication orale, J.P. Grätier nous a signalé que la disposition de la schistosité dans les terrains sédimentaires de la bordure est du massif des Bauges dans la région d'Albertville présentait le même basculement vers le NW. Cet argument sera repris dans la discussion sur l'âge des déformations des micaschistes de la série satinée.

* Plis P_3 $N120^\circ$ à $N70^\circ$

Ces microplis sont à mettre en relation avec des coulissemements le long du grand accident $N40^\circ$ qui découpe la bordure occidentale de la série satinée entre Queige et Albertville.

Ces plis sont assez fortement pentés, 40° à 50° Est dans le compartiment sud-est (cf planche stéréogrammes n° 2, 7, 11, 16, 19, 23, 28). Ces plis sont dissymétriques mais leurs regards sont tournés soit vers le Nord Nord-Est, soit vers le Sud Sud-Ouest. (cf fig dans le paragraphe "Tectonique cassante de la série satinée").

Sur le versant sud-est du Grand Arc, nous avons observé des plis $N120^\circ$ pentés fortement Est Sud-Est ou Ouest Nord-Ouest (cf planche stéréogramme n° 20).

Ces plis sont liés à des failles $N120^\circ$ (cf fig 26). Ces plis montrent un sens de mouvement relatif senestre des 2 compartiments des failles $N120^\circ$.

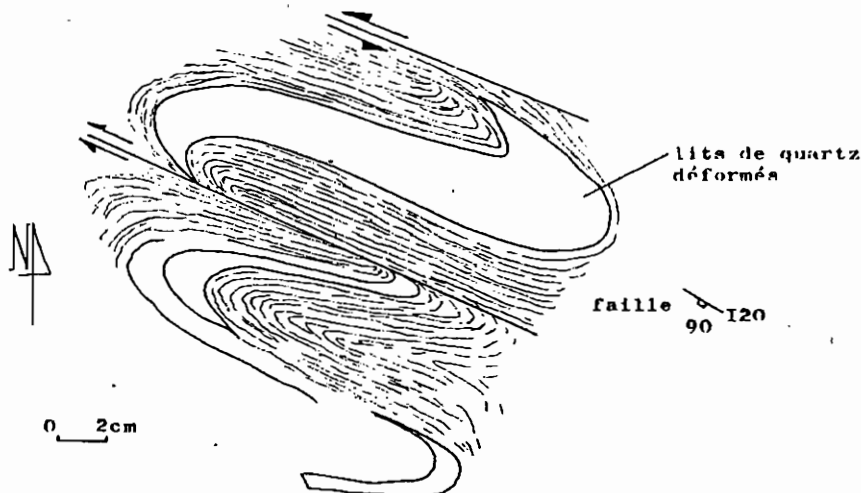
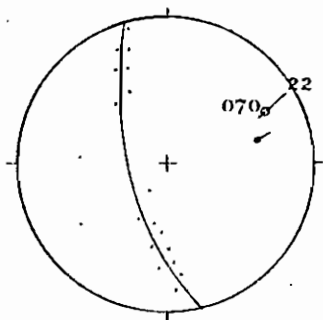


Fig. 26 Vue en plan d'un micropli P_3 observé sur un poli glaciale du versant sud-est du massif du Grand Arc.

* Plis P_4 $N70^\circ$ à $N80^\circ$

Ce sont des plis métriques ouverts qui ne s'observent que sporadiquement. Leur axe est faiblement penté vers l'Est (cf fig 27)

FIG. 27



Direction de l'axe du pli
mesurée à partir des plans
des plans de schistosité



Plis P4 observé à Champ
Rond (Conflans)

Ces plis métriques sont, sans doute, les témoins des dernières déformations souples subies par les micaschistes de la série satinée.

* Autres plis

D'autres microplis de directions diverses ont été observés, notamment sur le revers sud est du massif du Grand Arc. (cf planche 2 stéréogrammes n° 20,21). Mais les axes de ces plis, comme nous pouvons le voir sur le stéréogramme 20, se répartissent sur la trace du plan de schistosité. Aussi nous pensons que ces microplis, bien que jamais observés ensemble sur un même affleurement, pourraient très bien appartenir à une seule et même phase de déformation, en l'occurrence celle ayant formé les plis P2 qui montrent des mouvements chevauchants vers l'Ouest. En effet, comme nous l'avons vu dans le 1er paragraphe du chapitre "Tectonique souple de la série satinée" des plis de directions différentes peuvent très bien appartenir à une même phase.

Il nous semble donc inutile d'envisager plusieurs phases de déformations, mais ceci n'est qu'une interprétation, et il est tout à fait possible que certaines directions d'axes de plis puissent appartenir à des épisodes de déformation que nous n'avons pas décelés.

IV-4.) Déformations visibles en lames minces

Il nous a semblé important de voir si, et comment, les déformations majeures se traduisaient à l'échelle des microstructures. Pour cela nous avons orienté des échantillons dans un système de repérage précis.

Dans les micaschistes de la série satinée, l'élément géométrique principal est la schistosité S1. Nous avons donc choisi un trièdre XYZ (cf figure 28).

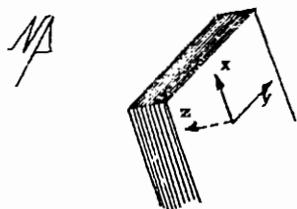


FIG. 28

Le plan XY est le plan de schistosité principale S1. Comme, au départ, nous n'avions pas de préjugé sur la déformation, nous avons attribué aux axes XYZ non pas une signification d'axes d'ellipsoïde d'une déformation finie, mais un sens uniquement géographique (cf schéma fig 28). Ainsi, OY a été considéré comme l'horizontale du lieu dirigé vers le Nord ; cela a été facile car la direction de la schistosité est, dans la majorité des cas, N30°. Quant à OZ, il est toujours dirigé vers l'Ouest. Enfin, OX dans S1 est évidemment perpendiculaire au plan ZOY.

Rq - Nous avons placé de préférence OX selon l'axe de plus grande pente car sur certains échantillons nous avons vu une ligne d'étirement marquée par des linéations minérales.

IV-4.1.) Différentes déformations observées en lames minces

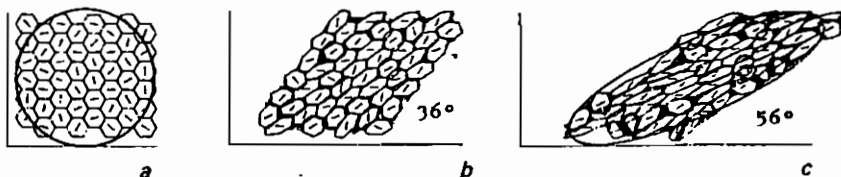
Les plus belles déformations ont été observées dans les micaschistes quartzeux et les micaschistes sériciteux.

- Déformations des micaschistes quartzeux

Comme l'ont montré différents auteurs (Etchecopar 1974, et Bouchez 1977), la déformation d'une roche peut se traiter comme la déformation d'un agrégat de cristaux et la déformation de l'agrégat entraîne celle des grains. Cette déformation sera d'autant plus grande que l'intensité de la déformation sera importante (cf fig 29)

FIG. 29

Schéma montrant les déformations d'un agrégat de cristaux par cisaillement simple
In Bouchez (1977) d'après Etchecopar



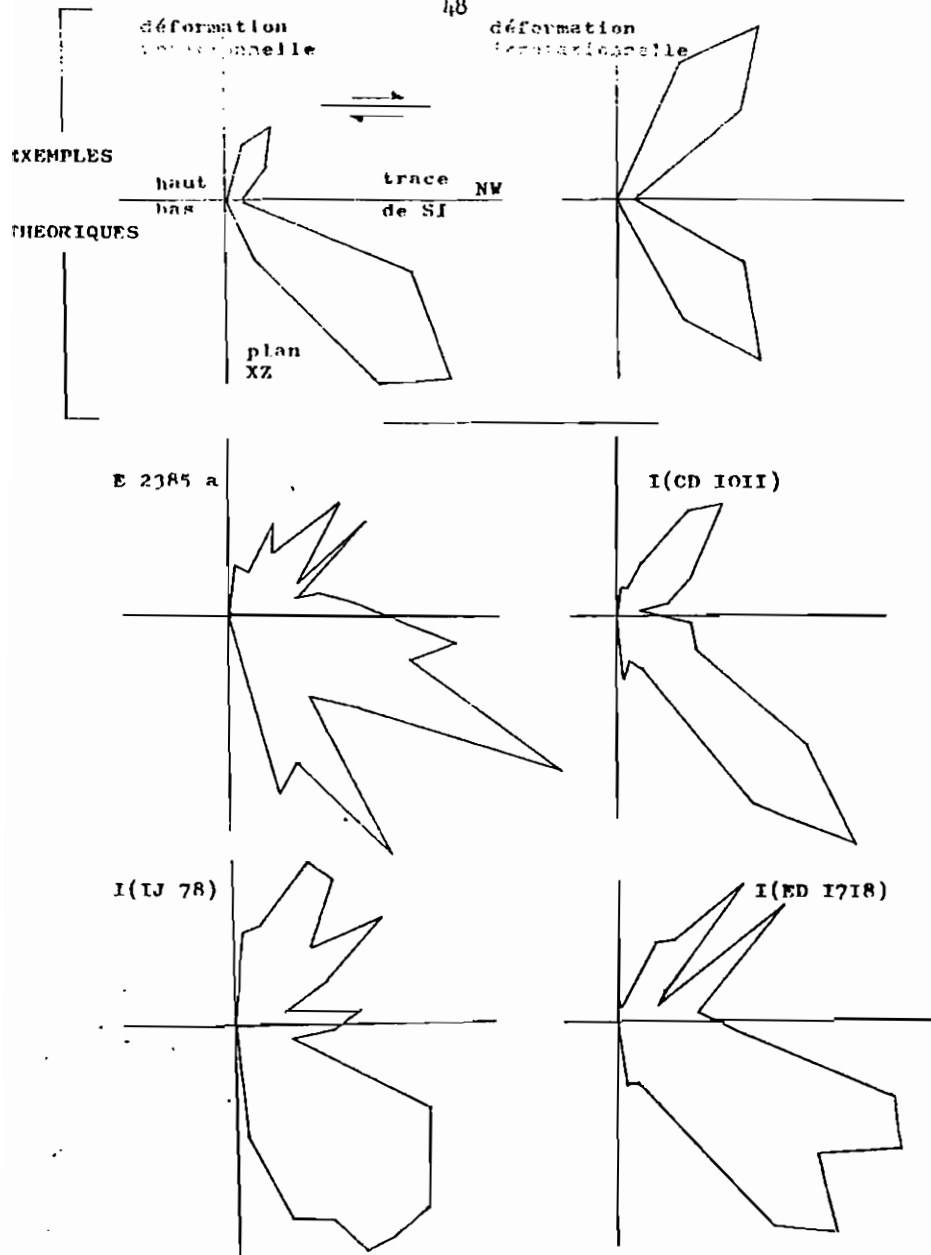


FIG. 30
PLANCHE 10

Diagramme en rose donnant la distribution des traces des plans (0001) des grains de quartz en section XZ. 250 mesures par diagramme. Le plan SI est perpendiculaire au plan de la figure.

Cette figure montre l'évolution de l'orientation préférentielle de forme et de réseau pour des déformations croissantes de l'agrégat, dans le cas d'un cisaillement simple.

D'après ce schéma, nous voyons que :

- chaque grain de l'agrégat est déformé par un cisaillement simple avec glissement sur la ligne de faiblesse du quartz ;
- l'orientation des lignes de glissement par rapport aux axes de l'ellipse de la déformation marquera le régime de la déformation ;
- plus la déformation est poussée, plus l'orientation des lignes de glissement est grande.

Pour le quartz, divers auteurs (Nicolas et Poirier 1976, Bouchez 1977 et Pêcher 1978) ont montré que le système de glissement le plus actif était le système (0001) $[11\bar{2}0]$.

Nous avons donc étudié l'orientation de la trace du plan (0001) dans les plans XY et YZ de notre repère.

Cette étude est assez facile car il suffit d'utiliser un microscope polarisant et de mesurer sur environ 200 grains de quartz de lames minces orientées, l'angle que fait n°p (trace de (0001)) par rapport à la trace du plan de schistosité.

Ensuite, en faisant des classes de 10 en 10 degrés, les mesures effectuées sont reportées sur diagramme. Nous pouvons ainsi tracer des diagrammes en rose dans deux quadrants de nos plans repères XZ ou YZ. La répartition des roses sera caractéristique du type de la déformation.

S'il existe une direction principale, la déformation sera rotationnelle ; la branche la plus grosse indiquant le sens du cisaillement ; s'il existe deux directions principales, la déformation sera irrotationnelle (cf figure 30).

Cette méthode présente quand même des inconvénients, car une erreur d'orientation soit de l'échantillon, soit de la lame mince peut se produire. Ainsi, lorsque des résultats semblent contradictoires, nous ne savons pas s'il faut les attribuer à une déformation différente (qui peut être due à une hétérogénéité de matériaux) ou bien à une erreur de manipulation.

Cette méthode a donc une valeur statistique et plus le nombre de lames minces étudié sera grand, plus l'interprétation se rapprochera de la réalité.

L'interprétation des résultats conduit à envisager une déformation rotationnelle avec un sens de cisaillement vers le Nord Ouest pour le compartiment supérieur (cf planche 10).

Les déformations de quartz étudiées, sur l'échantillon E 2385 prélevé dans la galerie EDF Arc-Isère ont montré la même déformation rotationnelle que celle observée dans les échantillons du Grand Arc.

- Déformation des micaschistes séréciteux à albite

Comme nous l'avons vu dans le chapitre "Pétrographie" certains micaschistes séréciteux sont très riches en albite.

Cette dernière montre de très belles schistosités internes tournées (cf microphoto figure 6). Des lames minces orientées taillées dans ces faciès ont montré que les rotations de l'albite se faisaient dans le même sens que le cisaillement ayant orienté le quartz, c'est à dire vers le Nord Ouest pour le compartiment supérieur.

IV-5.) Conclusion sur les déformations ductiles

Il existe au moins quatre phases de déformations post-schisteuses dans les micaschistes de la série satinée.

Bien que nous n'ayons jamais observé les traces de ces différentes phases sur un même affleurement, les observations de terrain et les interprétations sur canevas de Wulf nous ont permis d'en établir la chronologie suivante :

* Plis P1 N60° pentés 40° SW

Ces plis n'ont été observés que sur le massif du Grand Arc. Ils semblent matérialiser la plus ancienne phase de déformation post-schisteuse observable. Les plis synschisteux ne sont que rarement visibles et ne sont marqués que par des lentilles de quartz.

* Plis P2 N20° à 50°

Ces plis, à axes faiblement pentés au Nord, marquent la phase de déformation la plus évidente.

Ces plis matérialisent une phase de déformation déversée vers l'Ouest ou le Nord Ouest. Cette phase est accompagnée par des déformations microscopiques : apparition d'une schistosité S2 de plan axial des plis P2, schistosité interne tournée dans les albites, orientation privilégiée des traces des plans (0001) des quartz.

Remarque :

La puissance de la série satinée n'est qu'apparente. Nous avons en effet vu, ainsi que d'autres auteurs (Bordet et Gros), dans divers secteurs, qu'il existait des synformes et des antiformes. De plus, nous interprétons (grâce aux plis P2) la structure des micaschistes de la région d'Albertville comme le flanc normal d'un pli déversé vers l'Ouest (cf figure 25).

* Plis P3 N120° à 70°

Ils sont liés à l'accident de socle N40° qui découpe la série satinée dans le secteur Queige Albertville.

* Plis P1 N70° à 80°

Il s'agit de plis métriques très ouverts faiblement pentés à l'Est, marquant sans doute la dernière phase de déformation.

V) TECTONIQUE CASSANTE DE LA SERIE SATINEE

V-1.) Généralités

La série satinée est limitée à l'Ouest et à l'Est par de grands accidents N30°. Ces accidents sont responsables de l'architecture d'ensemble des massifs cristallins externes.

Très anciens, ils ont d'abord guidé la tectonique hercynienne (voire antéhercynienne) puis la tectonique alpine. Ces accidents sont connus de longue date et les auteurs leur ont attribué des rôles différents.

C. Bordet (1957) leur attribuait un rôle de faille à rejeu vertical (il parlait de "claveaux"). D'autres auteurs comme F. Carme, Y. Gros (1974) Arthaud et Matle (1975) et J.P. Robert (1976) pensent que ces accidents ont joué en décrochements plurikilométriques. Plus récemment encore, G. Ménard (1979) a montré leur importance dans la tectonique alpine.

Pour notre part, nous estimons que ces grands accidents, notamment le "synclinal médian", ont pu jouer aux différentes époques, soit en décrochement, soit en chevauchement. Nous verrons ce problème dans le chapitre réservé à l'étude du "synclinal médian".

V-2.) Analyse des fractures

Dans la série satinée, il existe plusieurs types de fractures : failles décrochantes, Riedels, failles conjuguées.

Failles décrochantes

Trois directions principales de failles décrochantes ressortent de l'analyse des canevas de Wulf (cf planche 2) et de l'observation de la carte géologique à plus grande échelle : $N60^\circ$, $N125^\circ$, $N170^\circ$, cette dernière étant très rare.

L'analyse des stries et des torsions de schistosité S1 ont permis de montrer le rejeu dextre des failles $N60^\circ$ et le rejeu sénestre des failles $N125^\circ$ et $N170^\circ$ (cf planche 2 et fig 31).

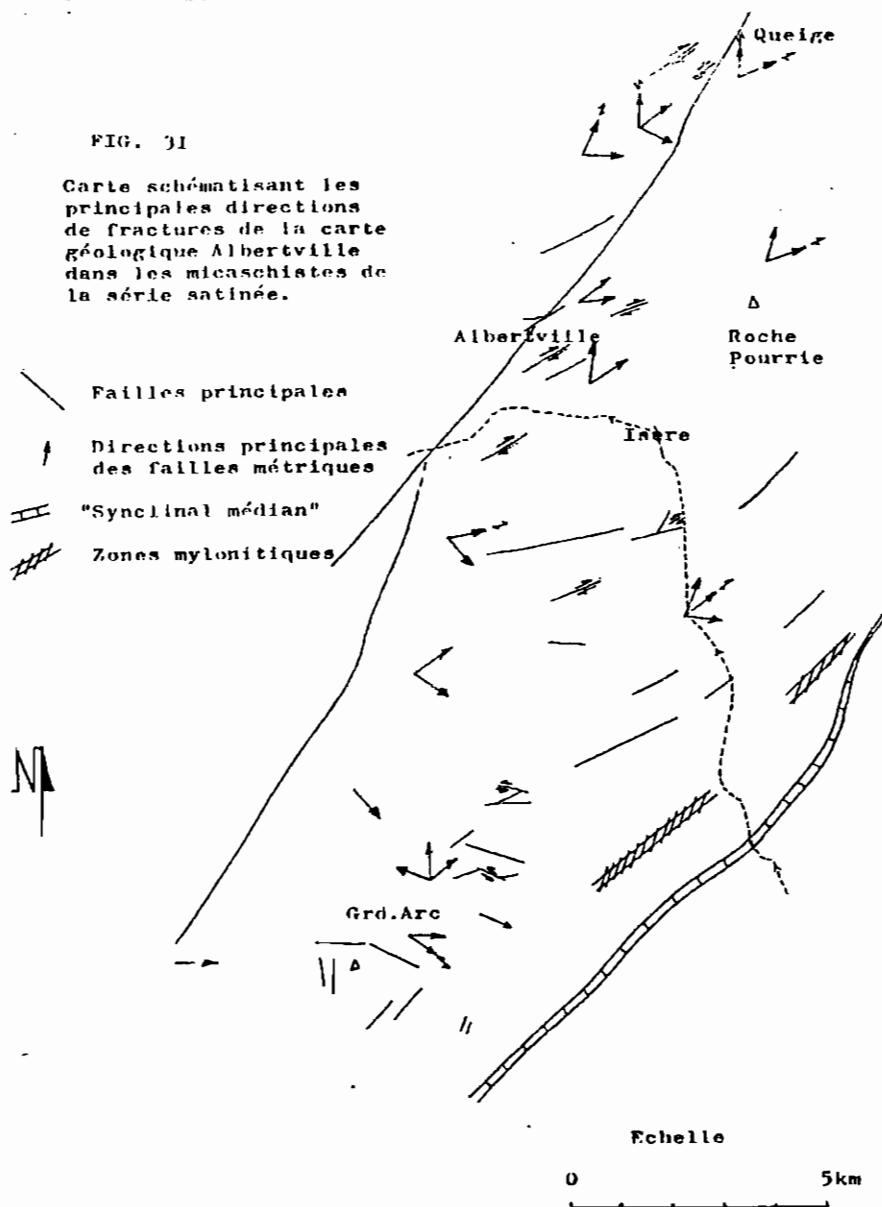
Accident Queige-Albertville

Comme nous l'avons déjà vu dans le chapitre tectonique souple, l'examen des canevas (de la planche 2) situés de part et d'autre de la vallée du Doron de Beaufort entre Queige et Albertville, montre que les directions et les pendages de la schistosité S1 ne se raccordent pas de manière simple. Nous sommes conduits à envisager des torsions de la schistosité S1 de part et d'autre de la vallée du Doron de Beaufort entre Queige et Albertville. Ces virgations se traduisent par des plis à grand rayon de courbure à concavité tournée vers le Sud pour le compartiment nord ouest, et des plis à concavité tournée vers le Nord pour le compartiment sud est.

F. Carme décrit le même style de déformation pour cet accident qui se retrouve sur la feuille St Gervais à 1/50 000. Grâce aux virgations, cet auteur a montré son rejeu dextre.

FIG. 31

Carte schématisant les principales directions de fractures de la carte géologique Albertville dans les micaschistes de la série satinée.



Cette interprétation est en accord, au moins en partie, avec nos propres observations de terrain. En effet, les virgations de la schistosité S1 dans la région d'Albertville montrent un mouvement dextre.

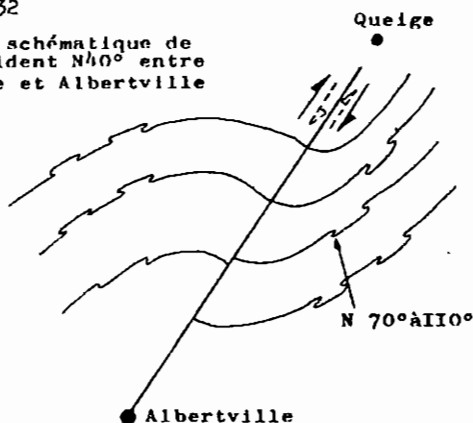
Si nous regardons maintenant les microplis observés dans les micaschistes de ce secteur, nous pouvons constater qu'il en existe plusieurs types matérialisant des déformations différentes.

Nous trouvons soit dans le compartiment sud est, soit dans le compartiment nord ouest, des microplis associés au mouvement de décrochement le long de l'accident de socle.

Ces plis sont cependant surtout nets dans le compartiment sud est. Ces microplis postschistosité S1 de direction N70° à 110°, à plongement de 20° à 40° Est, sont dissymétriques et montrent un sens de mouvement vers le Sud Ouest. Ces plis du compartiment sud est s'accordent bien avec un décrochement dextre. (cf figure 32)

FIG. 32

Carte schématique de l'accident N40° entre Queige et Albertville



NA
 ⇒ microplis
 N70. à 110 et
 décroch! dextre
 N40

plis en "blague à tabac"

Ces plis sont accompagnés de plis à axes pentés 30° à 60° qui montrent, pour le même compartiment nord est, un sens de mouvement inverse (cf figure 32).

Sur le terrain la superposition de ces deux sens de mouvement peut se traduire par des plis en "blague à tabac" (cf figure 33) ou par des plis faillés (cf figure 33).

FIG. 33

NNE.

Plis en "blague à tabac" observés dans le
secteur de Molliéssoulaz (Albertville)
compartiment Sud-Est de la faille N40° du
Doron

0 10 cm

SSW

NNE

SSW

0 10 cm

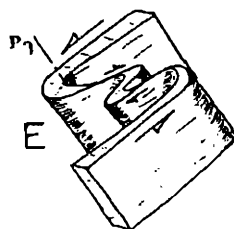
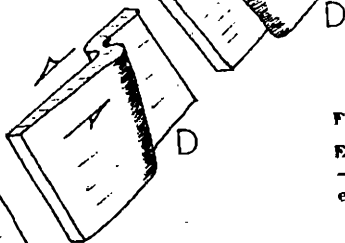
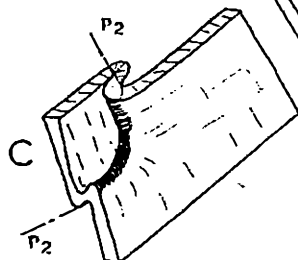
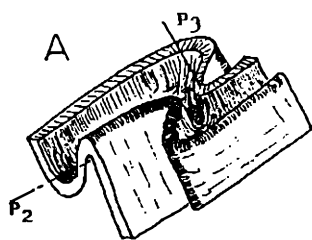
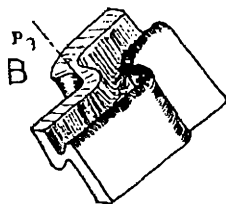


FIG. 34

Essai d'interpré-
tation des plis
en "blague à tabac"

Nous pouvons expliquer ces plis en "blague à tabac" de diverses façons.

Hypothèse I

On peut supposer que les plis en "blague à tabac" se sont formés à la suite d'un simple blocage en fin du mouvement dextre qui s'est produit le long de l'accident N40° du Doron et qui est responsable des grandes virgations de schistosité observées dans ce secteur (schéma D et D' figure 34).

Hypothèse II

On peut également imaginer que les deux plis formant la "blague à tabac" appartiennent à deux familles différentes. Une famille correspondrait à des plis P2 entraînés (cf schéma C) et l'autre famille montrerait un sens de mouvement (cf schéma D). Au paragraphe II-10 du chapitre "Tectonique souple", nous avons déjà évoqué ce problème des plis d'entraînement.

Dans les schémas A et B nous avons matérialisé les figures éventuelles de plis que les déformations 2 et 3 auraient pu former si l'hypothèse II avait été réalisée. Or, nous n'avons jamais observé de telles figures. Il semble donc que les plis P2 soient peu marqués dans ce secteur et que les deux familles de plis de la "blague à tabac" se soient formées selon l'hypothèse I.

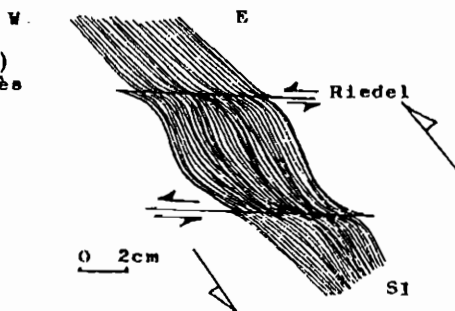
Nous pourrions également envisager que ces plis en blague à tabac résultent de deux mouvements de sens différent qui se seraient produits le long de l'accident Albertville Queige (cf figure 32). Mais à ce moment là, une famille de plis reprendrait l'autre, ce qui n'a pas été observé. (cf schéma E figure 34).

Riedels

De très beaux Riedels (failles de 2ème ordre liées au déplacement selon la plus grande pente de S1) sont visibles dans les micaschistes de la série satinée. Ils s'observent aux échelles du centimètre et du mètre. Ils découpent et tordent la schistosité S1. (cf figure 35).

FIG. 35

Schéma d'amande (cm)
et de Riedel d'après
photographie.



Ces Riedels, très faiblement pentés vers l'Est, montrent des mouvements chevauchants vers l'Ouest ou le Nord Ouest. (cf planche canevas n° 22, 26, 25).

Il faut signaler également la présence quasiment constante de figures sigmoïdes grossières de l'ordre du mètre qui découpent la schistosité S1 quand celle-ci est pentée à l'Est (cf fig 36).

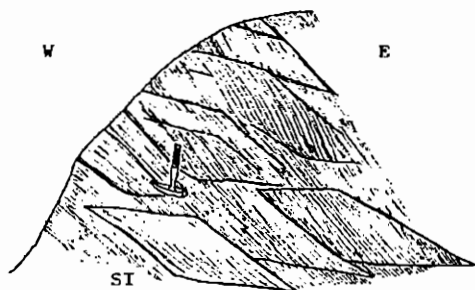


Figure 36 -

dessin, d'après photo, de l'allure générale de la schistosité sur le Grand Arc.

Filons de quartz

Les filons de quartz importants ne sont pas nombreux dans la série satinée. Quand ils existent leur direction est est ouest.

Certaines failles, à pendage vertical, peuvent prendre également cette direction. Fréquentes sur le revers sud est du massif du Grand Arc où elles sont à l'origine de petites gorges, elles correspondent sans doute à des failles d'extension. En effet, leurs plans ne sont pas lisses et ne montrent pas de stries.

Failles conjuguées

Ces failles sont assez nombreuses et donnent un aspect particulier à la schistosité des micaschistes de la série satinée (cf figure 37).

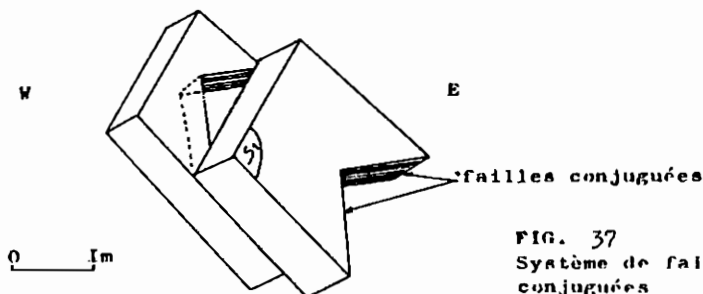


FIG. 37
Système de failles
conjuguées

Quand la schistosité est $N30^\circ$, les directions de ces failles sont nord-sud et nord-ouest.

V-3.) Essai d'interprétation de la tectonique cassante

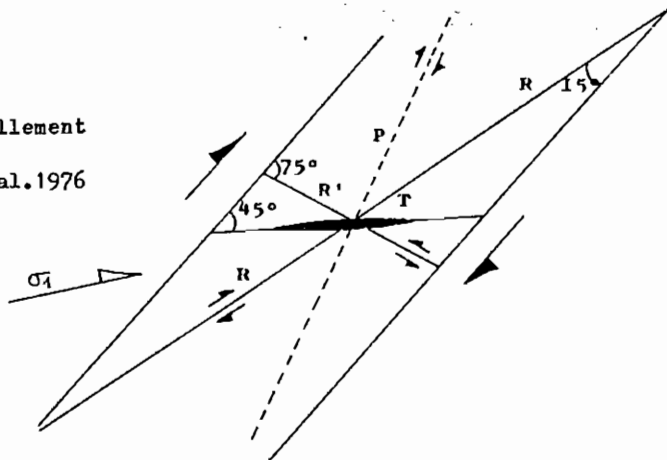
V-3.1) Evolution d'une zone de cisaillement

Dans une zone de cisaillement on sait que plusieurs types de failles peuvent apparaître (cf figure 38).

Figure 38 -

Zone de cisaillement
dextre

In Vialon et al. 1976



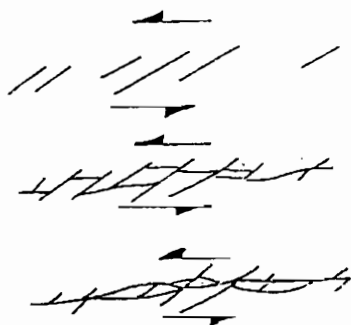
Ces failles sont les suivantes : RR' = système conjugué de Riedel ; T = fissures d'extension ; P = système symétrique de R. Souvent un système prédomine sur les autres. Ces failles ne se disposent pas de façon quelconque dans l'espace. Leur direction est fonction du coefficient de frottement interne du matériau affecté par le décrochement. En général, on prend pour les roches une valeur de 30° . Dans ce cas, la direction du plan de cisaillement fait un angle de 15° avec R, un angle de 75° avec R' et un angle de 45° avec T (In Vialon et al. 1976).

Dans le cas d'un décrochement dextre, le rejeu de R sera dextre, celui de R' sénestre, et celui de P dextre (cf fig 38).

Si les déformations sont plus intenses les failles de type R peuvent devenir courbes et limiter des amygdales (cf fig 39).

FIG. 39

In Vialon et al. (1976)
 Cette figure montre l'évolution d'une zone de cisaillement à partir des fractures en échelon de type R et du plan de cisaillement (faille tressée).



Si l'on considère qu'une direction du plan de cisaillement fait un angle de 40° à 50° par rapport au Nord magnétique, les directions des différentes failles par rapport au Nord varieront dans les fourchettes d'angles suivantes :

- 55 à 65° pour R
- 115 à 125° pour R'
- 85 à 95° pour T

V-3.2.) Essai d'interprétation de la tectonique cassante de la série satinée

En regardant la planche 1 où ont été reportées les différentes failles et en se reportant au chapitre analyse des fractures (V-2) on voit qu'on peut expliquer les différentes familles de failles affectant les micaschistes comme étant des structures accompagnant une zone de cisaillement dextre de direction $N40^\circ$ à 50° .

En effet, nous avons vu, d'une part que les failles $N60^\circ$ étaient dextres (elles correspondraient donc à des failles de type R) et d'autre part que les failles $N125^\circ$ étaient sénestres (elles correspondraient à des failles de type R').

Nous avons également vu que des filons de quartz, ainsi que certaines failles, pouvaient prendre des directions est-ouest.

D'autres arguments étayent cette hypothèse. Par exemple, nous avons vu dans le chapitre V-2 qu'un accident de socle traversait la feuille Albertville selon une ligne Queige-Albertville. Les différentes familles de failles observées dans les micaschistes de la série satinée résulteraient d'un cisaillement dextre le long de l'accident Queige-Albertville et du synclinal médian.

Mais d'autres arguments nous font penser qu'il n'y a pas eu qu'un seul et unique mouvement dextre le long de ces grands accidents. En effet, notamment dans la région de Queige, des failles de direction nord-sud, à rejeu horizontal sénestre, ont été vues (cf planche 2 canevas n° 1).

D'autre part nous avons vu, dans le chapitre V - 2, que l'on pouvait rencontrer des microplis en "blague à tabac" qui montreraient des mouvements inverses (une fois vers le Nord Est, une fois vers le Sud Sud Ouest).

Il se pourrait que cet accident N40° ait rejoué en coulissement à la fois dextre et sénestre. Le coulissement dextre est justifié par la présence des grandes virgations de schistosité et de failles de types R dextres et R' sénestres. Le coulissement sénestre serait justifié, lui, par la présence de failles NS sénestres (R) et éventuellement des plis en "blague à tabac".

Il n'est pas facile d'établir une chronologie relative de ces deux sens de mouvement différent, mais la fraîcheur des stries sur les failles R nord-sud qui montrent des mouvements sénestres nets, tendraient à montrer la postériorité au sens sénestre.

VI) LE "SYNCLINAL MEDIAN"

VI-1.) Présentation géographique sommaire

Le "Synclinal médian" est en fait un important accident qui sépare le rameau externe du rameau interne du massif cristallin externe de Belledonne. Sa puissance n'excède pas 250 m sur la feuille Albertville. Il forme une bande orientée nord nord-est occupée par des terrains houillers ou mésozoïques. La dureté de ces terrains, moindre que celle des terrains cristallophylliens, a permis l'installation d'une série de cols au coeur des massifs cristallins (col Basmont -feuille Albertville-, col de la Bathie -feuille Bourg St Maurice- etc...).

VI-2.) Stratigraphie

Nous n'avons pas étudié en détail la stratigraphie des terrains de ce "synclinal médian". Sur la feuille Albertville, il apparaît principalement formé par des calcaires liasiques marneux noirs et ses flancs sont jalonnés par des lentilles discontinues de dolomies et de cargneules triasiques.

Vers le col Basmont, C. Bordet (1957) signale des belemnites dans le Lias. Il a montré également que la série était renversée. On trouve, en effet, de bas en haut, la coupe suivante :

- calcaires noirs attribués au Lias,
- grès beiges attribués au Rhétien,
- dolomies et cargneules triasiques,
- séricitoschistes verts de la série verte supérieure (cristallin).

VI-3.) Tectonique du "synclinal médian"

L'étude structurale des terrains sédimentaires qui le constituent n'est pas facile. En effet, dans ces régions, ces terrains forment des reliefs mous et sont recouverts par une forte végétation. La seule étude intéressante a été faite dans le torrent du Rocher de la Balme (Sud Ouest de Cevins).

VI-3.1.) Marqueurs de la déformation

Stratigraphie - Très bien conservée, elle consiste en des alternances de bancs compétents (calcaires noirs) et de bancs incompétents (marnes). Cette stratigraphie est tordue par des plis d'entraînement N40, faiblement pentés au Sud (cf planche 2 canevas n° 31), qui montrent un regard vers le Nord Ouest.

Schistosité - Avec la formation de ces plis apparaît une schistosité (cf figure 40).

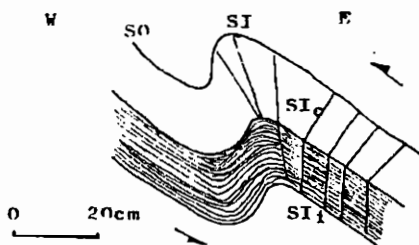


Figure 40 -

Micropli d'entraînement schématisé d'après photo ayant un regard vers l'Ouest.

So = stratigraphie

SI = schistosité

SIc = schistosité dans banc compétent

SIi = schistosité dans banc incompétent

Microplis - Il existe deux sortes de microplis: ceux que nous venons de voir (N 40°, faiblement pentés 30° maximum au Sud) et des microplis N20° à axe fortement penté (60° au Sud) (cf planche 1 canevas 31).

De tels plis sont illustrés par la figure 41. Les conditions d'affleurement étant très mauvaises là où ces plis ont été observés, il est difficile de savoir s'ils sont contemporains des plis précédemment décrits, dont ils dériveraient par entraînement, ou s'ils sont d'origine et d'âge différents (anté ou post). En tout cas, dans ces plis, nous n'avons pas vu de schistosité.

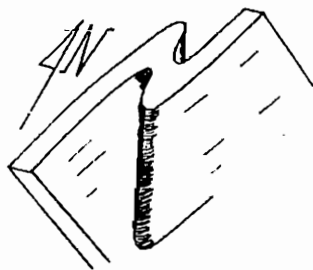
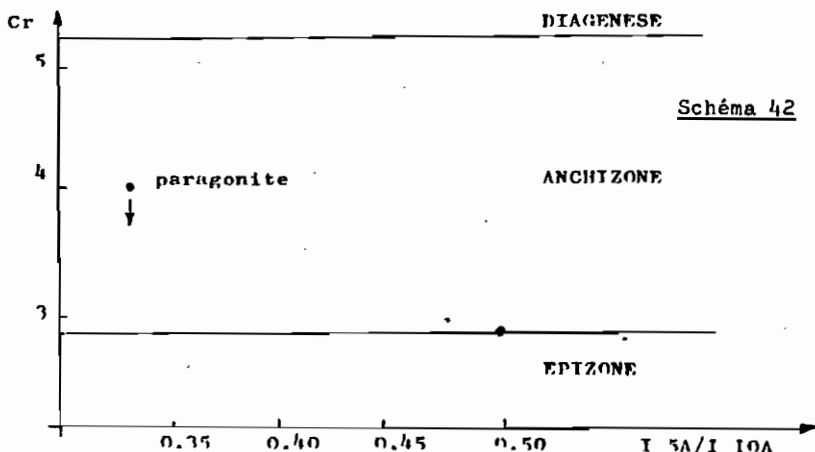


Figure 41 -
schéma d'un pli vu en
perspective dans les
calcaires liasiques du
synclinal médian
(Torrent Rocher de la Balme).

VI-4.) Métamorphisme des terrains mésozoïques du synclinal médian

Nous n'avons pas fait de mesure de cristallinité de l'illite, mais P. Landry (1976) a évalué, grâce à cette méthode, un métamorphisme à la limite de l'épizone pour les parties basses du synclinal médian (échantillon prélevé vers Arêches dans le Beaufortin) et dans l'anchizone pour les parties hautes (échantillon prélevé au col de la Bathie). Il a en effet trouvé une cristallinité de 2,9 et 4,1. (cf schéma 42).



P. Landry pense que la valeur de $Cr = 4.1$ est due à la présence de paragonite. Cette valeur équivaldrait donc à une valeur de cristallinité beaucoup plus faible, soit $Cr = 2.8$ d'un échantillon sans paragonite.

Ceci montre que les terrains du synclinal médian ont subi un métamorphisme à la limite inférieure de l'épizone (comm. orale Aprahamian).

De plus toutes les mesures effectuées sur différentes séries sédimentaires de tous âges (y compris Priabonien) de la région du lac de Roselend montrent une cristallinité des illites homogène. Cela témoignerait, d'après P. Landry, d'un métamorphisme proche de l'épizone nécessitant des températures de 100° à 300° C. Ce métamorphisme affecte des dépôts de tous âges, y compris le Priabonien.

VI-5.) Synclinal médian dans la galerie EDF Arc-Isère

Avec D. Gasquet, nous avons également étudié le synclinal médian dans la galerie principale EDF Arc-Isère. Il a été recoupé du PK 8825 au PK E 9200 (attaque aval).

Il est bordé par des lentilles d'anhydrite d'une puissance de 100 m à l'Est et de 4 m à l'Ouest.

Le Lias proprement dit se décompose en 3 parties :

- une partie centrale formée de Lias calcaire;
- deux parties latérales composées de Lias schisteux avec des lentilles de calcite soulignant des têtes de plis d'entraînement (cf coupe figure 43). Ces plis sont du même style que ceux trouvés dans les micaschistes de la série satinée. Dans les deux formations, ces plis ont des regards vers l'Ouest.

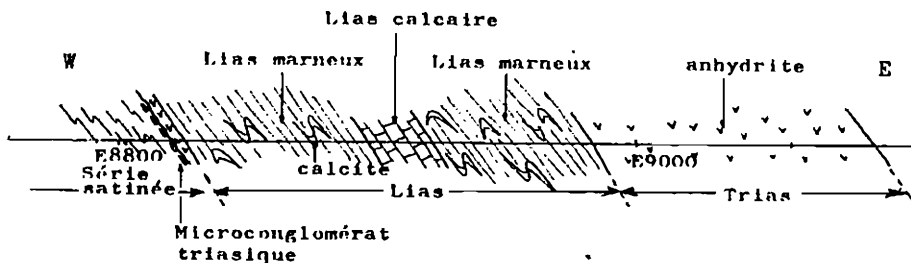


FIG. 43
Détail du "synclinal médian"
dans la galerie E.D.F. Arc-Isère

Sud Jean-Michel Rochet

VI-6.) Conclusion

Deux types de plis peuvent être distingués dans les terrains mésozoïques du synclinal médian.

- des plis N 40°, faiblement pentés, montrant des mouvements d'en-
trainement vers l'Ouest, bien visibles dans la galerie EDF Arc -
Isère.
- des plis N 20° fortement pentés qui montrent des mouvements
horizontaux dextres ou senestres.

Il est également intéressant de comparer ces déformations avec celles observées par P. Landry (1976) dans la région du lac de Roselend. Cet auteur a montré l'existence de grandes structures plissées auxquelles participent des lambeaux de socle (lame de la Gitte). La couverture de cette région a débordé et chevauché vers le Nord Ouest dans un style de déformation très plastique par transport sur des "lames anticlinales" de socle.

Dans ces différentes séries, notamment dans le houiller de la Grande Pierrière, P. Landry décrit des plis N20 à 30° faiblement pentés au Sud.

VII) ESSAI D'INTERPRETATION DES DEFORMATIONS SUBIES PAR LES MICASCHISTES DE LA SERIE SATINEE

VII-1.) Résumé de l'analyse des déformations de la série satinée

Après avoir vu les différentes déformations d'une part des micaschistes de la série satinée et d'autre part des terrains marno-calcaires secondaires du synclinal médian, il est intéressant de constater la présence de plis N 20° à 30°, faiblement pentés Nord, dans les deux formations.

Les terrains du synclinal médian étant d'âge secondaire, nous voyons immédiatement le problème qui va se poser : les plis P2 de la série satinée sont-ils de même âge que les plis déversés à l'Ouest observés dans le synclinal médian ?

La réponse à cette question est importante car elle permettrait de savoir quelle a été l'influence de la tectonique alpine sur les terrains cristallophylliens.

Nous allons essayer de voir dans ce qui va suivre les arguments qui sont pour ou contre telle ou telle hypothèse.

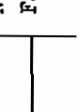
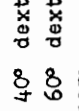
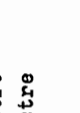
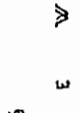
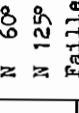
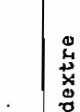
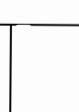
SCHISTOSITE	TECTONIQUE SOUPLE (Plis)	TECTONIQUE CASSANTE
	P 4 N 70° à 80° plis métriques faiblement pentés Est	N 40° sénestre N 175° senestre
	P 3 N 120° à 70° plis liés au décrochement Queige Albertville	N 40° dextre N 60° dextre N 125° senestre Faille Est Ouest
Localement dévelop- pement d'une schistosité S ₂	P 2 N 20° à 50° faiblement penté      	    
	P 1 N 60° pentés 40° SW Plis P 2 schistosité S ₂ albite à schistosité interne tournée Axe c du quartz	Riedels et figures sigmoïdes
Schistosité principale S ₁	P 0 plis synschisteux	

Planche 13 - Tableau résumant les principales déformations observées
dans les micaschistes de la
Série Satinée

Le tableau planche 13 montre très bien que la phase de déformation la plus visible est celle qui est responsable de la formation des plis P2, des schistosités internes tournées, des figures sigmoïdes etc... Elle nous servira de repère.

On peut donc tenter de reconstituer l'histoire structurale de la série satinée du rameau externe de Belledonne, en commençant par une chronologie relative des déformations observées.

Après les phases Po (pratiquement indéchiffrable) et P1 (plis N60° pentés 40° SW) se développe la phase importante P2. Sa direction de raccourcissement maximale est d'environ N 120°. Localement on peut avoir création d'une schistosité S2 (cf planche 14 schéma A).

Après formation de P2, on peut concevoir deux évolutions différentes (cf planche 14).

Hypothèse 1. (schéma A, B1, C1)

Dans cette hypothèse nous allons supposer que les plis P2 des micaschistes de la série satinée et les plis déversés vers l'Ouest dans les terrains du synclinal médian se sont formés en même temps.

Nous pouvons imaginer en effet que le chevauchement du synclinal médian sur les micaschistes et les plis P2 qui se forment dans la série satinée, sont le résultat d'une même phase de déformation qui a une direction de raccourcissement N120°. (cf planche 14 schéma B1). On peut supposer que les terrains du synclinal médian se déforment doucement tandis que la déformation, d'abord ductile des micaschistes (plis P2, linéation minérale d'étirement selon la ligne de plus grande pente, etc...), devient plus cassante ce qui entraîne la formation de Riedels et de figures sigmoïdes.

A ce stade, la direction de raccourcissement maximal change ; elle devient N 70° environ, ce qui va provoquer un coulisement dextre le long de la faille Queige Albertville. Des failles de sous ordre vont venir se greffer sur ce grand accident : failles "R" N 60° dextres et failles "R" N 125° sénestres. (cf planche 14 schéma C1). Ce mouvement dextre va tordre la schistosité S1 et former les virgations connues dans les régions de Queige et du Signal de Bisance (feuille géologique St Gervais à 1/50 000).

Enfin, dans un dernier stade, une nouvelle direction de raccourcissement, cette fois nord-sud, va provoquer un éventuel rejeu sénestre de la faille Queige Albertville et des failles N 175° sénestres.

C'est à ce stade que peuvent se former les plis P4 (Est-Ouest).

Hypothèse 2. (schéma A, B2, C2)

Dans cette hypothèse, nous allons supposer que la formation des plis P2 de la série satinée et celle des plis du synclinal médian ne se produisent pas à la même époque.

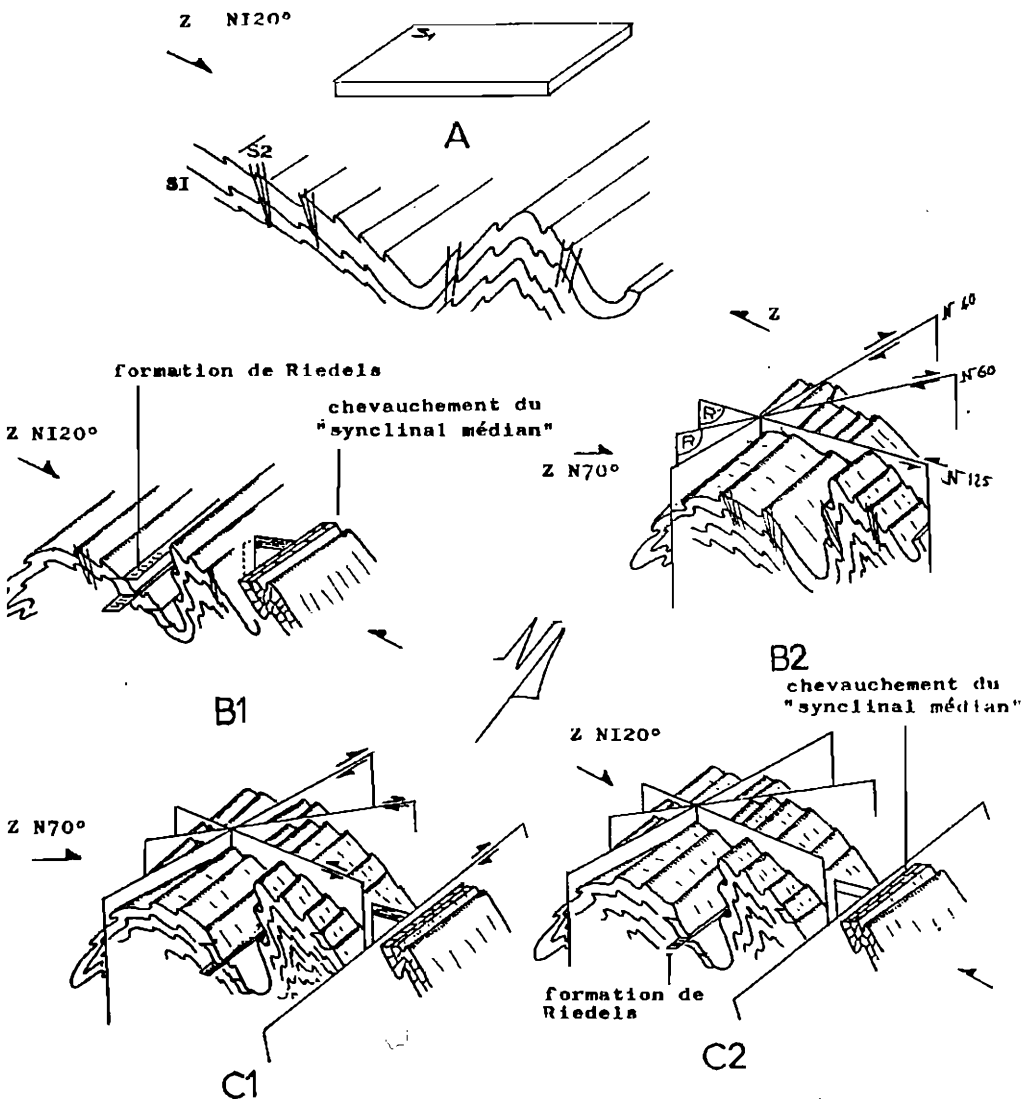


PLANCHE I4

FIG. 44

BLOCS DIAGRAMMES SCHEMATIQUES RESUMANT
LES DIFFERENTES HYPOTHESES DE L'HISTOIRE
STRUCTURALE DE LA SERIE SATINEE.

Toujours en partant du schéma A de la planche 14, on peut supposer que la direction de raccourcissement maximal change pour prendre une direction N 70° ce qui provoque le décrochement dextre N 40° et ses failles associées R et R' (cf planche 14 schéma B2).

Puis, plus tard, durant le cycle alpin, une nouvelle direction de raccourcissement maximal N 12° va faire chevaucher le synclinal médian sur les micaschistes de la série satinée. Il y a alors création de plis d'entraînement dans les terrains mésozoïques du synclinal médian et une réactivation des déformations des micaschistes de la série satinée dans un style plus ou moins souple qui entraîne la formation de Riedels et de failles conjuguées (cf planche 14 schéma C2).

Par la suite, les plis P4 pourront être formés comme dans l'hypothèse 1 grâce à une direction de raccourcissement nord sud, cette dernière pouvant provoquer d'éventuels mouvements sénestres, le long de l'accident Queige Albertville.

VII-2.) Problème de l'âge des déformations

Les âges de dépôt, des métamorphismes et des déformations de la série satinée, ne sont pas connus. Pour C. Bordet (1957), ces micaschistes sont les terrains les plus récents des massifs cristallins externes, il leur attribue un âge dinantien.

F. Carme, au contraire, voit dans la série satinée, un ensemble polycyclique hercynien reprenant un ensemble, lui-même polyphasé, de micaschistes et gneiss mésozoïques issus d'une série de grauwackes flyschoides d'âge briovérien. Il a décrit dans une zone de transition (région d'Allevard) entre les micaschistes et les gneiss mésozoïques, une rétro-morphose plus ou moins complète de disthène et de staurotite (cf notice explicative de la feuille géologique St Gervais à 1/50 000).

Pour notre part, nous n'avons jamais vu de tels silicates de métamorphisme dans les micaschistes de la série satinée, même pas dans ceux de la galerie EDF Arc-Isère où ils sont pourtant bien exposés.

Seules donc, des considérations structurales pourront nous permettre d'avancer un âge. Mais avant d'aborder ce débat, il faut dire que nous admettons a priori que la série satinée est autochtone à subautochtone. En effet, on est parfaitement en droit de se demander compte tenu des nombreux caractères qui l'opposent à tous les ensembles du rameau interne, si la série satinée ne vient pas d'ailleurs, voire de très loin. Mais ce point révèle pour l'instant d'un domaine purement conjectural. Voyons donc, la valeur des arguments actuellement disponibles en faveur de tel ou tel âge.

Tout d'abord, un âge dinantien pour la série satinée nous paraît tout à fait improbable, car il faudrait envisager le dépôt d'une série de type flysch, puis son métamorphisme, puis plusieurs phases de déformations dans un laps de temps très court, avant le dépôt des terrains houillers. Ceux-ci sont, d'après C. Bordet (1957), discordants sur les micaschistes et leur âge est stéphanien inférieur et moyen (dans d'autres secteurs des massifs cristallins externes leur base est même wesphalien C). Il existe d'autres arguments pour avancer que la série satinée est antérieure au Dévono-Dinantien.

En effet, la série verte supérieure qui est considérée (à tort ou à raison ?) par plusieurs auteurs (Bordet, Carme, Gros) comme dévono-dinantienne, ne présente pas les déformations observées dans la série satinée. Or, les séricitoschistes, ayant vraisemblablement des propriétés mécaniques proches de celles des micaschistes de la série satinée, auraient dû enregistrer de façon sensiblement analogue les déformations observées dans la série satinée. Or répétons le, ce n'est pas le cas. Bien que ce fait ne soit pas une preuve (rien ne prouve qu'avant la phase de plissement, la position originelle des deux séries était la même). Il nous semble que la série satinée est plus jeune.

Si la première est effectivement dévono-dinantienne, la seconde serait donc plus ancienne (Dévonien inférieur, Brlovérien, Précambrien...).

Maintenant, il faut considérer l'homothétie axiale des plis P2 des micaschistes de la série satinée et ceux des terrains mésozoïques du "synclinal médian".

On pourrait ainsi être conduit à concevoir que tous ces plis sont issus d'une seule et même phase de déformation d'âge alpin. Malheureusement, pour l'instant, aucun argument péremptoire ne permet de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse (voir explication de la figure 44).

Nous allons voir, maintenant, les arguments qui militent en faveur de l'une ou l'autre des hypothèses de départ, concernant l'âge de formation des plis P2 de la série satinée.

Certains auteurs, comme Arthaud et Matte (1975), ont essayé de connaître la direction de compression durant la période tardi-hercynienne (entre 310 et 270 Ma). Ils ont montré que, pour les massifs cristallins externes des Alpes françaises, une compression est-ouest était possible (cf figure 45).

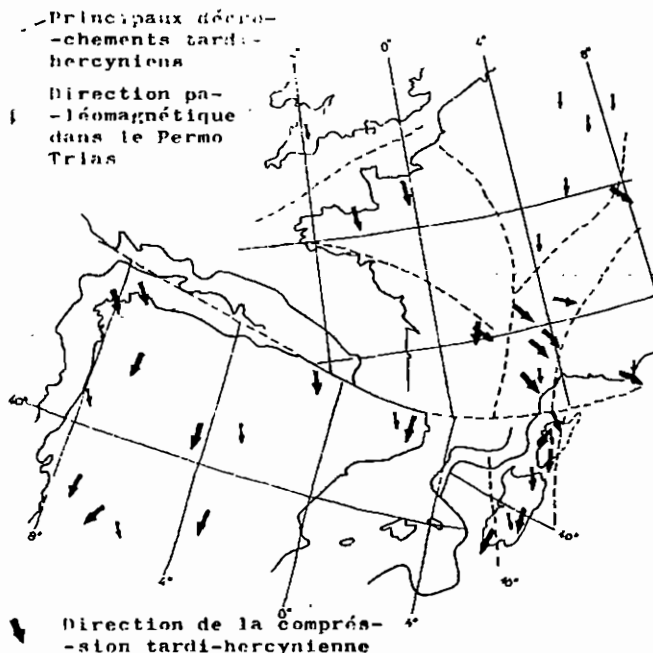


FIG. 45

In Arthaud et
Matte (1975)

"Direction de la compré-
sion tardihercynienne
en Europe sud-occiden-
tale. La carte donne la
direction de compré-
sion compatible, dans
chaque secteur étudié,
avec les sens de dépla-
cement des décroche-
ments; la carte donne
également les directions
paléomagnétiques dans le
Paléozoïque supérieur
(compilées d'après Van
Hiltten in Ramsay, 1969
Zijderveld et al., 1970)!"

On serait donc conduit à penser que les plis P2 des micaschistes de la série satinée résulteraient d'une compression nord-ouest hercynienne (ou antéhercynienne) et que ce ne serait que durant la période tardihercynienne (310 et 270 Ma) qu'une compression est-ouest aurait provoqué un décrochement dextre le long de l'accident de socle Queige Albertville et créé ainsi les virgations de schistosité S1 observées dans les micaschistes.

Ensuite, à l'Alpin, une nouvelle direction de compression N 120 plisserait et ferait chevaucher le synclinal médian sur la série satinée. Ceci aurait pour effet de réactiver les déformations P2 des micaschistes de façon plus ou moins souple. Cette interprétation se rapproche de l'hypothèse 2 traitée dans le chapitre précédent. Dans un stade ultérieur, des compressions nord-sud pourraient provoquer des décrochements sénestres et les plis P4. Cette phase étant peut-être à rapprocher de celle décrite par J. Boudon et al. (1976).

Cette interprétation pourrait être illustrée par les schémas A, B2, C2 de la figure 44.

Dans le cas d'une telle évolution, il resterait à savoir si les conditions pression-température du métamorphisme alpin ont été suffisantes pour réactiver de façon souple les micaschistes de la série satinée (néogénèse d'albite à schistosité interne tournée par exemple).

Cela semble possible. En effet, nous avons vu dans le chapitre consacré au "synclinal médian" que P. Landry fixe à 200°-300° la température du métamorphisme alpin ayant affecté les terrains mésozoïques.

Nous avons également vu dans le chapitre "pétrographie" que Poty avance des températures supérieures à 400° et des pressions de 2 à 3 kb pour le remplissage des fentes alpines.

Ainsi, les conditions pression température du métamorphisme alpin ont pu être suffisantes pour la formation d'albite dans les micaschistes de la série satinée.

De plus, il existe d'autres observations attestant que les déformations ont été importantes durant le cycle alpin. C. Bordet (1957) signale dans le massif des Enclaves (Rameau interne) (cf feuille géologique St Gervais à 1/50 000), une schistosité dans les grès de base du Trias qui prolonge celle du cristallin sousjacent.

Nous même avons observé dans le Permotrias du Signal de Bisanne (cf feuille St Gervais à 1/50 000) un diaclasage intense qui prolonge la schistosité du cristallin sousjacent. De plus, de belles amandes sigmoïdes, montrant le même sens de mouvement que celles des micaschistes de la série satinée, ont été observées dans ce Permo-trias.

D'autres auteurs, en particulier Landry P. (1976), décrivent également des plis N20° à axe peu penté, comparables à nos plis P2, dans des séries triasiques et houillères (cf chapitre IV-6.)

J.C. Carfantan (1973) décrit également ce type de plis dans les terrains bajociens et aaléniens de la bordure ouest du massif de Belledonne entre la vallée de l'Arc et Albertville.

Nous avons vu dans le paragraphe déformation souple de la série satinée que la schistosité dans la région d'Albertville montrait le même basculement vers le Nord Ouest aussi bien dans les terrains cristallins que dans les terrains sédimentaires de bordure (JP. Gratier, communication orale).

Gratier JP, Lejeune B, Vergne JL. (1973), Pijolat (1978) ont montré, dans les terrains sédimentaires de couverture des massifs cristallins externes, l'existence d'une schistosité très pénétrative qui accompagne des plis déversés vers l'extérieur de la chaîne. Cette schistosité accompagnerait un mécanisme de cisaillement dans un plan horizontal. G. Ménard (1979) a repris ces données de terrain et a essayé de les adapter à un modèle où il invoque des chevauchements de socle.

Ainsi, on peut raisonnablement avancer que l'intensité des déformations et les conditions pression-température, durant le cycle alpin, ont été suffisantes, sinon pour former des plis, du moins pour réactiver d'anciens plis dans les micaschistes de la série satinée et y provoquer la néogenèse de certains porphyroblastites d'albite.

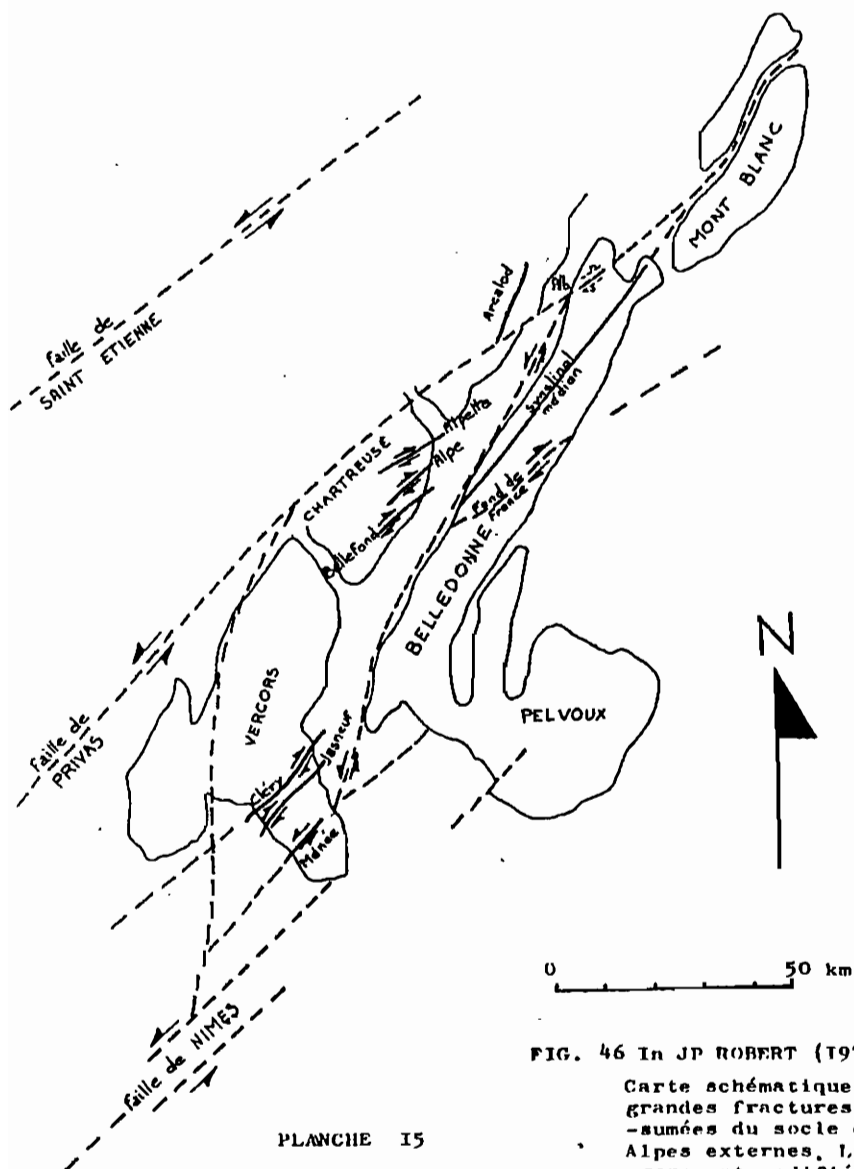
Mais d'autres arguments sont plus en faveur de déformations hercyniennes (ou antéhercyniennes) pour la formation des plis P2, comme les biotites de plan axial qui se développent dans des plis (similaires à nos plis P2) affectant les micaschistes de la série satinée de la région de St Gervais. Ces biotites sont signalées par F. Carme dans la notice explicative de la carte géologique St Gervais à 1/50 000. Ce problème a déjà été traité dans le chapitre métamorphisme de la série satinée.

Ces déformations hercyniennes, ou antéhercyniennes, expliqueraient mieux le fait que l'on ne retrouve que peu de déformation dans les sérécito-schistes de la série verte supposée d'âge dévono-dinantien.

Dans un dernier temps, il reste à examiner la place de la faille Albertville-Queige dans la chaîne de Belledonne et dans l'ensemble des massifs cristallins externes.

Nous avons utilisé, à cet effet, le schéma proposé par JP. Robert (1976) (cf figure 46). Sur ce schéma, nous voyons que la faille du Doron pourrait très bien prolonger la faille de Privas. Sur ce schéma nous avons reporté le synclinal médian et le sens de mouvement de l'accident de Fond de France qui, cartographiquement, est dextre.

Le sens de mouvement sénestre proposé pour les failles type cévenol dans le modèle de JP. Robert ne coïncide pas avec les sens dextres observés le long de l'accident de Doron et celui de l'accident de Fond de France.



Nous pouvons imaginer que ces grands accidents aient pu jouer dans des sens différents à deux époques différentes.

Nous pouvons penser que les sens de mouvement dextres observés le long des failles de socle ont un âge hercynien (cf schéma Arthaud et Matte 1976) et que ce n'est que dans le cycle alpin que la contraction change et devient nord-sud (Boudon et al. 1976) et provoque des mouvements senestres le long de ces grands accidents. Ces mouvements seraient de moindre importance dans la chaîne de Belledonne car ils n'effacent pas les mouvements dextres antérieurs dans les roches du socle.

Rappelons que des microplis dans les micaschistes de la série satinée de la région d'Albertville le long de l'accident du Doron avaient laissé supposer des sens de mouvement inverse.

VIII) APPROCHE D'UNE ETUDE COMPARATIVE ENTRE LA SERIE SATINEE ET DES SERIES DU MASSIF CENTRAL

Pour conclure le chapitre tectonique, il nous a semblé intéressant de consacrer un petit paragraphe à une étude comparative entre les séries du massif de Belledonne et ceux du massif central. Ce paragraphe n'a pas la prétention de résoudre des problèmes structuraux et pétrographiques mais d'en poser.

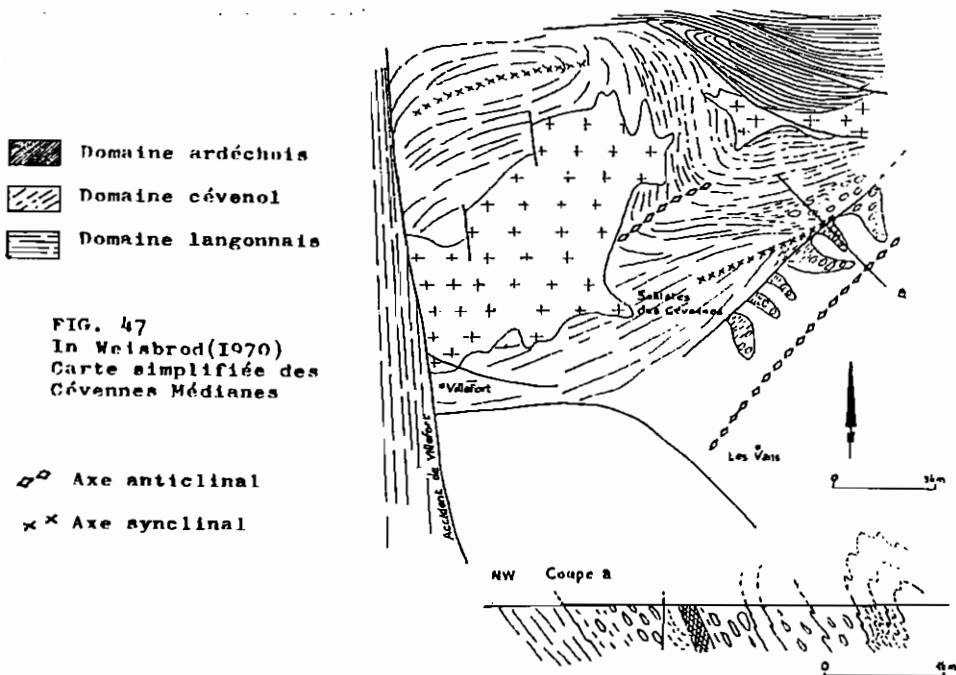
Nous avons vu, dans ce qui précède, que les grands accidents N50° des Alpes pouvaient peut être se raccorder aux grands accidents du Massif Central comme ceux de Privas ou Ales (J.P. Robert 1976).

Si cela est, il est intéressant de chercher à comparer les terrains des massifs cristallins externes avec ceux du Massif Central. Cette méthode est généralement employée pour essayer de dater des formations par comparaison avec des formations de socle (peu éloignées?) du Massif Central ou des Vosges d'âge connu.

Cette méthode nous paraît osée dans l'état actuel des travaux quand nous savons le mal que nous avons déjà à trouver des séries équivalentes au sein même des massifs cristallins externes. Mais la série satinée, qui est une série bien spéciale par ses caractères pétrographiques et structuraux dans la chaîne de Belledonne, se prête plus "facilement" à ce genre de comparaison.

Nous avons donc essayé de voir quelles structures et quels caractères pétrographiques avaient les terrains cristallophylliens de la région de Largentière (Massif Central, Sud Est de Privas).

Cette région a été étudiée principalement par Weisbrod (1970, 1974). Cet auteur a distingué dans les Cévennes médianes trois domaines structuraux différents (le domaine ardéchois, le domaine cévenol, le domaine langonnais) : figure 47.



Chacun de ces domaines est caractérisé par un type d'évolution tectonique propre :

- domaine ardéchois : plis synschisteux fréquents (axe EW), plis post-schisteux précoces (axe N90°), plis et accidents caractérisant des mouvements NS.

- domaine cévenol : plis synschisteux absents, plis postschisteux tardifs (axe N90° à N50° faiblement penté). Les plis N50° sont fréquents au NE du domaine. Les mouvements NS dans ce domaine sont atténués.
- domaine langonnais: plis EW rares, plissement et écaillage NS important.

D'un point de vue structural, nous pouvons constater que le domaine cévenol a un comportement tectonique assez similaire à celui des micaschistes de la série satinée.

Nous pouvons voir sur la coupe "a" de la figure que cette série est formée par des plis plurikilométriques orientés NE - SW et déversés vers le Nord Ouest.

Pétrographiquement dans ce domaine cévenol, Weisbrod a distingué plusieurs sous-séries dont les schistes des Cévennes. Ces derniers affleurent juste au Nord d'un accident N50° (prolongement de la faille Privas).

La définition pétrographique qu'en donne Weisbrod (1970) est la suivante :

" schistes phylliteux plus ou moins quartzeux et feldspathiques, de couleur gris verdâtre à argenté, d'aspect souvent satiné. Dans l'ensemble, c'est une formation très monotone ; les changements de faciès sont à peine perceptibles tant verticalement qu'horizontalement ; la composition minéralogique varie très peu : quartz, albite (souvent en ocelles d'abondance variable), chlorite, muscovite, graphite, oxydes, tourmaline. "

Toujours d'après cet auteur cette série aurait une puissance de plusieurs milliers de mètres.

De plus, dans une étude structurale, Weisbrod (1970) a montré qu'il existait dans ces schistes des albites à schistosité interne tournée.

Nous ne décrivons pas les autres séries des Cévennes médianes, car la pétrographie est tout à fait différente des séries du massif de Belledonne. Nous avons simplement tenu à décrire les faciès des schistes des Cévennes car ce sont ceux qui se rapprochent le plus des faciès de la série satinée d'après leurs caractères pétrographiques et leurs déformations structurales. Nous ne tirerons pas de conclusion car nous n'avons pas vu ces formations du Massif Central.

Mais il faudrait, à notre avis, envisager une étude comparative entre les schistes des Cévennes et ceux de la série satinée car il est quand même troublant de constater toutes ces analogies entre les deux séries. Cette étude comparative permettrait peut être de lever l'incertitude d'âge des plis P2 de la série satinée.

De nombreux auteurs ont déjà suggéré l'idée de décrochement de socle. Carme (1970) pense que dans la chaîne de Belledonne des décrochements d'au moins 40 km d'amplitude ont pu se produire. Dans cette même publication, il suggère également l'idée de comparer les séries du massif de Belledonne avec celles situées à l'Ouest de la vallée du Rhône.

Y. Gros (1974) reprend cette idée de décrochement en comparant le granite de Beaufort et celui des Sept Laux. Citons encore JP. Robert (1976) qui évoque de grands décrochements le long des failles de socle N50° durant le cycle alpin.

En définitive on est conduit à constater que les schistes des Cévennes et ceux de la série satinée ont eu une histoire géologique assez similaire. Mais, même dans l'optique de décrochements majeurs où se placent différents auteurs on ne peut raisonnablement tenter de raccorder ces deux ensembles dont on ne peut pas non plus affirmer qu'ils sont de même âge.

Pour les schistes des Cévennes Weisbrod leur donnait, en 1970, un âge dévono-dinantien, mais, en 1974, il leur fixait, sur la notice de la feuille 1/50 000 Largentière un âge cambro-ordovicien. En ce qui concerne la série satinée ce n'est que subjectivement que nous pencherions plutôt pour un âge briovérien.

IX) GÉOCHIMIE DE LA SÉRIE SATINÉEIX.1) Introduction

Nous avons effectué onze analyses dans les micaschistes de la série satinée et les roches vertes associées.

Malgré le nombre restreint d'analyses, leur report sur diagrammes a fourni des renseignements intéressants.

Pour l'étude des éléments majeurs, nous avons principalement utilisé les diagrammes de H. de la Roche. Cet auteur a montré, en effet, que malgré les recristallisations, les roches métamorphiques conservaient leurs tendances géochimiques originelles.

IX-2.) Éléments majeurs

Nous avons utilisé les diagrammes :

- Roches totales (figure 48) dont les pôles sont Al_2O_3 , $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO})$ et $\text{K}/100 \text{ SiO}_2$ ($\text{K} \approx 70$ à 73).

Le calcul est fait à partir des pourcentages pondéraux d'oxydes.

- MgO , Na_2O , K_2O (figure 49)
- $\text{Al}/3\text{-K}$, $\text{Al}/3\text{-Na}$ (figure 50)
- KNC , AL , PF' (figure 51) où

* PF' représente la perte au feu ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) et Fe_2O_3^*

$$\text{PF}' = \frac{100 (1000 \text{ PF} + 8 \text{ Fe})}{27 \times \text{SOM}}$$

* le pôle AL représente $1' \text{Al}_2\text{O}_3$

$$\text{AL} = \frac{100 \times \frac{5 \text{ Al}}{3}}{\text{SOM}}$$

* le pôle KNC représente le K_2O , le sodium et le calcium de la roche :

$$\text{KNC} = \frac{100 (\text{K} + \text{Na} + 2 \text{ Ca})}{\text{SOM}}$$

$$\text{SOM} = \frac{5 \text{ Al}}{3} + \text{K} + \text{Na} + 2 \text{ Ca} + \frac{(1000 \text{ PF} + 8 \text{ Fe})}{27}$$

Tous les membres des équations sont exprimés en millièmes dans 100 grammes de roche, sauf PF' qui est la valeur brute en pourcentage pondéral d'oxyde.

Ce diagramme de H. de la Roche (1976) a été construit à partir de séries monotones de grésopélites plus ou moins métamorphisées (Donegal (Irlande); Santa Rosa Range (Nevada (U.S.A.)); Richughuta, Bihar (Inde); Cashel Lough Wheelaun, Connemara (Irlande) etc...), pour montrer que quels que soient les phénomènes envisagés (déshydratation et métamorphisme prograde ou hydratation et dégradation) les roches suivent la même évolution selon une ligne SR ou RS.

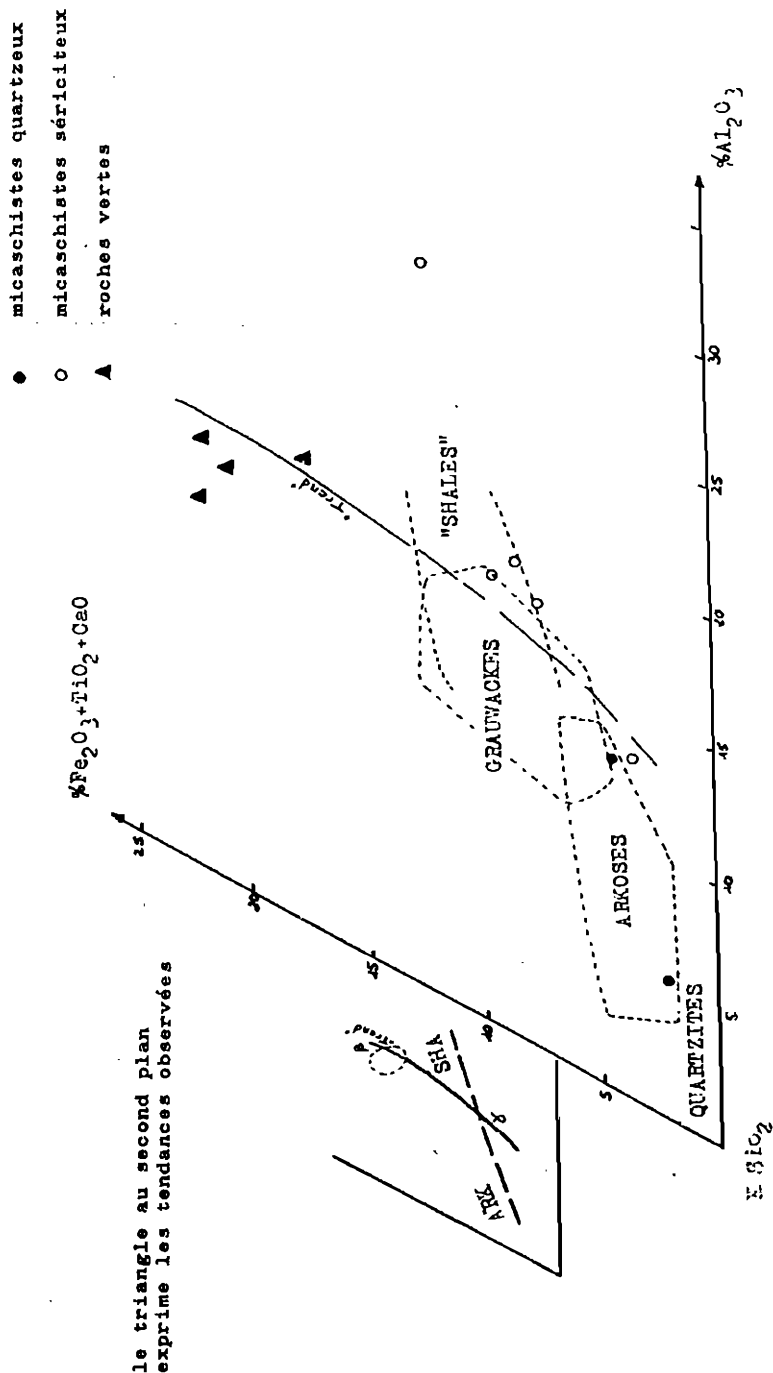
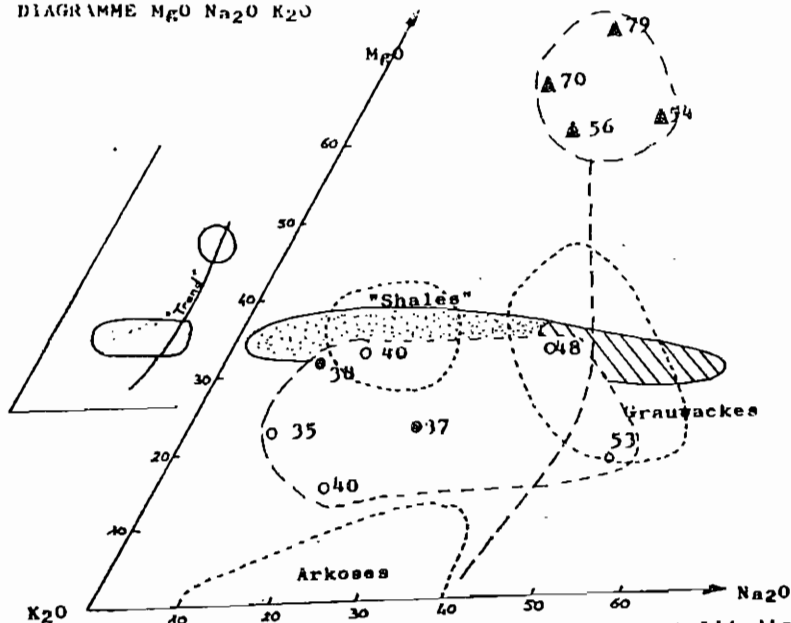
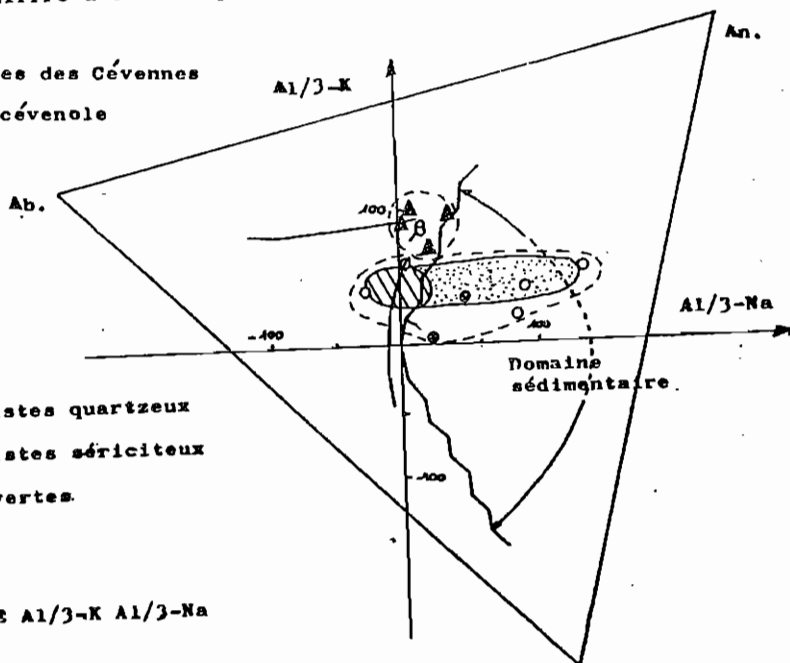


DIAGRAMME MgO Na_2O K_2O 

le chiffre à côté du point représentatif est l'indice de basicité

Schistes des Cévennes

Série cévenole



● micaschistes quartzeux

○ micaschistes sériciteux

▲ roches vertes.

FIG. 50

DIAGRAMME Al_2O_3-K Al_2O_3-Na

PLANCHE 18

FIG. 51

DIAGRAMME $(Al+Fe+Ti)/3-K, Al$ micaschiste de la série
satinée

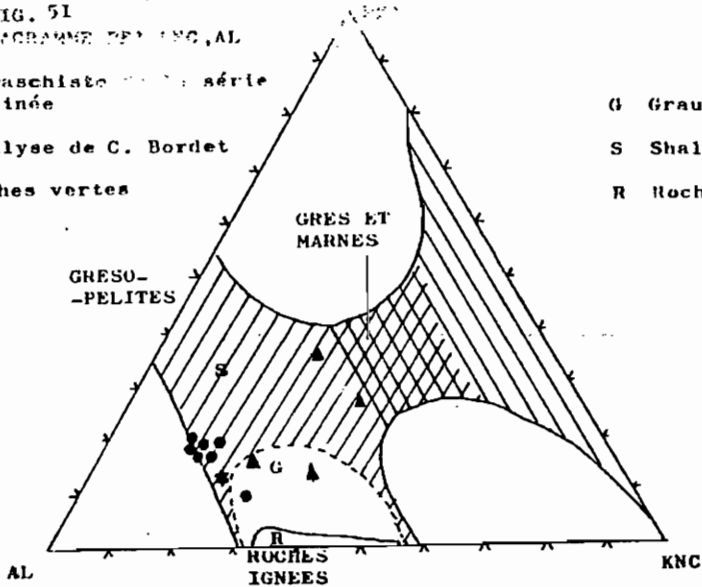
analyse de C. Bordet

roches vertes

G Grauwackes

S Shales

R Roches ignées

 $(Al+Fe+Ti)/3-K$

Schistes des Cévennes

Série cévenole

● micaschistes quartzeux

○ micaschistes sériciteux

▲ roches vertes

Grauwackes

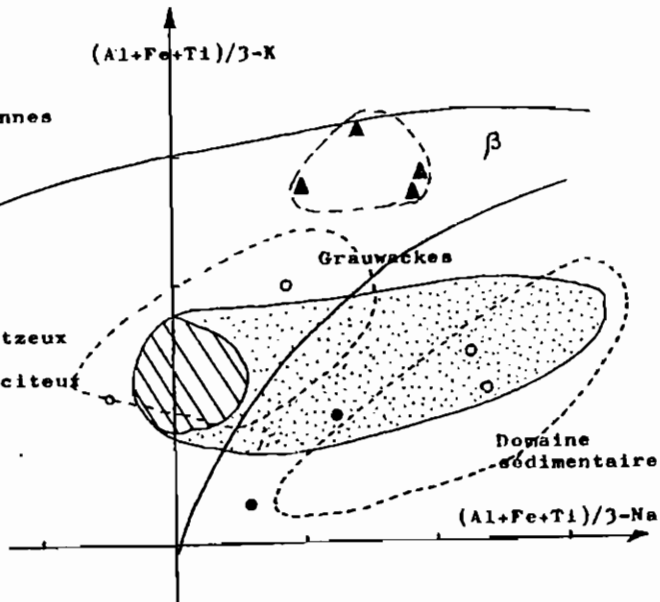
Domaine
sédimentaire $(Al+Fe+Ti)/3-Na$ 

FIG. 52

DIAGRAMME $(Al+Fe+Ti)/3-K, (Al+Fe+Ti)/3-Na$

Cette ligne n'est pas en principe radiale autour du pôle PF' car durant les différents phénomènes précédemment évoqués, le rapport $(Na + 2 + 2 Ca/Al)$ n'est pas constant.

Ce diagramme a l'avantage de regrouper les roches ignées ainsi que les feldspaths dans le bas du diagramme.

- $(Al + Fe + Ti)/3-K$, $(Al + Fe + Ti)/3-Na$

Avant de commenter ces diagrammes, il convient de faire quelques remarques.

Nous avons vu, dans le chapitre tectonique, que les schistes des Cévennes présentaient des déformations du même style que ceux de la série satinée. Aussi nous a-t-il semblé intéressant de reporter sur quelques diagrammes la géochimie de ces roches. Nous avons distingué, d'une part la série des schistes des Cévennes, et, d'autre part la série cévenole.

Commentaire des diagrammes

Tous les diagrammes de H. de la Roche utilisés font nettement ressortir deux groupes de roches, l'un formé par les micaschistes, l'autre par les roches vertes de la série satinée.

La disposition des nuages des micaschistes qui recoupe nettement les lignées magmatiques, montre l'origine sédimentaire de ces roches.

Dans de nombreux diagrammes, les points représentatifs des micaschistes s'enracinent soit dans le domaine des shales (diagramme MgO , Na_2O , K_2O), soit dans celui des quartzites (roches totales).

A la différence des micaschistes, les points représentatifs des roches vertes sont bien regroupés et se situent toujours sur les pôles des roches volcaniques basiques des lignées magmatiques.

Il est également intéressant de constater, sur les diagrammes MgO , Na_2O , K_2O ; $Al/3-K$, $Al/3-Na$ et $(Al + Fe + Ti)/3-K$, $(Al + Fe + Ti)/3-Na$ (figures 49, 50, 52), que la série satinée et la série cévenole suivent sensiblement les mêmes évolutions géochimiques.

Remarque :

Les schistes des Cévennes contenant souvent des ocelles d'albite sont déplacés sur les différents diagrammes vers les pôles sodiques.

Le diagramme KNC, AL, PF' (figure 51) mérite quelques commentaires particuliers.

Les micaschistes de la série satinée s'enracinent dans la zone des roches sédimentaires de type "shales". Le micaschiste caractérisé par le terme PF' le plus faible renferme de la biotite. Ceci montre toute l'importance que prend, dans ce diagramme, l'intensité du métamorphisme qu'ont subi les micaschistes.

Les roches vertes quant à elles sont des roches très altérées (cf chapitre pétrographie) ce qui se traduit dans ce diagramme par un terme PF' élevé et très variable. Par ce diagramme, nous ne pouvons donc pas connaître l'origine de ces roches vertes.

* Conclusion à l'étude géochimique des éléments majeurs

D'après l'examen des différents diagrammes de H. de la Roche, il apparaît assez nettement que les roches de la série satinée sont issues d'une ancienne série sédimentaire renfermant de rares occurrences de volcanites basiques. Cette étude géochimique est tout à fait en accord avec l'étude pétrographique.

IX-3.) Eléments traces et TiO_2

Nous avons analysé par fluorescence X, Cr, Ni, Ca, V dans 9 échantillons de la série satinée (7 micaschistes sériciteux et quartzeux, 2 "roches vertes").

Malgré le nombre peu élevé d'échantillons analysés, des histogrammes de fréquences ont été faits pour Cr, Ni, V, TiO_2 (cf figure 53) - le cobalt ayant des valeurs très faibles et constantes nous n'avons pas fait d'histogramme.

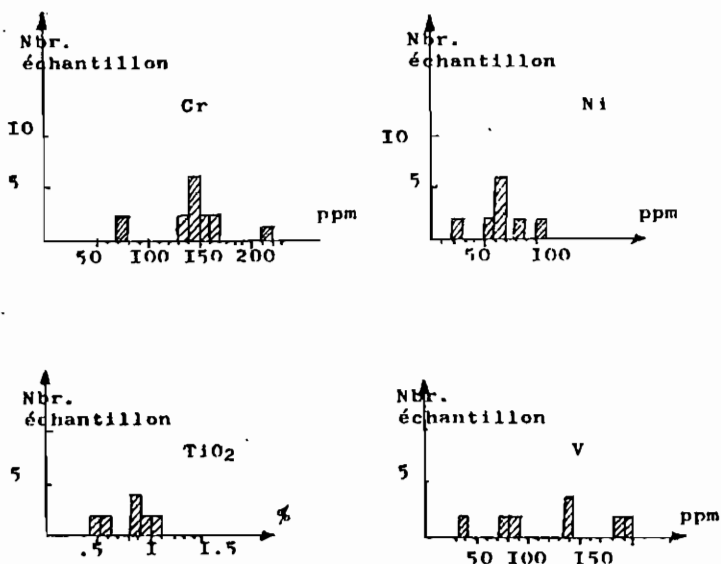


FIG. 53
HISTOGRAMMES DE FREQUENCES

D'après ces analyses nous voyons que la teneur des micaschistes en Cr, Ni, et TiO_2 est assez constante. La teneur moyenne est respectivement de 1,7 ppm pour le Chrome, 67 ppm pour le Nickel et 0,77% pour le Titane.

Pour le Vanadium les teneurs s'étalent plus largement de 38 à 196 ppm - Cr, Ni, Ti sont généralement considérés comme éléments très liés aux roches magmatiques basiques.

D'après les compilations de A. Pêcher (1978) les teneurs moyennes en ces éléments pour les basaltes sont :

roches	Cr (ppm)	Ni (ppm)	TiO_2 (% ^P oxyde)
moyenne des basaltes	125 - 200	90 - 300	1,84
micaschistes de la série satinée	137	67	0,77
roches vertes de la série satinée	241	103	2

Nous voyons que les valeurs en ces éléments, sont assez fortes pour les micaschistes et très proches des valeurs des basaltes pour les roches vertes de la série satinée.

Les teneurs en Cr très élevées dans les micaschistes pourraient peut-être traduire l'influence d'un volcanisme basique dans la série, cependant les valeurs de Ni et TiO_2 dans les micaschistes restent faibles.

Il est tout de même net, malgré le nombre restreint d'analyses, que nous sommes en présence de deux familles de roches très différentes.

* Eléments traces en fonction de Al_2O_3

Ces diagrammes (figure 54) sont très intéressants, car ils caractérisent bien les micaschistes de la série satinée.

Ils montrent une très bonne corrélation positive entre, d'une part Al_2O_3 et d'autre part Cr, V, TiO_2 . Les valeurs du coefficient (r) sont données dans la figure 54.

Par contre pour Ni, la corrélation avec Al_2O_3 est mauvaise.

Là encore, dans ces diagrammes, nous voyons, malgré le nombre peu élevé de dosages en éléments traces, se distinguer deux groupes de roches (les micaschistes et les roches vertes).

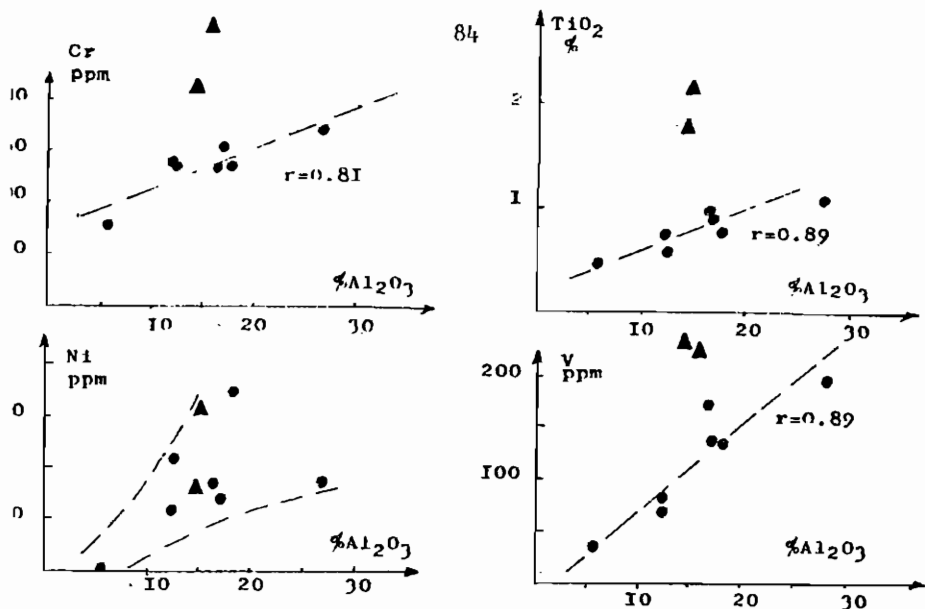


FIG. 54
DIAGRAMMES ELEMENTS TRACES ET TiO_2
EN FONCTION DE Al_2O_3

● micaschistes
▲ roches vertes

IX-4.) Conclusion de l'étude géochimique de la série satinée

L'étude des éléments traces confirme bien l'hypothèse d'une ancienne série sédimentaire comportant quelques rares niveaux (coulées ?) de roches volcaniques basiques, qui résultait de l'étude géochimique des éléments majeurs et de l'étude pétrographique.

Dans un tel contexte, les faciès séréciteux seraient d'anciens "shales" ; ceux plus quartzeux, seraient d'anciens grès (ou encore des grauwackes) ; les prasinites seraient d'anciennes roches volcaniques basiques, peut-être basaltiques.

De plus, la comparaison géochimique des micaschistes de la série satinée avec la série cévenole, a montré que ces deux séries provenaient sans doute d'un même type de sédimentation détritique type flysch. Ce fait est très intéressant, car il complète l'étude tectonique comparative que nous avons faite entre ces deux séries. Nous voyons donc toute l'importance d'une étude comparative très poussée qu'il faut entreprendre entre la série satinée (massif de Belledonne) et les schistes des Cévennes (Massif Central français).

CHAPITRE III - LA SERIE VERTE

=====

I) GENERALITES

Rappelons que nous entendons par série verte la seule "série verte supérieure" de P. et C. Bordet (1953).

I-1.) Situation géographique et géologique

Sur la carte géologique Albertville à 1/50 000, la série verte affleure selon une bande orientée N 30° de 500 m de large. Elle se développe de façon beaucoup plus importante au Nord et au Sud, c'est à dire respectivement sur les feuilles géologiques Bourg St Maurice et la Rochette.

Etant constituée de roches tendres, sa présence est soulignée morphologiquement par une dépression qu'emprunte par exemple le col Basmont.

Cette série est limitée, à l'Ouest par le "synclinal médian", à l'Est par les formations à mégacristaux. Ces deux contacts sont tectoniques.

I-2.) Historique

C. Bordet (1957) voit dans la série verte supérieure une série d'origine volcano-sédimentaire d'âge dévonien.

Pour F. Carme la série verte supérieure de C. Bordet aurait comme équivalent la série du Taillefer, série de type Culm, métamorphisée sous les conditions du faciès schistes verts et d'âge dévono-dinantien.

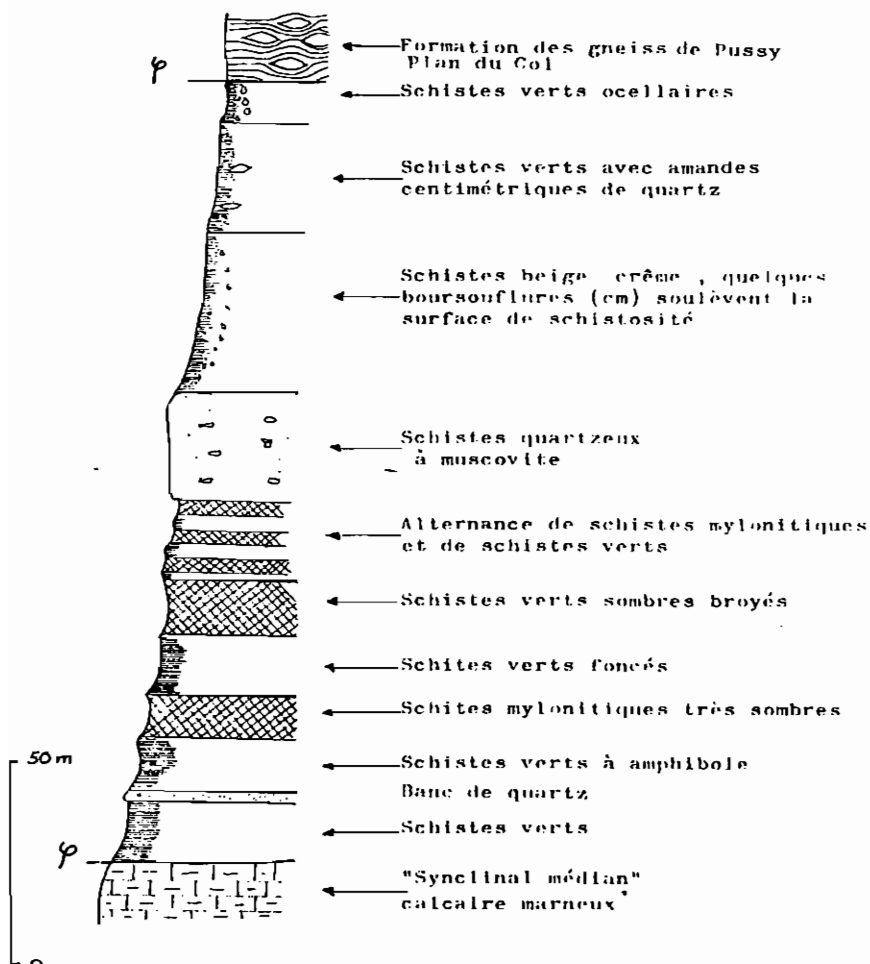
Y. Gros (1974) fournit des arguments complémentaires pour lui fixer un âge viséen.

II) DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES PRINCIPAUX FACIES DE LA SERIE VERTE

Les roches de cette série ont très souvent une couleur verte dominante, d'où l'adjectif qui caractérise cette série.

Sa puissance étant très modeste dans le secteur étudié (environ 500m) et les recouvrements quaternaires très importants il n'a pas été possible de mettre en évidence des figures sédimentaires comme l'a fait Y. Gros (1974) qui a observé rappelons le des des granoclassesments, des galets silteux, des laminites etc...

PLANCHE 10 FIG 55 COUPE DE LA SERIE VERTE
DANS LE TORRENT DES ROCHERS
DE LA BALME (SW DE CEVINS)



Dans notre secteur, les roches de la série verte affleurent bien, d'une part sur la ligne de crête qui va du col Besport au sommet du Mont Bellacha et d'autre part, dans le torrent des Rochers de la Balme (Sud Ouest de Cevins). Dans la figure 11, nous en donnons une coupe où les principaux faciès pétrographiques sont représentés.

Nous voyons dans cette coupe, malgré la présence de nombreux schistes mylonitiques, que la série verte conserve un aspect de série sédimentaire : alternance de niveaux schisteux et de niveaux plus quartzeux.

Quatre principaux faciès ont pu être déterminés : des schistes compacts, des schistes compacts à lits chloriteux, des schistes à muscovite et des schistes ocellaires.

II-1.) Schistes compacts

- Aspect macroscopique

Ce sont des roches massives, très fines, de couleur grise à vert clair très tendres dont la surface de schistosité est douce au toucher. Aucune phyllite n'est visible à l'oeil nu.

- Aspect microscopique

Ces faciès sont composés uniquement d'une matrice microcristalline formée de quartz, plagioclases (ils sont trop petits et altérés pour être déterminés). Il existe quelques petites paillettes de biotite décolorée et chloritisée. Les minéraux accessoires sont : épidote et apatite.

Quartz . Quand il est présent, il est peu abondant et se présente de deux façons :

- petits grains constituant une partie de la matrice ;
- grandes plages (0,5mm) à extinction roulante formant des ocelles interrompant la monotonie de ces roches très fines.

Plagioclase . En grande quantité dans la matrice, il forme de petits grains de même dimension que ceux du quartz. Comme pour le quartz, nous voyons également dans de rares échantillons quelques ocelles d'albite (An 10) séricitisée.

Biotite . En petites paillettes disséminées dans la matrice, elle présente un pléochroïsme dans les tons bruns très clairs. Elle est souvent transformée en chlorite magnésienne (pennine).

Epidote . Plus ou moins abondante et associée au quartz et au plagioclase dans la matrice en plages de même taille que ceux ci, il s'agit de pistachite.

PLANCHE 20

FIG. 56 Schiste de la série verte
Schiste compact à lits chloriteux

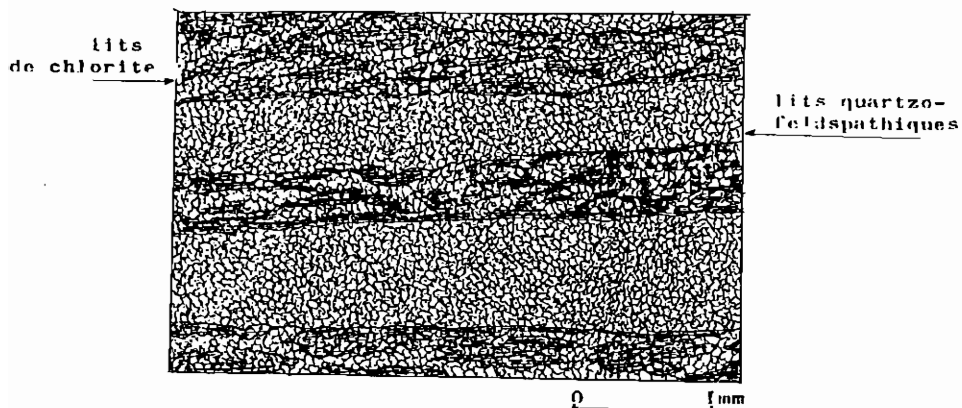
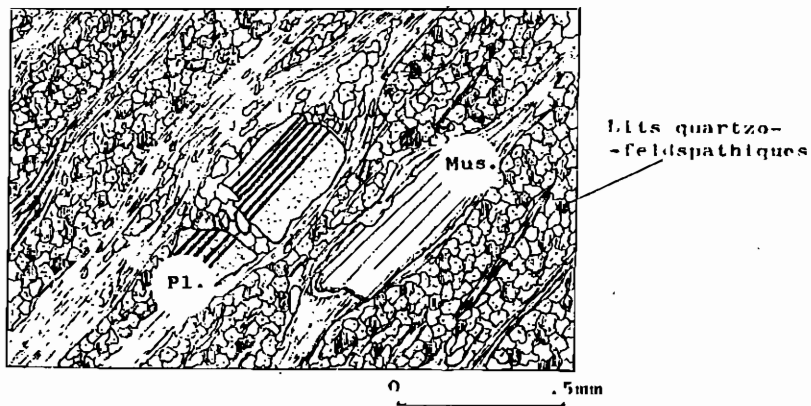


FIG. 57 Schiste à muscovite



II-2.) Schistes compacts à lits chloriteux

- Aspect macroscopique

Ces faciès se rapprochent des précédents par leurs caractères macroscopiques, mais sur la tranche, ils présentent un rubanement de lits millimétriques sombres et clairs.

- Aspect microscopique

Comme les faciès précédents, ils sont composés d'une matrice microcristalline très fine formée de grains de plagioclase et de quartz mais le rubanement observé à l'oeil nu se traduit d'une façon un peu spéciale. En effet, l'ensemble de la roche est formée par une matrice microcristalline homogène où se surimposent des lits de chlorite qui donnent l'impression de "cimenter" les (cf figure 56) et nous notons la présence de calcite en granules disséminés dans la matrice.

La composition minéralogique est la suivante :

<u>matrice</u>	<u>phénoclastes</u>
plagioclase	
quartz	quartz
chlorite	plagioclase acide (albite)
calcite	
épidote	

II-3.) Schistes à muscovite

- Aspect macroscopique

Ce sont des schistes relativement compacts de couleur beige, dans lesquels des boursouflures millimétriques déforment le plan de schistosité. Quelques paillettes millimétriques de muscovite sont visibles sur la surface de schistosité.

- Aspect microscopique

En lumière naturelle, nous voyons des amandes soulignées par de la biotite (à pléochroïsme faible dans les tons bruns très clairs) et de la muscovite.

En lumière polarisée nous voyons que les amandes sont formées par du quartz à extinction roulante ou des plagioclases plus ou moins séricitisés (albite). Ces amandes sont disposées dans une matrice microcristalline composée de quartz, plagioclase (indéterminable) (cf figure 57).

Il existe deux sortes de minéraux : ceux formés par les phénoclastes hérités : quartz, plagioclase acide (albite) et muscovite, et ceux formant la matrice : quartz, plagioclase (indéterminable) muscovite, biotite.

II-4.) Schistes ocellaires

- Aspect macroscopique

Ces schistes de couleur vert très clair ont leur plan de schistosité soulevé par des ocelles millimétriques. Sur la tranche, nous voyons que ces ocelles sont des feldspaths. En outre, des lits millimétriques de quartz alternent avec des niveaux phylliteux.

- Aspect microscopique

L'essentiel de la roche est constitué d'une trame de chlorite et d'amphibole au sein de laquelle se détachent des ocelles (0,5mm) d'albite séricitisée.

Les minéraux principaux sont : chlorite, amphibole, plagioclase et quartz .

Les minéraux accessoires sont : épidote et calcite.

Chlorite . Elle forme un feutrage enveloppant les ocelles d'albite ou d'épidote. Sa teinte de polarisation est vert kaki.

Amphibole . Elle forme des baguettes incolores en lumière naturelle, à teinte de polarisation jaune orangé et dont l'angle d'extinction $Ng \wedge C = 12^\circ$. Il s'agit donc d'une amphibole de la série trémolite actinote.

Plagioclase . Il en existe 2 types : d'une part, en petits grains indéterminables formant la matrice et, d'autre part, en ocelles de 0,5 mm de diamètre qui, malgré leur séricitisation, semblent relativement acides (relief négatif et sur des sections perpendiculaires à $g1$ (010) angle d'extinction inférieur à 15°). Les ocelles peuvent être soulignées par des queues de chlorite.

Quartz . Le quartz de la matrice est accessoire. Les niveaux millimétriques quartzeux sont constitués par des plages à extinction roulante.

Epidote . Il s'agit d'ocelles , soit de clinozoïsite, soit de pistachite, avec des queues de chlorite identiques à celles des ocelles de plagioclase. Très souvent ces épidotes sont zonées (cf fig 58).

Calcite . Elle forme des petites granules disséminées dans la mésostase.

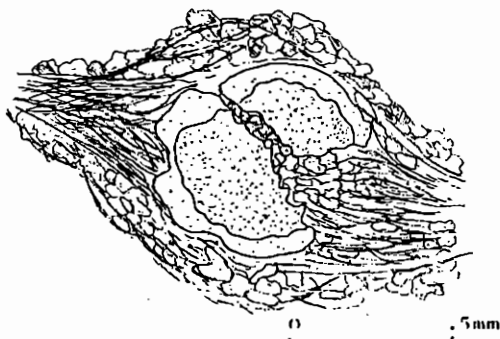


FIG. 58

Epidote zonée

II-5.) Conclusion à l'étude pétrographique

Malgré les déformations observées (zones mylonitiques, queues de recristallisation. etc...) les roches de la série verte ont conservé certains caractères sédimentaires (cf figure 55).

Remarque : Nous n'avons observé, en surface, ni les cipolins signalés par C. Bordet (1957) dans la galerie Isère Arc au Ph 4431 m de l'attaque Randens, ni de schistes graphiteux analogues à ceux décrits par Y. Gros (1974) dans la grande côte de Boudin au dessus d'Areches (feuille Bourg St Maurice à 1/50 000).

III . METAMORPHISME DE LA SERIE VERTE

La série verte porte les traces d'un métamorphisme principal suivi d'un métamorphisme rétrograde. Le deuxième se traduit par une déstabilisation de certains minéraux anciens (séricitisation des plagioclases, chloritisation des biotites). Il faut donc faire abstraction de ces minéraux de rétrogenèse pour essayer de fixer les conditions de pression et de température du métamorphisme principal de la série verte.

Minéraux de rétrogenèse

Il s'agit de la paragenèse :

. quartz + chlorite + albite + séricite + épidote + calcite.

Cette paragenèse correspond au stade faible de métamorphisme de H.G.F. Winkler (1974).

III-1.) Métamorphisme principal

Les principales paragenèses observées dans les roches de la série verte sont :

. quartz + plagioclase acide + biotite + épidote

. quartz + plagioclase acide + chlorite + calcite

. quartz + plagioclase acide + muscovite + épidote

. quartz + plagioclase acide + actinote + chlorite + épidote

Nous voyons que tous ces minéraux sont les témoins d'un métamorphisme peu élevé. Nous ne reviendrons pas sur les conditions de stabilité des différents minéraux observés. Nous avons déjà vu ces conditions p. 24 dans le chapitre consacré au métamorphisme de la série satinée.

L'épidote du type pistachite ou clinzoïsité en porphyroblaste avec des queues de recristallisation, la chlorite et le quartz sont caractéristiques du stade faible du métamorphisme de H. G.F. Winkler.

Nous pouvons essayer de réduire l'incertitude du domaine pression température en utilisant les données minéralogiques des roches de la série verte d'Y. Gros (1974). Cet auteur décrit, en effet, du stilpnomélane dans les schistes verts.

Pour notre part nous n'en avons jamais rencontré, mais nous avons noté la présence de biotite.

Ceci placerait donc notre métamorphisme vers l'isograde "moins stilpnomélane + muscovite" "plus biotite + muscovite" (cf figure 66).

Nitsch (1969) a donné pour cet isograde les conditions de pression et température suivantes:

450 ° C sous 4 kb

470 ° C sous 7 kb

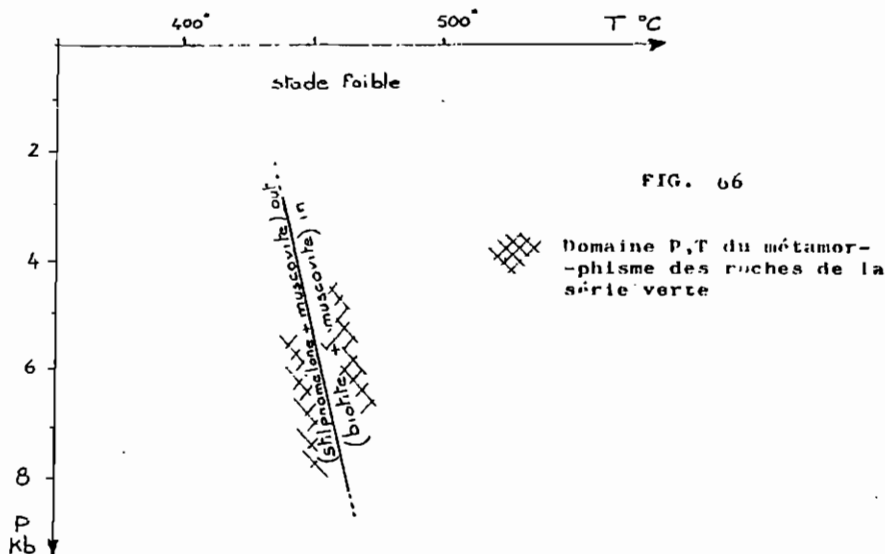


FIG. 66

III-2.) Conclusion sur l'étude du métamorphisme

La série verte porte les traces de deux métamorphismes. Le premier appartient au stade faible du métamorphisme de H. G.F. Winkler. Il a dû se produire sous des conditions pression température variant de 450 ° C sous 4 kb, à 470 ° C sous 7 kb.

Il a été ensuite suivi d'un métamorphisme cataclastique également de stade faible qui a provoqué :

- + des recristallisations de séricite chlorite calcite dans les zones protégées des porphyroclastes ("pressure shadows") de la première paragenèse (plagioclase, épidote),
- + une déstabilisation de certains minéraux anciens : chloritisation des biotites et séricitisation des plagioclases.

IV) GEOCHIMIE DE LA SERIE VERTEIV-1.) Introduction

En plus des quatre analyses données dans la thèse d'Y. Gros, 1974, (échantillons n° 906, 912, 913, 917), nous en avons à notre disposition six nouvelles qui ont été effectuées à l'Institut Dolomieu par fluorescence X.

Leurs résultats ont été traités à l'aide des diagrammes de H. de la Roche.

IV-2.) Eléments majeurs

Tous les diagrammes (figures 59 à 65) semblent montrer que les roches de la série verte appartiennent à une ancienne série grauwackeuse.

En effet, la majorité des points, dans tous les diagrammes est à l'intérieur ou proche du champ des grauwackes.

Dans les diagrammes, (figures 60, 61 et 62), les points qui montrent des teneurs en potassium élevées (point d'indice de basicité 61 dans MgO , K_2O , Na_2O et points proches de l'axe des abscisses dans $Al/3-K$, $Al/3-Na$; $(Al + Fe + Ti)/3-K$, $(Al + Fe + Ti)/3-Na$) correspondent à des faciès à muscovite.

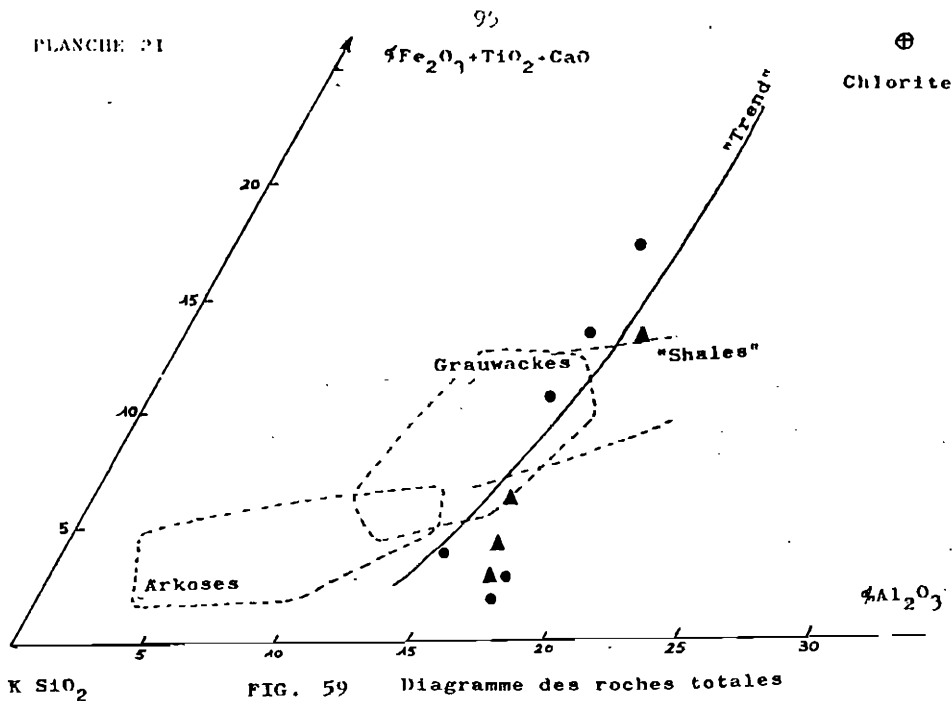
Dans les diagrammes $(Al + Fe + Ti)$, $Ca + Mg$ et MgO , K_2O , Na_2O , (figures 63 et 60) les points (un d'Y. Gros et un des nôtres) qui se situent proches du domaine des basaltes montrent l'influence volcanique dans cette série.

Mais la disposition du nuage, généralement sécante sur les lignées magmatiques, indique également une influence sédimentaire. Dans les diagrammes $Al/3-K$, $Al/3-Na$; $(Al + Fe + Ti)/3-K$, $(Al + Fe + Ti)/3-Na$ (figures 61 et 62) cela se traduit par une forte variation en Na (les faciès riches en plagioclase acide se situant vers le pôle albite).

Nous avons également utilisé le diagramme A_1A_2 (figure 65)

$$A_1 = (Al - K) - (Fe - Mg) - 2 Na$$

$$A_2 = (Al - K) + (Fe - Mg) - 4 Ca$$



- échantillons de la série verte
- ▲ échantillon de la série verte d'Y. Gros

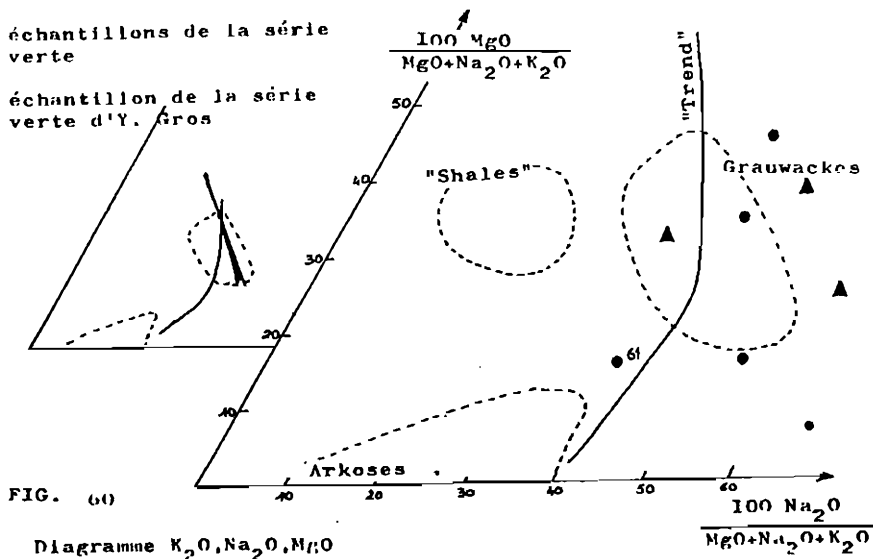
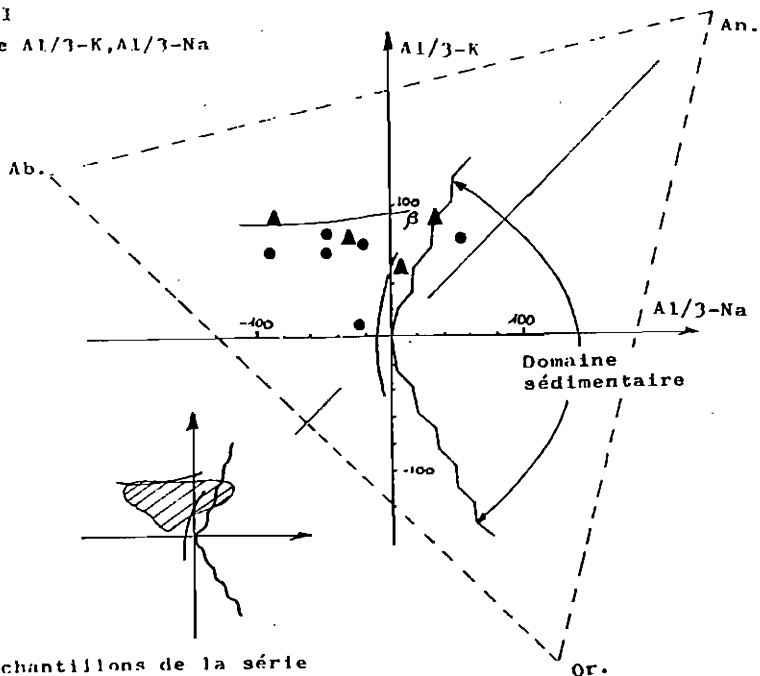


FIG. 61

Diagramme $Al/3-K, Al/3-Na$



● échantillons de la série verte

▲ échantillons de la série verte d'Y. Gros

$(Al+Fe+Ti)/3-K$

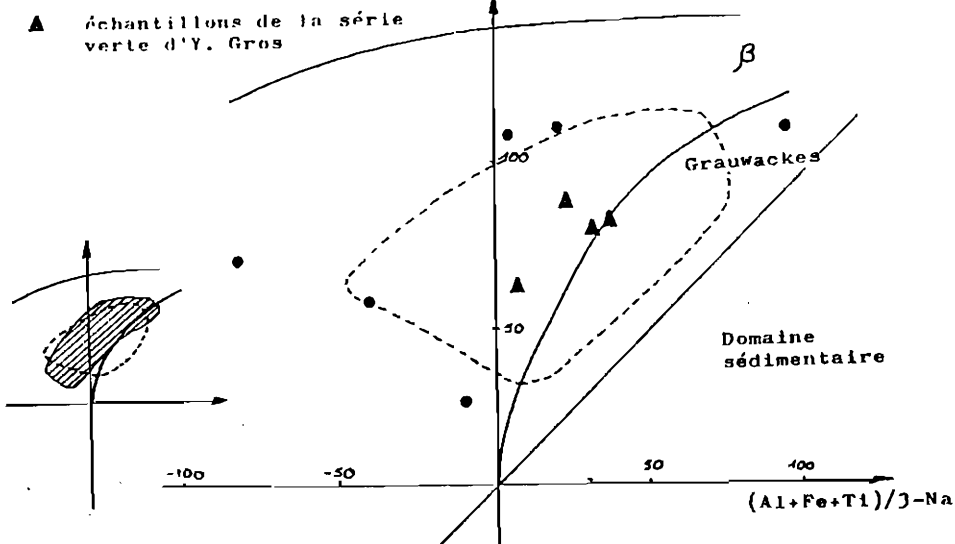


FIG 62 Diagramme $(Al+Fe+Ti)/3-K, (Al+Fe+Ti)/3-Na$

PLANCHE 29

FIG. 63
DIAGRAMME
Al+Fe+Ti, Ca+Mg

- Echantillons de la série verte
- ▲ Echantillons de la série verte d'Y. Gros

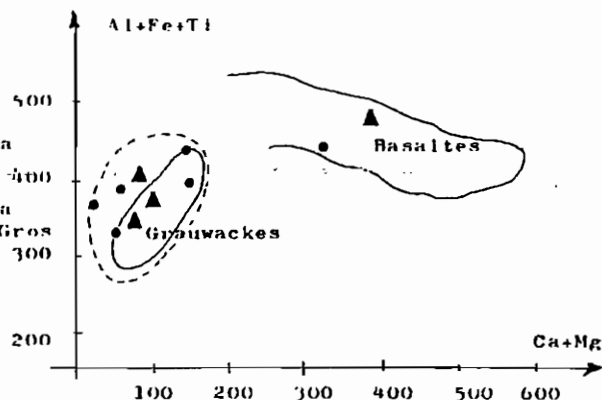
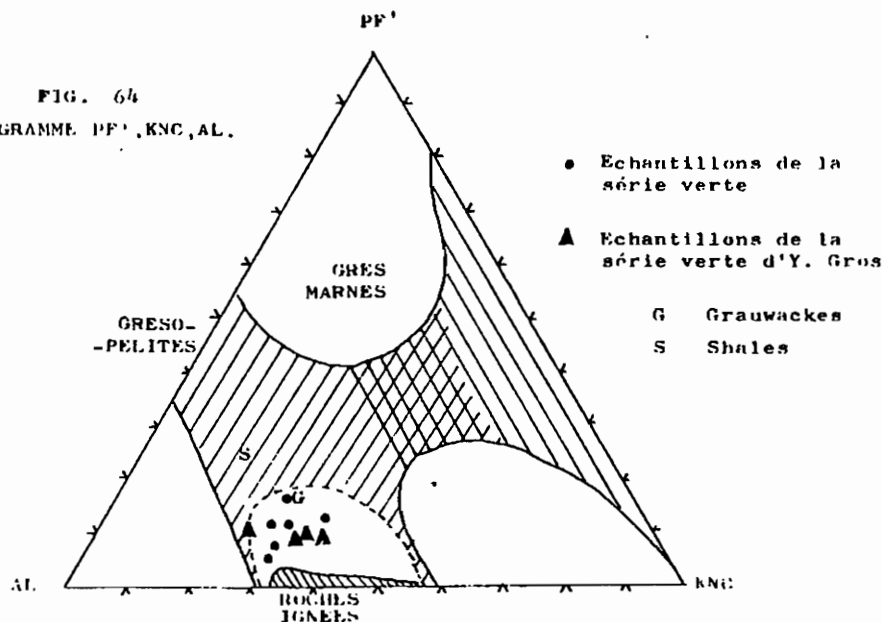


FIG. 64
DIAGRAMME PF', KNC, AL.



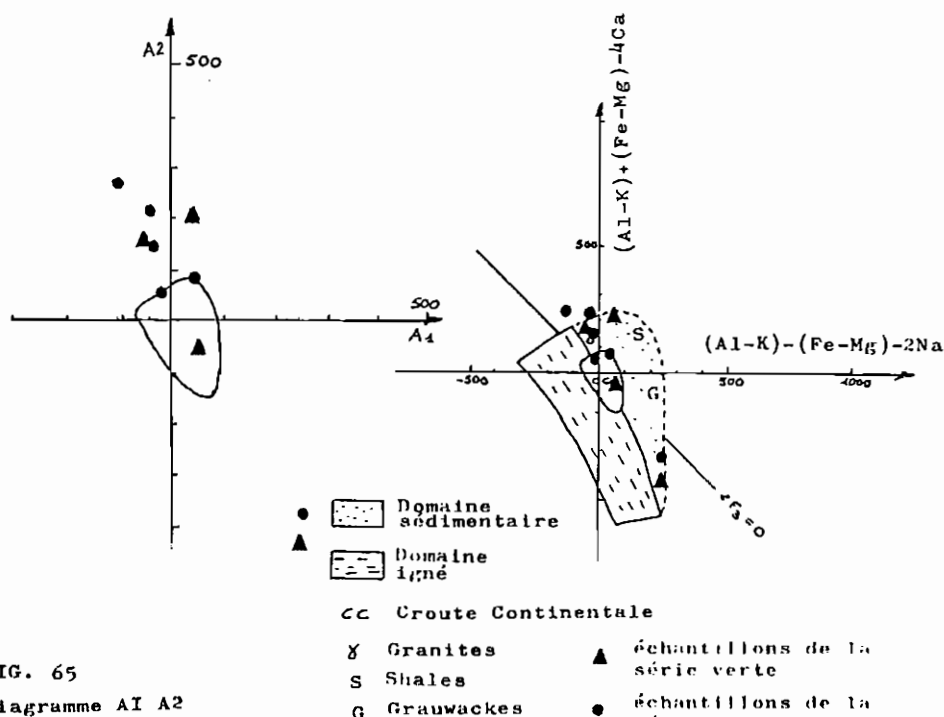


FIG. 65

Diagramme AI A2

Comme dans la plupart des diagrammes de H. de la Roche, ces paramètres sont calculés en milliatomes - grammes dans 100 grammes de la roche envisagée.

Ce diagramme sépare les roches ignées des sédiments détritiques courants, comme les shales et les grauwackes, en deux domaines situés respectivement à gauche et à droite de la deuxième bissectrice du diagramme. A l'exception toutefois des granites qui se localisent vers des points représentatifs d'abscisse $A1 \approx 0$ et d'ordonnée $A2 \approx 100$ à 200 .

En ce qui concerne les points représentatifs des roches de la série verte, nous voyons qu'ils se distribuent dans le domaine des roches sédimentaires.

IV-3.) Etude des éléments mineurs

Les teneurs moyennes de Cr, Ni, Co, V sont données dans le tableau suivant :

Eléments	Cr ppm	Ni ppm	V ppm	TiO ₂ %
Basaltes (compilation Pêcher)	125 - 200	90 - 300	200 - 290	1.84
série verte	230	100	185	0.90

Comme nous pouvons le constater, les roches de la série verte ont des teneurs moyennes en Cr et Ni dans la fourchette de celles des basaltes, une teneur en V un peu plus faible et des teneurs en TiO₂ inférieures de moitié.

IV-4.) Conclusion à l'étude géochimique

Nous venons de voir que d'après les diagrammes de H. de la Roche, les roches de la série verte s'apparentaient à des roches de type grauwacke

Rappelant la définition des grauwackes donnée par S. Dzulinski et Ek Walton (1965), Y. Gros (1974) avait déjà envisagé cette hypothèse:

"Ce sont des roches détritiques, exclusivement marines comportant un large éventail de dimensions de grains anguleux (microbrèches) cimentés par une matrice à grains fins d'origine détritique généralement recristallisée. Les éléments constitutifs anguleux représentent un mélange de minéraux et de fragments de roches ayant le plus souvent une origine volcanique ou magmatique."

L'étude des éléments traces confirme, au moins pour Cr et Ni, cette origine volcanique ou magmatique.

V . TECTONIQUE DE LA SERIE VERTE

La série verte a un comportement tectonique tout à fait différent de celui des micashistes de la série satinée.

En effet, nous avons vu que, dans cette dernière, il existait de nombreux plis et microplis et qu'il en était de même dans les terrains sédimentaires du synclinal médian. Nous aurions donc pu nous attendre à trouver de tels plis dans les schistes sériciteux et quartzeux de la série verte, car ces roches paraissent avoir des propriétés mécaniques proches de celles des micashistes de la série satinée (ceci n'est évidemment pas une preuve car la position originelle des deux séries n'est pas connue). Or, à la différence de la série satinée, la série verte ne présente que très peu de microplis. Les seuls qui ont été observés se situent sur le revers nord ouest du Plan du Col (Nord de Bellacha). Il s'agit de plis symétriques, centimétriques, à plan axial vertical de direction variant de N 0° à N 14° avec des plongements de 30° vers le Sud (cf canevas figure 67).

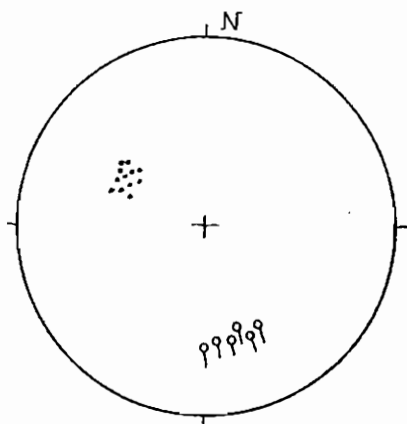


FIG. 67

Microplots observés dans
la série verte

- axe
- schistosité

Le seul marqueur tectonique bien visible de la série verte est la schistosité, parallèle à la stratification, et qui a une valeur moyenne de N 40 °, pentée de 50 ° Est qui donne à la série verte l'aspect d'une série isoclinale monotone.

Cette schistosité peut aboutir dans certains cas à de véritables zones mylonitiques (cf figure 55 coupe de la série verte dans le torrent des rochers de la Balme).

Nous avons également pu constater dans les lames minces (cf chapitre pétrographique) que les roches de la série verte avaient subi un métamorphisme cataclastique.

Y. Gros (1974) décrit la série verte du Beaufortin comme une série isoclinale monotone sensiblement de même direction et même pendage que les nôtres. Il signale que les rares plis observés sont orientés N 100 °.

Conclusion

Il semble donc que dans l'ensemble, les schistes de la série verte aient gardé leur "empreinte" sédimentaire (cf coupe Rocher de la Balme) malgré les phénomènes métamorphiques qu'ils ont subis. Ceci montrerait que le métamorphisme principal s'est produit sans grande déformation. Seul le deuxième métamorphisme cataclastique qui a provoqué la destabilisation de certains minéraux sous les conditions du faciès schistes verts a laissé des traces dans la série (zones mylonitiques, porphyroclastes, etc...)

IV - AGE DE LA SERIE VERTE

Malgré les faibles conditions pression-température du métamorphisme de la série verte, nos recherches pour y trouver des traces d'organismes sont restées vaines.

En outre, nous ne disposons pas de datation radiométrique. Nous procéderons donc par comparaisons successives pour essayer de la dater.

C. Bordet (1957) rattache la série verte supérieure, équivalente de la nôtre, aux schistes d'Huez-Vaujany des Grandes Rousses. Or, cette dernière vient d'être datée récemment (L. Giorgi et al. (1979)) grâce à des Reitlingérellides d'âge cambrien. En fait, il nous semble que pétrographiquement les schistes de la série verte ne ressemblent pas aux schistes d'Huez-Vaujany et qu'ils se rapprochent plus, pétrographiquement et géochimiquement, de ceux de la série du Taillefer (ancienne série de type spilite-kératophyre Carme 1965) qui a été attribuée au Dinantien.

De son côté, Y. Gros (1974) a utilisé d'autres méthodes pour donner un âge dinantien à la série verte du Beaufortin. En effet, il l'a comparée d'abord à la série du Prarion-Pormenaz qui est recoupée par les granites de la montée Pélissier et de Pormenaz, d'âge viséen (≈ 330 Ma : d'après R. Laurent 1968). Il s'agit donc là d'une limite "supérieure". Ensuite, il a montré les ressemblances de la série verte du Beaufortin avec celles à faciès culm des Vosges et du Massif Central.

En conclusion, il semble qu'un âge dévono-dinantien puisse être raisonnablement envisagé pour les schistes de la série verte affleurant sur la carte Albertville à 1/50 000.

CHAPITRE IV - SERIE DES GNEISS DE PUSSY-PLAN DU COL *

=====

I . SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Cet ensemble, orienté NNE-SSW selon une bande d'environ 3 km d'épaisseur apparente, est limité des autres unités cristallophylliennes (série verte, micaschistes internes) par deux contacts tectoniques (cf carte géologique planche 1).

Il forme la partie septentrionale de la chaîne de la Lauzière. C'est dans cette unité que culmine le Mont Bellacha (2 488 m).

D'un point de vue géologique, cette formation prolonge, au Sud, le complexe leptyno-amphibolique d'Y. Gros (1974). Il s'agit d'une formation à mégacristaux qui, vers le Sud, se suit cartographiquement jusqu'à l'accident de Fond de France. Au delà de ce dernier, le seul faciès à mégacristaux qui pourrait être son équivalent est celui rencontré au sein du complexe gneisso-migmatique-granitique de Saint-Colomban.

II . PRESENTATION SOMMAIRE DES PRINCIPAUX FACIES

D'Ouest en Est, cet ensemble est formé par deux types de roches pétrographiquement différents. C'est sensiblement dans la zone de leur contact que s'est mis en place le "granite" de la Lauzière (cf carte géologique planche 1 et planche 24).

A l'Ouest de ce dernier, affleurent des gneiss à feldspaths centimétriques à trame plus ou moins gneissique (ou granitique) du Nord au Sud, dans lesquels des gneiss leptynitiques fins forment des rubanements centimétriques à métriques.

A l'Est du "granite" de la Lauzière on a à faire à des faciès plus basiques caractérisés par la présence d'amphibole : gneiss amphiboliques, gneiss leptynitiques rubanés à amphibole, micaschistes à biotite et/ou amphibole.

A l'intérieur de ces différents faciès, nous avons distingué (cf carte géologique planche 1) des gneiss à feldspaths centimétriques de forme ocellée qui rappellent les gneiss situés à l'Ouest du "granite" de la Lauzière. En général sans amphibole, ils peuvent parfois en renfermer. Ces gneiss à feldspaths centimétriques forment au sein des gneiss amphiboliques des lentilles pouvant atteindre 500 m de long et 150 m de large.

* Pussy est un village situé sur la rive gauche de l'Isère (à 750 m d'altitude) sur la route du Col de la Madeleine.

* Plan du Col est le dernier sommet. (1956 m) septentrional de la Chaîne de la Lauzière.

A Gneiss à mégacristaux de feldspaths automorphes



"Trame gneissique"

0 1 cm

B Gneiss ocellé



"Trame gneissique"

0 1 cm

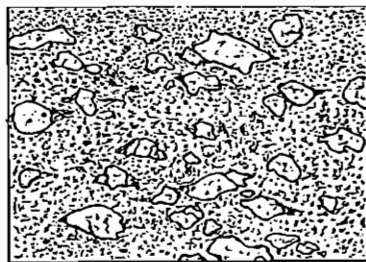
C Gneiss à mégacristaux de feldspaths ocellés



"Trame gneissique"

0 1 cm

D Gneiss à mégacristaux de feldspaths ocellés



"Trame granitique"

0 1 cm

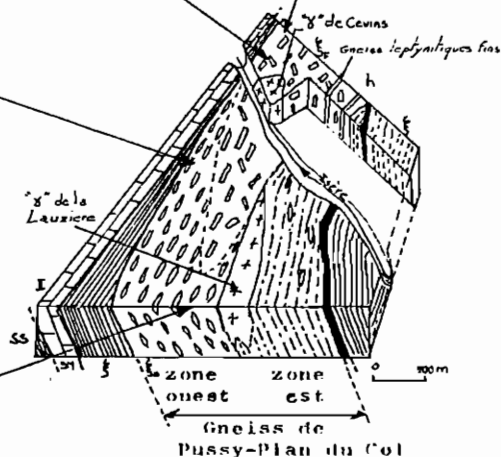


FIG. 68 Répartition géographique des faciès à mégacristaux de feldspaths

Rq: Le bloc diagramme est tiré d'une publication à la RAST 1979

III . DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES PRINCIPAUX FACIES

III-1.) Gneiss à mégacristaux de feldspaths (zone ouest)

Dans ces faciès peuvent être distingués des gneiss à mégacristaux automorphes et des gneiss à mégacristaux ocellés. Mais il faut tout de suite noter, qu'en fait, tous les intermédiaires entre ces deux types existent. De plus, nous décrirons également, dans ce paragraphe, les gneiss leptynitiques fins (sans mégacristaux) qui forment des rubanements au sein de ces faciès.

D'un point de vue cartographique, rappelons que nous avons distingué (cf planche 1) deux zones dans ces gneiss situés à l'Ouest du granite de la Lauzière :

- une zone septentrionale qui entoure le "granite" orthogneissifié de Cevins et où, dans l'ensemble, le feldspath a conservé une forme automorphe;
- une zone méridionale où le feldspath a, le plus souvent, une forme ocellée.

Ceci étant, on peut observer des feldspaths ocellés au Nord et automorphes au Sud.

Une autre distinction peut être faite entre ces deux zones : quand le feldspath a conservé sa forme plus ou moins automorphe, sa trame est plutôt "gneissique" dans la zone septentrionale mais plutôt "granitique" dans la zone méridionale.

Ces différentes variations sont résumées sur la planche 24.

III-1.1) Aspects macroscopiques des faciès de la zone septentrionale

Comme nous venons de le voir, les gneiss de cette zone ont des feldspaths en général automorphes (cf planche 24 figure A) mais sur un même échantillon, peuvent coexister des zones à mégacristaux automorphes (cm) et des zones où le feldspath est de plus petite taille (mm). Un exemple est donné sur la figure 69.

Les feldspaths automorphes (cm) blancs, contenant souvent des inclusions de biotite et de chlorite millimétriques, se disposent soit parallèlement entre eux, soit de façon anarchique dans une trame gneissique de couleur verte à gris foncé et douce au toucher. Sur les plans de foliation, on voit souvent des paillettes noires millimétriques de biotite qui se détachent sur le fond vert ou gris de la trame séricitreuse.

Ces faciès à mégacristaux automorphes centimétriques peuvent passer à l'échelle du mètre ou du décimètre à des gneiss ocellaires (feldspaths de petites tailles ≈ 5 mm). Ces gneiss possèdent la même couleur et la même trame gneissique que les faciès à mégacristaux automorphes.

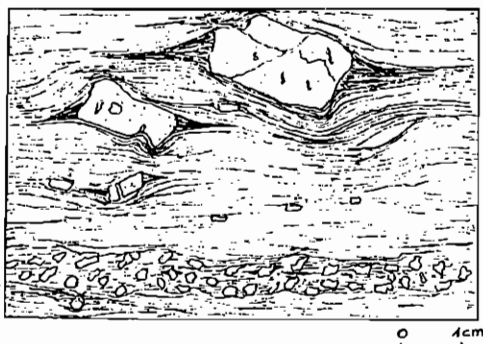


FIG. 69

Vue d'une section sciée de l'échantillon 12 YS (gneiss à mégacristsaux de feldspath automorphes).

Dans ces deux faciès viennent se disposer en concordance apparente des gneiss leptynitiques fins, très pauvres en phylites. Ces gneiss, très homogènes, très fins, de couleur gris foncé, sans feldspath visible sur la tranche, forment de véritables rubanements (puissance variant du centimètre à plusieurs mètres) au sein des gneiss à mégacristsaux.

Il est difficile de savoir, sur le terrain, si ces faciès fins ont une origine sédimentaire ou non. Ils pourraient, en effet, très bien dériver des gneiss à mégacristsaux par une mylonitisation intense.

Le contact entre les gneiss leptynitiques fins et les gneiss à mégacristsaux est toujours net et tranché, aussi bien avec des gneiss ocellaires qu'avec des gneiss à mégacristsaux automorphes. Ce contact peut contourner, en épousant leurs formes (ou être déformé par ?), les feldspaths ou les amas de feldspaths (cf figure 71)

Dans les faciès à mégacristsaux, il existe, en effet, localement des concentrations de feldspaths aboutissant à de véritables "feldspathites" (figure 70). Dans cette figure on voit que les feldspaths (5 à 6 cm de long x 2 cm de large) se disposent selon deux orientations privilégiées qui traduisent vraisemblablement des efforts tectoniques, car l'échantillon a été pris dans une zone de faille où les feldspaths peuvent se dégager à la main. En général, ces "feldspathites" sont formées par un ensemble de feldspaths à bords flous.

ASPECT DE DIFFERENTS AMAS DE FELDSPATHS

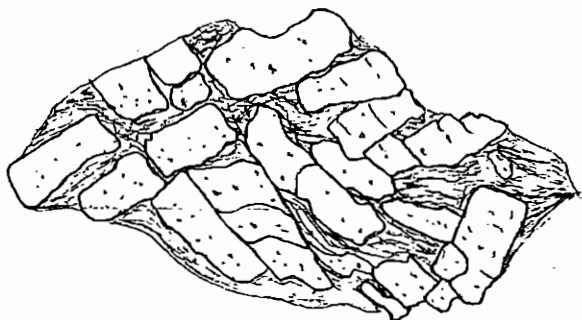
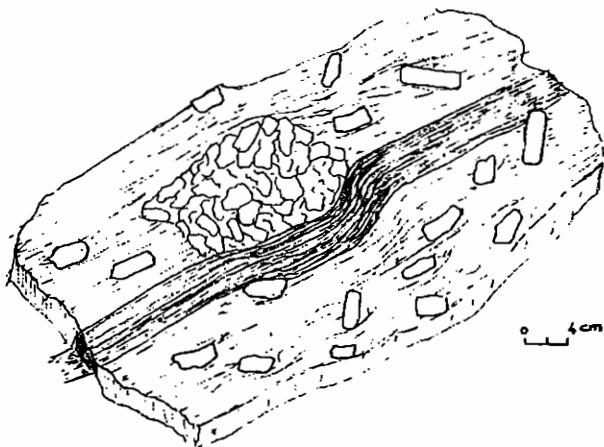


FIG. 70

Amas de feldspaths,
plus ou moins automorphes,
orientés selon deux directions

0 2 cm

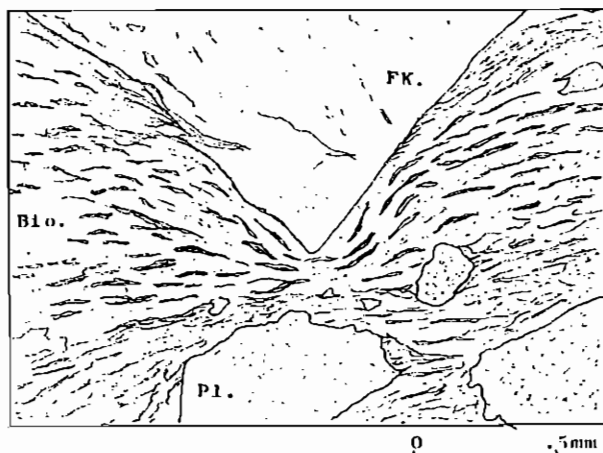


0 4 cm

FIG. 71

Amas de feldspaths à bords
flous "déformant" un niveau
de gneiss leptynitique fin.

FIG 72 Gneiss à mégacristaux
de feldspaths (zone
ouest)

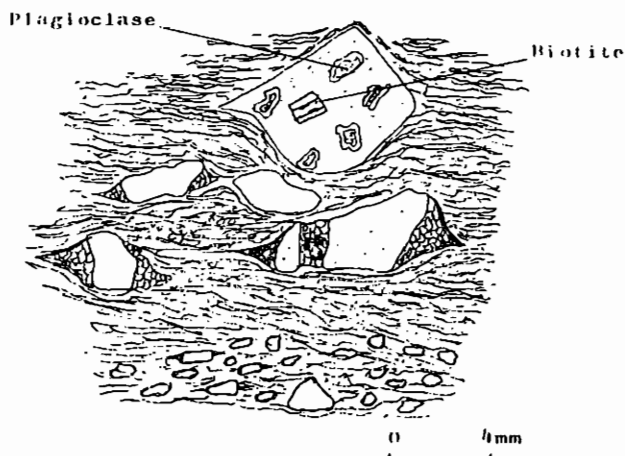


FK : Feldspath potassique

Bio : Biotite

Pl : Plagioclase

FIG. 73 Schéma d'une lame mince
montrant un "graded bedding"
parmi les cristaux de feldspaths



Dans le secteur de Cevins, nous avons également noté la présence de faciès fins qui recoupent nettement les gneiss à mégacristsaux de feldspaths. Ces faciès, toujours de taille centimétrique, possèdent à leurs épontes une zone décolorée blanche qui souligne le contact avec les gneiss à mégacristsaux.

III-1.2) Aspects microscopiques des faciès de la zone septentrionale

III-1.2.1) Gneiss à mégacristsaux de feldspaths automorphes

Nous prendrons comme exemples, l'échantillon 12 YS (X : 770.65, Y : 5054.07, Z : 770) et l'échantillon 2(CD 56) (X : 769.65, Y : 5053.07, Z : 480) qui proviennent de la région de Cevins et qui sont caractéristiques de ce genre de faciès.

Echantillon 12 YS : (figure 73) en lame mince, les feldspaths de tailles différentes sont cassés, plus ou moins arrondis, et emballés dans une matrice séréciteuse. Un "granoclasement" (tectonique ou sédimentaire ?) est décelable : de bas en haut la taille des feldspaths est de plus en plus grande. Cette lame n'étant pas orientée, nous n'avons pas pu utiliser ce critère de polarité.

Dans certains cas, les feldspaths poinçonnent littéralement les phyllites (cf figure 72).

L'association minérale type est : feldspath potassique, plagioclase, quartz, biotite, sérécite, muscovite, chlorite,

et comme minéraux accessoires : épidote, calcite, minéraux opaques.

* feldspaths potassiques. Il s'agit de microcline qui forme des phénoclastes de tailles plus ou moins importantes. Dans une même lame, il est fréquent de trouver associés des individus poecilitiques (cf figure 74) et d'autres qui ne renferment aucune inclusion mais qui sont perthitiques.

A l'intérieur de certains microclines poecilitiques, on peut voir des plagioclases se disposer selon deux réseaux perpendiculaires (cf figure 74). Dans certains microclines on observe également des fissures, remplies de quartz, qui se développent parallèlement à un réseau de plagioclases en inclusion et qui sont orientées à 45° de la foliation principale.

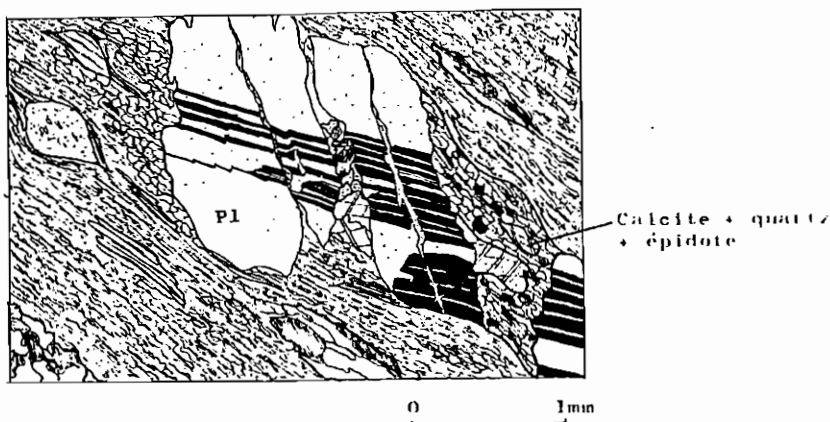
* plagioclases. Ils sont de plusieurs types :

- mégacristsaux plus ou moins cassés et ou arrondis (cf figure 76).

Bien que généralement sérécitisés, il semble s'agir d'oligoclase;

- petites plages grenues indéterminables associées au quartz et formant la mésostase;

FIG 76 Mégacristal de plagioclase cassé



Pl : plagioclase

- inclusions d'individus séricitisés dans les mégacristaux de feldspath potassique et présentant souvent une bordure albitique limpide (cf figure 74).

Dans cette figure, on voit très bien les macles du plagioclase se prolonger dans la bordure réactionnelle.

Par contre, il faut noter que les feldspaths potassiques ne présentent jamais de bordure myrmékitique.

En ce qui concerne les plagioclases inclus dans les feldspaths potassiques, on note que la séricite qui se développe à leurs dépens se dispose selon deux réseaux perpendiculaires orientés tous deux à 45° de la foliation principale.

Il faut également signaler, que les zones séricitieuses, qui matérialisent la fragmentation de certains plagioclases, s'orientent à 45° de la foliation principale (cf figure 77), ou selon deux réseaux perpendiculaires entre eux (cf figure 75).

* quartz. Il forme de petits grains à extinction roulante dans la mésostase ou bien des plages lamellaires imbriquées à extinction roulante. Nous le trouvons également dans les queues de recristallisation des phénoclastes.

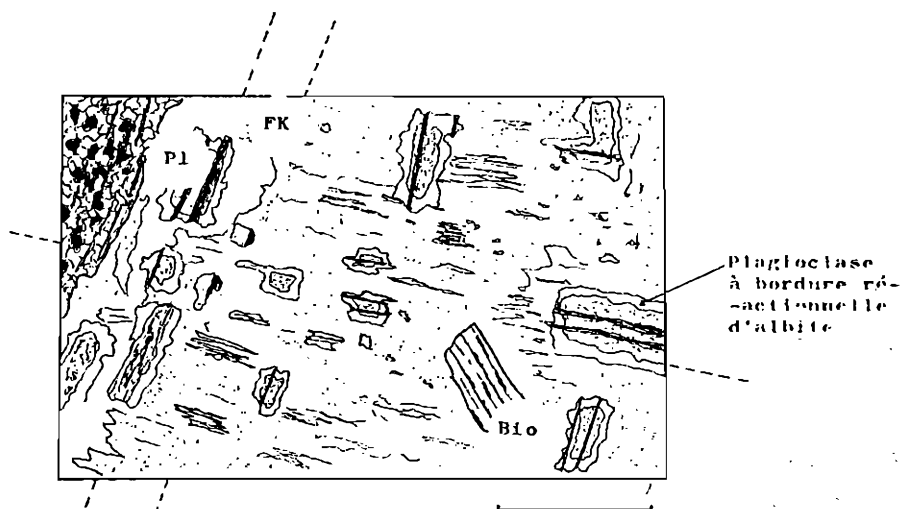


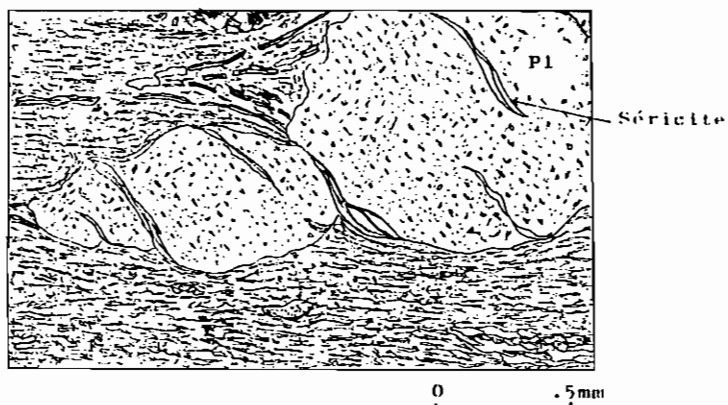
FIG. 74 Inclusions de plagioclases réparties selon deux réseaux perpendiculaires dans un feldspath potassique.

FK : Feldspath potassique
 Bio : Biotite
 Pl : Plagioclase

FIG. 75 Séricitisation des plagioclases selon deux réseaux.

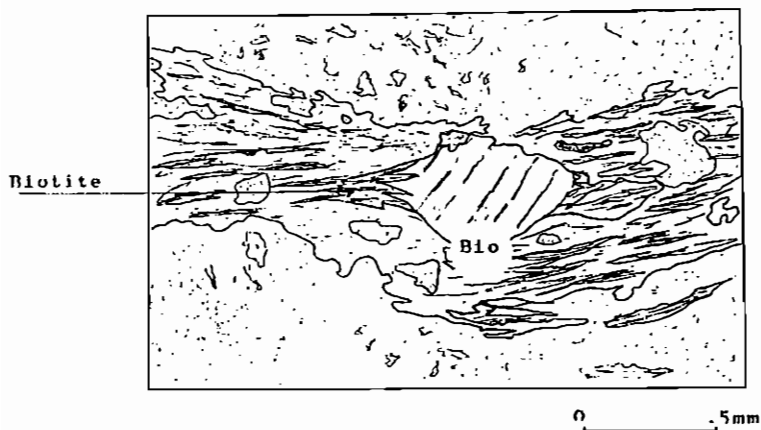


FIG. 77 Séricitisation des plagioclases
à 45° de la foliation principale



Pl : Plagioclase

FIG. 78 Biotite dans des queues de pressions



Bio : Biotite

* biotite. Il en existe plusieurs générations :

- des biotites I, chloritisées, avec des oxydes de fer le long des clivages, forment des plages rectangulaires non déformées en inclusions dans les mégacristsaux poecilites de feldspath potassique.
- des biotites II, plus ou moins chloritisées, en plages plus ou moins déchiquetées, sont reprises dans la foliation principale. Elles moulent les mégacristsaux et accentuent ainsi l'aspect ocellé du gneiss en lumière naturelle.
- des biotites III, de petite taille, se retrouvent dans les queues de recristallisations des mégacristsaux de feldspaths en association avec du quartz ou dans des queues de pressions des biotites II (cf figure 78).

* muscovite. Il existe de beaux cristaux de muscovite bien conservés dans les mégacristsaux poecilites de feldspath potassique.

* chlorite. Il s'agit de pennine qui provient de la chloritisation des biotites.

Minéraux accessoires.

Epidote. Trois types ont été observés :

- * pistachite et clinozoïsite qui se disposent en petites granules dans la mésostase,
- * allanite en beaux cristaux trapezoïdaux de couleur brun miel en lumière naturelle. Il est à noter que l'allanite est fréquente dans ce genre de gneiss.

Echantillon 2(CD 56) : Cet échantillon est sensiblement identique à celui précédemment décrit, mais il se caractérise par une fraîcheur plus grande des biotites II, lesquelles renferment de fines aiguilles de rutilé maclé sagénite (cf figure 79). Cette maclé est relativement courante dans les biotites des formations à mégacristsaux.

III-1.2.2) Gneiss ocellaires

Comme nous l'avons vu dans les descriptions macroscopiques, ces gneiss contiennent des feldspaths blancs de petite taille (5mm). Ils dérivent sans doute des précédents par le jeu de phénomènes tectoniques poussés.

En lame mince, l'aspect du gneiss est assez similaire à celui du gneiss à cristaux de feldspaths automorphes. Toutefois, la matrice devient plus sériciteuse et la taille des feldspaths plus petite (cf figure 80).

Les minéraux principaux sont : microcline, plagioclase, biotite, séricite, chlorite, amphibole, apatite et épidote.

Nous ne décrivons pas, à nouveau, les minéraux qui sont identiques à ceux des gneiss à mégacristsaux automorphes. Leurs caractéristiques optiques sont, en effet, les mêmes.

FIG 79 Rutile maculé sagénite en épitaxie dans une biotite

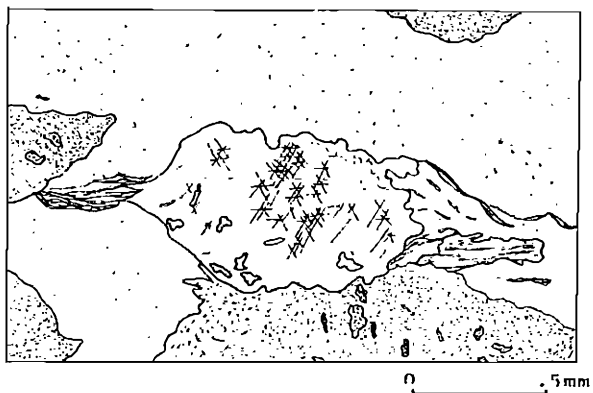
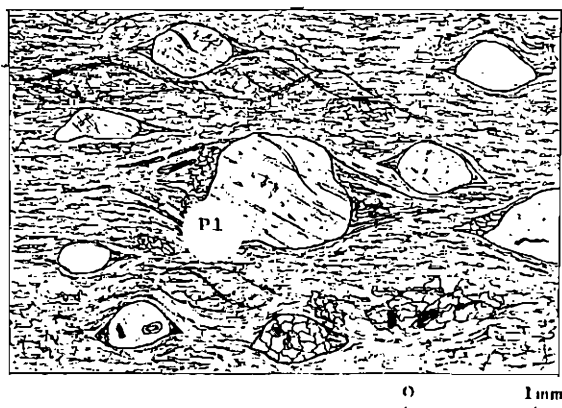


FIG 80 Cristaux de feldspaths dans une mésostase sériciteuse



P1 : plagioclase

Dans ces gneiss ocellaires, il peut exister deux variétés d'amphiboles :

- des phénocristaux losangiques d'aspect "sale" de hornblende verte repris dans la foliation principale (cf figure 81).
- des cristaux d'actinote-trémolite dans les queues de recristallisation des phénoclastes.

En résumé :

- * les mégacristaux sont essentiellement du microcline (poecilitique ou non), du plagioclase (oligoclase); les inclusions rencontrées dans les cristaux de microcline sont : biotite chloritisée, muscovite, plagioclase à bordure albitique limpide.

Nous avons vu que nous pouvons avoir également dans certains faciès des yeux de vieilles hornblendes losangiques.

- * la mésostase est formée de quartz, biotite, séricite, plagioclase et épidote.

Enfin, il nous est apparu qu'il y a une évolution continue depuis les gneiss à mégacristaux automorphes vers les gneiss ocellaires par une augmentation de la matrice sériciteuse et une réduction de la taille des mégacristaux qui deviennent de plus en plus ocellés.

III-1.2.3) Gneiss leptynitiques fins

Comme nous l'avons déjà vu, ils forment des rubanements centimétriques à métriques dans les gneiss à mégacristaux.

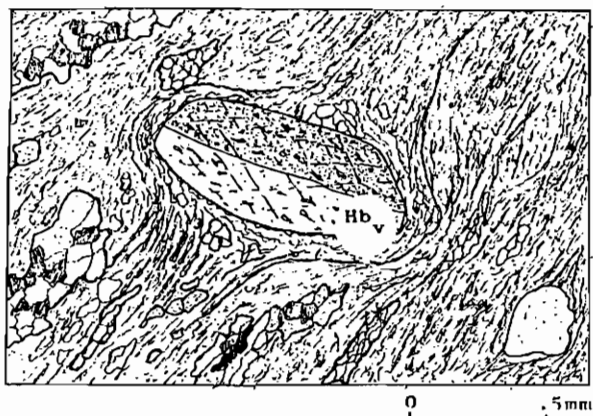
La lame mince de l'échantillon 14 YS (X : 770.75, Y : 5054.25, Z : 830) choisi comme type de ces gneiss montre une structure finement granoblastique où les biotites déterminent une légère orientation. Seuls quelques cristaux arrondis de feldspaths à peine plus gros que ceux de la mésostase ressortent de celle-ci (cf figure 82).

Les minéraux principaux sont : quartz, microcline, plagioclase, biotite.

- * quartz : en plages isogranulaires, de petite taille, il forme une partie de la mésostase.
- * microcline : légèrement arrondi, il est de taille plus importante que celle des grains de la mésostase. Il ne renferme aucune inclusion et n'est entouré ni de biotite, ni de séricite.
- * plagioclase : de taille trop petite pour être déterminé, il forme, avec le quartz, une partie de la mésostase.
- * biotite : plus ou moins chloritisée et peu abondante, elle souligne néanmoins la foliation.

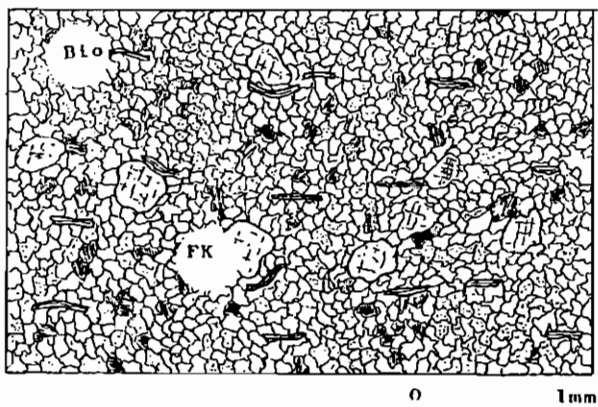
L'étude microscopique confirme l'étude macroscopique. En effet, comme leur mode de gisement le suggérait, les gneiss

FIG. 81 Gneiss à mégacristaux de feldspaths (zone Ouest)



Hb_v : Hornblende verte

FIG. 82 Gneiss fins leptynitiques



FK : Feldspath potassique
Bio : Biotite

leptynitiques ne semblent pas dériver des faciès à mégacristsaux par cataclase. Si c'était le cas, la matrice ne devrait pas être isogranaulaire, mais essentiellement séricitreuse et ne renfermer que quelques ocelles de feldspath ayant résisté à la cataclase, comme nous l'avons observé dans les gneiss ocellaires dérivant des gneiss à mégacristsaux automorphes.

III-1.3) Aspects macroscopiques des faciès de la zone méridionale

Comme nous l'avons déjà vu dans l'introduction, ces gneiss qui forment le versant nord ouest de la chaîne de la Lauzière peuvent prendre un aspect plus "granitique".

A part ce caractère textural, on note simplement que les mégacristsaux de feldspaths ont des formes automorphes moins nettes que dans ceux de la zone septentrionale.

Au sein de ces faciès à mégacristsaux, sur le revers sud est du Mont Bellacha, nous trouvons des gneiss fins, d'épaisseur métrique, toujours en concordance apparente avec les premiers. La couleur de ces gneiss fins est plus verdâtre que celle de leurs homologues septentrionaux.

En bordure occidentale de cette zone méridionale, tout au long du contact avec la série verte, les gneiss à mégacristsaux ocellés ont une couleur vert clair qui rappelle celle des schistes de la série verte. Cependant, le passage d'une unité à l'autre est brutal, et le contact est faillé (cf coupe de la série verte dans le torrent des rochers de la Balme (SW de Cevins) figure 55). Nous avons également constaté, grâce à un scintillomètre de type "SPP 2", que le bruit de fond changeait brutalement d'une formation à l'autre : d'environ 50 coups/s pour la série verte et de 200 coups, pour les gneiss à mégacristsaux.

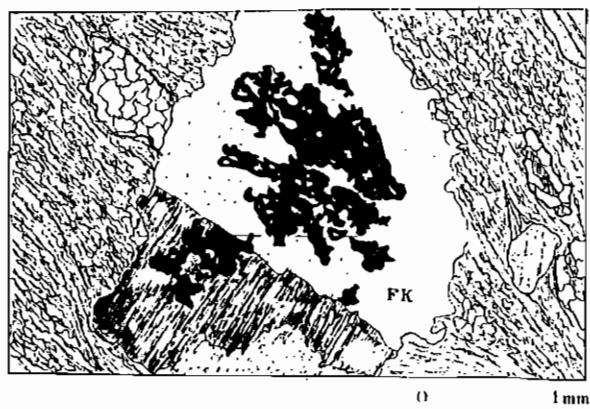
III-1.4) Aspects microscopiques des faciès de la zone méridionale

La minéralogie des gneiss à mégacristsaux de la zone méridionale ne diffère en rien de celle des gneiss de la zone septentrionale. On retrouve, dans un fond plus ou moins séricitieux et biotitique, des cristaux cassés et ocellés de microcline et de plagioclase : la détermination de ce dernier est délicate, mais il semble qu'il soit de nature acide car il est très séricitieux.

Dans ces faciès de la zone méridionale, nous retrouvons des minéraux accessoires comme des épidotes (allanite et pistachite) et du rutile maculé sagénite dans les biotites.

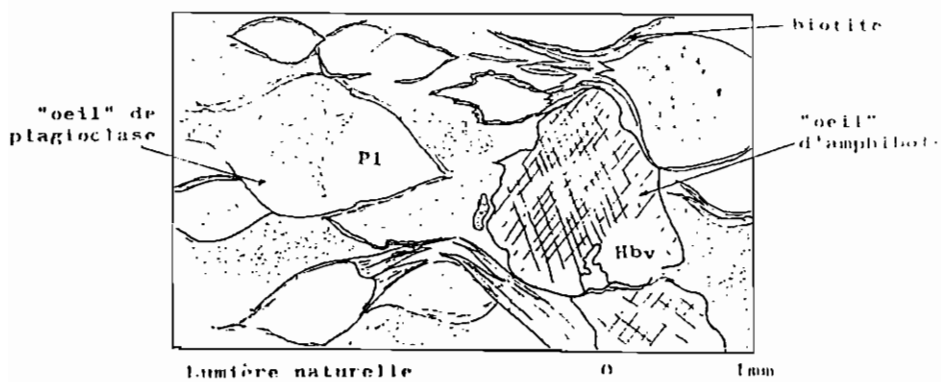
Enfin, il faut signaler la présence de feldspath potassique possédant une extinction particulière, non uniforme (cf figure 83). Nous ne savons pas à quel phénomène, minéralogique ou tectonique, attribuer une telle anomalie.

FIG. 83 Gneiss à mégacristaux de feldspaths (zone Est)



FK : Feldspath potassique

FIG 84 Gneiss à mégacristaux de feldspaths et d'amphibole (zone Est)



Hbv : Hornblende verte

Pl : Plagioclase

Gneiss fins : Nous avons vu que ces gneiss ont une couleur plus verte que les faciès de gneiss fins de la zone septentrionale. Au microscope, leur seule particularité est de renfermer une plus grande quantité de biotite chloritisée.

III-2.) Gneiss situés à l'Est du granite de la Lauzière -(zone est)

Le passage des gneiss de la zone ouest à ceux de la zone est est progressif (ce passage peut se voir sur le versant droit de la vallée de l'Isère à la hauteur du village de Cevins, car dans ce secteur le "granite" de la Lauzière n'affleure plus). Ainsi, certains faciès de la zone ouest renferment des cristaux de hornblende; alors que dans la zone est, des gneiss amphiboliques, où le feldspath devient plus petit et de forme floue, relayent les gneiss à mégacristaux de feldspath de la zone ouest.

Dans cette zone est, rappelons qu'il existe également des gneiss leptynitiques rubanés, des schistes à biotite et ou amphibole et des gneiss à mégacristaux de feldspath avec ou sans amphibole (cf introduction).

III-2.1) Gneiss à grosses amphiboles

III-2.1.1) Aspect macroscopique

Ces gneiss sont composés de deux parties : l'une formée d'éléments blancs (feldspath de 0.5 cm de long) et l'autre formée d'amphibole pouvant atteindre 1/2 cm à 1 cm de long. On note également la présence de cristaux millimétriques de sphène.

III-2.1.2) Aspect microscopique

Les minéraux principaux sont : biotite, feldspath, amphibole et quartz.

Les minéraux accessoires sont : sphène, épidote et apatite.

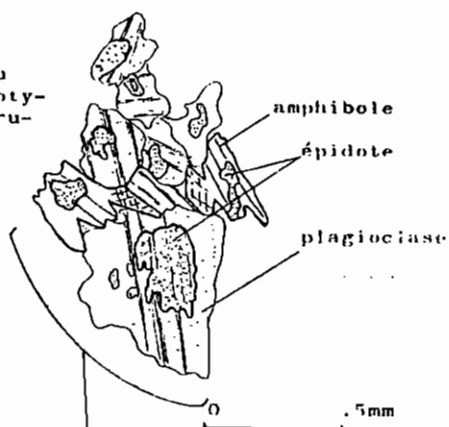
En lumière naturelle, on note que les yeux d'amphibole et de feldspath sont bien soulignés par des biotites dilacérées plus ou moins chloritisées (cf figure 84).

En lumière polarisée, on constate que cette roche est très altérée. Les plagioclases sont très séricitisés.

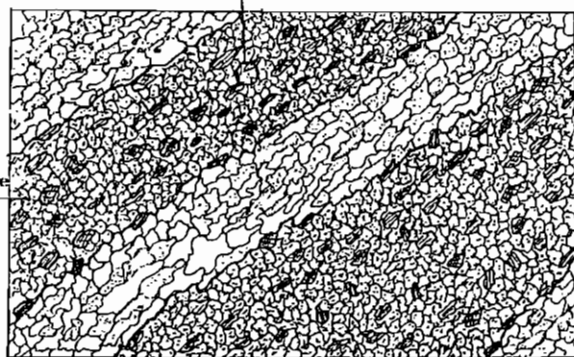
- * Biotite. Elle souligne la foliation du gneiss. Ses plages sont tordues et déchiquetées. Son pléochroïsme est dans les tons marron vert. Des oxydes de fer se disposent le long de ces clivages. Certaines d'entre elles proviennent de la déstabilisation d'amphibole.
- * Amphibole. Il s'agit de gros cristaux de hornblende verte, n'ayant plus de forme cristallographique nette, qui sont cassés et altérés. Ses caractéristiques optiques sont : $\text{Ng C} + 18^\circ$ $2 \text{ V} = 40^\circ$.

Certains parties de ces cristaux d'amphibole peuvent, en lumière naturelle, présenter un pléochroïsme marron de biotite.

FIG 86 Détail du
gneiss lepty-
nitique ru-
bané



lits avec
te et amphibole



lits
quartzofeldspathiques

FIG. 85 Gneiss leptynitique rubané

- * Feldspaths. Il s'agit surtout de plagioclases millimétriques plus ou moins ocellés très séricitisés dans la mésostase. Leur détermination est impossible car ils sont trop altérés.

Il existe également des feldspaths potassiques non poecilitiques.

- * Séricite. Elle provient de la déstabilisation des plagioclases et peut former un véritable feutrage dans lequel se disposent les cristaux résiduels d'amphibole, de sphène et de plagioclase.
- * Quartz. En faible quantité; ses plages granoblastiques forment la mésostase avec celles des plagioclases.
- * Sphène. Il est présent sous forme de grands cristaux millimétriques losangiques plus ou moins bien conservés.
- * Epidote. Il s'agit de pistachite qui provient de la déstabilisation de hornblende verte.
- * Apatite. De gros cristaux (0.1 mm) sont présents dans toute la lame mince.

III-2.2) Gneiss leptynitiques rubanés

III-2.2.1) Aspect macroscopique

Ce sont des roches très fines où aucun minéral n'est identifiable à l'œil nu. On décèle seulement une alternance millimétrique à centimétrique de lits blancs quartzo-feldspathiques et de lits vert sombre.

III-2.2.2) Aspect microscopique

La structure est granolépido-blastique. Les lits blancs sont formés de quartz et de plagioclase, les lits sombres de plagioclase, de biotite et d'amphibole soulignant la foliation.

- * Quartz. Il est représenté sous forme de petits grains assemblés en puzzle. Assez abondant dans les lits blancs, il est inexistant dans les lits à amphibole. Son extinction est plus ou moins roulante.
- * Plagioclase. Sa détermination est impossible car il est trop altéré et de petite taille. Néanmoins, il semble assez calcique car son cœur est souvent occupé par de l'épidote (cf figure 86).
- * Biotite. Elle forme de tout petits cristaux (< 0.5 mm) n'ayant pas de forme cristallographique propre. Son pléochroïsme est brun très clair à vert. Elle souligne légèrement la foliation et ne se trouve que dans les lits sombres.
- * Amphibole. De même taille que celle des biotites, ses caractères optiques montrent qu'il s'agit de hornblende verte. Elle n'est pas fraîche et est souvent transformée en biotite ou en épidote (pistachite ou chinozoïsité) (cf figure 86).

- * Chlorite. Il s'agit de pennine provenant de l'altération des biotites ou des amphiboles.
- * Epidotes. La clinozoïsite est abondante, mais la pistachite est en moins grande quantité. Ces épidotes proviennent de l'altération soit des plagioclases, soit des amphiboles. Il existe également de petits filonnets de granules d'épidote qui recoupent la foliation du gneiss.

III-2.3) Amphibolite

Il arrive dans ces gneiss leptynitiques rubanés que la concentration d'amphibole devienne très importante; on a alors à faire à une véritable amphibolite où la hornblende verte se détache sur un fond sériciteux. Ces roches sont relativement rares.

III-2.4) Schistes à biotite et/ou amphibole

III-2.4.1) Aspect macroscopique

Dans cet ensemble amphibolique, près du contact tectonique oriental, on rencontre de véritables schistes de couleur plus ou moins vert sombre. Sur la tranche, des amandes de quartz soulèvent les lits phylliteux de nature indéterminable à l'œil nu.

III-2.4.2) Aspect microscopique

On observe une véritable "purée" de minéraux, où l'on reconnaît de la biotite, de l'amphibole, de la chlorite, des plagioclases, du quartz. Ces minéraux sont emballés dans un fond sériciteux dérivant des plagioclases.

Ces roches sont en fait des phyllonites.

III-2.5) Gneiss à mégacristsaux de feldspaths ocellés sans amphibole

III-2.5.1) Aspect macroscopique

Ces gneiss, de couleur claire, à reflet légèrement vert sur le plan de foliation, contiennent des feldspaths blancs centimétriques de formes floues, plus ou moins ocellées. Les phyllites sont difficilement déterminables; on a généralement un fond sériciteux où des biotites millimétriques s'observent de temps en temps.

III-2.5.2) Aspect microscopique

Ces gneiss contiennent principalement des phénoclastes de feldspaths potassiques et de plagioclases emballés dans un fond sériciteux. En lumière naturelle, on note que des plages de biotite dessinent des amandes.

Les minéraux principaux sont : feldspath potassique, plagioclase, quartz, biotite, séricite.

Les minéraux accessoires sont : sphène, épidote, calcite et oxydes de fer.

- * Feldspath potassique. Il présente de temps en temps la macle moirée typique du microcline. Il est parfois perthitique et plus ou moins poecilitique : inclusions de plagioclase séricitisé et de biotite chloritisée. Les plagioclases inclus dans le feldspath potassique peuvent avoir une bordure réactionnelle (cf figure 74). Les cristaux de feldspath sont cassés et recimentés par du quartz, de la biotite et de la calcite.

Dans certains échantillons des feldspaths potassiques présentent des "golfs" remplis par du plagioclase séricitisé (cf figure 87).

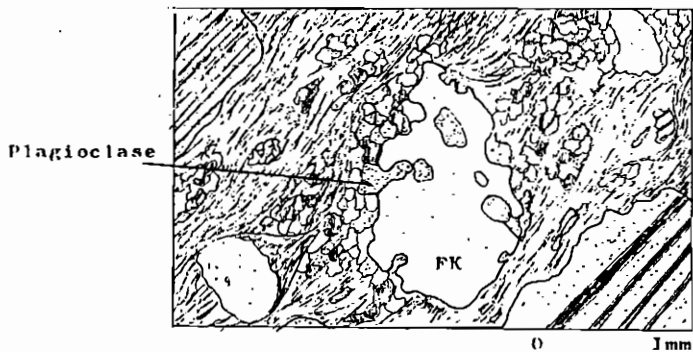


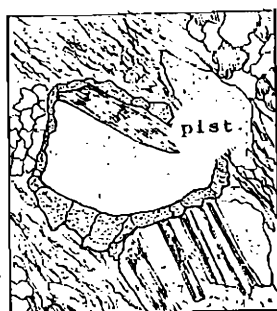
FIG 87 Feldspath potassique avec
"golfe de corrosion"

FK : Feldspath potassique

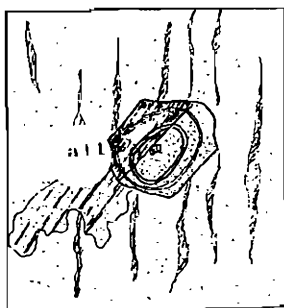
- * Plagioclase. Il existe des plagioclases en phénoclastes et d'autres en inclusions dans le feldspath potassique. Il semble qu'ils aient la même teneur en anorthite, apparemment faible (oligoclase ?).

Ses phénoclastes ont la même allure que ceux du feldspath potassique. Ils sont séricitisés et leur détermination est délicate. Il semble toutefois qu'ils soient acides car ils ne contiennent que de la séricite et pas d'épidote. La séricitisation peut se faire selon deux réseaux perpendiculaires, chaque réseau faisant un angle de 45° avec la foliation principale.

- * Quartz. Il forme des plages, à extinction roulante, isogranulaires, associées en puzzle et constitue une partie de la mésostase.
- * Biotite. Il y en a de plusieurs sortes :
- biotite chloritisée à contours cristallographiques conservés, en inclusion dans le feldspath potassique;
 - biotite en plages tordues et déchiquetées qui soulignent les yeux de feldspaths et dont le pléochroïsme varie du marron clair au vert;
 - biotite dans les queues de recristallisation.
- * Séricite. Elle provient de l'altération des plagioclases et participe à la mésostase.



0 5mm



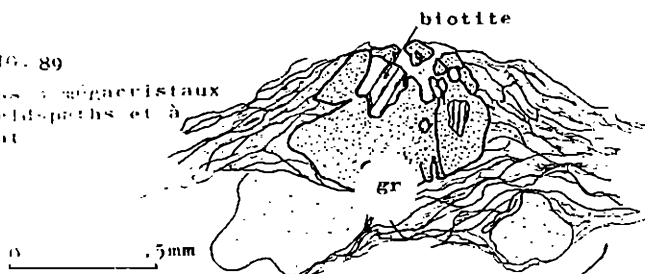
0 5mm

FIG. 88 Epidotes dans la série
des gneiss de Pussy Plan du Col

all : allanite
pist : pistachite

FIG. 89

Gneiss : mégacrystaux
de feldspaths et à
grenat

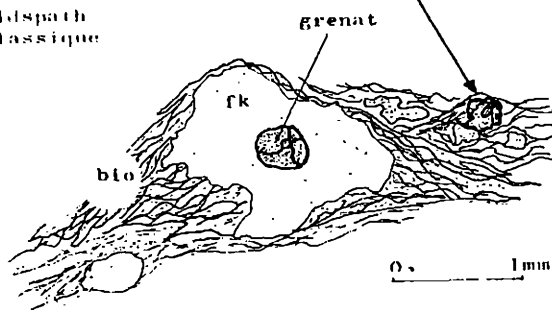


0 5mm

gr : grenat

bio : biotite

fk : feldspath
potassique



0 1mm

- * Sphène. Parfois présent en individus cassés.
- * Epidote. Il s'agit de rares grains de pistachite et d'allanite zonée (cf figure 88).
- * Calcite. Elle cimente certains cristaux cassés.

III-2.6) Gneiss à mégacristaux de feldspath oeilé et à grenat

III-2.6.1) Aspect macroscopique

Ce faciès, très rare, où les grenats ne sont pas visibles à l'oeil nu, est un gneiss verdâtre à gris où seuls quelques ocelles millimétriques de feldspaths noirâtres soulèvent les lits de phyllithes parmi lesquelles on reconnaît des paillettes millimétriques de biotite.

III-2.6.2) Aspect microscopique

Du point de vue minéralogique ce faciès ne diffère des précédents que par la présence de grenats, en faible proportion, arrondis et cassés, de 0.2 mm de diamètre.

Ils sont disséminés dans toute la lame mince, soit en ocelles dans la matrice, soit à l'intérieur de cristaux de feldspath (cf figure 89).

Certains d'entre eux renferment des cristaux de biotite à pléochroïsme brun rougeâtre (cf figure 89).

III-2.7) Gneiss à mégacristaux de feldspaths ocellés et à amphibole

III-2.7.1) Aspect macroscopique

Leur couleur est plus verte que celle des gneiss sans amphibole. Cette dernière est facilement identifiable car elle peut atteindre plusieurs millimètres.

III-2.7.2) Aspect microscopique

Le premier caractère qui apparaît est la présence de phénoclastes de feldspath potassique, de plagioclase et d'amphibole emballés dans une matrice grenue plus ou moins séricitreuse.

Les minéraux principaux sont : feldspath potassique, plagioclase, biotite plus ou moins chloritisée, amphibole, quartz, séricite.

Les minéraux accessoires sont : sphène, épidote (clinozoïsite et allanite), calcite.

- * Feldspath potassique. Ses bordures ont des limites plus ou moins floues avec la matrice. Il est souvent cassé et les fissures sont remplies de quartz et de calcite. Il peut présenter des extinctions étranges, non uniformes comme celles observées dans les gneiss à mégacristaux de la bordure ouest du granite de la Lauzière. Il est plus ou moins poecilitique et les inclusions de plagioclase n'ont pas, en général, de bordure limpide (toute la masse du plagioclase inclus est séricitisée).

- * Plagioclase. Comme dans les faciès ouest, il est très chloritisé. Il en existe plusieurs types:
 - en inclusions dans le feldspath potassique;
 - en phénoclastes qui, par altération en séricite, participent à la mésostase;
 - en petites granules dans la mésostase.
- * Biotite. Elle est, soit en inclusions dans le feldspath, soit en cristaux déchiquetés dans la foliation principale du gneiss. Elle est plus ou moins chloritisée.
- * Amphibole. De gros cristaux cassés ou tordus de hornblende verte sont repris dans des yeux soulignés par de la biotite.
- * Séricite. Elle souligne la foliation principale et provient de l'altération des plagioclases.
- * Quartz. Soit en petits grains assemblés en puzzle, soit dans les fissures des minéraux cassés, il a une extinction roulante.
- * Sphène. Il est plus ou moins bien conservé en cristaux locangiques.
- * Epidote. Il s'agit surtout de clinozoïsite et d'allanite.
- * Calcite. Elle est en petites plages diffuses dans la mésostase avec le quartz ou dans les fissures des mégacristaux cassés.

III-3.) Conclusion à l'étude pétrographique de la série des gneiss de Pussy - Plan du Col

L'unité cristallophyllienne que forment les gneiss de Pussy-Plan du Col, et qui est comprise entre deux accidents majeurs de la chaîne de Belledonne, est celle qui contient le plus de faciès pétrographiques.

C'est à l'intérieur de cette unité que se sont mis en place les granites de la Lauzière et de Cévins. Cet axe granitique sépare la zone occidentale, où nous trouvons des gneiss à mégacristaux de feldspaths alcalins, de la zone orientale, où dominent les faciès basiques (gneiss amphiboliques et gneiss associés (gneiss leptynitiques)) dans lesquels se disposent des lentilles 1/2 kilométriques de gneiss à mégacristaux de feldspaths, à amphibole ou non.

D'un point de vue macroscopique, les gneiss à mégacristaux de feldspaths alcalins de la zone occidentale font penser soit à d'anciens granites orthogneissifiés (trame granitique) soit à des paragneiss dérivant d'une série sédimentaire grossière (rubanement régulier, granoclassement, etc...). Sur le terrain, il est très difficile de trancher entre les deux origines.

En lame mince, la cataclase des faciès ne permet pas non plus de trancher. Ainsi les "granoclassements" de feldspath observés ont-ils vraiment une origine sédimentaire ou bien sont-ils dus à des phénomènes cataclastiques ?

Les gneiss à mégacristaux de la zone occidentale passent, par l'intermédiaire de gneiss amphiboliques à plus ou moins gros cristaux de feldspaths, à des gneiss amphiboliques à des gneiss leptynitiques rubanés à amphibole et, à des amphibolites.

Les gneiss à mégacristaux de feldspaths ocellés en lentilles dans les faciès de gneiss à amphibole, ressemblent macroscopiquement à ceux de la zone occidentale.

Microscopiquement, les minéraux de ces deux séries de gneiss à feldspaths centimétriques, ont des caractéristiques communes. Ces dernières sont résumées dans le tableau suivant :

Minéraux principaux	Zone Ouest	Zone Est	
	gneiss à mégacristaux de feldspath	gneiss à mégacristaux de feldspath ocellé sans amphibole	gneiss à mégacristaux de feldspath ocellé à amphibole
Feldspath potassique en mégacristaux	+ peu ou pas poecilitique, perthitique + quand poecilitique (- inclusions de biotite chloritisée de forme automorphe - inclusions de plagioclase à bordure réactionnelle limpide - muscovite + en général pas de myrmékites sur les bordures du cristal + extinction non uniforme pour certains cristaux	+ peu ou pas poecilitique, perthitique + quand poecilitique (- inclusions de biotite chloritisée de forme automorphe - inclusions de plagioclases séricitisés à bordure réactionnelle limpide rare + dans certains faciès FK à golfes de plagioclases séricitisés	+ extinction non uniforme des cristaux fréquente
plagioclase	Très séricitisé il en existe plusieurs types - en inclusions dans FK - en phénoclastes comme le FK		identique à la zone ouest
biotite	En général chloritisée : - en inclusions dans FK - entourant les phénoclastes, en cristaux déchiquetés, quand elle est fraîche il existe du rutile maculé sagénite à l'intérieur - biotite dans queues de pression		identique à la zone ouest
hornblende en phénoclastes	Inexistante sauf dans gneiss intermédiaire	inexistante	fréquente sous forme d'yeux

D'après ce tableau, on constate que les minéraux courants des gneiss à mégacristsaux de feldspaths ont beaucoup de points communs. On a ainsi confirmation des hypothèses de terrain qui nous faisaient déjà subordonner la parenté de ces gneiss à mégacristsaux de feldspaths situés de part et d'autre du "granite" de la Lauzière.

Pour compléter cette étude des gneiss à mégacristsaux de feldspaths, nous avons fait des colorations sélectives sur plaques minces ainsi que des diffractogrammes RX de feldspaths en poudre.

Les colorations sélectives dans tous les faciès ont montré que, le plus souvent, les mégacristsaux étaient des feldspaths potassiques; cependant certaines d'entre elles ont montré l'existence de mégacristsaux de plagioclases. Les diffractogrammes ont toujours indiqué du microcline intermédiaire pour le feldspath potassique.

Enfin, l'étude microscopique a montré l'existence d'au moins deux paragenèses :

a) la première est caractérisée par des phénoclastes résiduels qui sont :

- dans les gneiss à mégacristsaux de feldspaths :
microcline + plagioclase (plutôt oligoclase) + biotite + muscovite + hornblende + quartz + grenat (rare);
- dans les gneiss amphiboliques :
microcline + plagioclase plutôt calcique (An_{30} ?) + biotite + hornblende + quartz.

b) la seconde rassemble les minéraux produits par un métamorphisme à caractère surtout cataclastique :

- chlorite (aux dépens de la biotite) + épidote (par saussuritisation des plagioclases) + séricite (aux dépens des anciens plagioclases acides).

IV - GEOCHIMIE DES GNEISS DE PUSSEY - PLAN DU COL

IV - 1.) Introduction

A l'aide de 46 analyses effectuées par fluorescence λ à l'Institut Dolomieu, nous allons étudier successivement, les gneiss de la zone ouest (par rapport à l'axe granitique de la Lauzière), puis les gneiss de la zone est.

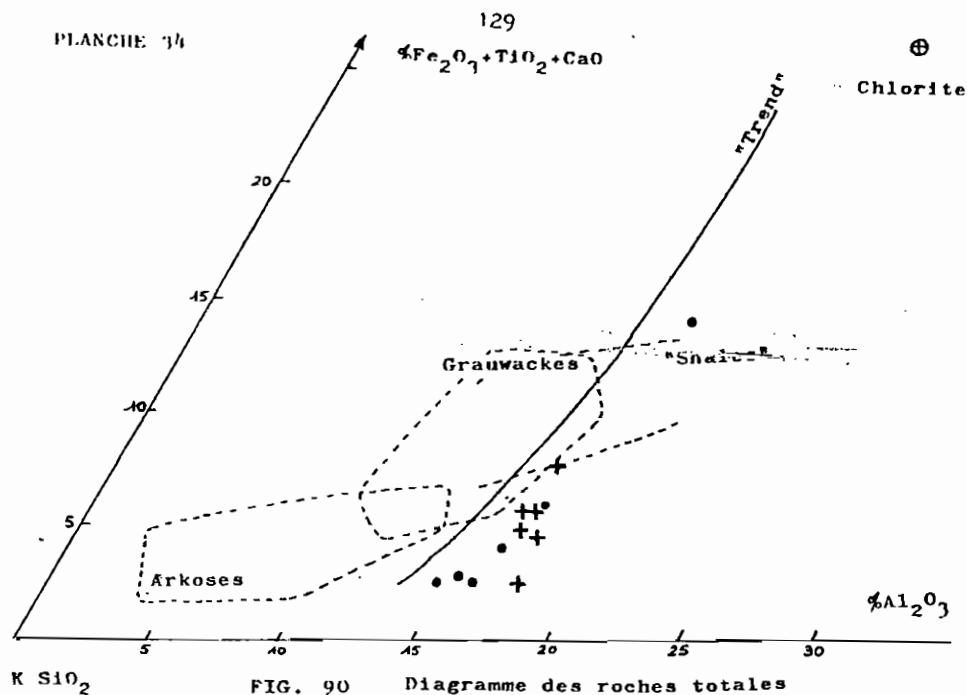
IV - 2.) Gneiss de la zone ouest

Nous étudierons successivement, les gneiss à mégacristsaux de feldspaths, puis les gneiss leptynitiques fins.

IV - 2.1) Gneiss à mégacristsaux de feldspaths

IV-2.1.1) Éléments majeurs

Nous avons principalement étudié ces faciès avec les diagrammes de H. de la roche. Ayant peu d'analyses à notre disposi-



- + Gneiss à mégacristsaux automorphes
- Gneiss à mégacristsaux ocellés

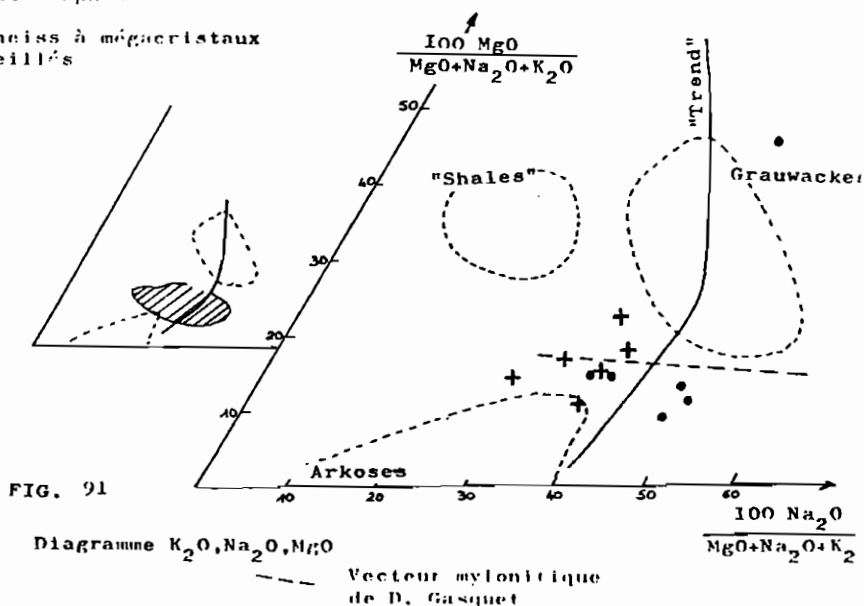
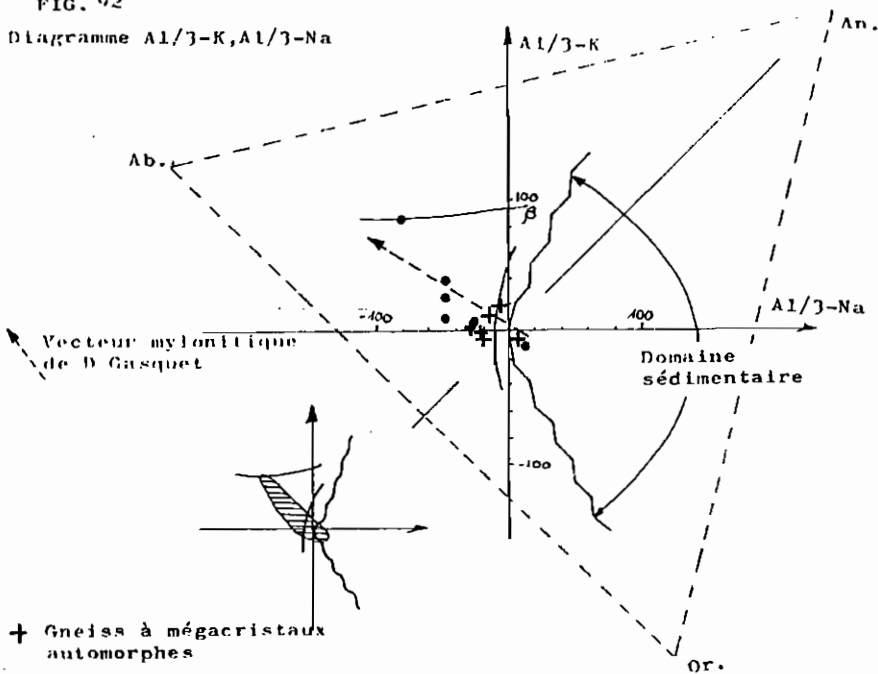


Diagramme Al₂/3-K, Al₂/3-Na

- + Gneiss à mégacristaux automorphes
- Gneiss à mégacristaux ocellés

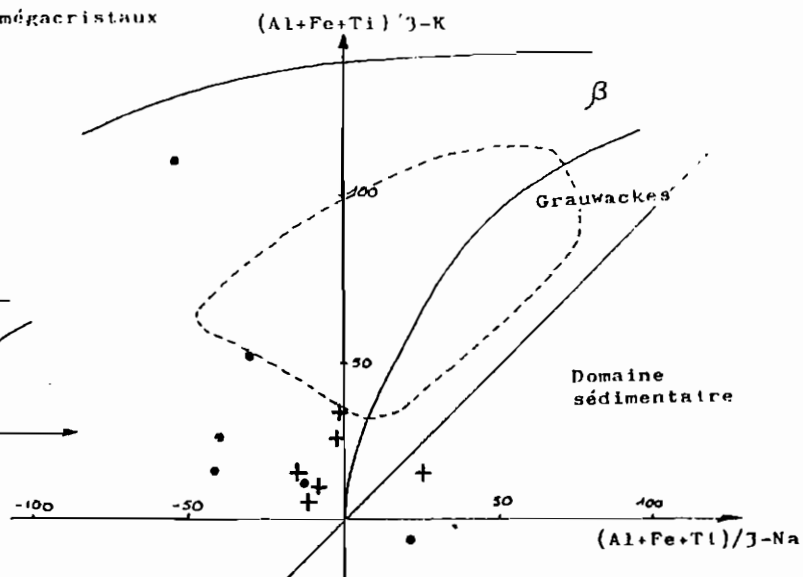


FIG 93 Diagramme (Al+Fe+Ti/3-K , Al+Fe+Ti/3-Na)

tion, nous avons utilisé 6 diagrammes (roches totales : Na_2O , Fe_2O_3 , MgO ; $\text{Al}/3\text{-K}$; $\text{Al}/3\text{-Na}$; $(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti})/3\text{-K}$, $(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti})/3\text{-Na}$; QFS et Al_2).

Les mêmes caractéristiques se retrouvant partiellement sur tous ces diagrammes, nous n'étudierons pas les diagrammes un à un, mais nous regarderons le comportement géochimique d'ensemble qu'ont ces gneiss.

Il convient d'apporter quelques précisions préliminaires :

- sur tous les diagrammes (figures 90 à 95), les faciès à mégacristaux de feldspaths automorphes sont représentés par des croix, les faciès à cristaux oeillés par des points;

- nous avons également reporté dans certains diagrammes l'axe de mylonitisation (trait interrompu court) mis en évidence par D. Gasquet (comm. orale) dans les faciès porphyroïdes du tunnel Arc-Isère;

- le commentaire que nous allons faire est valable pour tous les points à l'exception d'un point qui se caractérise par son indépendance. En fait, ce point représente un faciès très riche en chlorite (l'échantillon a été prélevé près du contact tectonique avec la série verte) d'où son comportement particulier. Quand ce point sortait particulièrement d'un diagramme (ex. QFS) nous l'avons écarté de la représentation graphique.

Discussion

Dans tous les diagrammes (figures 90 à 95), les faciès envisagés semblent appartenir aux domaines des roches magmatiques. Ils se disposent, en effet, toujours près des champs des granites à l'exception de quelques points qui se situent dans le champ sédimentaire (diagrammes $\text{Al}/3\text{-K}$, $\text{Al}/3\text{-Na}$ et $\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti}/3\text{-K}$, $\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti}/3\text{-Na}$ figures 92 et 93).

Il est également intéressant de noter qu'il existe toujours une évolution des faciès automorphes vers les faciès oeillés : cela se traduit par des nuages elliptiques où s'opposent, à chaque pôle, faciès oeillés et automorphes.

La direction, matérialisée par le plus grand axe du nuage, est toujours plus ou moins parallèle à l'axe mylonitique de D. Gasquet.

Cela se traduit dans les diagrammes :

- roches totales : par une augmentation en SiO_2 et une diminution en Fe_2O_3 , TiO_2 et CaO et Al_2O_3 ;
- MgO , Na_2O , K_2O : par une augmentation en Na_2O et une diminution faible en MgO et K_2O . Cette variation se retrouve sur le diagramme $\text{Al}/3\text{-K}$, $\text{Al}/3\text{-Na}$ et $(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti})/3\text{-K}$ et $(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti})/3\text{-Na}$;
- Al_2 : par une diminution en Ca (figure 94).

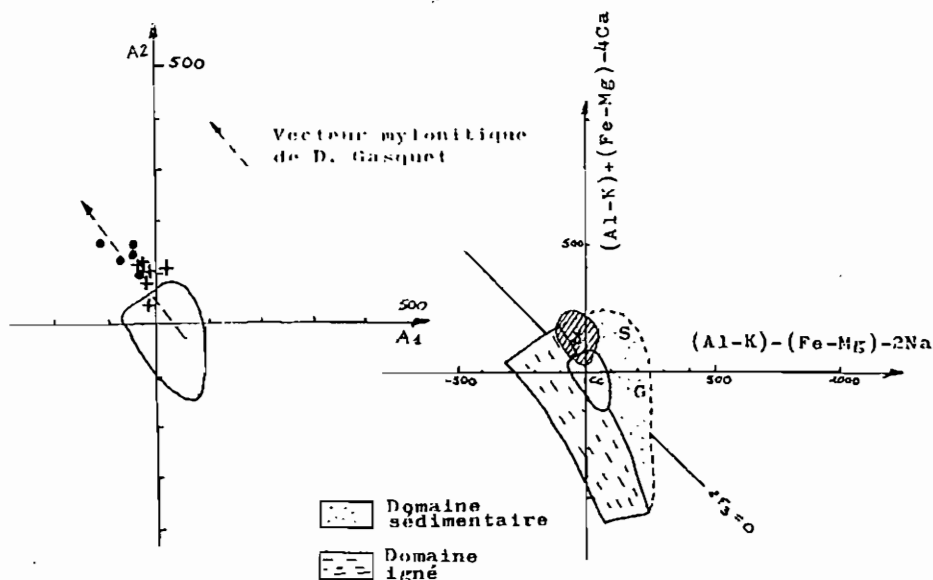


FIG. 94

Diagramme AI A2

CC Croute Continentale

- | | | | |
|---|------------|---|-----------------------------------|
| γ | Granites | + | Gneiss à mégacristaux automorphes |
| S | Shales | | |
| G | Grauwackes | • | Gneiss à mégacristaux ocellés |

- Dans le diagramme QFB le grand axe du nuage de nos points ne semble pas avoir la même direction que l'axe mylonitique observé par D. Gasquet dans les faciès porphyroïdes du tunnel Arc-Isère. Nous observons bien une augmentation de SiO_2 et une diminution de Fe_2O_3 , MgO et TiO_2 des faciès automorphes vers les faciès ocellés ce qui est en accord avec les observations précédentes, mais le terme F semble varier de façon différente.

Nous avons observé dans les diagrammes précédents une diminution de K_2O et de CaO et une augmentation de Na_2O . Les termes Na_2O et CaO ne variant pas dans le même sens, il est difficile de connaître l'évolution du terme F dans le cas de la mylonitisation.

Remarque : l'allongement du nuage de nos points dans le diagramme Qk' (figure 95) est sensiblement parallèle à l'axe mylonitique des Sept Laux (D. Gasquet 1979).

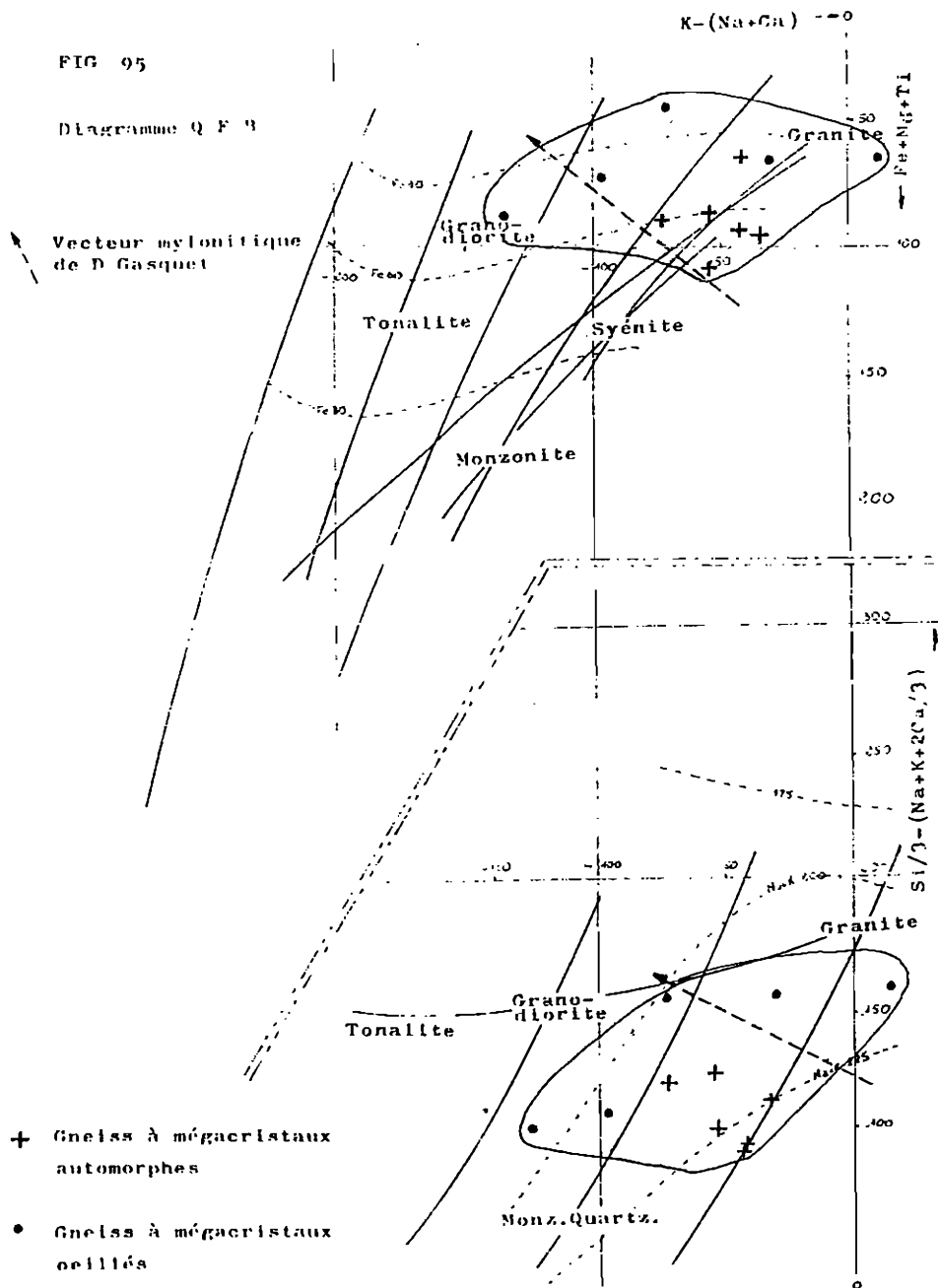
* Diagrammes "Éléments majeurs en fonction de l'Indice de Solidification". ($\text{IS} : 100 \text{ MgO}/(\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$)

Nous avons étudié le comportement de CaO , SiO_2 , Fe_2O_3^* , TiO_2 , MgO par rapport à l'indice de solidification. Sur

PLANCHE 36

FIG 95

Diagramme Q F 3



chaque diagramme, a été tracée la courbe de différenciation des granitoïdes de Corse. Cette courbe, tracée à partir de roches alcalines, sert uniquement à matérialiser une lignée de différenciation.

Ces diagrammes (figure 96) sont intéressants, car ils montrent que les gneiss à mégacristsaux ont un comportement géochimique différent de celui des granitoïdes de Corse. Les corrélations des différents oxydes en fonction de l'indice de solidification ne sont pas très bonnes. La corrélation MgO , IS est un peu meilleure mais ceci est normal car IS est calculé à partir de MgO .

De plus, nous pouvons également noter dans ces diagrammes, qu'il existe en général la coupure que nous avons déjà observée dans les diagrammes de H. de la Roche, entre gneiss ocellés et gneiss automorphes.

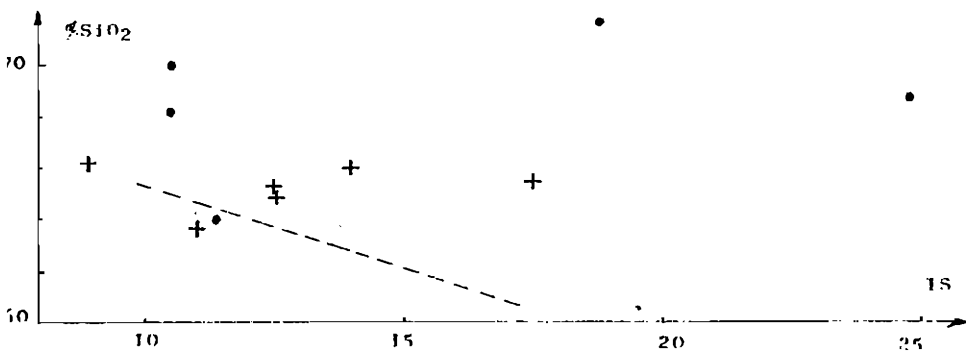
FIG. 96

VARIATION DES OXYDES EN FONCTION DE
L'INDICE DE SOLIDIFICATION (IS).

+ Gneiss à mégacristsaux
automorphes

• Gneiss à mégacristsaux
ocellés

— Courbe de différenciation
des granitoïdes de Corse



135

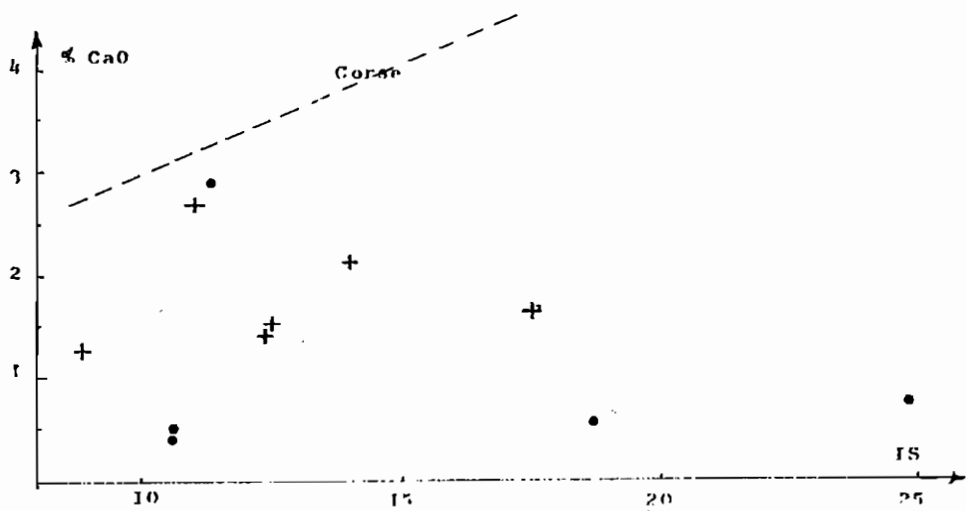
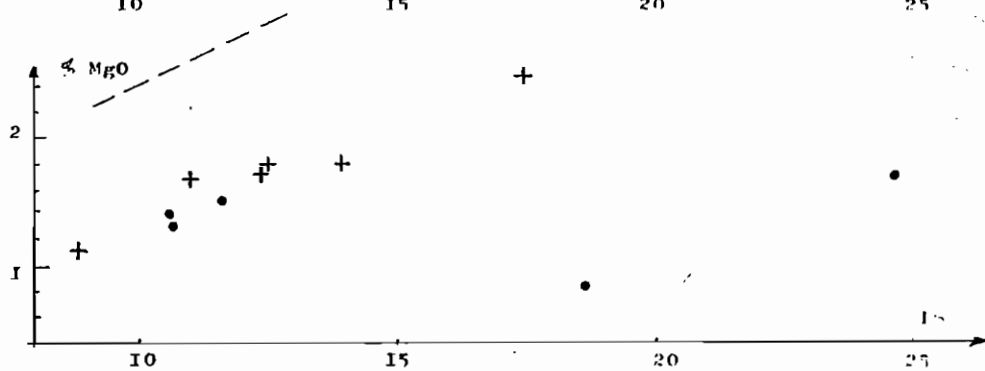
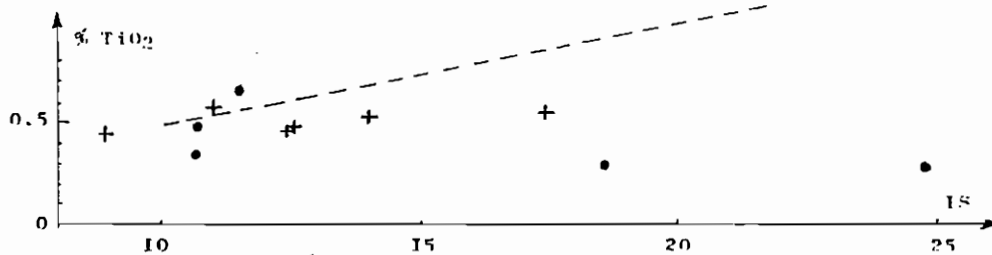
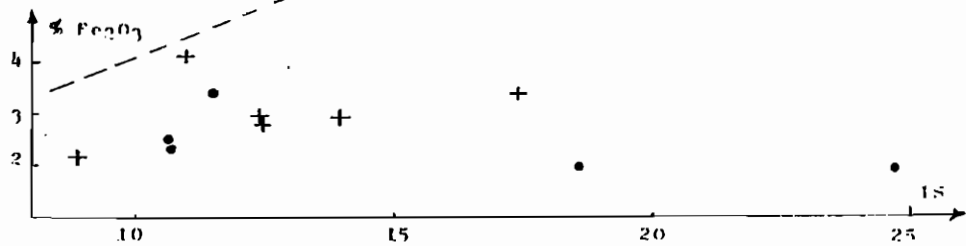


PLANCHE 37

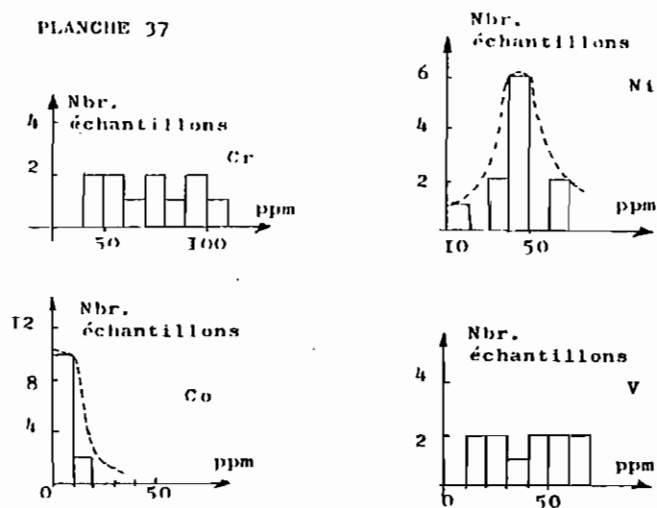


FIG. 97
HISTOGRAMMES DE FREQUENCES DES
ELEMENTS TRACES. GNEISS A MEGA-
CRISTAUX (ZONE OUEST).

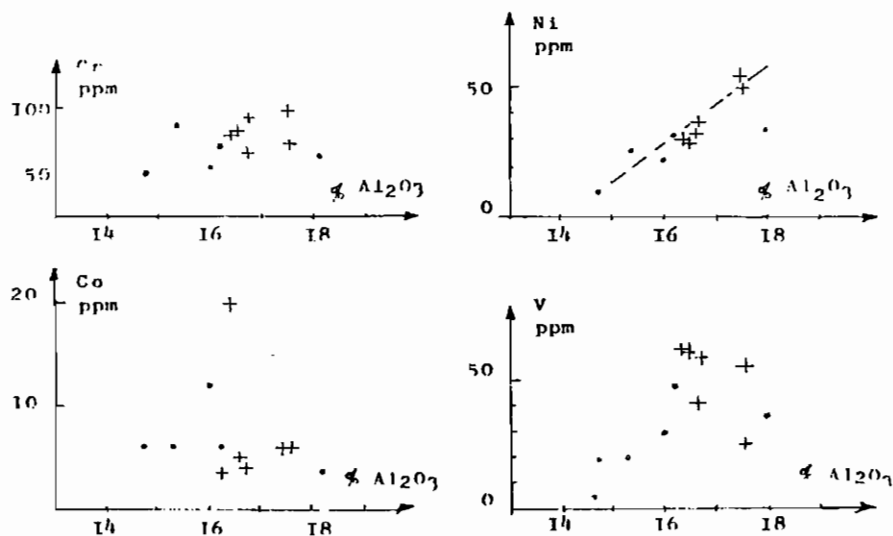


FIG 98
ELEMENTS TRACES EN FONCTION
DE Al_2O_3 .

• Gneiss à mégacristaux
ocillés

+ Gneiss à mégacristaux
automorphes

IV-2.1.2) Eléments mineurs

Pour ces gneiss ont été dosés : Rb, Sr, Cr, Ni, Co, V.

Nous avons fait les histogrammes de fréquences pour Cr, Ni, Co, V, (cf figure 97).

- le chrome. Ses valeurs sont étalées de 40 à 110 ppm avec une moyenne de 73 ppm.
- le nickel. Il présente une très belle courbe unimodale avec un pic vers 40 ppm. Sa teneur moyenne est de 30 ppm.
- le cobalt. La répartition de ses teneurs se fait selon une courbe unimodale qui montre que la majorité des échantillons ont une teneur inférieure à 10 ppm, la valeur moyenne étant de 7,1 ppm.
- le vanadium. Comme le chrome, il a des valeurs très étalées qui vont de 10 à 70 ppm. Sa valeur moyenne est de 40 ppm.

* Eléments traces en fonction de Al_2O_3 (figure 98)

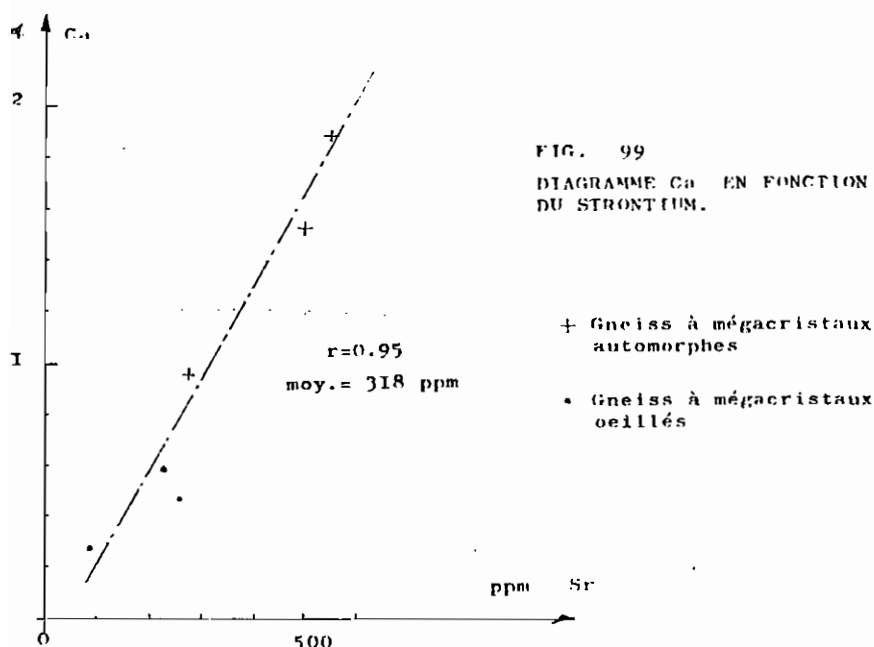
Les teneurs en Al_2O_3 étant assez étalées (de 14,7 à 18,1), ce diagramme permet de voir s'il existe des corrélations entre cet oxyde et certains éléments traces. La seule très bonne corrélation positive est celle du nickel en fonction de Al_2O_3 . Nous trouvons, en effet, un coefficient de corrélation de 0,94.

Pour les autres éléments, les nuages de points sont nettement plus étalés et montrent de mauvaises corrélations.

Ce diagramme montre également que les valeurs de Al_2O_3 varient moins pour les gneiss automorphes que pour les faciès ocellés. Cette constatation a déjà été faite dans le diagramme des roches totales.

* Diagramme Ca : f(Sr)

Dans ce diagramme (figure 99), la corrélation est très bonne entre Ca et Sr et met en évidence la diminution de Ca dans les faciès ocellés, que nous avons déjà observée dans le diagramme Al_1A_2 .



* Diagramme $K/Rb = f(Rb)$ et $K = f(Rb)$

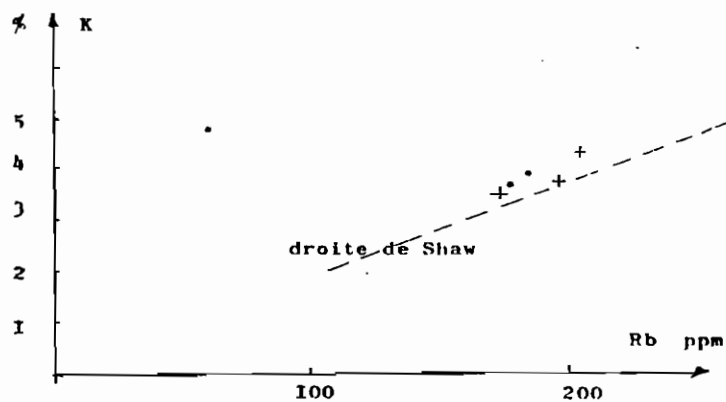
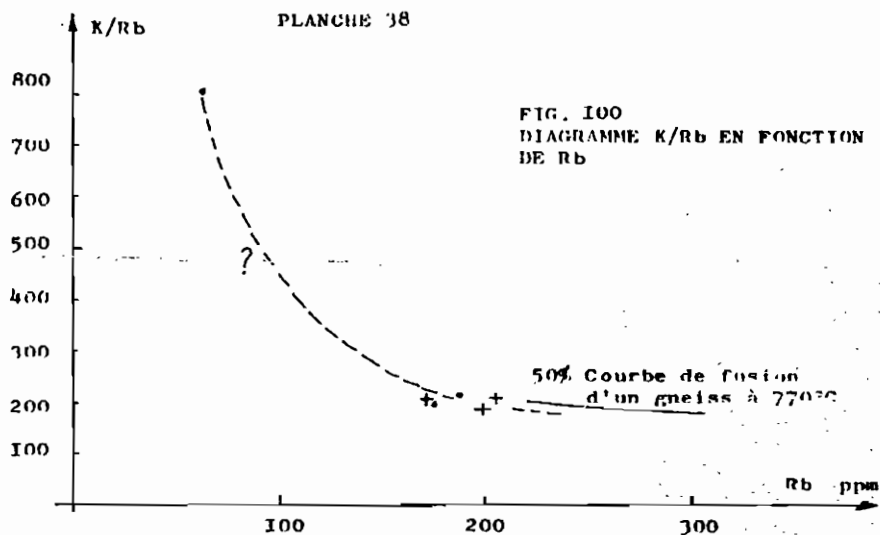
Le diagramme $K/Rb = f(Rb)$ (figure 100) montre encore une évolution qui est fonction de l'intensité de la mylonitisation du gneiss.

Sur le diagramme $K = f(Rb)$ (figure 101) on voit l'importance des phénomènes tectoniques. En effet, la majorité des points se situe à proximité de la droite de Shaw (teneurs en K et Rb d'un granite moyen) à l'exception d'un point qui s'en éloigne fortement. Or ce point correspond au gneiss ocellé et chloritisé qui s'est déjà manifesté par sa position excentrique dans plusieurs autres diagrammes.

Conclusion à l'étude géochimique

Alors que tous les diagrammes de H. de la Roche faisaient chevaucher plus ou moins les points représentatifs des gneiss à mégacristaux sur les domaines "ortho" et "para", les diagrammes simples du type $y = f(x)$ (où x et y représentent des oxydes ou des teneurs d'éléments traces) montrent que les gneiss à mégacristaux suivent mal les lignées de différenciation classiques des granites connus.

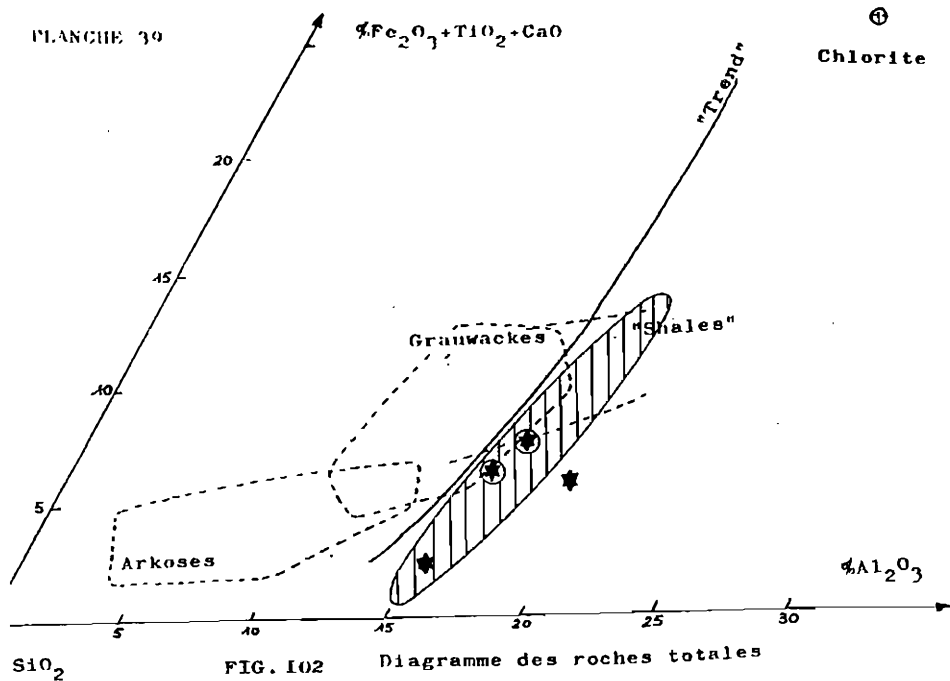
L'étude géochimique a permis de voir qu'il existait



+ Gneiss à mégacristaux
automorphes

• Gneiss à mégacristaux
oeillés

PLANCHE 39



★ Gneiss leptynitiques fins

D Domaine des gneiss à méga-cristaux (zone ouest)

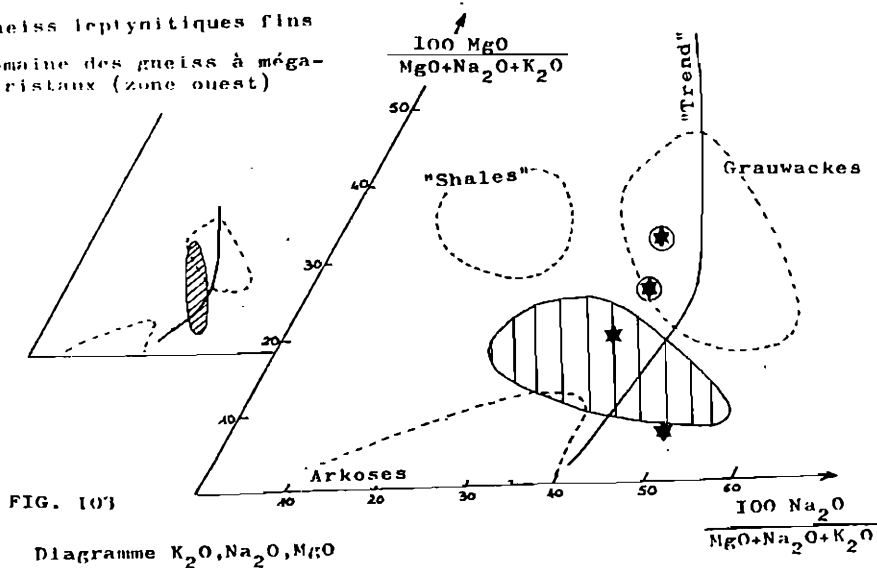


FIG. 104
Diagramme $Al/3-K, Al/3-Na$

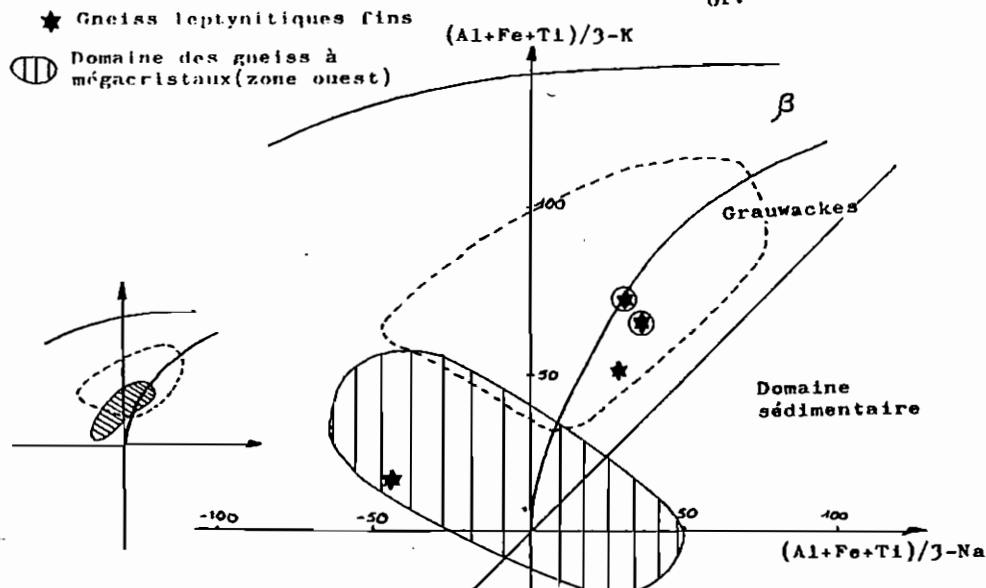
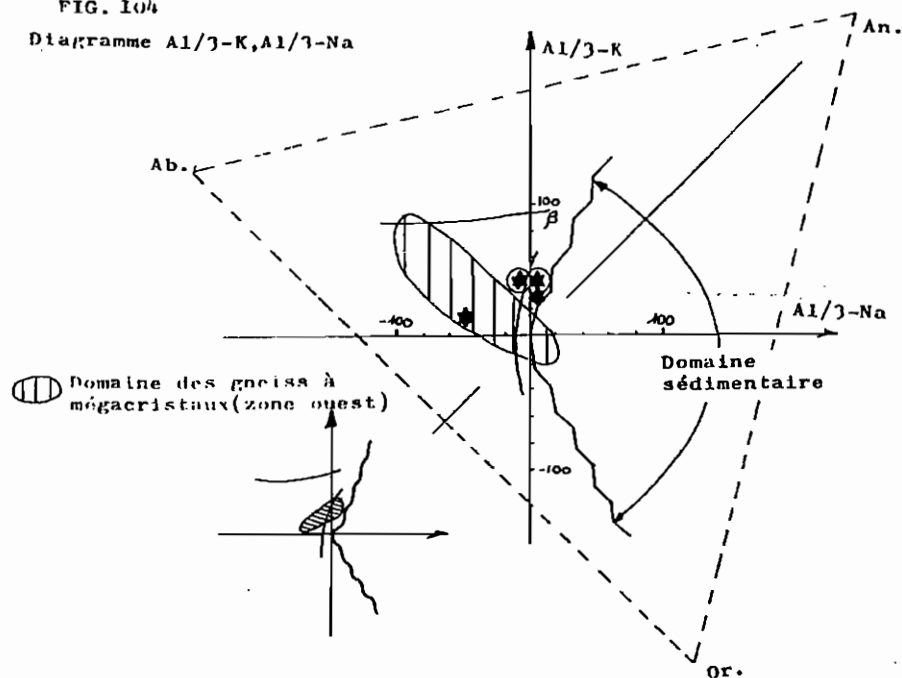


FIG 105 Diagramme $(Al+Fe+Ti)/3-K, (Al+Fe+Ti)/3-Na$

une évolution géochimique depuis les gneiss à mégacristaux automorphes vers ceux à mégacristaux ocellés.

Cette évolution semble liée à des phénomènes cataclastiques car le grand axe de nos nuages de points a toujours sensiblement la même direction que l'axe mylonitique observé par D. Gasquet dans certains faciès du tunnel Arc-Isère.

Ce phénomène se traduit par une augmentation de SiO_2 , Na_2O et une diminution de Fe_2O_3^+ , MgO , CaO , Al_2O_3 , (K_2O diminuant faiblement) des gneiss automorphes vers les gneiss ocellés.

Cela peut traduire la cristallisation de quartz, une chloritisation des biotites (le potassium perdu servant à former la séricite) et une déstabilisation des plagioclases (perte de calcium et augmentation de sodium) dans les faciès ocellés. Ces phénomènes ont été observés pétrographiquement.

IV - 2.2) Gneiss leptynitiques fins

IV-2.2.1) Eléments majeurs

Nous avons utilisé les mêmes diagrammes que pour l'étude des gneiss à mégacristaux afin de voir si ces faciès dériveraient des précédents par une mylonitisation plus poussée.

Là encore, ayant sensiblement les mêmes remarques à faire sur tous les diagrammes utilisés, nous allons faire une discussion d'ensemble.

Discussion

Tous les diagrammes (figures 102 à 107) semblent montrer, malgré le nombre restreint d'analyses, que les gneiss leptynitiques fins ne dérivent pas, par une mylonitisation poussée, des gneiss à mégacristaux.

En effet, bien que les domaines des deux types de roches se chevauchent, ils ne montrent pas la même évolution. Il aurait été, en effet, logique de retrouver l'axe de mylonitisation mis en évidence dans l'étude géochimique des gneiss à mégacristaux. Or, il n'en est rien, au lieu de se situer à une extrémité du nuage des gneiss à mégacristaux, le nuage des gneiss leptynitiques le recoupe franchement et ce, sur tous les diagrammes, à l'exception toutefois du diagramme roches totales.

De cette étude géochimique, il ressort également un fait intéressant. Alors que l'origine des gneiss à mégacristaux dans l'étude géochimique précédente ne ressortait pas clairement, il semble que nous puissions avancer une origine magmatique plus franche pour les gneiss leptynitiques fins. En effet, sur tous les diagrammes, les points des gneiss leptynitiques fins s'orientent selon les lignées magmatiques classiques, à l'exception du diagramme Q, F, B (figure 106). (Nous reprendrons ce problème dans l'étude du "granite" de La Lauzière).

PLANCHE 41

FIG 106

Diagramme Q F B


 Domaine des gneiss
à mégacristsaux (zone
ouest)

K-(Na+Ca) → 0

Fe+Mg+Ti

100

150

200

300

250

200

150

100

 $Si/3 - (Na+K+2Ca/3)$
Grano-
diorite

Tonalite

Syénite

Monzonite

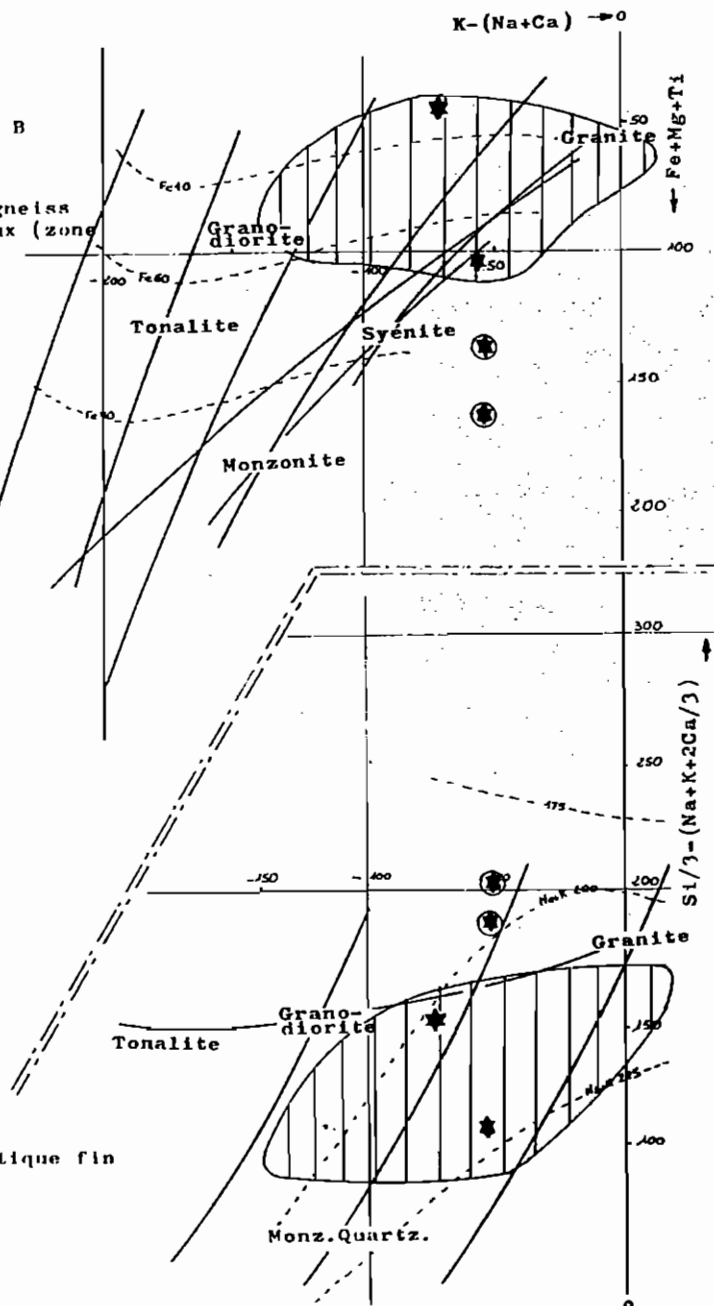
Tonalite

Grano-
diorite

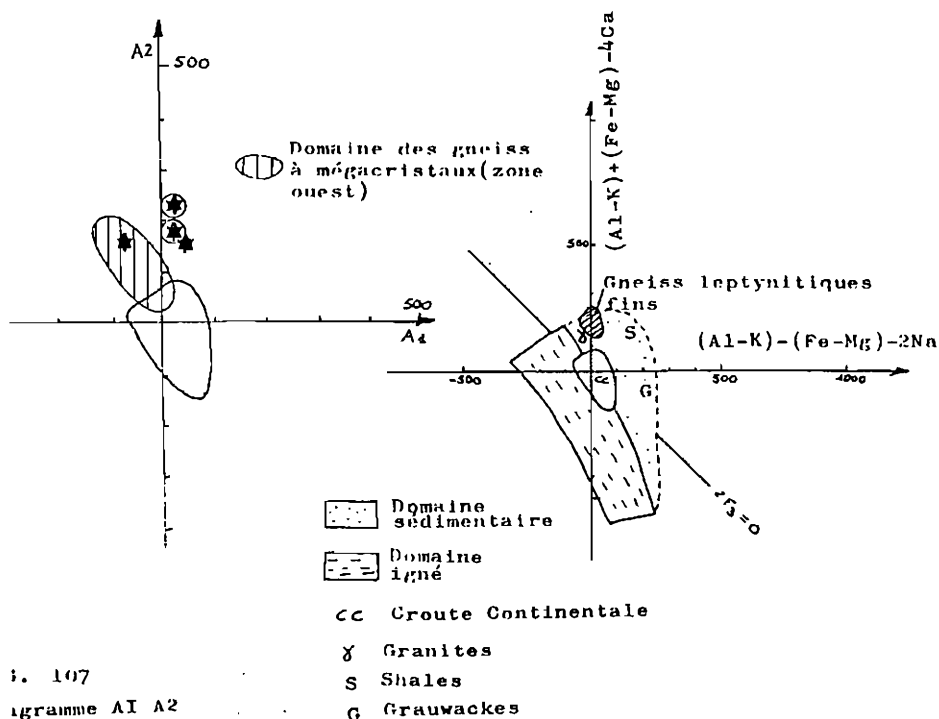
Granite

Monz. Quartz.

★ Gneiss leptynitique fin



Cette étude semble également faire ressortir une évolution géochimique d'Ouest en Est parmi les gneiss leptynitiques fins. En effet, sur les diagrammes figures 102 à 106, le plus grand axe du nuage semble matérialiser une "direction géographique", car les croix cerclées représentent les prélèvements d'échantillons de gneiss leptynitiques fins les plus orientaux.



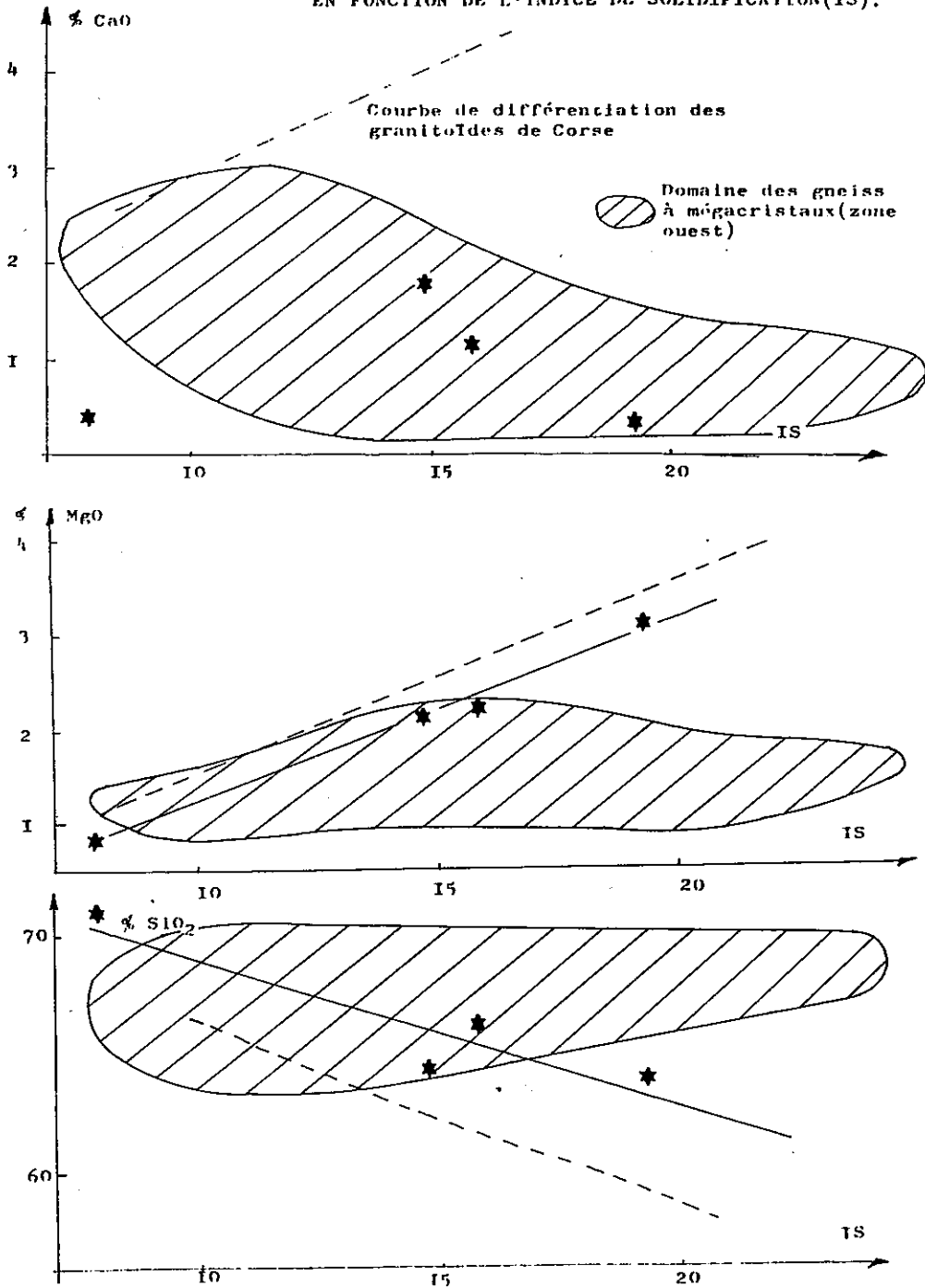
i. 107

programme A1 A2

* Diagrammes oxydes = $f(I_S)$

Dans ces diagrammes (figure 108), nous avons reporté les domaines où se situaient les gneiss à mégacristaux automorphes (zones hachurées).

FIG.108 DIAGRAMMES DE VARIATION DES OXYDES
EN FONCTION DE L'INDICE DE SOLIDIFICATION (IS).



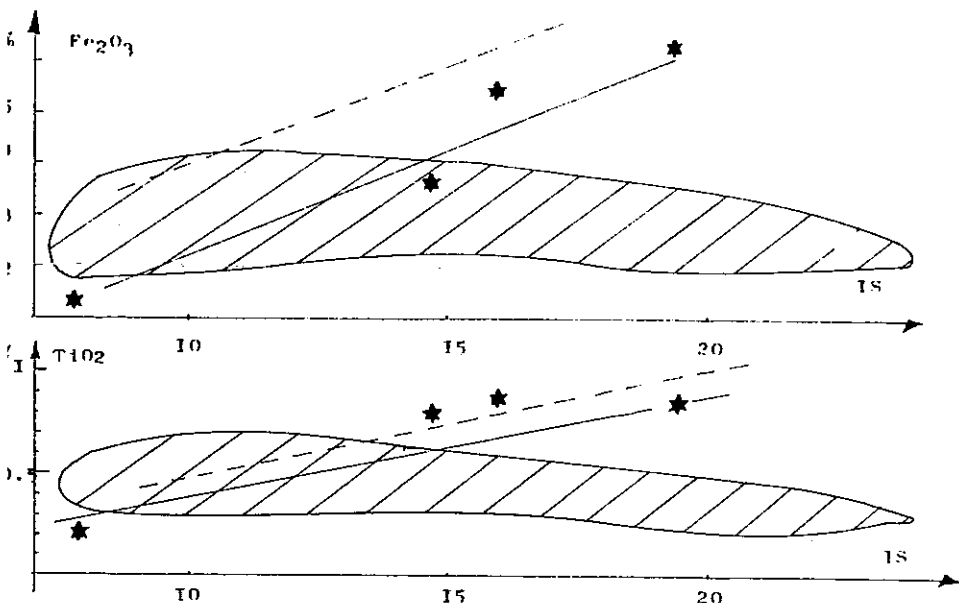


FIG. 108 (suite)

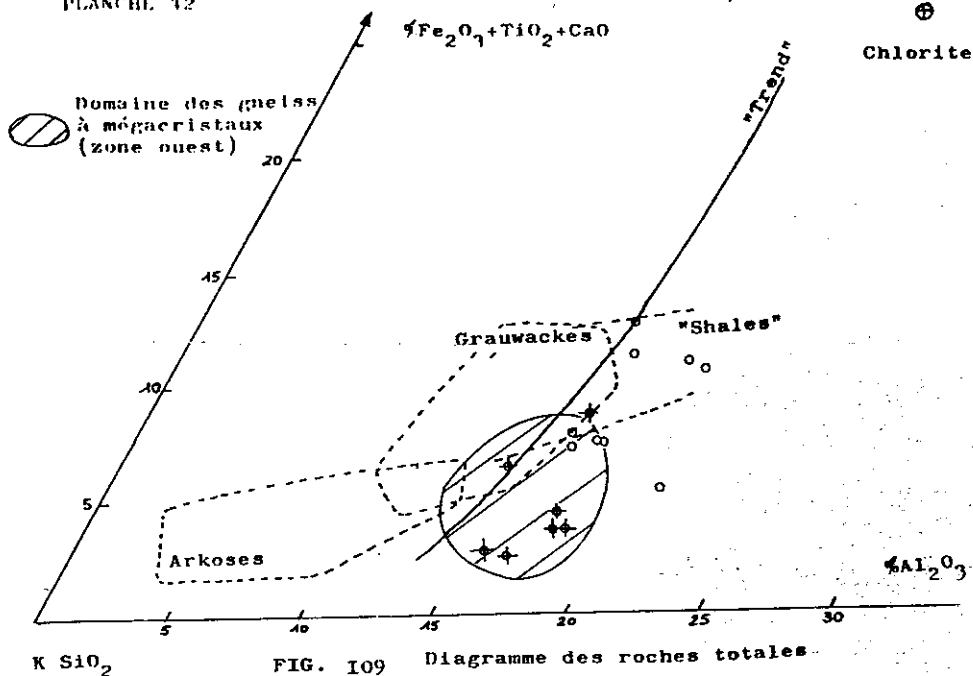
Nous pouvons constater, là encore, qu'il existe une discontinuité entre les gneiss leptynitiques fins et les gneiss à mégacristsaux. Alors que les oxydes de ces derniers présentaient de mauvaises corrélations, ceux des gneiss leptynitiques fins semblent présenter de bonnes corrélations avec l'indice de solidification (à l'exception du calcium).

De plus, les gneiss leptynitiques fins semblent suivre une lignée de différenciation comme les granites de Corse.

Ceci montre, comme dans les diagrammes de H. de la Roche, que les gneiss leptynitiques ont des affinités avec les roches ignées.

IV - 2.3) Conclusion à l'étude géochimique des faciès de la zone ouest

Les diagrammes géochimiques confirment les observations de terrain et l'étude microscopique, à savoir que les gneiss



○ Gneiss à mégacristaux à amphibole

✚ Gneiss à mégacristaux sans amphibole

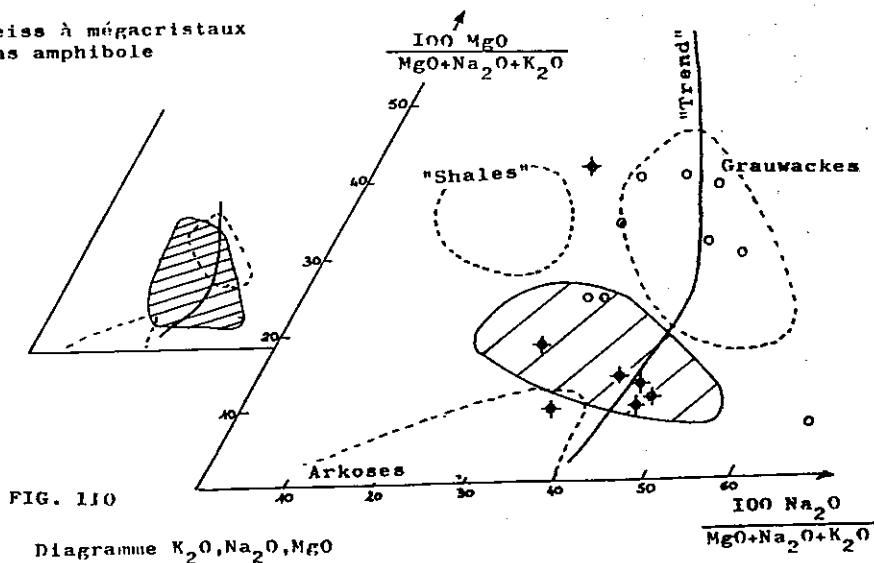


FIG. III

Diagramme $Al/3-K, Al/3-Na$

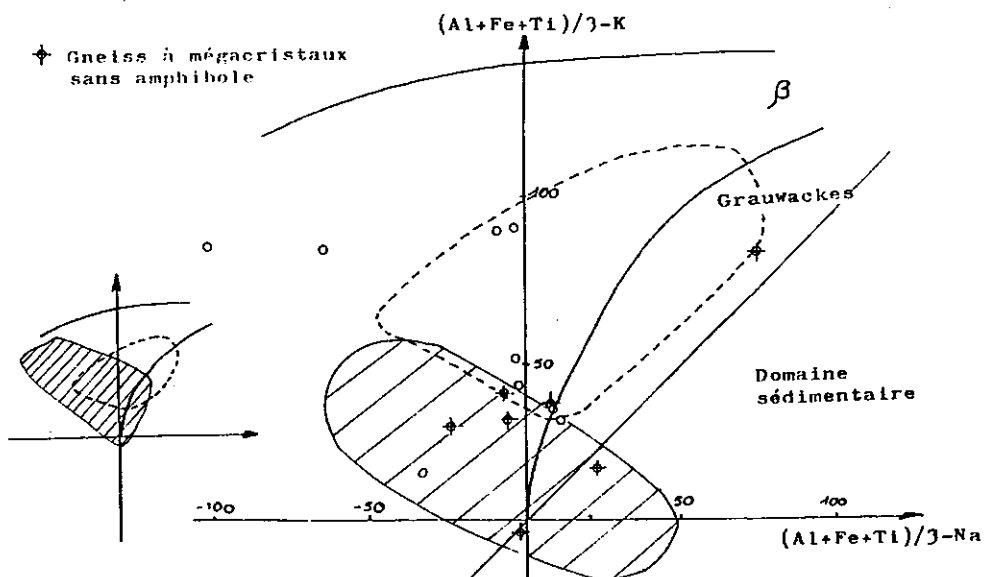
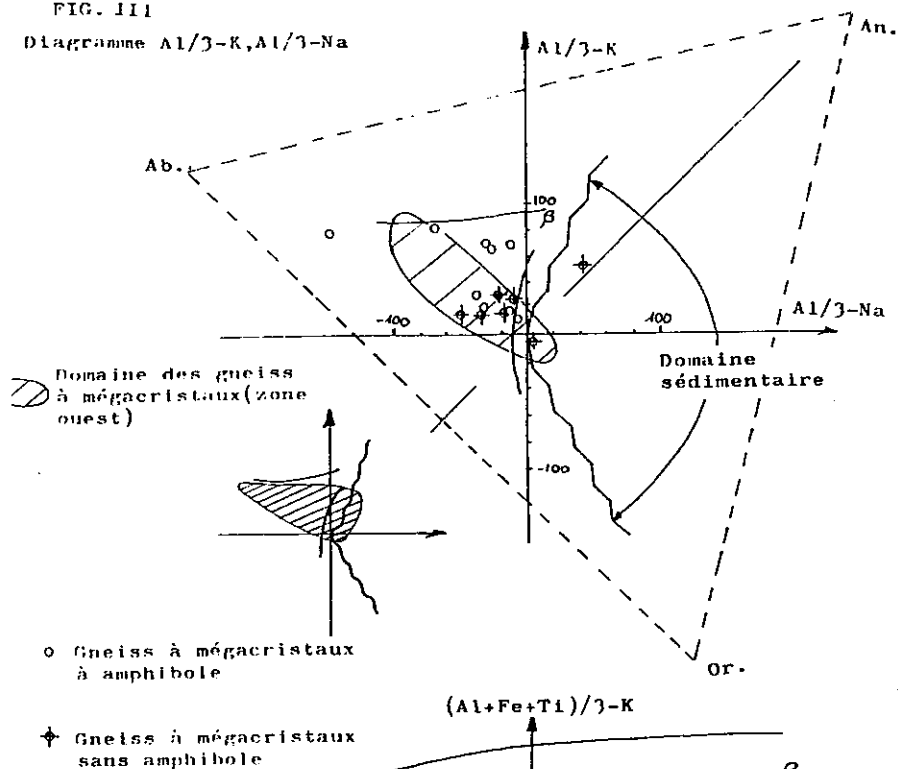
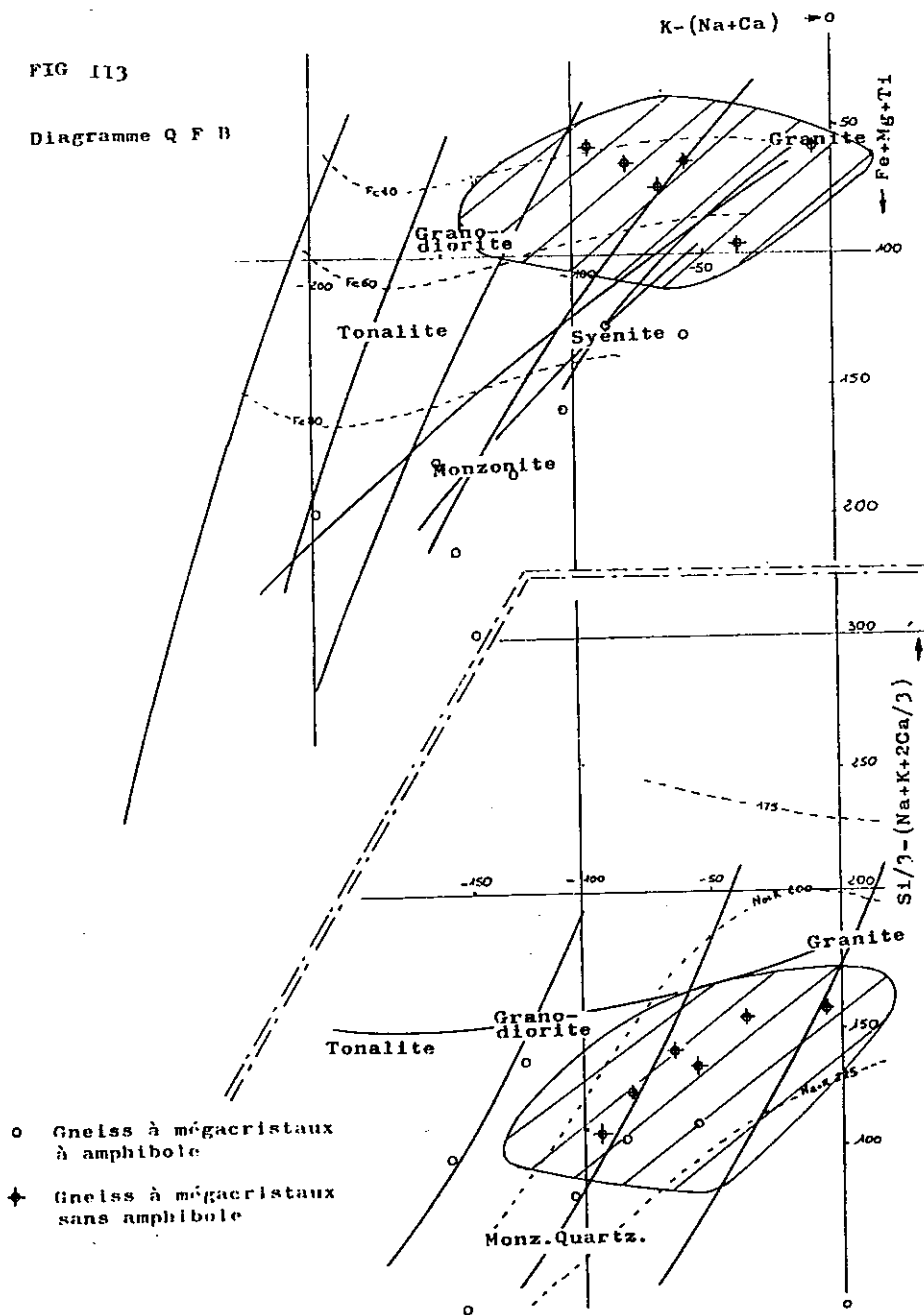


FIG II2 Diagramme $(Al+Fe+Ti)/3-K, (Al+Fe+Ti)/3-Na$

PLANCHE 44

FIG 113

Diagramme Q F B



leptynitiques fins ne dérivent pas des gneiss à mégacristaux de feldspaths sous l'effet d'une mylonitisation poussée.

Les diagrammes géochimiques de H. de la Roche ont montré que les gneiss à mégacristaux et les gneiss leptynitiques fins avaient des affinités avec des roches magmatiques. Cependant les diagrammes oxydes en fonction de l'indice de solidification ont montré, eux, que l'appartenance aux roches ignées était franche pour les gneiss leptynitiques fins, douteuse pour les gneiss à mégacristaux de feldspaths.

IV - 3.) Gneiss de la zone est

IV - 3.1) Gneiss à mégacristaux de feldspaths

Rappelons que ces gneiss, avec ou sans amphibole, sont en lentilles dans les gneiss amphiboliques.

Nous avons utilisé, pour les gneiss de la zone est, les mêmes diagrammes de H. de la Roche que pour l'étude géochimique des gneiss de la zone ouest, afin de pouvoir les comparer entre eux.

Sur ces diagrammes (figures 109 à 114) nous avons également reporté le champ des gneiss à mégacristaux de feldspaths de la zone ouest.

Sur tous les diagrammes, il apparaît une coupure entre les gneiss à mégacristaux de feldspaths sans amphibole et ceux à amphibole, et un étalement assez important de ce dernier faciès.

La dispersion des points, dans les diagrammes, tend à montrer que l'appartenance des gneiss au domaine des roches ignées, au sens strict, n'est pas évident.

Nous verrons d'ailleurs que le domaine des gneiss à mégacristaux de feldspaths à amphibole (cercles dans les figures 116 à 119) chevauche nettement le domaine des gneiss amphiboliques et des leptynites.

Il est intéressant de noter également que le nuage de points des gneiss à mégacristaux de feldspaths de la zone ouest se situe à la même place que les gneiss à mégacristaux de la zone est et ce, sur tous les diagrammes envisagés.

Ce fait tend à confirmer l'hypothèse de terrain et l'étude pétrographique qui nous faisaient supposer l'analogie des deux faciès à mégacristaux. Cette analogie de faciès montre donc qu'il existe une seule et même unité cristallophyllienne avec une évolution d'Ouest en Est de termes acides vers des termes basiques depuis l'accident qui sépare la série verte des gneiss de Pussy - Plan du Col jusqu'à l'accident houiller plus à l'Est qui sépare ces gneiss des micaschistes internes de Feissons/Isère (cf carte géologique planche 1).

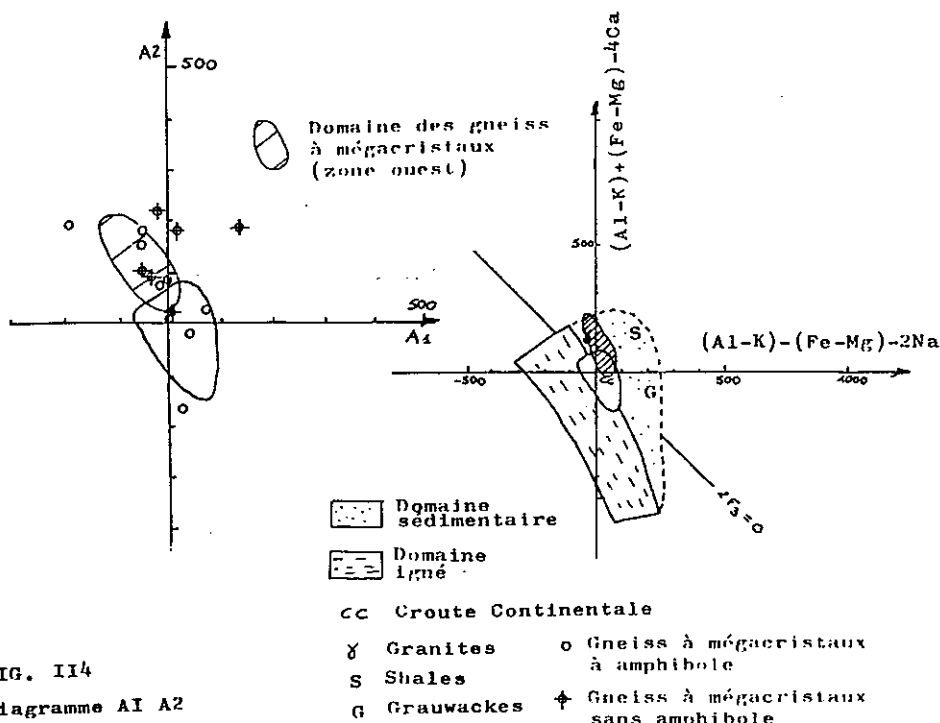


FIG. 114

Diagramme A1 A2

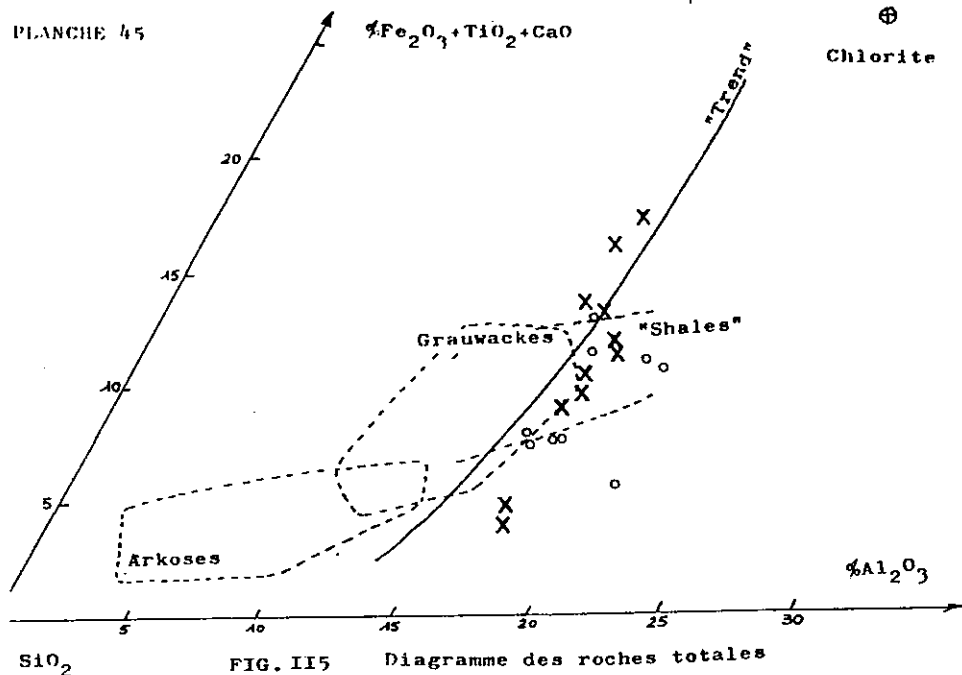
IV - 3.2) Gneiss amphiboliques et leptynitesIV-3.2.1) Eléments majeurs

Nous avons utilisé quatre diagrammes géochimiques de H. de la Roche sur lesquels nous avons reporté les gneiss à mégacristsaux à amphibole de la zone est. Ces derniers, dans tous les diagrammes (figures 115 à 118), se répartissent selon la même direction que le nuage de points des gneiss amphiboliques et des leptynites.

Dans tous les diagrammes (figures 115 à 118), les points se disposent selon des nuages elliptiques dont les plus grands axes recoupent nettement les lignées de différenciation magmatique classiques (notamment dans le diagramme MgO, Na_2O, K_2O figure 116).

Dans de nombreux cas, le maximum de points se répartit vers le domaine des grauwackes.

PLANCHE 45



o Gneiss à mégacristaux de feldspaths et à amphibole (zone est)

X Gneiss amphibolique et leptynite

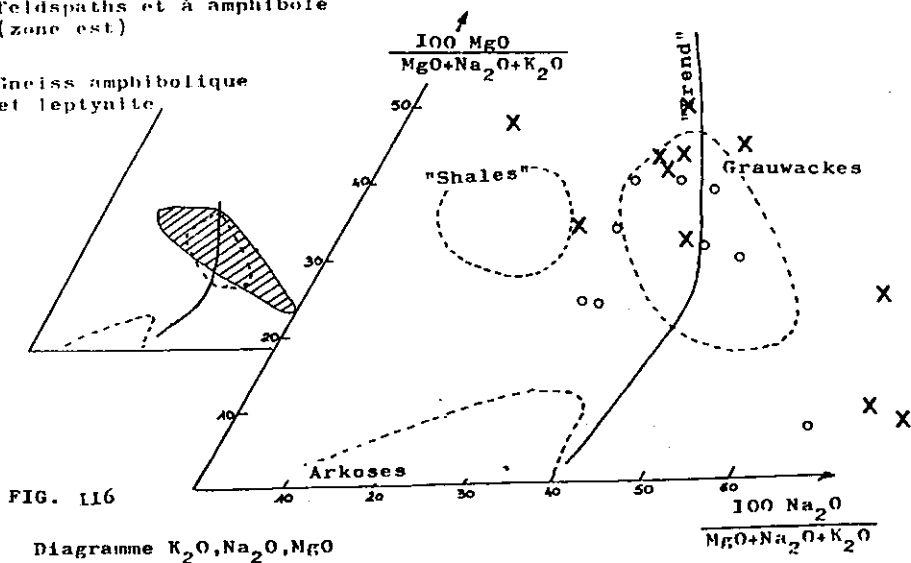
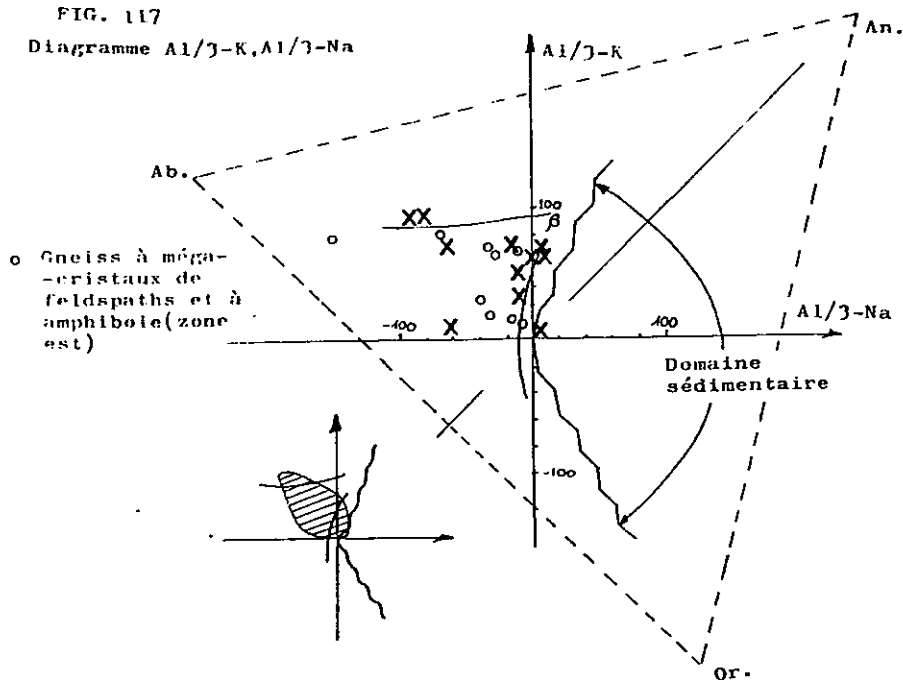


FIG. 117

Diagramme $Al/3-K, Al/3-Na$



o Gneiss à mégacristaux de feldspaths et à amphibole (zone est)

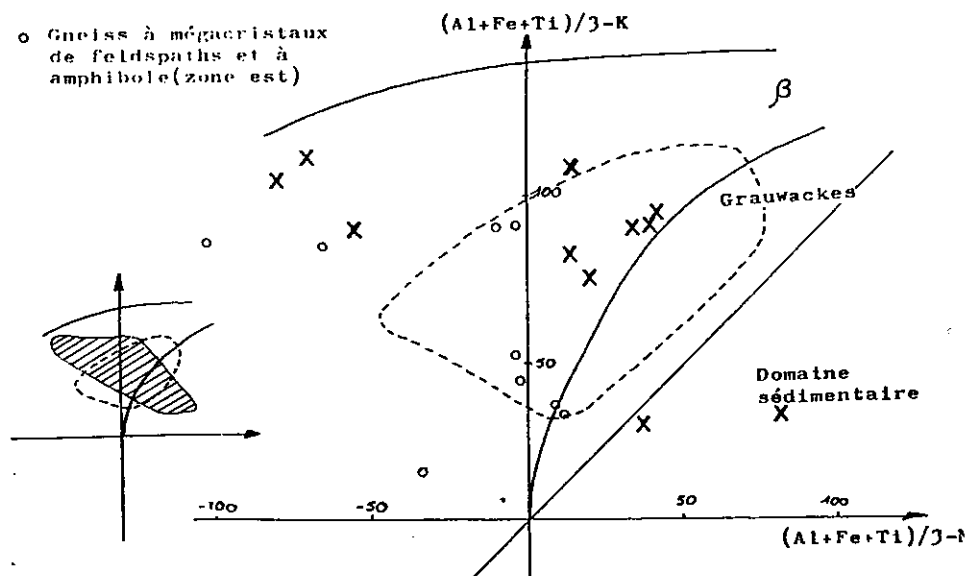


FIG 118 Diagramme $(Al+Fe+Ti)/3-K, (Al+Fe+Ti)/3-Na$

Dans un tel contexte, les gneiss à mégacristaux et à amphibole de la zone est sembleraient être des gneiss de la zone ouest remaniés dans les séries grauwackeuses de l'Est.

IV-3.2.2) Éléments mineurs

Ne possédant que quatre analyses de Cr, Ni, Co, V des gneiss amphiboliques et des leptynites, il n'est guère possible de faire une étude géochimique intéressante des éléments traces.

Nous donnons simplement les diagrammes des éléments traces en fonction de l'indice de solidification (figure 119).

Nous y voyons que les éléments traces analysés se corrélaient positivement avec l'indice de solidification.

Les corrélations des oxydes en fonction de l'indice de solidification n'étant pas bonnes nous n'avons pas représenté les diagrammes correspondants.

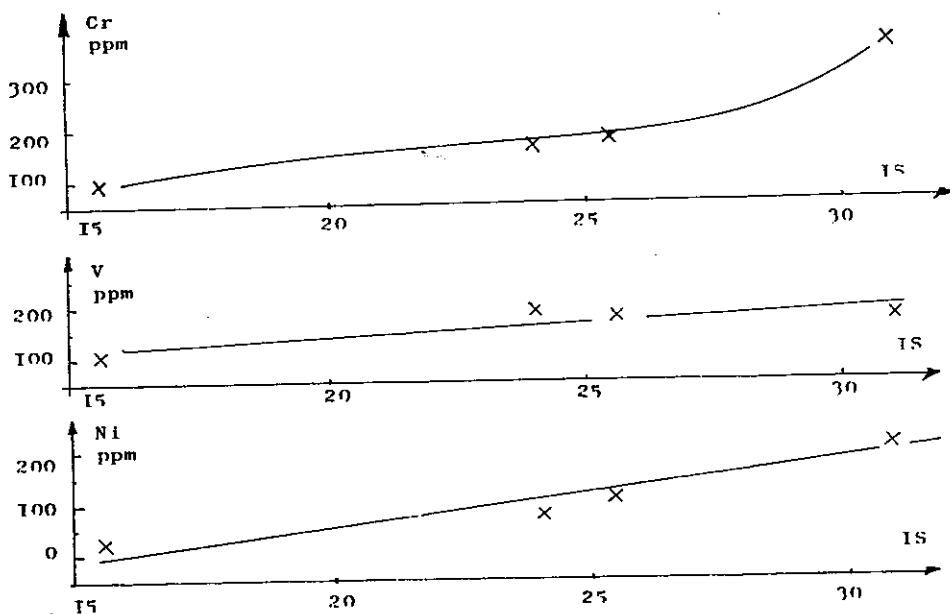


FIG. 119
DIAGRAMMES DES ÉLÉMENTS TRACES EN
FONCTION DE L'INDICE DE SOLIDIFICATION (IS).

IV - 4.) Conclusion à l'étude géochimique des gneiss de Pussy-Plan du Col

L'analyse géochimique des gneiss de Pussy - Plan du Col, situés entre la série verte à l'Ouest et les micaschistes internes de Feissons/Isère à l'Est, montre qu'ils appartiennent à une série cristallophyllienne unique, allant, d'Ouest en Est, de termes acides vers des termes plus basiques.

Cette série, aux faciès très divers, serait issue d'une ancienne série "volcano-sédimentaire".

Les termes acides de l'Ouest (gneiss à mégacristsaux de feldspaths automorphes) montrent des affinités sédimentaires et magmatiques. En effet, bien que les diagrammes géochimiques de H. de la Roche montrent des affinités avec des roches magmatiques, et que l'étude microscopique des feldspaths potassiques a montré que ces derniers ne sont pas les produits d'une blastèse (fait également confirmé par l'étude géochimique qui n'a pas mis en évidence d'axe potassique) mais représentent des feldspaths hérités d'origine magmatique, plusieurs arguments nous ont amené à penser que ces gneiss ne dériveraient pas de l'orthogneissification de roches granitiques porphyroïdes. Ces arguments sont les suivants :

- sur le terrain nous avons noté l'existence de faciès rubanés au sein de ces gneiss à mégacristsaux, et le passage en continuité de notre série vers le Nord (sur la feuille Bourg-St-Maurice) à une série de gneiss sans mégacristsaux de feldspaths (complexe leptyno-amphibolique de Y. Gros (1974) ;
- la récurrence de "lits" de gneiss à mégacristsaux dans les faciès "basiques" de l'Est;
- ensuite, macroscopiquement et microscopiquement des "graded bedding" soulignés par les feldspaths ont été observés; à notre avis, ils ne sont pas uniquement d'origine tectonique;
- du point de vue géochimique enfin, les diagrammes des oxydes en fonction de l'indice de solidification montrent que les points représentatifs des gneiss à mégacristsaux se disposent d'une façon quelconque par rapport aux lignées magmatiques.

Tous ces faits nous amènent à penser que les gneiss à mégacristsaux automorphes sont issus du remaniement sédimentaire de roches granitiques. Dans un tel contexte les faciès de gneiss leptynitiques fins qui forment des rubanements au sein des gneiss à mégacristsaux, et qui ont, eux, des affinités géochimiques plus franches avec des roches magmatiques, représenteraient d'anciennes roches volcaniques, de type tuf acide.

Nous pouvons encore essayer d'aller plus loin. En effet, le fait que nous passions en continu vers le Nord (sur la carte Bourg-St-Maurice) à des gneiss sans mégacristsaux de feldspaths (complexe leptyno-amphibolique de Y. Gros (1974)) nous amène à penser qu'il faudrait rechercher les anciennes roches granitiques qui ont alimenté les gneiss à mégacristsaux de feldspaths automorphes vers le Sud. On peut même imaginer que les gneiss

à mégacristsaux du Sud (massif de la Lauzière) qui ont une trame plus granitique soient plus proches des roches granitiques qui leur ont donné naissance. Mais ceci n'est qu'une interprétation et une étude plus approfondie des feldspaths permettrait peut-être de résoudre ce problème.

Cette série volcano-sédimentaire que nous venons de décrire passerait vers l'Est à des termes plus basiques formés essentiellement de grauwackes (gneiss amphiboliques et leptynites actuels) dans lesquels on retrouve des récurrences lenticulaires de termes acides (gneiss à mégacristsaux de feldspaths de forme floue ou ocellée). Ces faciès acides ont en effet, comme nous l'avons vu, des affinités pétrographiques et géochimiques nettes avec les gneiss de la zone ouest.

IV - 5.) Problème de la présence des mégacristsaux de feldspaths

Pour les diverses séries de gneiss à mégacristsaux de feldspaths étudiées, par exemple, dans le Massif Central, en Espagne (Olla de Sapo), dans les Pyrénées (Canigou), etc..., les auteurs se sont toujours heurtés au problème de l'origine des feldspaths, et donc de la nature exacte de la roche originelle.

En ce qui concerne les mégacristsaux, automorphes à ocellés, des gneiss de Pussy-Plan du Col, deux hypothèses sont, à notre avis, envisageables :

- ou bien, ces mégacristsaux étaient déjà formés avant le métamorphisme, c'est-à-dire que la roche qui les renfermait était soit une arkose, soit une grauwacke, soit un granitoïde porphyroïde;
- ou bien, ils se sont formés par métasomatose ou différenciation métamorphique durant le métamorphisme et, dans ce cas, il faudrait parler de porphyroblastes.

Voyons les arguments de quelques partisans de l'une ou l'autre de ces hypothèses, avant d'en formuler une pour les gneiss à mégacristsaux de notre secteur.

Pour la première hypothèse (feldspaths hérités), il est invoqué :

- la forme plus ou moins automorphe du feldspath, difficilement explicable par blastèse;
- les inclusions de plagioclases orientés dans le mégacrystal hôte. En effet, pour Guitard (1970), ce caractère est très fréquent dans les roches magmatiques;
- l'absence de marqueurs de schistosité dans le mégacrystal de feldspath. Cet argument semble très important car, effectivement, dans le cas d'une blastèse, on devrait voir à l'intérieur des mégacristsaux, des inclusions se disposant soit parallèlement à la foliation principale du gneiss, soit de façon hélicitique (exemple de la schistosité interne tournée dans les albites des micaschistes de la série satinée).

En faveur de la seconde hypothèse on peut faire état des travaux de Weisbrod (1970) pour qui, dans les gneiss des Cévennes Médiannes, la blastèse du feldspath ne fait aucun doute.

Ses arguments sont, entre autres, les suivants :

- présence d'inclusions poécilitiques;
- l'absence de "marqueur de schistosité" n'explique pas le fait que la blastèse se serait faite sur des amas quartzo-feldspathiques déjà contournés par des lits phylliteux.

En ce qui concerne les mégacristaux de feldspaths rencontrés dans les gneiss de Pussy-Plan du Col, nous pensons qu'ils sont "hérités".

Les arguments suivants peuvent être avancés :

- certains minéraux en inclusions dans les mégacristaux de feldspaths ne sont pas identiques à ceux de la mésostase et n'ont pas les mêmes caractères optiques (plagioclase, muscovite, biotite, ...);
- s'il y avait eu blastèse, il paraîtrait pour le moins difficile d'expliquer l'absence de mégacristaux dans les gneiss leptynitiques fins en bancs intercalés au sein de ceux à mégacristaux alors que leur chimisme peut être équivalent; en outre, les lits micacés des premiers contournent les mégacristaux;
- lors de l'étude géochimique, aucun axe susceptible de rendre compte d'une "blastèse potassique" n'a été observé; ceux signalés, des gneiss à feldspaths automorphes vers les gneiss fins, matérialisent des phénomènes purement tectoniques;

La présence d'inclusions orientées (plagioclases disposés selon deux réseaux perpendiculaires), perthites veinées (Guitard (1970)), témoignent pour J.R. Goldsmith et F. Laves (1961) d'une origine magmatique et d'une cristallisation à haute température;

- la présence de franges albitiques autour des plagioclases inclus dans les mégacristaux de feldspath potassique peut être le témoignage d'une simple "micrométasomatose" produite lors d'une recristallisation métamorphique, celle-ci ayant été facilitée soit par le jeu de contraintes tectoniques, soit par des phénomènes deutériques post magmatiques (Guitard (1970)); mais, en aucun cas, cela ne doit constituer une preuve d'une métasomatose à l'échelle d'une formation géologique d'extension plurikilométrique;
- la rareté des myrmékites n'est pas non plus un argument pour une blastèse: à la suite d'Exner (1961) et de Guitard (1970), on peut l'expliquer par la teneur moyenne élevée en CaO des gneiss de Pussy Plan du Col et par un pourcentage fort en anorthite des plagioclase

De la sorte, nous ne pensons pas que les mégacristaux de feldspaths soient le résultat d'une blastèse potassique à grande échelle.

Se pose maintenant, de savoir quelle est la nature originelle de ces mégacristaux et donc celle de la roche "porteuse". Il nous

semble, tout d'abord, qu'il ne s'agissait pas d'un granite porphyroïde, car il y a trop de traits "sédimentaires" au sein des gneiss de Pussy-Plan du Col :

- les rubanements sont trop fréquents et réguliers pour faire des gneiss fins des "couloirs" de mylonitisation;
- la tectonique ne semble pas pouvoir expliquer les granoclassesments de feldspaths observés tant sur le terrain qu'en lames minces;
- les faciès à mégacristsaux situés à l'Ouest du "granite" de La Lauzière ont une trame granitique plus marquée au Sud qu'au Nord, où cette trame est plus gneissique: ceci fait plus penser, à une variation de faciès, qu'à un comportement tectonique différent d'une même masse granitique;
- ces faciès à mégacristsaux passent en continuité sur la feuille Bourg-St-Maurice à 1/50 000 à des gneiss qui en sont dépourvus et qui ont une origine volcano-sédimentaire (Y. Gros (1974));
- si l'étude géochimique des éléments majeurs (diagrammes H. de la Roche) a montré que les gneiss de Pussy-Plan du Col avaient des compositions voisines de celles des roches granitiques, celle des oxydes en fonction de l'indice de solidification montrait que ces gneiss ne suivaient pas les "trends" classiques de différenciation magmatique.

En définitive, nous pensons que les mégacristsaux de feldspaths, si fréquents dans les gneiss de Pussy-Plan du Col, proviennent de la désagrégation d'un granite porphyroïde, mais n'ont pas dû subir de déplacement important compte tenu de la conservation de leurs formes automorphes.

Il resterait bien sûr à préciser les conditions climatiques régnant lors de l'érosion du granite, ainsi que les agents et milieux de dépôt.

Ce problème des feldspaths alcalins sera abordé dans le cadre d'une thèse de 3ème cycle en cours (D. Bonnet).

V - METAMORPHISME DES GNEISS DE PUSSY - PLAN DU COL

V - 1.) Rétromorphose

Les phénomènes de rétro-morphose étant très nombreux, il faut essayer de les identifier et de les effacer avant de déterminer les conditions de pression-température du métamorphisme principal.

Dans tous les faciès des gneiss de Pussy-Plan du Col, on observe une déstabilisation de certains minéraux : chloritisation des biotites et des amphiboles, séricitisation des plagioclases dans les faciès acides et apparition d'épidote et de calcite dans les plagioclases des gneiss amphiboliques.

Toutes ces cristallogénèses correspondent à une rétro-morphose dans le faciès schistes verts.

Cette rétro-morphose semble également liée à une cataclase des minéraux. Ainsi, la séricitisation des plagioclases, se faisant selon deux réseaux perpendiculaires orientés à 45° de la foliation principale, montre qu'elle doit être liée à des phénomènes d'écrasement. En outre, certains minéraux cassés sont recimentés par du quartz et de la calcite.

V - 2.) Métamorphisme principal

Les différentes paragénèses observées sont :

- dans les gneiss à mégacristsaux de feldspaths :

- . quartz + microcline + plagioclase (plutôt oligoclase) + biotite + muscovite,
- . quartz + microcline + plagioclase (plutôt oligoclase) + biotite + grenat (rare),
- . quartz + microcline + plagioclase + biotite + hornblende verte.

- dans les gneiss amphiboliques :

- . quartz + plagioclase calcique (An₃₀ ?) + biotite + hornblende verte,
- . quartz + microcline + plagioclase calcique (An₃₀ ?) + biotite + hornblende + sphène.

Les déformations qui ont tordu et déchiqueté les biotites qui soulignent la foliation principale semblent post à symmétamorphiques. En effet, nous pouvons voir dans des queues de pression, des biotites se développant aux dépens des biotites de première génération. Ce phénomène joint à la présence de phénoclastes et de plagioclases granulés font rapprocher ces gneiss de roches en voie de blastomylonitisation.

V - 3.) Classification du métamorphisme

Avec les paragénèses observées, il est impossible de fixer des conditions précises de pression-température du métamorphisme principal ayant affecté les gneiss. (Pour les conditions de stabilité des différents minéraux observés se rapporter au paragraphe III du chapitre sur la série satinée).

Là encore, dans cette unité, aucun silicate typomorphe de métamorphisme n'a été mis en évidence.

Y. Gros (1974), pour fixer les conditions pression-température du complexe leptyno-amphibolique, qui sont, rappelons-le, la prolongation cartographique septentrionale des gneiss de Pussy-Plan du Col, a comparé ces roches à celles décrites par F. Carme (1970) dans la coupe de la "synforme d'Allemont" où cet auteur a mis en évidence du disthène et de la staurotide.

Ceci a conduit Y. Gros (1974) à fixer

les conditions suivantes :

$$P_s = P_{H_2O} = 6,5 \text{ kb}$$

$$T = 600 \text{ à } 630^\circ \text{ C}$$

Pour notre part, nous n'avons pas plus d'argument qu'Y. Gros, mais il semble que les conditions qu'il avait fixées par comparaison ne doivent pas être loin de la réalité. En effet, D. Gasquet, dans sa thèse (1979), a estimé, grâce à l'étude du couple biotite-grenat et à la présence de cordiérite dans les échantillons de gneiss du complexe de St-Colomban de la galerie E.D.F. Arc-Isère, des températures de métamorphismes de $635^\circ \pm 30^\circ$. Quant aux pressions, elles n'ont pu être déterminées avec une grande précision (3,5 à 6 kb).

Il ne nous a pas été possible d'entreprendre la même étude car les gneiss à grenat de notre secteur sont très rares et quand ils existent, les grenats sont très petits, fracturés et associés à des biotites chloritisées.

Bien qu'hypothétiques, il semble donc que les conditions du métamorphisme principal des gneiss de Pussy-Plan du Col soient très proches de celles fixées par Y. Gros (1974) à savoir :

$$P_s = P_{H_2O} = 3,5 \text{ à } 6 \text{ kb}$$

$$T = 600^\circ \text{ à } 630^\circ \text{ C}$$

VI - TECTONIQUE DES GNEISS DE PUSSY - PLAN DU COL

Dans la figure 120, nous avons schématisé sur des canevas de Wulf les différents éléments structuraux rencontrés dans les gneiss de Pussy-Plan du Col.

Comme on peut le voir sur tous les stéréogrammes, ils se caractérisent par une schistosité de fracture de direction constante N 20 à 40° pentée de 50 à 80° vers l'Est. Le pendage de cette schistosité varie d'Ouest en Est où il devient de plus en plus fort.

Si nous faisons une coupe schématique, nous obtenons la figure suivante :

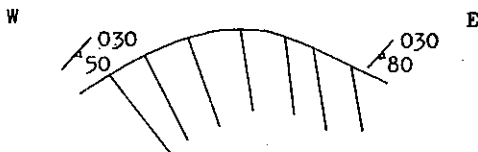
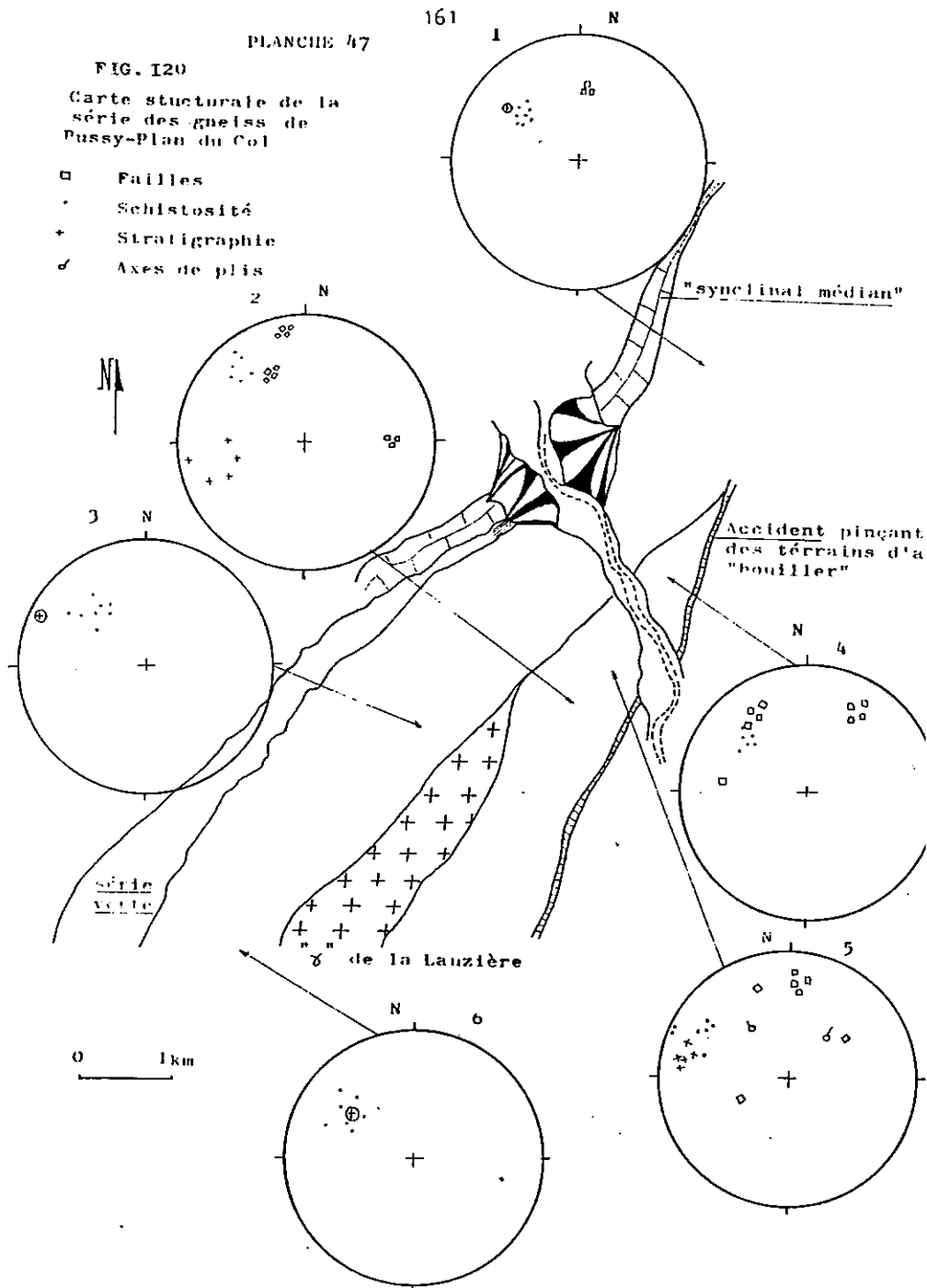


FIG. 120

Carte structurale de la
série des gneiss de
Pussy-Plan du Col

- Failles
- Schistosité
- + Stratigraphie
- ∠ Axes de plis



Si on admet que le rubanement des gneiss leptynitiques fins dans les gneiss à mégacristaux de feldspaths de la zone ouest, représente une ancienne stratification, nous pouvons constater dans les canevas 1, 3 et 6 de la figure 120 que la schistosité de fracture (point noir) a sensiblement la même orientation que la stratification (croix cerclée). Dans cette zone ouest, la schistosité de fracture est confondue avec la foliation du gneiss.

Dans les gneiss leptynitiques rubanés de la zone est (cf chapitre pétrographie), on voit, notamment dans les canevas 2 et 5 de la figure 120, que le rubanement millimétrique à centimétrique de ces gneiss (croix-sur le canevas) a une direction différente de celle de la schistosité de fracture. Le rubanement des gneiss a plutôt une direction NS alors que celui de la schistosité de fracture a une direction NNE à ENE.

VI - 1.) Les fractures

En raison de l'importante couverture végétale, il est difficile de mettre en évidence des failles sur de grandes distances. Les seuls deux grands accidents visibles sont les failles bordières qui ont grossièrement une direction N 30 ° et qui sont parallèles au "synclinal médian".

L'accident bordier de l'Est se suit très bien sur le terrain, car il pince des schistes noirs houillers et des schistes sériciteux très tendres (cf carte géologique planche 1). Sur l'ancienne carte géologique Albertville à 1/80 000, les schistes sériciteux très tendres avaient été attribués à la série verte.

Il est très difficile de dire si cette attribution est fondée.

Ces schistes gris verdâtre à noirs, très fins, sont gras au toucher, très tendres (avec la pointe d'un marteau on peut y percer des trous sans les casser). Nous n'avons jamais rencontré de faciès aussi tendres dans les schistes de la série verte.

Il se pourrait que ces schistes soient d'anciennes roches volcaniques, de type cinérite, d'âge "houiller".

En tout cas, une chose est sûre, c'est que contrairement à ce que pensait C. Bordet (1957), la position interne de ces schistes, qu'ils soient de la série verte ou pas, n'a pas de valeur stratigraphique, mais uniquement une valeur tectonique. Ils sont, en effet, coincés tectoniquement avec des terrains houillers dans un accident majeur qui sépare les gneiss de Pussy-Plan du Col des micaschistes de Feissons/Isère.

Dans la série des gneiss de Pussy-Plan du Col, quatre directions principales de fractures ressortent : N 0 °, N 40 ° à 60 °, N 90 °, N 110 ° à 130 °.

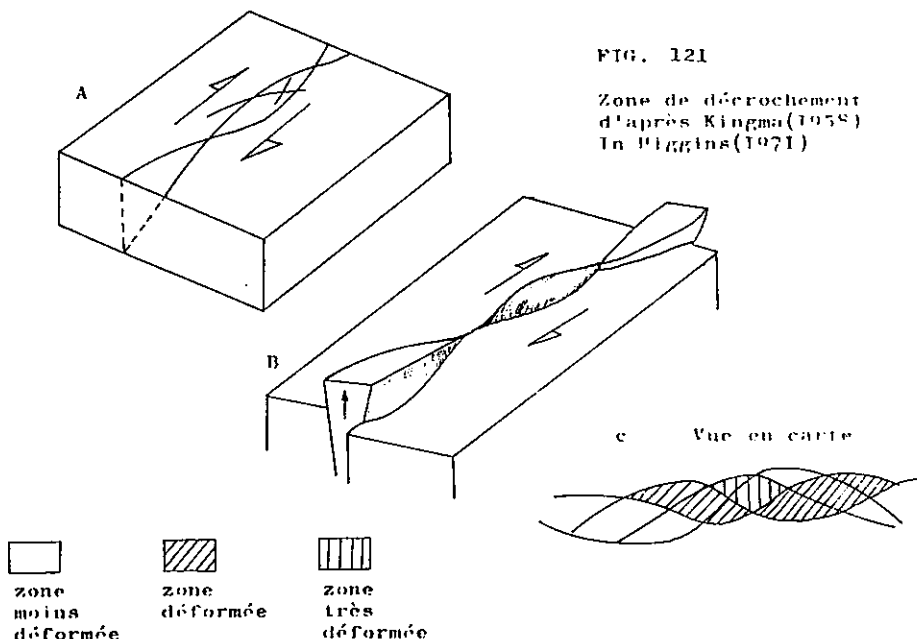
Y. Gros (1974) signalait la présence de grandes virgations dans le complexe leptyno-amphibolique. Dans notre secteur, nous ne les avons pas observées dans le prolongement de ce dernier.

Seule une différence de directions a été vue, dans les gneiss de la zone ouest, entre le rubanement et la schistosité de Tracture.

VI - 2.) Problème des cristaux de feldspaths automorphes

Nous avons vu, dans le chapitre pétrographique, que dans les gneiss à mégacrists de feldspaths situés à l'Ouest du granite de La Lauzière, 2 zones pouvaient être distinguées. Une zone septentrionale où les gneiss avaient des feldspaths de forme automorphe plus ou moins bien conservée et une zone méridionale où le feldspath était oeilé.

Nous pouvons essayer de comparer cette disposition (cf carte géologique planche 1) avec le modèle proposé par Kingma (1958) et repris par Higgins (1971) (cf figure 121).



Pour cette figure, Higgins parle de zones tressées, liées à des failles, où les déformations seraient plus ou moins importantes en raison de la variation de la tension d'une zone à l'autre.

On peut donc concevoir que, lors des déformations, les gneiss de Pussy-Plan du Col se sont trouvés pris dans une zone de cisaillement et que la zone septentrionale, où les feldspaths sont automorphes, a été moins déformée.

On peut également penser, si on admet une origine sédimentaire pour les gneiss à mégacristsaux de feldspaths automorphes, que la matrice du gneiss n'étant pas grenue a "protégé" les feldspaths des déformations.

VI - 3.) Conclusion à l'étude tectonique des gneiss de Pussy-Plan du Col

Les gneiss de Pussy-Plan du Col, qui sont limités par deux accidents dont les terrains "houillers" soulignent le rejeu récent, semblent déjà avoir subi des déformations liées à une zone de cisaillement durant le métamorphisme principal (zone de feldspaths oeillés et zone de feldspaths automorphes). Ce n'est que par la suite, durant un métamorphisme cataclastique sous les conditions du faciès schistes verts, sans doute d'âge alpin, qu'a dû se produire la schistosité de fracture N 40 °.

CHAPITRE V - MICASCHISTES INTERNES DE FEISSONS/ISERE ⁺

=====

I) INTRODUCTION

I-1. Situation géographique et géologique

Formée essentiellement de micaschistes à muscovite, avec ou sans biotite, cette unité affleure dans l'angle sud-est de la carte géologique Albertville à 1/50 000. Elle est limitée des gneiss de Pussy-Plan du Col, à l'Ouest, par l'accident qui pince des terrains houillers et des schistes gris verdâtre à noirs.

Cette unité se développe plus largement sur les feuilles la Rochette et Bourg St Maurice.

I-2. Historique

Pour C. Bordet (1957), les micaschistes de cette série étaient les équivalents des micaschistes de la série satinée du rameau externe. Aussi l'avait-il dénommée série satinée interne.

Or, à notre avis, cette hypothèse n'est pas fondée, car ces micaschistes "internes" ont des caractères pétrographiques différents.

Alors que les micaschistes "internes" montrent toujours de belles paillettes de muscovite de 2 à 3 mm² de section, ceux de la série satinée "externe" possèdent un fond sériciteux où, très rarement, s'individualisent des paillettes de muscovite.

De plus, alors que la biotite est fréquente dans les micaschistes "internes", elle est très rare dans ceux de la série satinée externe. Du point de vue des déformations nous verrons dans le paragraphe tectonique qu'elles n'ont rien à voir avec le style de déformation de la série satinée. Enfin, sur la feuille la Rochette, Bordet (1957) signale de nombreux conglomérats dans la série des micaschistes internes alors que nous n'en avons jamais trouvé dans la série satinée externe.

Nous voyons donc que ces deux séries diffèrent assez nettement du point de vue pétrographique.

⁺ Feissons/Isère est un village situé en rive droite de l'Isère à l'aval de Notre Dame de Briançon.

Rq: Par commodité, nous emploierons tantôt le terme de micaschistes internes, tantôt le terme de micaschistes de Feissons/Isère.

II) DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE

Sur la carte Albertville à 1/50 000, trois faciès principaux ont été distingués : micaschistes de couleur grise, micaschistes quartzeux verdâtres et micaschistes franchement verdâtres.

Nous avons distingué les deux derniers faciès uniquement en fonction des proportions plus ou moins élevées du quartz et de la chlorite.

II-1. Micaschistes gris

Ce sont les roches les plus fréquentes.

II-1.1) Aspect macroscopique

Sur le plan de foliation on voit fréquemment des paillettes de muscovite de 2 à 3 mm² de section qui donnent la couleur générale de la roche. Sur certains échantillons on note également la présence de petites biotites (inférieures au mm).

Perpendiculairement à la foliation se développent des amandes centimétriques de quartz.

II-1.2) Aspect microscopique

La structure est granolépido-blastique et les minéraux principaux sont : plagioclase, muscovite, biotite plus ou moins chloritisée, épidote et tourmaline.

- muscovite : en grandes plages plus ou moins enchevêtrées selon les faciès, elle souligne la foliation.
- biotite : quand elle est présente elle se dispose parallèlement à la muscovite; elle est plus ou moins chloritisée.
- plagioclase : il forme un fond finement grenu entre les lits phylliteux. Ses grains, assemblés en puzzle, sont très séricitisés et ne présentent pas de macles polysynthétiques.
- quartz : associé au plagioclase il se présente de la même façon que ce dernier. Dans les amandes centimétriques signalées plus haut, il forme de grandes lames uniformes, à extinction roulante, qui ont recristallisé à partir des petits grains de quartz.
- chlorite : elle provient de la déstabilisation d'anciennes biotites. Ses caractères optiques la rapprochent de la pennine.
- tourmaline : elle est très fréquente dans ces micaschistes où elle se dispose en cristaux automorphes disséminés.
- épidote : peu fréquente, il s'agit de petits grains de pistachite.

II-2. Micaschistes quartzeux verdâtres et micaschistes verdâtres

Nous décrirons ensemble ces deux faciès qui sont les termes extrêmes d'une même série, les micaschistes verdâtres étant plus riches en chlorite.

II-2.1) Aspect macroscopique

Ces micaschistes, de couleur gris verdâtre, sont assez compacts. Les phyllites sont indéterminables à l'oeil nu. Leur toucher est assez rêche et d'autant plus qu'ils sont pauvres en phyllites.

II-2.2) Aspect microscopique

La structure est granolépidoblastique. Les minéraux sont : plagioclase, quartz, biotite chloritisée, calcite et apatite.

plagioclase : très séricitisé, sans mâcles polysynthétiques, il se dispose en petits grains assemblés en puzzle entre les lits de biotites chloritisées. Sa détermination est impossible; mais comme il ne contient que des cristaux de séricite il doit être assez acide.

quartz : il est associé en petits grains au plagioclase. Il est en beaucoup plus grande proportion que dans les micaschistes gris. Son extinction est roulante.

biotite chloritisée : l'examen microscopique montre que se sont les seules phyllites présentes. En lumière naturelle, ces biotites sont décolorées et présentent un pléochroïsme vert clair. Des oxydes de fer se disposent le long des clivages. En lumière polarisée, elle présente des couleurs de polarisation bleu foncé. Ces caractères la rapprochent de la pennine.

calcite : en rares petits granules disséminés dans la roche.

III) GEOCHIMIE DES MICASCHISTES DE FEISSONS/ISERE

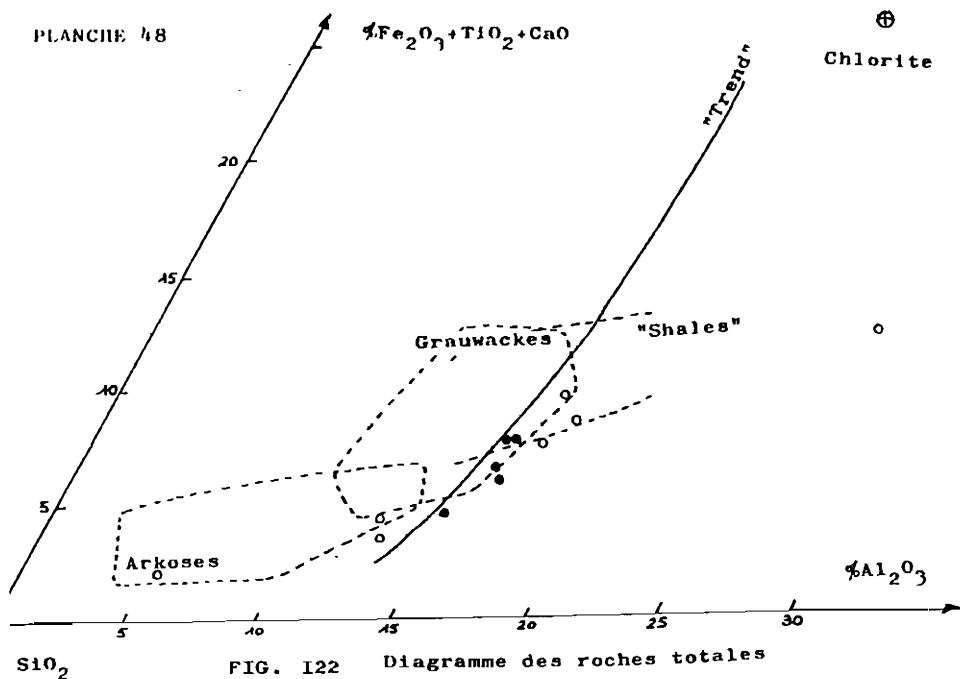
Cet ensemble n'étant pas très important volumétriquement dans le secteur étudié, nous n'avons fait exécuter que 5 analyses chimiques.

III-1. Eléments majeurs

Les mêmes diagrammes (figure 122 à 126) ont été utilisés que pour les micaschistes de la série satinée externe, et, à fin de comparaison, les analyses de ces dernières y ont été reportées.

Les différents diagrammes utilisés montrent que les deux séries ont une origine sédimentaire. Seulement, dans certains diagrammes les points représentatifs des deux séries se disposent selon des nuages plus ou moins sécants (diagrammes $Al/3 - K$, $Al/3 - Na$ et $(Al + Fe + Ti)/3 - K$, $(Al + Fe + Ti)/3 - Na$; figures 124 et 125)

PLANCHE 48



o Micascistes de la série satinée

• Micascistes internes

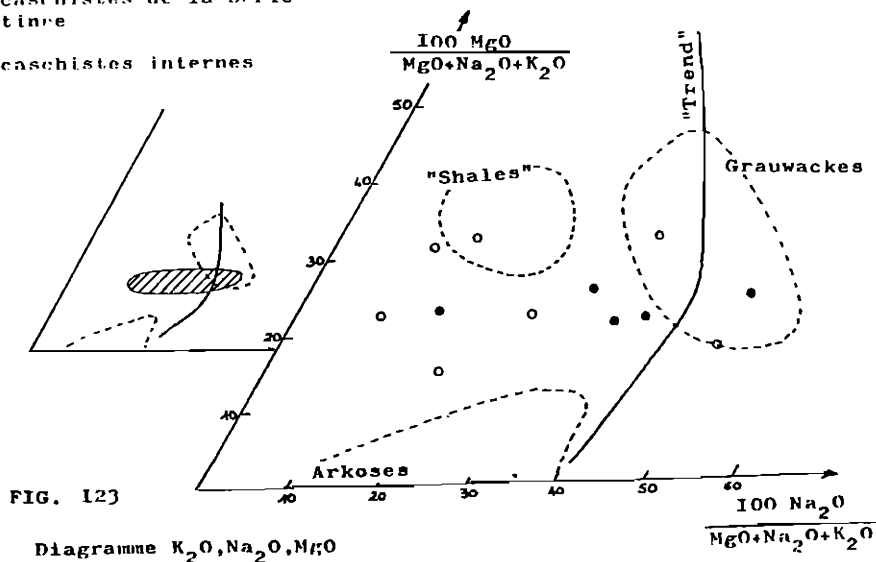


FIG. 124

Diagramme $Al/3-K, Al/3-Na$

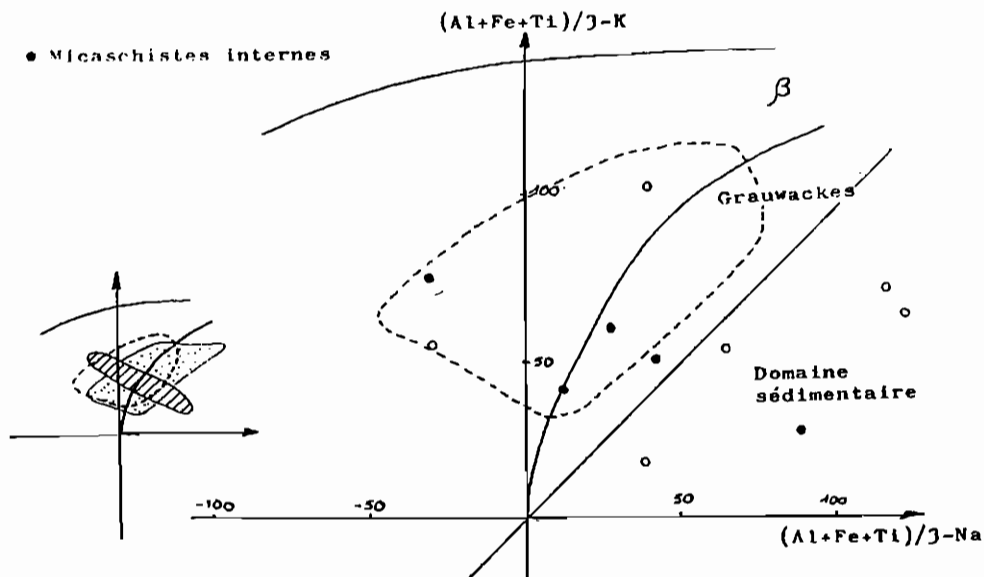
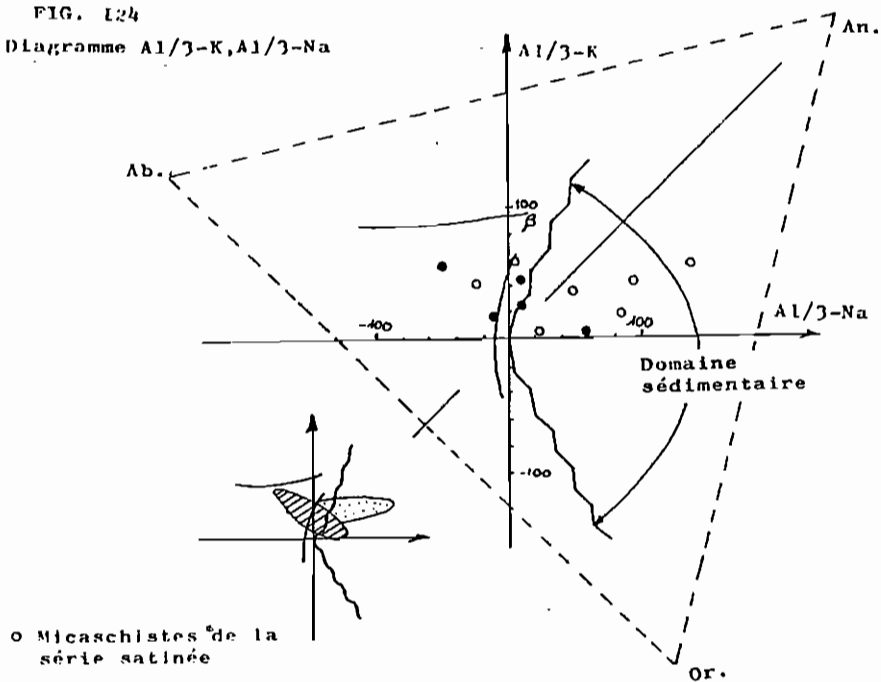


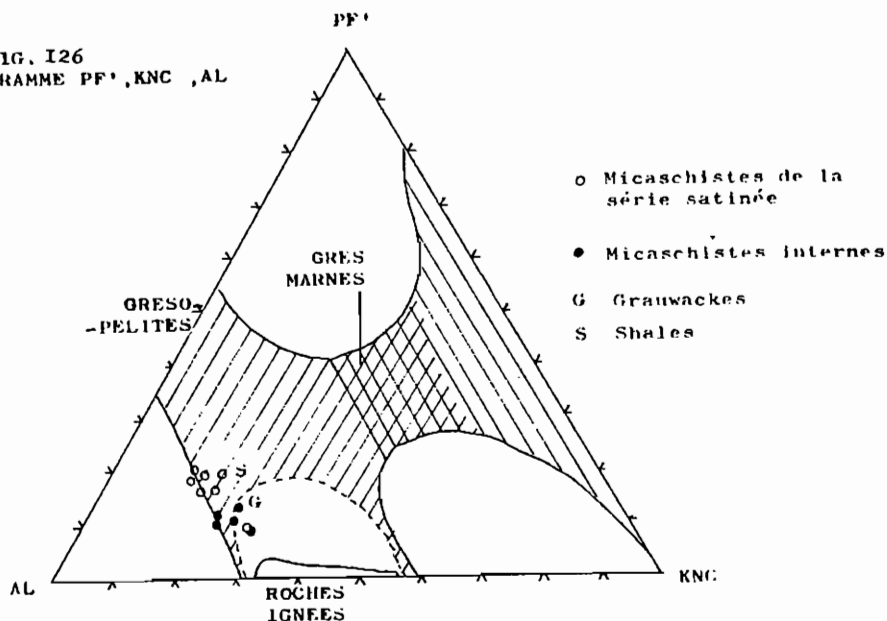
FIG 125 Diagramme $(Al+Fe+Ti)/3-K, (Al+Fe+Ti)/3-Na$

Dans le diagramme roches totales les variations en Al_2O_3 étant très faibles pour les micaschistes internes, il est très difficile de savoir si les deux nuages sont sécants ou non.

On peut également constater que sur tous les diagrammes les micaschistes internes se situent toujours à proximité du champ des grauwackes à la différence de ceux de la série satinée qui sont toujours proches des champs des quartzites et des "shales" (cf chapitre série satinée).

En ce qui concerne le diagramme KNC, AL, PF' (figure 126) plusieurs interprétations peuvent être envisagées pour expliquer les deux nuages de points.

FIG. 126
DIAGRAMME PF', KNC, AL



Nous avons vu, dans le chapitre géochimie de la série satinée, toute l'importance qu'avait le métamorphisme dans l'interprétation de ce diagramme KNC, AL, PF'.

Aussi, les micaschistes internes pourraient être issus de la même série que celle qui a donné naissance à la série satinée et ce ne serait qu'un stade ^{de} métamorphisme plus élevé qui déplacerait les points des micaschistes internes vers le domaine des roches ignées.

Mais, comme l'ont montré les autres diagrammes, nous pouvons supposer que la position du nuage des micaschistes internes est liée à une sédimentation de roches de type grauwacke.

Nous avons également étudié le diagramme QA (figure 127) de H. de la Roche où $Q = Si/3 - (K + Na + 2/3Ca)$ et $A = Al - (Na + K + 2Ca)$. Ce diagramme a été utilisé par D. Gasquet (1979) pour montrer notamment le comportement géochimique différent des micaschistes de la série satinée avec celui des gneiss qui se situent entre le granite des Sept Laux et le synclinal médian dans la galerie EDF Arc-Isère.

Il est intéressant de constater, sur ce diagramme, que les micaschistes de Feissons/Isère ont un comportement géochimique différent de celui de la série satinée. Il semble donc que, dans notre secteur et dans la région d'Allevard, la série satinée n'a pas d'équivalent dans le rameau interne.

III-2. Eléments traces et TiO₂

Nous avons à notre disposition 4 analyses de Cr, Ni, Co dans cette série. Il est évidemment bien illusoire de vouloir tirer des conclusions, mais il est intéressant de comparer ces valeurs à celles obtenues sur les micaschistes de la série satinée.

Nous avons simplement fait les moyennes des teneurs en éléments traces, et calculé leur écart type. Ces valeurs sont reportées dans le tableau suivant (nous rappelons également les valeurs obtenues pour les micaschistes de la série satinée).

Roches	Eléments	Cr ppm	Ni ppm	TiO ₂ (% poids oxyde)	V ppm
Basalte compilation Pêcher 1978		125 - 200	90 - 300	1.84	
micaschistes de la série satinée		137	67.	0.77	119
micaschistes de Feissons/Isère		154 ± 6	103 ± 4	0.83 ± 0.1	114 ± 13

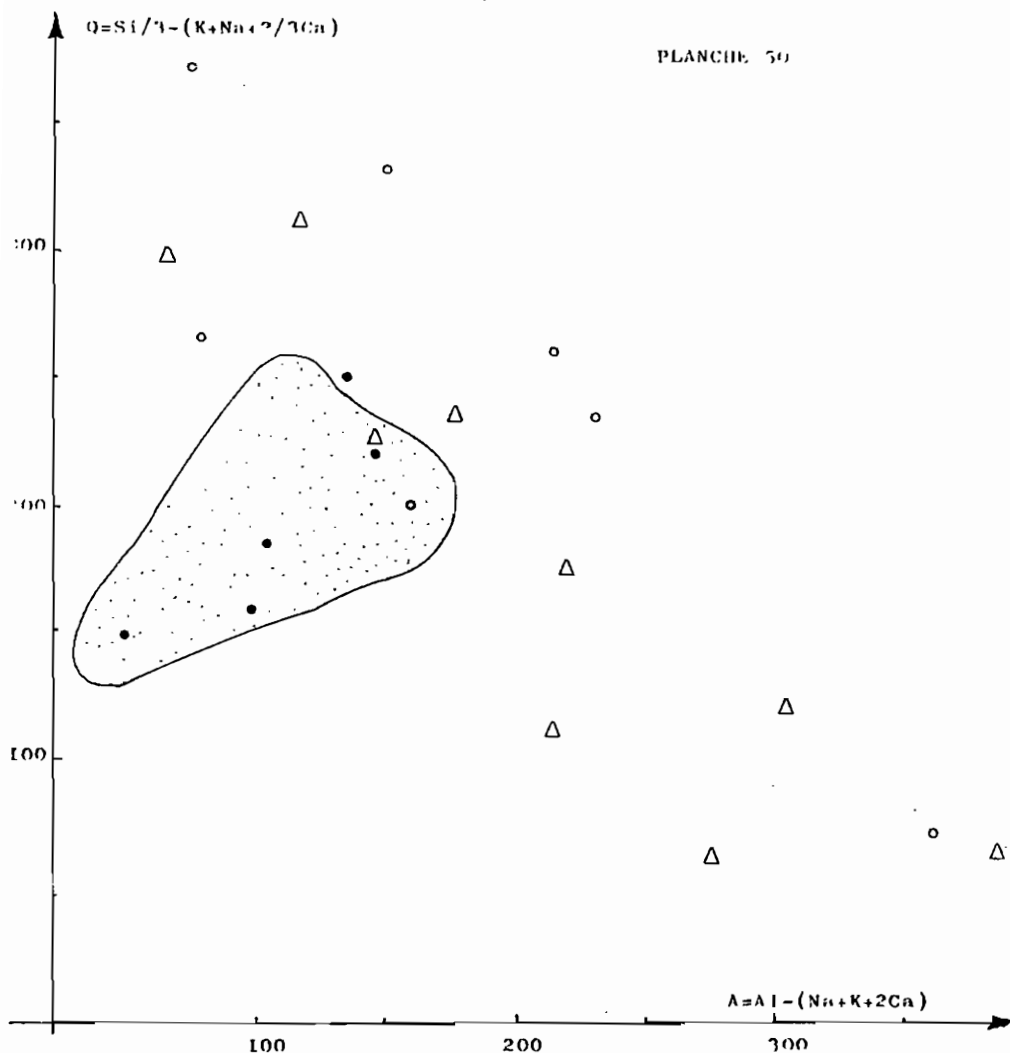


FIG. 127

Diagramme Q,A
In D. Gasquet(79)



Domaine des gneiss situés à l'Est
du "synclinal médian" dans la
galerie EDF Arc-Isère

○ Micaschistes de la série satinée
de la région d'Albertville

• Micaschistes de
Feissons-lès-Isère

Δ Micaschistes de la série satinée
(analyses d'Fhrström)

Il est intéressant de constater que les micaschistes de Feissons/Isère ont des teneurs en Cr, Ni, et TiO_2 légèrement plus élevées que celles des micaschistes de la série satinée et plus proches de celles de la moyenne des basaltes.

De plus, les valeurs en ces éléments traces semblent très constantes dans les micaschistes de la série satinée car l'écart type est très faible.

III-3. Conclusion à l'étude géochimique des micaschistes de Feissons/Isère

L'étude des éléments majeurs et de quelques éléments traces montre que les micaschistes de Feissons/Isère semblent issus d'une ancienne série sédimentaire ayant des affinités volcaniques, c'est à dire, d'une ancienne série à dominante grauwackeuse.

Elle confirme également l'étude pétrographique qui laissait entrevoir une différence entre les micaschistes de Feissons et ceux de la série satinée. En effet, sur tous les diagrammes les nuages des points représentatifs des deux séries se recoupent de façon plus ou moins nette.

IV - METAMORPHISME DES MICASCHISTES DE FEISSONS/ISERE

Nous avons vu, dans le chapitre pétrographique que de nombreux minéraux étaient déstabilisés (chloritisation des biotites, séricitisation des plagioclases) ce qui montre que, comme dans les autres unités cristallophylliennes du secteur étudié, nous observons un métamorphisme rétrograde dans le faciès schistes verts ; la paragenèse de ce métamorphisme est :

quartz + séricite + chlorite + épidote + calcite

Si nous effaçons les traces de ce métamorphisme rétrograde, il reste la paragenèse suivante :

quartz + muscovite + plagioclase acide + biotite

qui, en l'absence de silicate d'alumine, est sans grande signification. Il est donc difficile d'évaluer les conditions P - T du métamorphisme.

Aussi nous avons calculé le coefficient $Al_2O_3 / FeO+MgO$ proposé par Das (1971) pour voir si le chimisme de la roche pouvait permettre l'apparition de la staurotide.

Nous avons repris une analyse de C. Bordet (1957) car c'est la seule pour laquelle nous avons les proportions respectives de Fe_2O_3 et FeO .

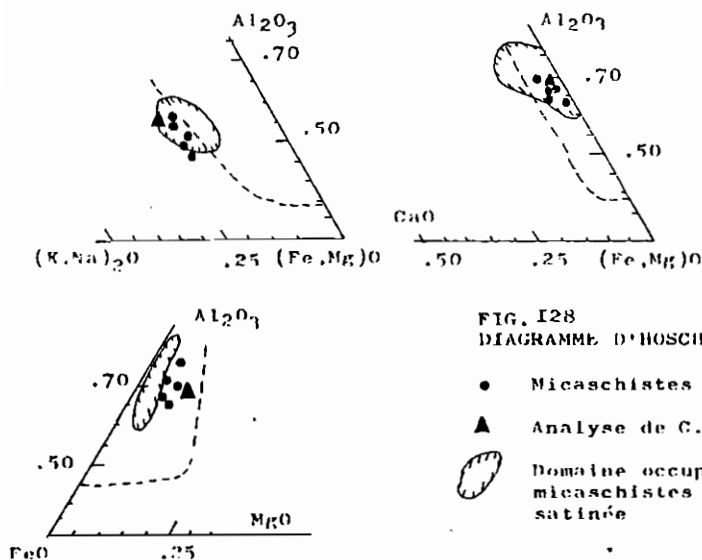
Analyse A₅

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	PF	Σ
60.40	18.70	2.40	390	0.90	0.14	360	0.60	1.05	590	0.22	2.17	99.98

Le calcul des coefficients $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO} + \text{MgO}$ a donné 2,49. De la sorte, comme pour les micaschistes de la série satinée, il semble que le chimisme de la roche ne permette pas la formation de la staurotide.

Rappelons que Das (1971) trouvait, pour la série de schistes d'Inde, un coefficient $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO} + \text{MgO}$ de 2,5 et qu'il l'estimait trop faible pour la cristallisation de^{la} staurotide.

Nous avons également repris les diagrammes triangulaires de Hoscheck (1967) (figure 128, pour les explications se reporter au chapitre métamorphisme de la série satinée).



Dans cette figure nous avons reporté, en plus de nos analyses, le champ où se situaient les micaschistes de la série satinée et l'analyse A₅ de C. Bordet (1957).

Il est intéressant de noter que les micaschistes de Feissons/Isère ont une teneur plus élevée en magnésium que les micaschistes de la série satinée. En outre, pour le triangle Al_2O_3 , $(Fe, Mg)O$, $(K, Na)_2O$, alors que le champ des roches de la série satinée chevauchait le domaine d'apparition de la staurotide, celui des micaschistes internes de Feissons/Isère est en dehors de ce domaine.

Rappelons également que nous avons utilisé le fer total. En conséquence, les points devraient être encore plus éloignés du champ d'apparition de la staurotide.

Il semble donc que les micaschistes internes aient une teneur trop importante en K^+ et Na^+ par rapport à Fe^{2+} , Mg^{2+} et Al^{3+} . Mais rien ne prouve que le métamorphisme ait été assez élevé pour permettre l'apparition d'un silicate d'alumine.

Nous ne pouvons donc que simplement évaluer un champ de température qui s'étalerait de 450 ° C (ordre de température d'apparition de la biotite) à 600 ° C (ordre de température faisant disparaître la muscovite au profit du feldspath potassique et d'un silicate d'alumine). Quant à la pression, son estimation est encore plus aléatoire.

V - TECTONIQUE DES MICASCHISTES DE FEISSONS/ISERE

Nous n'avons pas fait l'étude structurale détaillée des micaschistes internes de Feissons car les conditions d'affleurement ne sont pas excellentes ; ceux de la feuille Albertville à 1/50 000 affleurent en effet dans le fond de la vallée où le recouvrement forestier est très important.

Cependant, leur comportement mécanique est différent de celui des micaschistes de la série satinée. En effet, pour ces derniers, nous avons vu qu'ils étaient extrêmement microplissés alors que les micaschistes internes ne le sont pas.

Nous avons simplement fait des mesures de schistosité et de fracturation (cf figure 129).

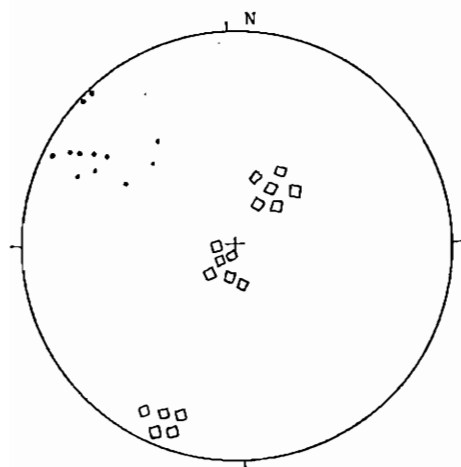


FIG. 129

- Pôles des plans de schistosité
- Pôles des plans de fractures

Canevas de Wulff
hémisphère inférieur

Dans ce secteur, la schistosité moyenne a une direction de $N30^\circ$ et un pendage assez redressé, variant de 55° à 90° vers l'Est.

L'étude systématique des failles de toute la série n'a pas été effectuée. Seules les failles de la rive gauche de l'Isère, en face de Feissons/Isère (cf carte), ont été mesurées et reportées sur canevas (fig. 129).

Ce dernier fait ressortir plusieurs types de failles :

- failles très plates ayant des directions variables de $N 170^\circ$ à $N90^\circ$;
- et deux familles de failles à $N 130^\circ$ mais de pendage différent, l'une pentée de 45° vers le SW et l'autre pratiquement verticale.

Ces résultats étant trop succints, nous n'en tirerons pas de conclusion sur l'évolution tectonique de cette série de Feissons/Isère.

CHAPITRE VI - ROCHES ERUPTIVES

=====

I - INTRODUCTION

Sur la carte géologique Albertville à 1/50 000 (cf planche 1), trois faciès différents de roches éruptives ont été mis en évidence : le "granite" de la Lauzière, le "granite" de Cevins, le microgranite du Mont Bellacha, qui, génétiquement lié au premier, était appelé granulite par C. Bordet (1957). Nous avons également étudié le microgranite de Notre Dame de Briançon plus connu sous le nom de "granulite".

Le terme granite a été mis entre guillemets car, comme nous le verrons, il ne s'agit pas de granite au sens strict.

Contrairement à ce qui était cartographié sur la carte géologique Albertville à 1/80 000, le granite de Cevins n'est pas le prolongement cartographique du "granite" de la Lauzière (cf planche 1).

Les "granites" de la Lauzière et de Cevins se sont mis en place dans la série des gneiss de Pussy-Plan du Col.

Le microgranite de Notre Dame de Briançon s'est mis en place dans la série des micaschistes internes de Feissons.

Le "granite" de la Lauzière étant l'un des thèmes de la thèse de 3ème cycle d'E. Poncerry, nous n'aborderons donc dans ce travail que l'étude des faciès septentrionaux de ce massif.

II - "GRANITE" DE LA LAUZIÈRE

II-1. Situation géographique

Il forme l'ossature centrale de la chaîne de la Lauzière entre l'Arc, au Sud et l'Isère, au Nord. Il se suit depuis l'accident de Fond de France (Ouest du col de la Madeleine) jusque vers le village de Pussy (vallée de la Tarentaise) selon une bande, orientée N 30°, d'environ 1 km de large et 16 km de long.

Le contact avec la série des gneiss de Pussy-Plan du Col encaissants se fait soit brutalement, soit par l'intermédiaire d'une zone de mylonites. Les divers faciès reconnus sont de plus en plus basiques du Sud vers le Nord. Les trois principaux sont les suivants :

- "granite" isogranulaire leucocrate à biotite ;
- "granite" isogranulaire leucocrate à biotite et amphibole ;
- "granite" mélanocrate à biotite chloritisée et amphibole.

II-2. Descriptions pétrographiques des principaux faciès

II-2.1) "Granite" isogranulaire leucocrate à biotite

* Aspect macroscopique

Il s'agit d'un granite équant de couleur blanche, à mouchetures millimétriques de biotite. Ce faciès est peu représenté sur la feuille géologique Albertville à 1/50 000, mais il se développe beaucoup plus largement au Sud sur la feuille la Rochette à 1/50 000 où il constitue le faciès dominant.

* Aspect microscopique

lame 2' (FG 12)

Les minéraux principaux sont : quartz, microcline, biotite ± chloritisée, plagioclase.

Les minéraux accessoires sont : épidote, apatite et oxydes de fer. La structure est isogranulaire.

- quartz : il forme de grandes plages à extinction roulante de taille aussi importante que celle des feldspaths.
- microcline : d'allure fraîche, il présente le carroyage typique du microcline. Il peut être légèrement perthitique (perthite en flamme traversant de part en part les cristaux). Dans certains individus, on distingue des zones où se discernent les macles polysynthétiques typiques des plagioclases. Ce phénomène est très courant dans tous les faciès du granite de la Lauzière.
- plagioclase : de plus petite taille que le microcline, il est également en moins grande quantité que ce dernier. Il est séricitisé ; il s'agit d'albite (An 5-10 %).
- biotite : elle forme des amas de plages aux teintes de pléochroïsme variant du marron au vert olive. Elle est chloritisée et des oxydes de fer soulignent ses clivages. En lumière polarisée, la couleur bleue violette de la pennine prédomine souvent.
- épidote : il s'agit exclusivement de pistachite parfois zonée. Elle est dispersée en petits granules dans toute la roche.
- sphène et apatite : quelques rares cristaux sont présents.
- oxydes de fer disposés en petits amas ou en plages carrées de couleur très sombre ; il pourrait s'agir de magnétite.

II-2.2) "Granite" isogranulaire leucocrate à biotite^{et} amphibole

* Aspect macroscopique

Ce faciès est un faciès intermédiaire entre les faciès leucocrate et mélanocrate. La quantité de ferromagnésien est plus importante que dans le faciès précédent, ce qui donne un aspect vert plus foncé au granite. Toutefois la proportion d'éléments blancs, surtout des feldspaths, est encore la plus élevée.

A l'œil nu, on distingue des amas de cristaux de biotite et d'amphibole (plus ou moins rare) ainsi que la présence de cristaux

millimétriques de sphène de couleur orange. La structure est toujours isogranulaire mais la taille des grains peut varier de 1 à 3 mm.

* Aspect microscopique

lame 1' (ED 23)

Les minéraux principaux sont le microcline, la biotite ⁺ chloritisée, l'amphibole, le plagioclase, le quartz et le sphène.

- microcline : il présente les mêmes caractéristiques optiques que dans le faciès précédent. Il est très fréquent et toujours de taille supérieure à celle des autres minéraux.
- quartz : de moins en moins fréquent et de petite taille, il cimente les différents minéraux.
- plagioclase : peu abondant, il présente les mêmes caractéristiques optiques que dans le faciès précédent.
- biotite : il en existe deux sortes :
une biotite qui présente les mêmes caractéristiques optiques que dans le faciès précédent, et une biotite qui se développe aux dépens de la hornblende verte.
- amphiboles : dans certains faciès il en existe deux sortes :
une hornblende verte d'allure fraîche qui possède un pléochroïsme dans les tons vert tendre, et une hornblende, d'allure "sale", avec des clivages grossiers et un pléochroïsme dans les tons marron vert (cf figure).
- sphène : dans ce faciès on note la présence de très nombreux et très gros cristaux (mm) plus ou moins cassés de sphène.
- épidote et apatite : ces deux minéraux présentent les mêmes caractéristiques que dans le faciès précédent.

II-2.3) "Granite" mélanocrate à biotite chloritisée amphibole et sphène

* Aspect macroscopique

Dans ce faciès les éléments ferromagnésiens dominent, ce qui donne à la roche une couleur vert foncé. A l'oeil nu, comme élément blanc, on ne distingue que des feldspaths isogranulaires (2 à 3 mm) ; le quartz n'est pas visible. On note la présence de cristaux de sphène de plusieurs millimètres de long.

Certains faciès bordiers peuvent présenter un aspect ocellé.

Sur la carte Albertville ce faciès est très fréquent et représente la partie terminale septentrionale du granite de la Lauzière (cf planche 1).

* Aspect microscopique

Ce faciès est formé de gros cristaux de microcline (1 à 3 mm²) aux mêmes caractéristiques optiques que ceux des faciès précédents.

Il n'existe pas de gros cristaux de plagioclase à l'exception de quelques uns contenus dans le feldspath potassique. Le plagioclase, toujours séricitisé, se trouve associé aux rares grains de quartz qui cimentent les autres minéraux.

On note, en outre, la richesse en biotite, amphibole et sphène. Leurs caractères sont identiques à ceux des faciès précédents. Là encore, on retrouve deux hornblendes vertes d'âge différent.

Certains cristaux de biotite renferment des cristaux de rutile maculé saganite.

III - "GRANULITE" DU MONT BELLACHA

* Aspect macroscopique

Ce microgranite, injecté dans les faciès à mégacristaux, affleure à 100 m au Sud Ouest du sommet du Mont Bellacha selon une orientation nord sud.

Il s'agit d'un microgranite leucocrate isogranulaire (diamètre moyen des grains : environ 1 mm) à biotite et muscovite.

* Aspect microscopique

Les minéraux principaux sont : plagioclase, quartz, muscovite, biotite et quelques rares cristaux de feldspath potassique.

plagioclase : sa détermination est difficile ($An \approx 5\%$) car il est complètement séricitisé et ne présente pas de macles polysynthétiques. Il se trouve en très grande quantité dans la roche.

quartz : il a une extinction roulante et forme un puzzle avec le plagioclase.

muscovite : elle forme des cristaux millimétriques automorphes régulièrement répartis.

biotite : ses cristaux sont toujours de plus petite taille que celle de la muscovite ; ils sont déchiquetés et souvent chloritisés (pennine).

feldspath potassique : rare ; quand il existe, il est de même taille que les plagioclases.

IV - "GRANITE" DE CEVINS

Il forme un pointement assez limité, d'environ 2 km², en rive droite de l'Isère vers le village de Cévins. Nous avons mis le mot granite entre guillemets car il s'agit en fait d'un véritable orthogneiss dont l'aspect macroscopique ne ressemble en rien à ceux des "granites" de la Lauzière.

* Aspect macroscopique

Il est folié, de couleur vert clair, à biotite, chlorite et amphibole. Les phyllites forment des cloisons autour des feldspaths ocellés centimétriques.

* Aspect microscopique

La foliation est soulignée par la présence de biotite et d'amphibole, de séricite et surtout de quartz lamellaire à structure imbriquée. Les éléments blancs dominent nettement sur les ferromagnésiens.

Les minéraux principaux sont : microcline, quartz, plagioclase, biotite et amphibole.

Les minéraux accessoires sont : séricite, sphène, épidote et apatite.

- microcline : il forme des yeux pouvant atteindre un centimètre. il est plus ou moins poecilitique (inclusion de plagioclases séricitisés) et perthitique.
- plagioclase : il forme des cristaux de taille inférieure à celle du feldspath potassique. Il est complètement séricitisé et peut former des yeux entourés de séricite. Il renferme des inclusions de plagioclase. Malgré l'altération, il semble qu'on puisse le déterminer comme de l'oligoclase.
- quartz : en très grande quantité, il forme des grandes plages lamellaires à extinction roulante, qui soulignent la foliation.
- biotite : elle présente un pléochroïsme vert olive et elle est plus ou moins chloritisée en pennine. Elle est en faible quantité.
- amphibole : en faible quantité, il s'agit de hornblende verte ; en cristaux automorphes, elle peut être biotitisée.
- séricite : elle provient de l'altération des plagioclases.
- sphène : rare, il forme des cristaux plus ou moins automorphes et cassés.
- épidote : elle est représentée par de la pistachite et de l'albite. La pistachite, qui est associée à la séricite, provient de l'altération des plagioclases.

V - "GRANULITE" DE NOTRE DAME DE BRIANCON

* Aspect macroscopique

Il s'agit d'un microgranite leucocrate légèrement orienté. La foliation est marquée par des muscovites de taille millimétrique.

* Aspect microscopique

La structure, légèrement orientée, est soulignée par des muscovites.

Les minéraux principaux sont : quartz, plagioclase, muscovite et feldspath potassique.

- quartz : A extinction plus ou moins roulante, il forme des plages associées en puzzle avec le plagioclase.
- plagioclase : De même taille que le quartz, il est séricitisé. Il s'agit d'albite (An < 5 %).

muscovite : de grandes paillettes millimétriques soulignent l'orientation de ce microgranite.

feldspath

potassique : rare, il est de même taille que le plagioclase et est séricitisé.

VI - ETUDE GEOCHIMIQUE DES ROCHES ERUPTIVES

VI - 1. Détermination de Fe_2O_3 et FeO à partir de Fe_2O_3 total

Le calcul d'une norme CIPW exige de connaître la proportion de pourcentages pondéraux d'oxydes de Fe_2O_3 et FeO. Or, les analyses dont nous disposons ne donnent que le pourcentage de Fe_2O_3^* total = $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$.

Nous avons donc essayé (D. Gasquet et moi même), à partir de moyennes d'analyses chimiques, données dans la littérature, de roches grenues variées, allant des leucogranites à des diorites, de construire un abaque qui permette, à partir des pourcentages pondéraux d'oxydes de SiO_2 et Fe_2O_3^* d'une analyse, de déduire les pourcentages respectifs de Fe_2O_3 et FeO (figure 130).

Cet abaque n'est évidemment valable que pour des roches grenues où toutes les phases sont cristallisées et en "équilibre". Il ne l'est plus pour des roches laviques plus ou moins vitreuses où une phase précoce, riche en FeO, peut coexister avec un verre riche en fluides et en Fe_2O_3 .

Nous nous sommes aperçus que les pourcentages de SiO_2 en fonction de FeO de roches allant de leucogranites à des diorites montraient une très bonne corrélation négative, et que les pourcentages de Fe_2O_3 en fonction de FeO montraient une très bonne corrélation positive.

L'abaque ainsi déduit est donné figure 130. Son utilisation est simple. Connaissant le pourcentage pondéral de SiO_2 d'une roche, il suffit d'introduire cette donnée sur l'axe des ordonnées % SiO_2 ce qui permet de déduire une teneur moyenne de FeO (axes des abscisses). Cette dernière valeur permet de connaître la proportion de Fe_2O_3 grâce à la droite de corrélation $\text{Fe}_2\text{O}_3 = f(\text{FeO})$.

Pour plus de commodité nous avons reporté des valeurs x sur cette droite. La valeur x correspond à la valeur r du rapport $\frac{\% \text{FeO}}{\% \text{Fe}_2\text{O}_3}$ à laquelle nous ajoutons 1.

% Fe_2O_3

Justification de $x = r + 1$

Connaissant $\text{Fe}_2\text{O}_3^+ = \text{Fe}_2\text{O}_3$ total qui est donné par l'analyse chimique nous avons l'équation suivante :

$$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{Fe}_2\text{O}_3^*$$

et comme nous connaissons la valeur du rapport $r = \frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$ déduite de la droite de corrélation nous pouvons écrire :

$$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{Fe}_2\text{O}_3^* \quad r = \frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$$

d'où $\text{FeO} = r\text{Fe}_2\text{O}_3$

d'où $r\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{Fe}_2\text{O}_3^*$

PLANCHE 51

FIG 130 Abaque de transformation
 $\text{Fe}_2\text{O}_3 (\text{total}) \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$
 pour les roches cristallines

Mode d'emploi:

% SiO_2

$$r = \frac{\% \text{FeO}}{\% \text{Fe}_2\text{O}_3} \quad \text{FeO} = r \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$$

 $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ total donné par}$
 l'analyse chimique

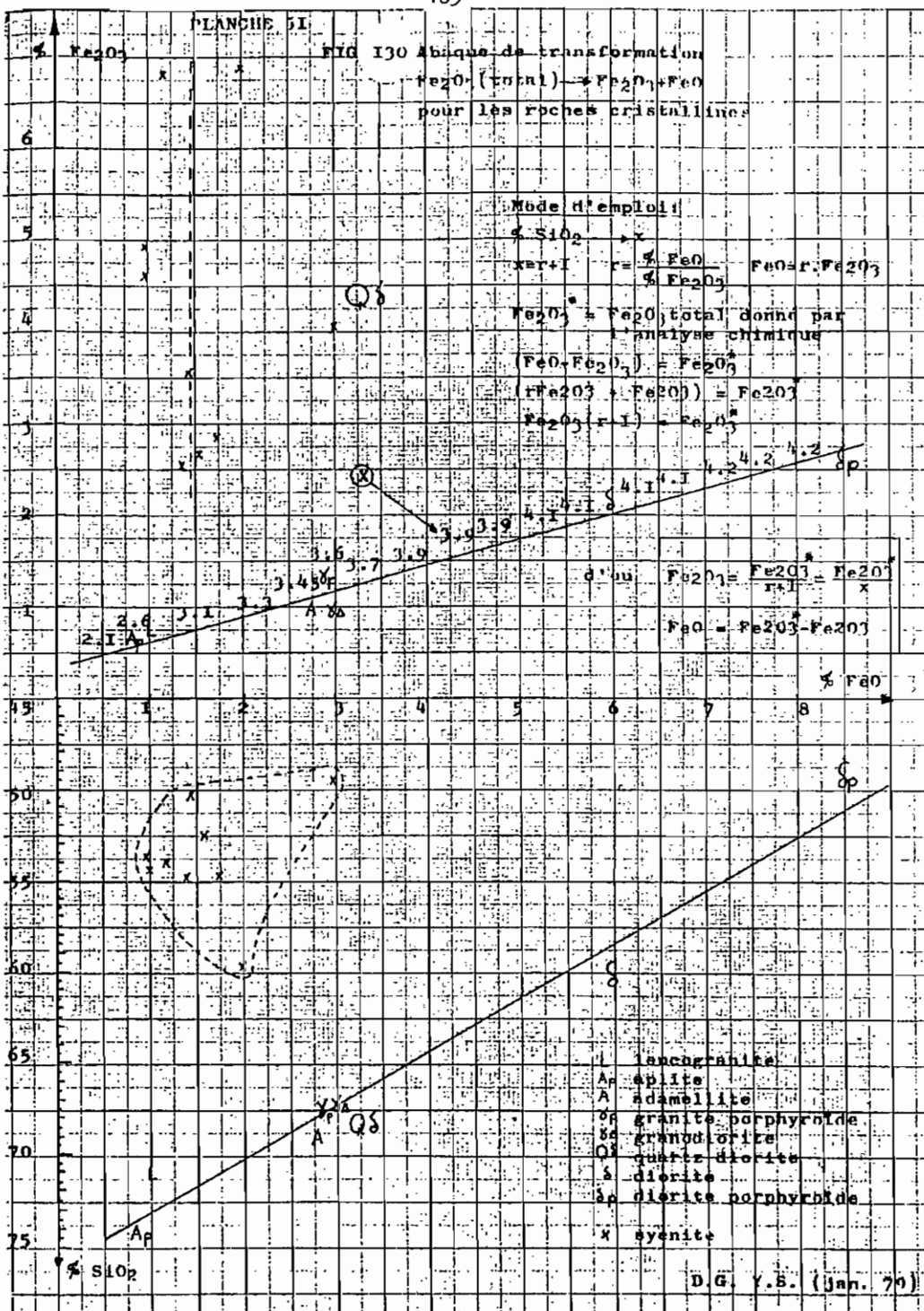
$$(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) = \text{Fe}_2\text{O}_3^*$$

$$(r \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) = \text{Fe}_2\text{O}_3^*$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3(r+1) = \text{Fe}_2\text{O}_3^*$$

$$\text{d'où } \text{Fe}_2\text{O}_3 = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3^*}{r+1} = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3^*}{x}$$

$$\text{FeO} = \text{Fe}_2\text{O}_3^* - \text{Fe}_2\text{O}_3$$



$$\text{d'où } \text{Fe}_2\text{O}_3 (r + 1) = \text{Fe}_2\text{O}_3^*$$

$$\text{d'où } \text{Fe}_2\text{O}_3 = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3^*}{(r + 1)} = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3^*}{x}$$

$$\text{de plus } \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = \text{Fe}_2\text{O}_3^*$$

$$\text{d'où } \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3^*}{x} + \text{FeO} = \text{Fe}_2\text{O}_3^*$$

$$\text{d'où } \text{FeO} = \text{Fe}_2\text{O}_3^* - \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3^*}{x}$$

Nous voyons donc, que lorsqu'on lit le pourcentage de FeO, il suffit de prendre la valeur de x correspondant et de diviser Fe_2O_3^* de l'analyse par x.

Nous obtenons ainsi la proportion de Fe_2O_3 , ce qui permet ensuite, par une simple soustraction, de connaître la valeur de FeO.

Il faut signaler que pour les roches éruptives seules les syénites trouvées dans la littérature, ne suivent pas la même loi mathématique. En effet, quelle que soit la proportion de Fe_2O_3 , la valeur de FeO garde une valeur à peu près constante : de l'ordre de 1,5.

Ce comportement géochimique "anormal" est connu car les syénites peuvent être très riches, soit en potassium, soit en sodium (syénite à riebeckite) et ne suivent pas les lignées magmatiques normales.

Cette méthode que nous avons utilisée est, bien entendu, approximative. Nous pensons que pour une approche plus précise du pourcentage de Fe_2O_3 et FeO d'une roche, dont on ne connaît que le Fe_2O_3 total, il serait préférable de trouver, si cela est possible, des analyses de roches de la région étudiée, pour lesquelles des valeurs de pourcentages pondéraux de FeO et Fe_2O_3 sont connues, et de faire une étude statistique identique à celle que nous avons utilisée.

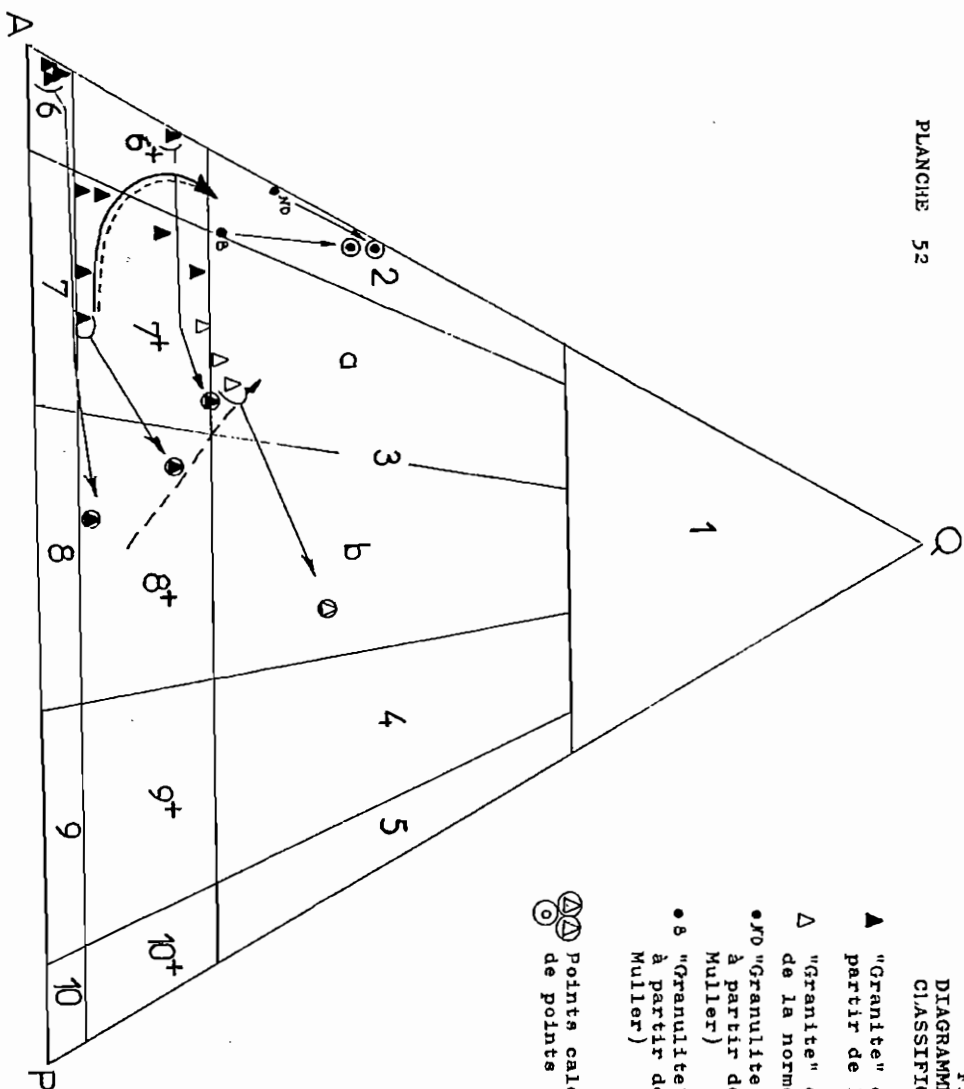
VI-2. Problème de classification

Nous avons classé les différentes roches éruptives étudiées à partir de la classification CIPW de Lacroix et de celle de Streckeisen.

Le calcul de la norme a été fait sur l'ordinateur Wang 2200 de l'Institut Dolomieu grâce à un programme mis au point par P. Brunel.

La classification de Streckeisen utilise des pourcentages volumétriques des minéraux ; pour les déterminer nous pouvons, soit faire un comptage de points sur lame mince, soit utiliser le calcul d'une norme affinée. Ceci demandant un travail très long, nous avons utilisé la méthode graphique mise au point par G. Muller et E. Braun (1977) et reprise dans la thèse de 3ème cycle de C. Caillat P. Dehlavi et B. Martel-Jantin (1978). Nous n'exposerons pas ici son cheminement, déjà décrit dans la thèse de ces trois auteurs.

FIG. 131
DIAGRAMME Q, A, P DE LA
CLASSIFICATION DE STRECKEISPN.



- ▲ "Granite" de la Lauzière (calculé à partir de la norme CIPW, méthode Muller)
- △ "Granite" de Cevins (calculé à partir de la norme CIPW, méthode Muller)
- "Granulite" de N.D. Briançon (calculée à partir de la norme CIPW, méthode Muller)
- "Granulite" du Mont Bellache (calculée à partir de la norme CIPW, méthode Muller)

⊙ Points calculés à partir d'un comptage de points

Ce procédé qui permet d'utiliser directement la norme CIPW présente des inconvénients. Il sous-estime nettement la teneur en plagioclase de la roche.

Nous avons utilisé cette méthode afin de représenter graphiquement l'évolution pétrographique des roches plutoniques et de voir leur position relative dans le diagramme de Streckeisen.

Nous n'avons fait que six comptages pétrographiques sur lame mince :

- 1 sur le "granite" de Cevins,
- 1 sur la "granulite" de Notre Dame de Briançon,
- 1 sur la "granulite" du Mont Bellacha,
- 3 sur les différents faciès caractéristiques du granite de la Lauzière,

afin de voir à quelle composition pétrographique réelle appartenait les différentes roches plutoniques étudiées.

La figure 131 représente le triangle QAP de Streckeisen avec les différents champs de classification des roches plutoniques.

- le champ 2 correspond aux granites à feldspath alcalin
- le champ 3 correspond aux granites au sens strict avec deux subdivisions : champs 3a et 3b correspondant respectivement aux syénogranites et monzogranites
- le champ 6⁺ correspond aux syénites quartzifères à feldspath alcalin
- le champ 7⁺ correspond aux syénites quartzifères
- le champ 8⁺ correspond aux monzonites quartzifères
- le champ 6 correspond aux syénites à feldspath alcalin
- le champ 7 correspond aux syénites
- le champ 8 correspond aux monzonites.

Dans cette figure, nous avons entouré d'un cercle les points représentatifs des roches qui ont été calculés à partir d'un comptage de points sur lame mince.

Seuls ces points sont donc à prendre en considération pour donner un nom aux différentes roches plutoniques. Les autres points étant calculés à partir de la méthode graphique de G. Muller et E. Braun (1977) ne sont à prendre en compte que pour voir l'évolution pétrographique des différentes roches plutoniques.

Dans cette figure, on voit que les compositions réelles du "granite" de la Lauzière de la région d'Albertville correspondent à des roches allant du champ 8⁺ vers le champ 3a en passant par le champ 7⁺. Les faciès les plus mélanocrates de la partie septentrionale du "granite" de la Lauzière (région de Pussy) appartiennent au champ 8⁺ (monzonite quartzifère) et les faciès les plus leucocrates qui se situent plus au Sud (Est du Mont Bellacha) appartiennent au champ 3a (syénogranite).

Tableau A		classification de Lacroix	classification de Streickelsen à partir de la méthode graphique de Muller Braun	classification de Streickelsen en % volumétrique	localisation et appartenance
n° échantillon coordonnées en annexe					
2A		granite alcalin I. 3. 1. 3. 2(3)	granite à feldspath alcalin	granite à feldspath alcalin	"granulite" de ND. de Briançon
4'(GH12)		granite monzonitique I. 4. 2. 3. 2(3)	granite à feldspath alcalin	granite à feldspath alcalin	"granulite" du Mont Bellacha
11YS		granite monzonitique I. 4. 2. 3. 4	granite (syénogranite)		Cevins
2 (CD67)		granite monzonitique I. 4. 1(2). 2	granite à syénite quartzifère	monzogranite	Cevins
10YS		syénite alcaline à monzonite II. 5. 1(2). 3	syénite quartzifère		Lauzière
1'(ED32)		monzonite II. 5. 2. 3	syénite à feldspath alcalin	monzonite quartzifère	Lauzière
1 (ED34)		monzonite (I)II. 5. 2. 3	syénite quartzifère		Lauzière
1 (ED45)		monzonite (I)II. 5. 2. 3	syénite à feldspath alcalin		Lauzière
13(ED34)		monzonite II. 5. 2(2). 3	syénite quartzifère	monzonite quartzifère	Lauzière
1'(EF23)		monzonite I(II). 5. 2. 3	syénite quartzifère		Lauzière
2'(EF23)		granite monzonitique II. 4. 1(2). 3	syénite quartzifère		Lauzière
3'(EF23)		monzonite II. 5. 2. 3	syénite à feldspath alcalin		Lauzière
2'(F812)		granite monzonitique II. 4. 1. 3	syénite quartzifère à feldspath alcalin	granite (syéno monzogranite)	Lauzière

Nous voyons donc que seuls les faciès leucocrates, à mouchetures de biotite, correspondent à des granites au sens strict. En fait, la partie septentrionale des roches plutoniques de la Lauzière va de monzonites quartzifères à des syénogranites en passant par des syénites quartzifères.

Le "granite" orthogneissifié de Cevins présente, lui, une composition de granite s.str.. Son point représentatif calculé à partir d'un comptage de points tombe dans le champ 3b (monzogranite). Ceci est intéressant car il se différencie nettement des différents faciès du "granite" de la Lauzière. Ceci montre que le "granite" orthogneissifié n'est pas le simple prolongement cartographique septentrional du "granite" de la Lauzière car autrement il aurait été logique de le trouver dans la suite de la lignée des différents faciès du "granite" de la Lauzière, c'est à dire, avec les faciès les plus melanocrates qui représentent les faciès les plus septentrionaux du "granite" de la Lauzière.

Toujours dans la même figure, on voit que les "granulites" de Notre Dame de Briançon et du Mont Bellacha tombent dans le domaine 2 des granites à feldspath alcalin.

Dans cette figure, nous avons également reporté la lignée (trait plein) que suivent les points représentatifs des "granites" de la Lauzière calculés à partir de la méthode graphique de G. Muller et E. Braun (1977), pour essayer de déduire la lignée réelle (traits interrompus courts).

Dans le tableau (A), nous avons reporté les différents résultats tirés des classifications de Lacroix, de Streickeisen par la méthode graphique et de Streickeisen en pourcentages volumétriques.

Il est intéressant de remarquer que la méthode graphique n'est satisfaisante que pour les roches alcalines (granites à feldspath alcalin de N.D. de Briançon et du Mont Bellacha).

Dès que les roches renferment des plagioclases, cette méthode graphique sous-estime nettement le facteur P, ce qui a pour effet de déplacer les points représentatifs des roches vers le pôle A (roches syénitiques).

La classification de Lacroix à partir de la norme CIPW semble plus appropriée dans le cas des roches éruptives de la région d'Albertville. En effet, on constate, dans le tableau A, qu'on trouve sensiblement les mêmes types de roches dans la classification de Lacroix que dans celle de Streickeisen où nous avons calculé les facteurs QAP à partir d'un pourcentage volumétrique.

FIG. 132

Diagramme SiO_2 en fonction de
l'indice de solidification (IS).

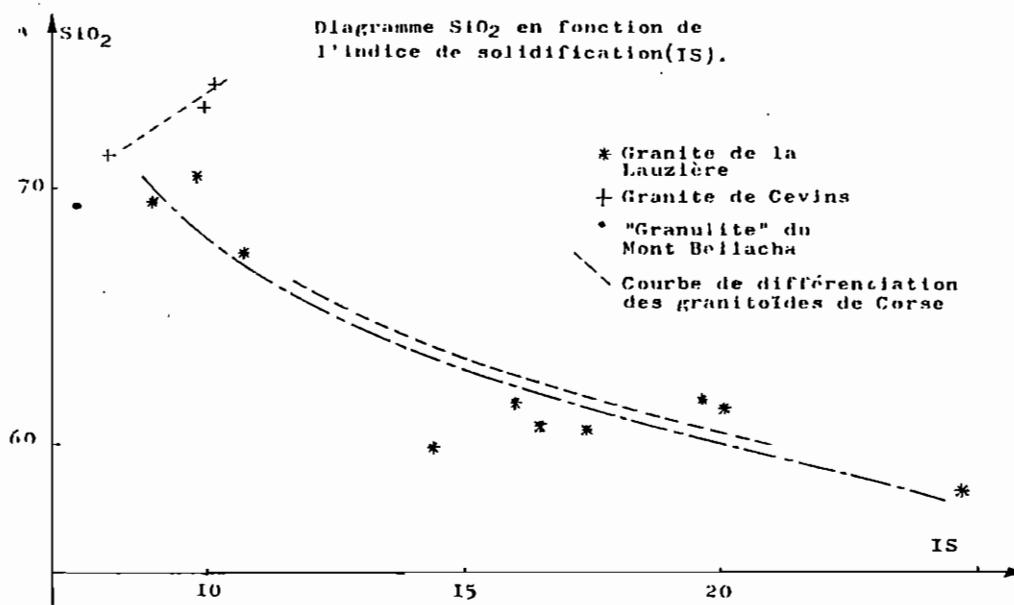


Diagramme K_2O en fonction de
l'indice de solidification (IS).

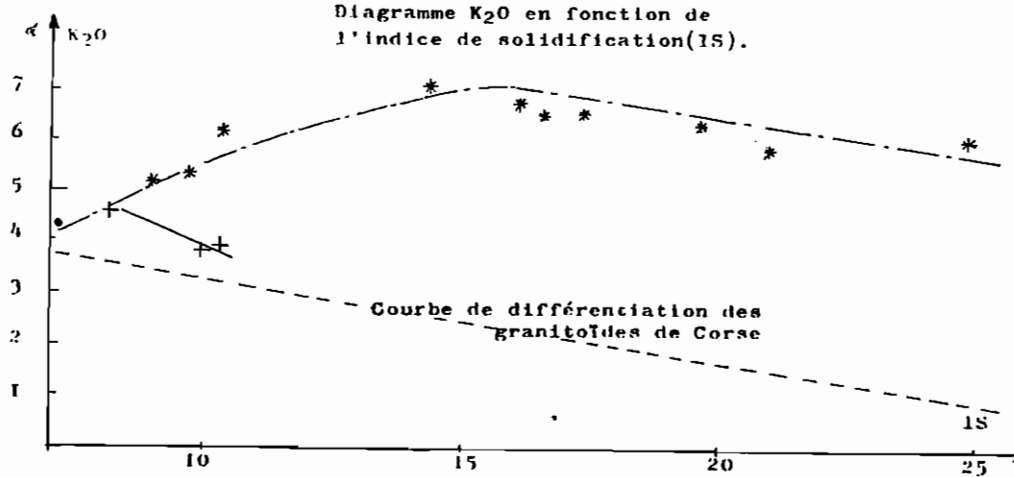
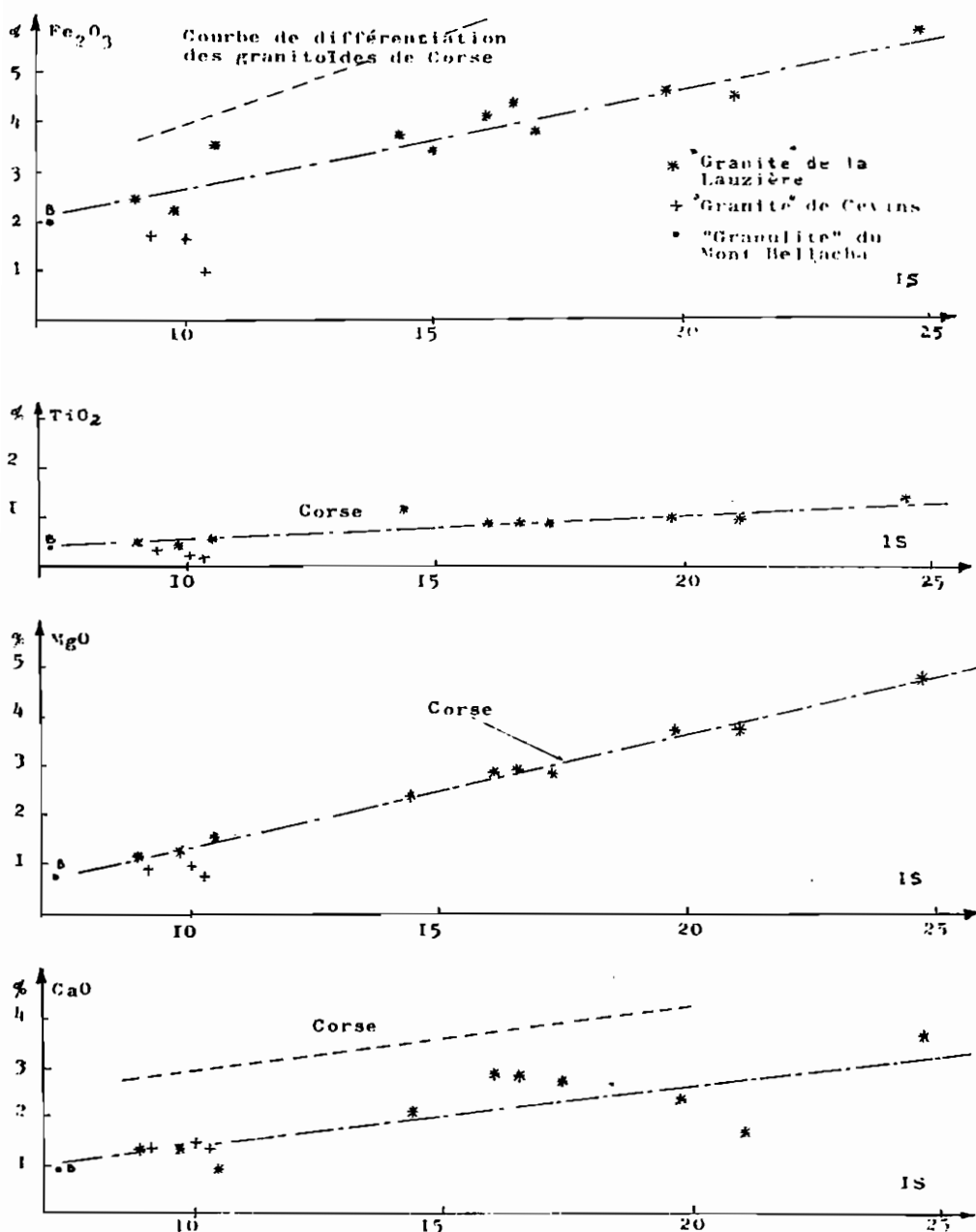


FIG. 132 (suite)

Variation des oxydes en fonction
de l'indice de solidification (IS).



VI-3. Géochimie des éléments majeurs

VI-3.1) Diagrammes des oxydes en fonction de l'indice de solidification

Sur tous les diagrammes (cf figure 132) nous notons de très bonnes corrélations pour les points représentatifs des "granites" de la Lauzière. Les faciès septentrionaux ont un indice de solidification élevé et les faciès plus méridionaux un indice moins élevé. Les corrélations sont positives pour Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO , CaO , tandis que celles de SiO_2 et Na_2O sont négatives.

Seul K_2O ne suit pas une évolution normale ; dans les faciès les plus différenciés la corrélation est positive jusqu'à IS = 15 et au delà, devient négative.

Il semble donc que les faciès les moins différenciés aient subi une "contamination" en potassium avant la différenciation magmatique.

Nous avons, à titre d'exemple, reporté la courbe de différenciation des granitoïdes de Corse. Nous pouvons constater que les différents faciès du "granite" de la Lauzière suivent sensiblement la même évolution.

Sur ces diagrammes nous avons également reporté les points représentatifs des "granites" de Cevins et celui à feldspath alcalin du Mont Bellacha.

On constate que ce dernier se place toujours sur les droites de corrélation des granites de la Lauzière du côté des faciès méridionaux les plus différenciés du "granite" de la Lauzière de la feuille Albertville.

Le "granite" orthogneissifié de Cevins quant à lui ne se dispose pas sur les droites de corrélation des différents faciès du "granite" de la Lauzière. Il possède des valeurs plus faibles en Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO , K_2O , et plus fortes en SiO_2 .

Ce granite étant très peu étendu, ne présente pas d'évolution géochimique nette, mais il semble cependant, bien que nous ne disposions que de trois analyses, qu'il suive une évolution contraire à celle du "granite" de la Lauzière. En effet, on constate une corrélation négative entre Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO , K_2O et IS et une corrélation positive pour SiO_2 .

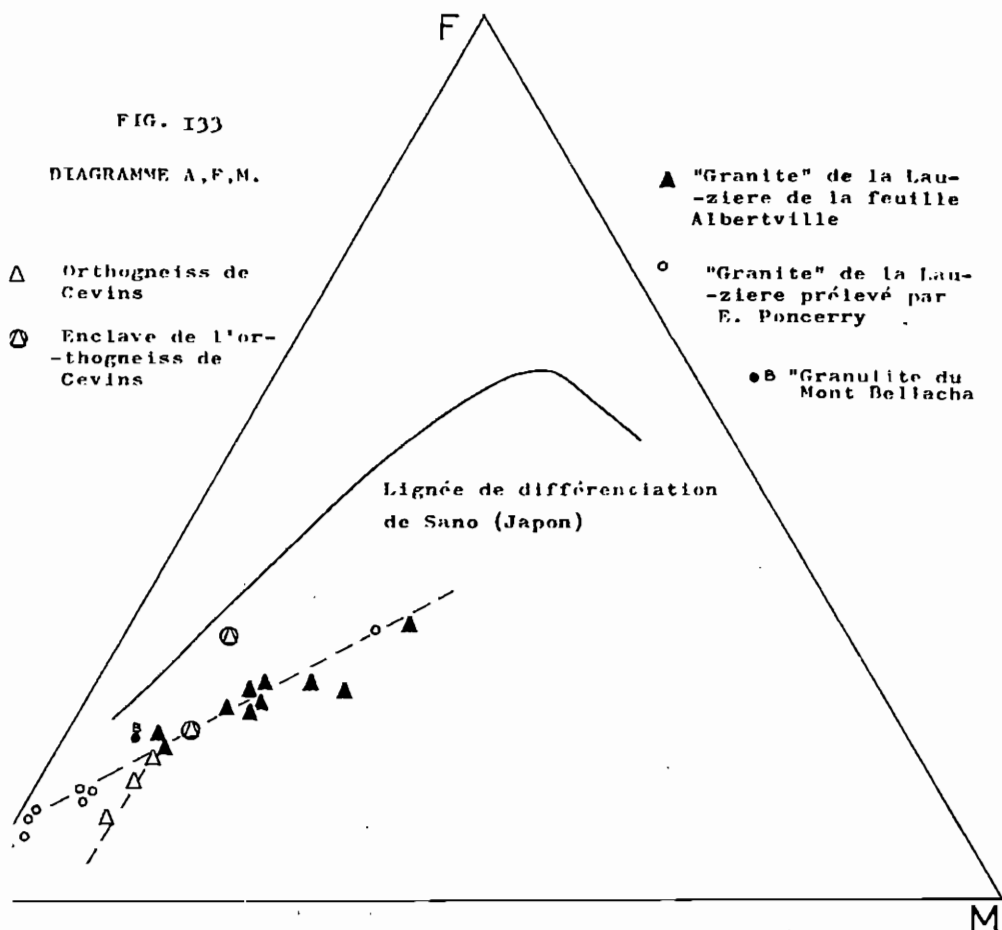
Ces constatations ne sont que fragmentaires mais il se confirme que le "granite" de Cevins, dans ce diagramme, n'est pas la prolongation septentrionale simple du granite de la Lauzière. En effet, si l'on considère son prolongement géographique, le "granite" de Cevins devrait, s'il appartenait au même magma que le "granite" de la Lauzière, correspondre aux faciès les moins différenciés et par conséquent, montrer un indice de solidification élevé, ou, du moins, se disposer selon la même lignée évolutive. Or, il n'en est rien.

VI-3.2) Diagramme AFM

Dans ce diagramme (cf figure 133) ont été reportées, en plus de nos analyses, celles d'E. Poncerry qui travaille sur la chaîne de la Lauzière (thèse en cours de rédaction).

Ces faciès de granites qui sont plus acides, permettent de mettre en évidence une lignée de différenciation plus importante.

Nous avons reporté également à titre d'exemple la lignée de différenciation calco-alcaline de l'intrusion de Sano (Japon - Yajima 1961).



Sur ce diagramme, on voit que les différents faciès du "granite" de la Lauzière se distribuent selon une droite qui montre un rapport constant du fer par rapport au magnésium tandis que seul le facteur A varie.

Sur ce diagramme, nous voyons que les points représentatifs du "granite" orthogneissifié de Cevins se disposent selon une droite sécante à celle des faciès de la Lauzière.

VI-3.3) Diagramme QFB de H. de la Roche

Dans ce diagramme (cf figure 134) nous avons utilisé en plus de nos analyses celles de deux faciès différents du "granite" de la Lauzière distingués par E. Poncerry.

On constate que le "granite" de la Lauzière ne suit pas les "trends" normaux distingués par H. de la Roche. En effet, les différents faciès du "granite" de la Lauzière sont caractérisés par un facteur Q constant.

Les faciès septentrionaux du "granite" de la Lauzière (feuille Albertville) qui sont caractérisés par un facteur F élevé ont un facteur Q trop important. Or, nous avons vu, dans les diagrammes de variations des oxydes en fonction de l'indice de solidification, que le potassium ne suivait pas une évolution normale. Il semble donc que les faciès les plus basiques aient subi une contamination.

Si nous tenons compte de cette contamination, les points représentatifs des faciès basiques se situeraient plus à gauche et nous retrouverions une lignée "normale" allant des monzonites aux granites, en passant par les syénites.

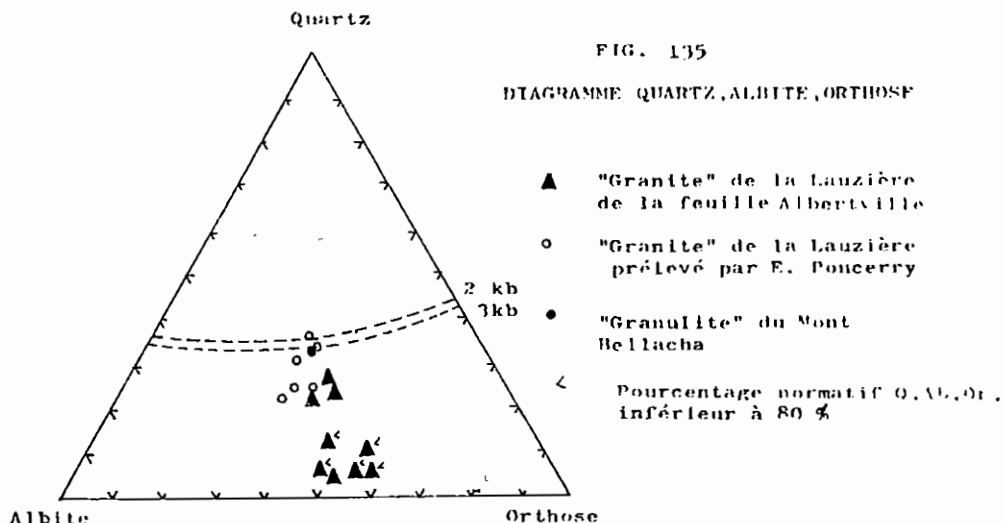
Le "granite" orthogneissifié de Cevins se différencie sur ce diagramme par un facteur A plus faible. Sur les diagrammes des variations d'oxydes en fonction de IS nous avions constaté que, pour un même indice IS, les teneurs en CaO et Na₂O étaient sensiblement les mêmes alors que la teneur en K₂O était plus faible, ce qui se traduit évidemment sur le diagramme QFB de H. de la Roche par un facteur A plus négatif.

On constate également que les faciès de la bordure ouest du granite de la Lauzière distingués par E. Poncerry se situent dans le même champ que le "granite" orthogneissifié de Cevins. Il semble donc qu'une certaine parenté soit à rechercher entre ces deux faciès.

VI-3.4) Diagramme Q Ab Or

Ont été reportées sur ce diagramme (cf figure 135) toutes les analyses des faciès de la Lauzière que nous avons à notre disposition. Les points représentatifs des échantillons ayant un pourcentage de quartz, albite et orthose inférieur à 80% sont munis du symbole <.

On constate que les différents faciès du "granite" de la Lauzière évoluent vers la ligne cotectique de pression de fluides voisine de 3 kb. Cette tendance est confirmée par les analyses d'E. Poncerry qui sont représentées par des cercles.



VI - 4. Géochimie des éléments traces

Ont été analysés le chrome, le nickel, le cobalt, le vanadium, le rubidium et le strontium.

Les teneurs moyennes sont reportées dans le tableau ci-dessous :

"Granite" Elément	Cr ppm	Ni ppm	Co ppm	V ppm	Sr ppm	Rb ppm
Lauzière	125 ± 35	71 ± 25	5 ± 3,6	71 ± 27	713 ± 294	230 ± 50
Cevins	42 ± 5	20 ± 6	6 ± 2,6	25 ± 7	414 ± 45	124 ± 41

On voit que, pour tous les éléments, les teneurs sont toujours supérieures pour les faciès du "granite" de la Lauzière, sauf pour celle du cobalt qui a une valeur comparable à celle du granite de Cevins.

Ces simples calculs de teneurs moyennes confirment la différence de chimisme entre le "granite" de la Lauzière et celui de Cevins déjà mise en évidence lors de l'étude des éléments majeurs.

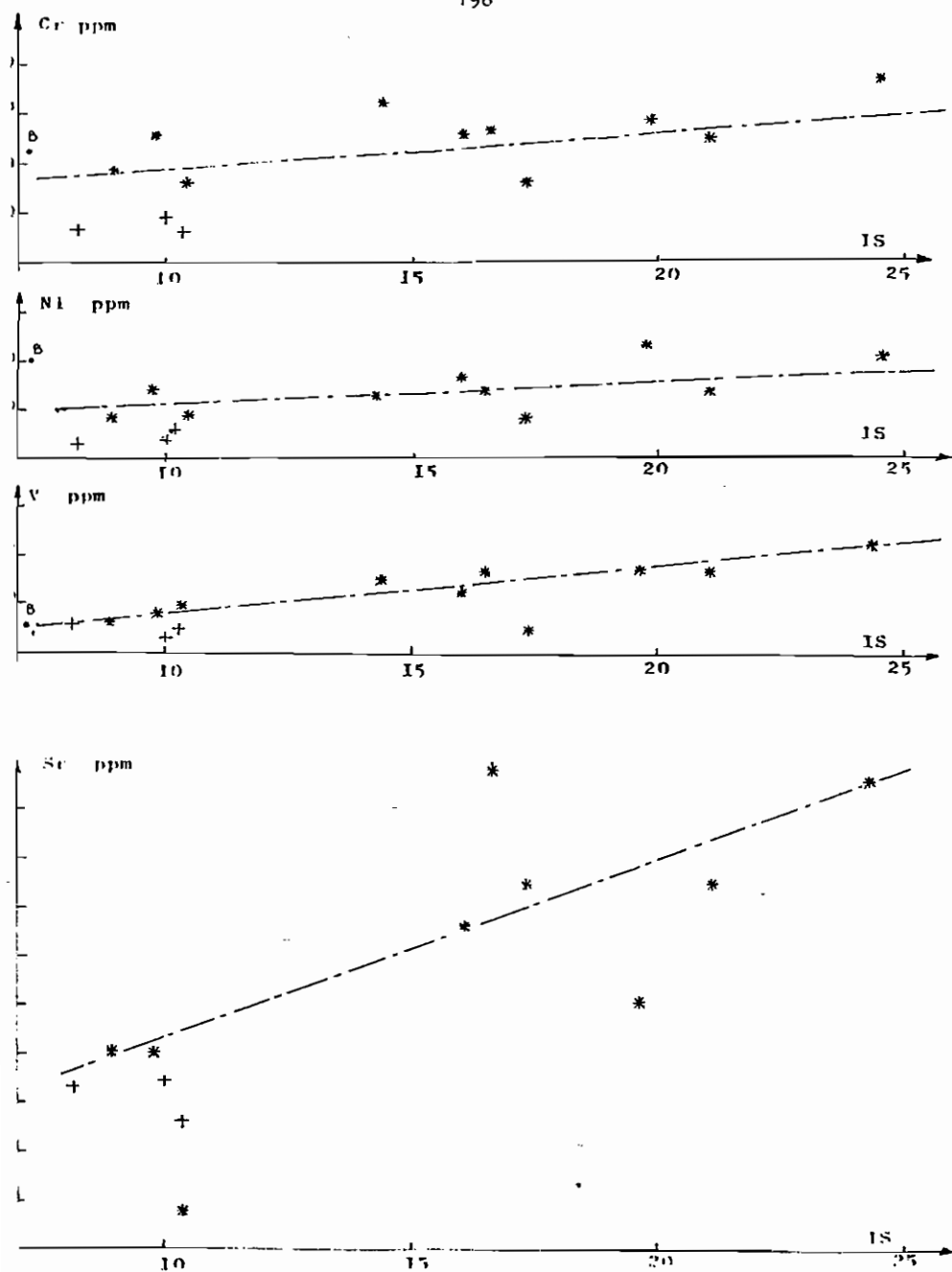


FIG. 156 (suite)

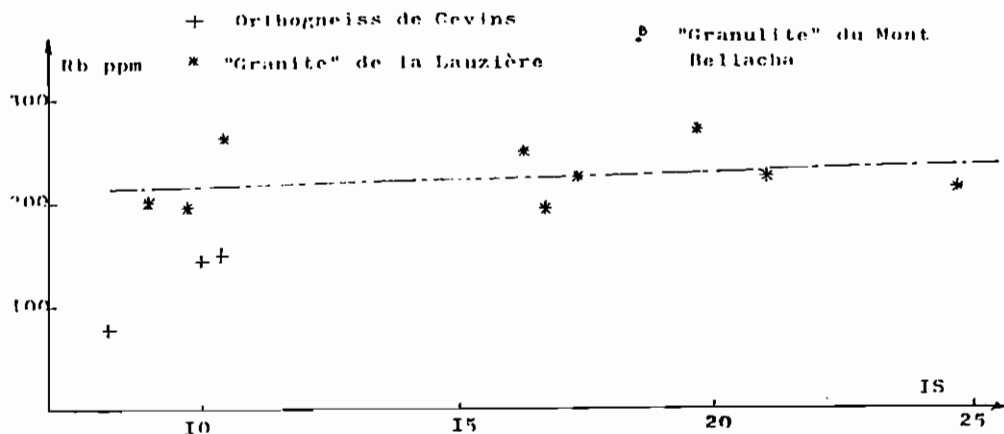


FIG. 136 Diagrammes éléments traces en fonction de l'indice de solidification (IS)

VI-4.1) Diagrammes des variations des teneurs en éléments traces en fonction de l'indice de solidification

Ces diagrammes (cf figure 136) confirment l'étude des éléments majeurs. On constate de bonnes corrélations entre IS et Cr, Ni, V.

Les teneurs en rubidium sont relativement constantes. Quant au strontium, avec des valeurs qui s'étalent de 180 à 1100 ppm, il ne donne pas une bonne corrélation avec l'indice de solidification.

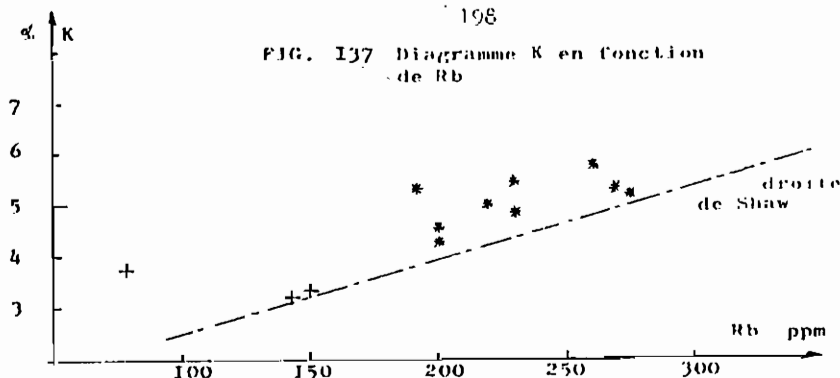
VI-4.2) Diagramme K-Rb et $K/Rb - Rb$

Le diagramme K-Rb (figure 137) montre une corrélation très moyenne et permet, là encore, de bien différencier les "granites" de la Lauzière et de Cevins.

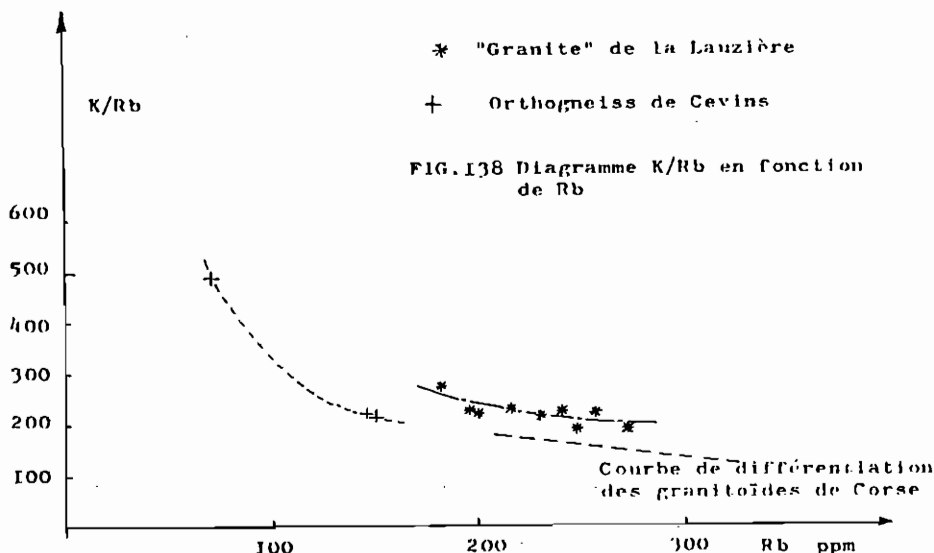
Dans ce diagramme nous avons également reporté la droite de Shaw (1968). Cette droite a été définie à partir d'un traitement statistique avec une relation du type $\log Rb = 1.115 \log K + 1.597$. Cette droite matérialise un "trend".

Le diagramme K/Rb en fonction de Rb (figure 138) montre encore bien la différence entre les "granites" de Cevins et de la Lauzière. A titre d'exemple, nous avons reporté la courbe de différenciation des granitoïdes de Corse. Elle se situe entre la courbe de différenciation du "granite" de la Lauzière et celle du "granite" orthogneissifié de Cevins.

FIG. 137 Diagramme K en fonction de Rb



* "Granite" de la Lauzière
 + Orthogneiss de Cevins
 FIG. 138 Diagramme K/Rb en fonction de Rb

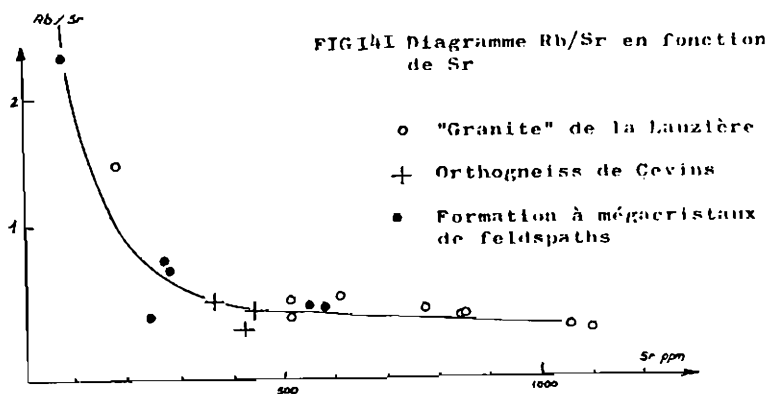


Afin de voir s'il existait des relations entre nos roches éruptives et des roches pouvant l'être, comme les gneiss à mégacristaux de feldspaths (Gneiss de Pussy-Plan du Col), nous avons reporté les nuages de chaque groupe de roches sur les mêmes diagrammes K-Rb et K/Rb - Rb.

Le diagramme K-Rb (figure 139) tiré de la thèse de Dupuy (1970) montre que les trois types de roches : "granite" de la Lauzière, "granite" de Cevins, gneiss à mégacristaux de feldspaths ont des teneurs en K et Rb correspondant à des valeurs moyennes de roches granitiques.

Il faut cependant noter que le "granite" de la Lauzière et les gneiss à mégacristaux ont un rapport K/Rb à peu près constant d'environ 230, tandis que le "granite" de Cevins a un rapport K/Rb variable. On constate également que le "granite" de la Lauzière et celui de Cevins sont déplacés par rapport aux granites moyens, vers les champs des feldspaths.

Sur un diagramme Rb/Sr en fonction de Sr (figure 141) on voit que toutes les roches, quelles que soient leurs origines, se situent sur une même lignée générale. Pour Dupuy (1970), ce fait semble vouloir dire qu'il n'existe pas de contamination d'un magma par un autre.



Sur le diagramme K/Rb - Rb (figure 140) ont été reportées, en plus des nuages des différents types de roches, les courbes de fusion d'un gneiss à 700 et 770° C. Dupuy (1970) a montré que le déplacement de ces courbes de gauche à droite était lié au facteur température, cette dernière étant plus élevée pour les courbes se situant à gauche.

En fait, ce facteur température n'est sans doute pas le seul en cause. En effet, alors que le granite de Cevins, de par sa composition chimique relativement acide, a dû cristalliser à une température plus basse que celle du granite de la Lauzière, plus basique.

La courbe K/Rb - Rb du premier devrait se situer à droite de celle du second. Or, on constate l'inverse et on peut donc penser qu'en plus du facteur température, certainement important, d'autres paramètres interviennent, en particulier la composition chimique.

Sur le diagramme (K/Rb, Rb) (figure 140) nous avons également reporté le point représentatif d'un granite moyen (K/Rb = 247, Rb = 170 ppm) donné par Turekian et Wedepohl (1961).

PLANCHE 55

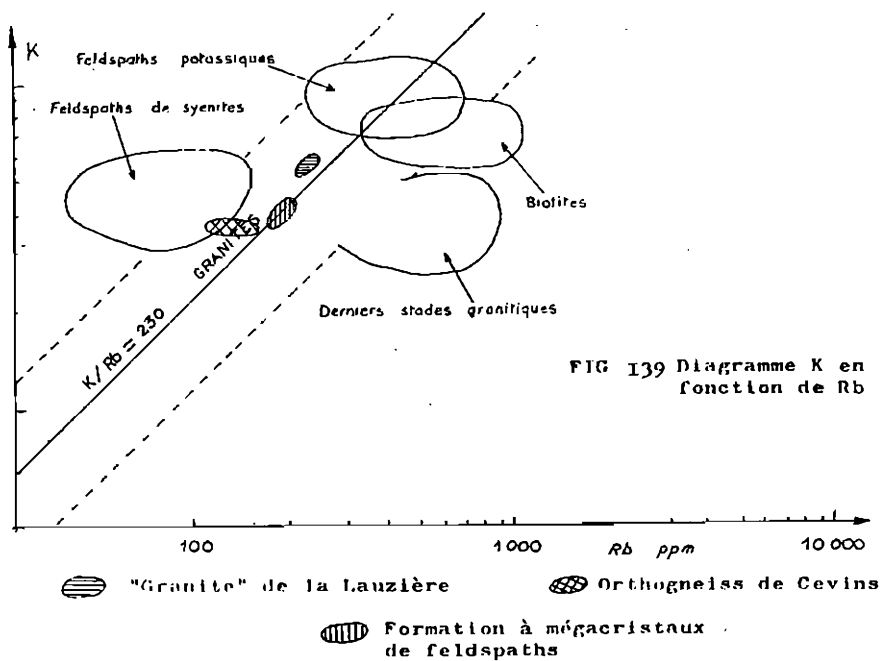


FIG 139 Diagramme K en fonction de Rb

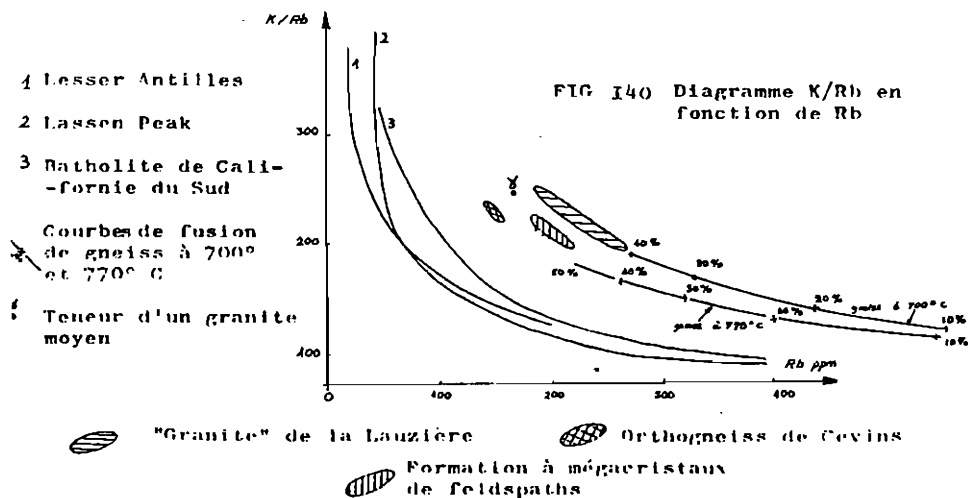
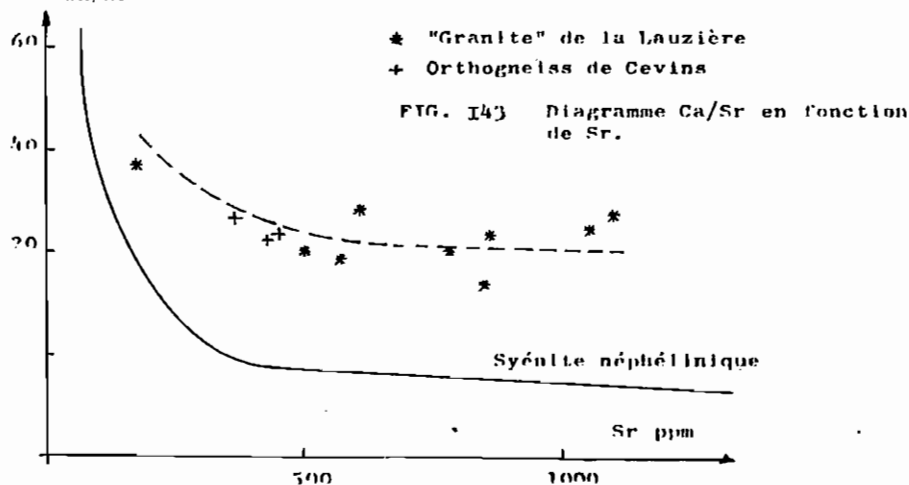
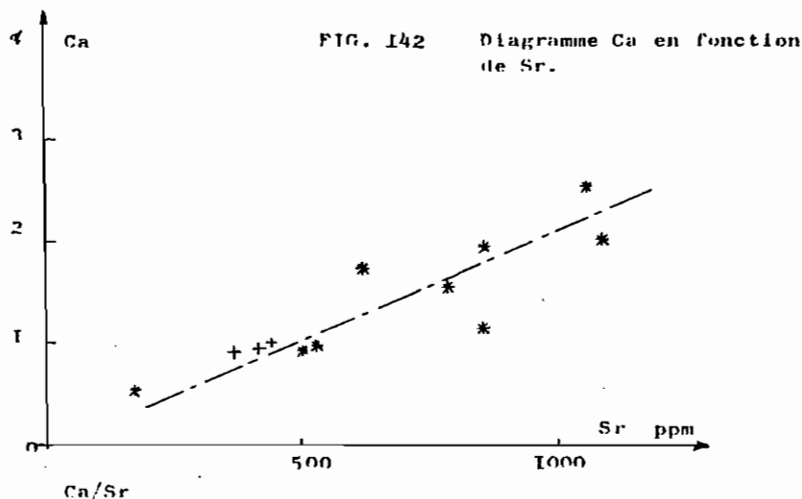


FIG 140 Diagramme K/Rb en fonction de Rb

On constate que ce point se place sur la même lignée que les formations à mégacristaux alors que le "granite" de la Lauzière semble avoir un rapport K/Rb plus élevé et celui de Cevins plus faible.

VI-4.3) Diagrammes Ca - Sr et Ca/Sr - Sr

Le diagramme Ca - Sr (figure 142) montre une corrélation moyenne positive ; le "granite" orthogneissifié de Cevins ne se différencie pas ici de celui de la Lauzière.



Le diagramme Ca/Sr - Sr (figure 143) montre que le "granite" de la Lauzière a un rapport assez faible en Ca/Sr, de l'ordre de 20 à 30. A titre d'exemple, nous avons mis la courbe de différenciation des syénites néphéliniques à partir d'un bain initial à faible rapport Ca/Sr.

Comme pour les diagrammes faisant intervenir le potassium et le rubidium, nous avons reporté dans les diagrammes Ca - Sr et Ca/Sr - Sr les roches éruptives et les gneiss de Pussy-Plan du Col.

Dans le diagramme Ca - Sr (figure 144), où les trois catégories de roches tombent dans le même domaine, on voit que le rapport Ca/Sr est très voisin et ceci malgré les différences de composition chimique. Pour Dupuy (1970), ce genre de constatation montrerait que les roches se sont formées, soit à partir de matériaux de composition différente, soit sous des conditions thermodynamiques différentes.

Dans le diagramme Ca/Sr, Sr (figure 145), les différentes roches forment un "trend" continu qui est caractérisé par un rapport Ca/Sr très faible (< 50) et relativement constant.

A titre de comparaison, nous avons reporté des "trends" d'évolution de différentes séries (courbe 1, 2, 4) et la courbe de fusion de la sanidine (courbe 5).

Ces courbes montrent que les roches granitiques de la région d'Albertville ont une évolution proche de la courbe de fusion de la sanidine.

Remarque : les valeurs de Sr et de Ca/Sr sont faibles mais relativement proches des valeurs données pour un granite moyen par Turekian et Wedepohl (1961).

Ca/Sr	51
Sr	100 ppm

VI-5. Conclusion à l'étude géochimique

Grâce au comptage pétrographique et à la classification de Streickisen, on a pu voir que le terme de granite n'était pas toujours justifié sur la feuille géologique Albertville au 1/50 000.

Ainsi le "granite" de Cevins qui a une composition de monzogranite est en fait, comme nous l'avons vu dans le chapitre pétrographie, complètement orthogneissifié ; il serait donc plus juste de parler d'orthogneiss de Cevins à composition de monzogranite.

De plus, l'étude géochimique a confirmé l'étude cartographique qui montre que, contrairement à ce que pensaient les auteurs précédents, l'orthogneiss de Cevins n'est pas le prolongement cartographique simple du "granite" de la Lauzière. Tous les diagrammes étudiés montrent des différences entre les deux.

Le "granite" de la Lauzière ne justifie son nom que pour les faciès méridionaux. L'étude géochimique a montré que les faciès étaient très variés et que les compositions géochimiques allaient de monzogranites quartzifères aux syénogranites en passant par des syénites quartzifères.

PLANCHE 56

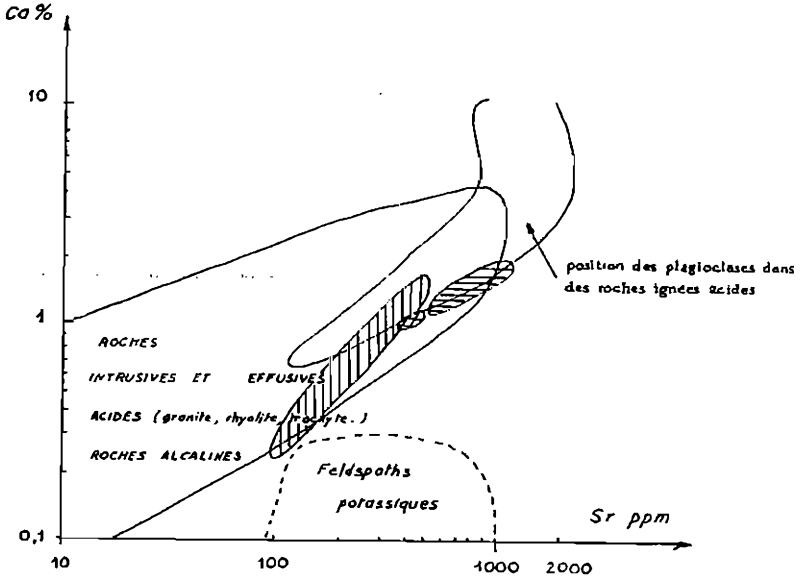


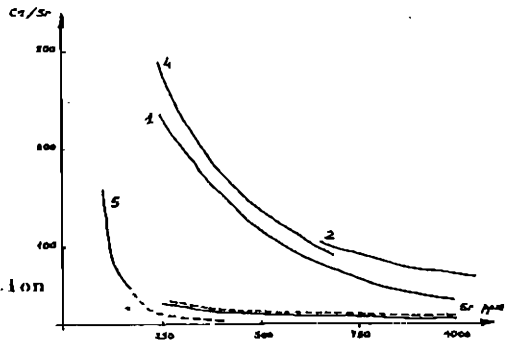
FIG. 144 Diagramme Ca en fonction de Sr

- "Granite" de la Lauzière
 Orthogneiss de Cevins
 Formation à mégacristsaux de feldspaths

- 1 Lesser Antilles
- 2 Lassen Peak
- 4 Intrusion de Skaergaard
- 5 Courbe de fusion de la sanidine

--- Roches éruptives de la feuille Albertville

FIG 145 Diagramme Ca/Sr en fonction de Sr



Seules, l'ex "granulite" du Mont Bellacha et celle de Notre Dame de Briançon sont conformes à l'appellation de granite car elles ont une composition de granite à feldspath alcalin.

L'étude géochimique des éléments majeurs en fonction de l'indice de solidification (IS) a montré que le "granite" de la Lauzière suivait les courbes de différenciation classiques à l'exception du potassium. Il semble, en effet, que certains faciès de cette lignée aient subi une contamination en potassium. Cette dernière se retrouve sur le diagramme QFB de H. de la Roche.

Le diagramme QFB a également montré que les faciès occidentaux du granite de la Lauzière étudiés par E. Poncerry (thèse en cours) sur la carte la Rochette, avaient des affinités géochimiques avec l'orthogneiss de Cevins.

L'étude comparative que nous avons faite, entre les "granites" de Cevins et de la Lauzière et les gneiss de Pussy-Plan du Col, et bien que le nombre d'analyses soit restreint, fait ressortir plusieurs faits dont on peut essayer de tirer les conclusions suivantes.

Tout d'abord, dans tous les diagrammes, il semble que les différentes roches aient un lien de parenté car elles se situent toujours dans les mêmes domaines.

L'étude comparative a également montré qu'il ne semble pas exister de contamination par d'autres magmas et que les phénomènes de température doivent avoir leur importance.

De plus, les teneurs anormales en potassium du "granite" de la Lauzière qui sont assez élevées (6 à 7%) mais qui suivent des évolutions géochimiques classiques, semblent être à relier à une teneur anormalement haute du magma qui a donné naissance à ce granite.

Cette teneur anormale en potassium est peut être à relier à une "contamination" en grand par les gneiss à mégacristsaux de feldspaths environnants. Le peu d'analyses d'éléments traces que nous possédons ne nous permet pas de résoudre ce problème.

De plus, il ne faut pas oublier que les Alpes forment une "province" anormalement riche en potassium. Le granite du Rochail présente le même type d'anomalie en potassium, les spilites des Alpes sont également très riches en cet élément. Cette anomalie étant très généralisée dans les Alpes, il est très difficile d'en connaître le pourquoi.

VII - TECTONIQUE ET AGE RELATIF DES ROCHES PLUTONIQUES DE LA FEUILLE GEOLOGIQUE ALBERTVILLE

VII-1. "Granite" de la Lauzière

Le "granite" de la Lauzière est principalement affecté par des déformations cassantes, seule une schistosité de fracture très fréquente de direction N 30° pentée fortement vers l'Est est bien visible.

Il arrive également que des faciès proches du contact soient foliés. Cette foliation est à relier à la mise en place du granite.

VII-2. Orthogneiss de Cevins

Comme son nom l'indique, ce massif granitique a pris l'allure d'un véritable gneiss. La direction de foliation est N 60° avec un pendage de 50° vers l'Est. De plus, cet orthogneiss est affecté par une tectonique cassante.

Ces deux granites montrent, comme nous l'avons vu dans le chapitre pétrographique, des caractères de granites intrusifs.

VII-3. Age relatif de ces deux granites

Il est évident que la mise en place du granite de Cevins s'est faite antérieurement à celle du granite de la Lauzière, ce dernier ne présentant pas d'orthogneissification généralisée.

L'âge de l'orthogneissification du "granite" de Cevins n'est pas facile à préciser. Nous ne disposons d'aucune datation radio-métrique et, de plus, la rétro-morphose alpine a dû rajeunir la formation.

Cependant, nous avons vu que la foliation métamorphique a une direction de N 60°. Or, la schistosité de fracture (sans doute alpine) qui affecte les séries encaissantes et le "granite" de la Lauzière, a une direction d'environ N 30°.

Il semble donc que les deux directions soient légèrement sécantes ce qui voudrait dire que l'orthogneissification du granite de Cevins est anté alpine.

Il est impossible de fixer un âge réel pour ces granites d'autant plus que celui des terrains encaissants est lui même inconnu. Par comparaison avec d'autres granites intrusifs des massifs cristallins externes, nous pouvons penser que le granite de la Lauzière a un âge hercynien supérieur compris entre 340 et 280 Ma.

Le "granite" de Cevins aurait donc un âge plus ancien. Du point de vue génétique, l'étude géochimique a montré que les lignées magmatiques entre les deux "granites" n'étaient pas les mêmes.

Cependant, des faciès occidentaux du "granite" de la Lauzière montrent des analogies géochimiques avec le "granite" de Cevins.

Il faudrait donc approfondir cette étude pour savoir si les "granites" appartiennent à deux magmas différents ou non. Cette étude sera sans doute reprise par E. Poncerry (thèse en cours).

Quant au granite à feldspath alcalin du Mont Bellacha, nous avons vu qu'il était toujours lié géochimiquement au granite de la Lauzière. Sa position intrusive dans les gneiss de Pussy-Plan du Col nous fait dire que ce granite doit appartenir à un cortège filonien accompagnant l'intrusion du "granite" de la Lauzière.

Remarque : L'âge de la "granulite" de Notre Dame de Briançon n'est pas connu.

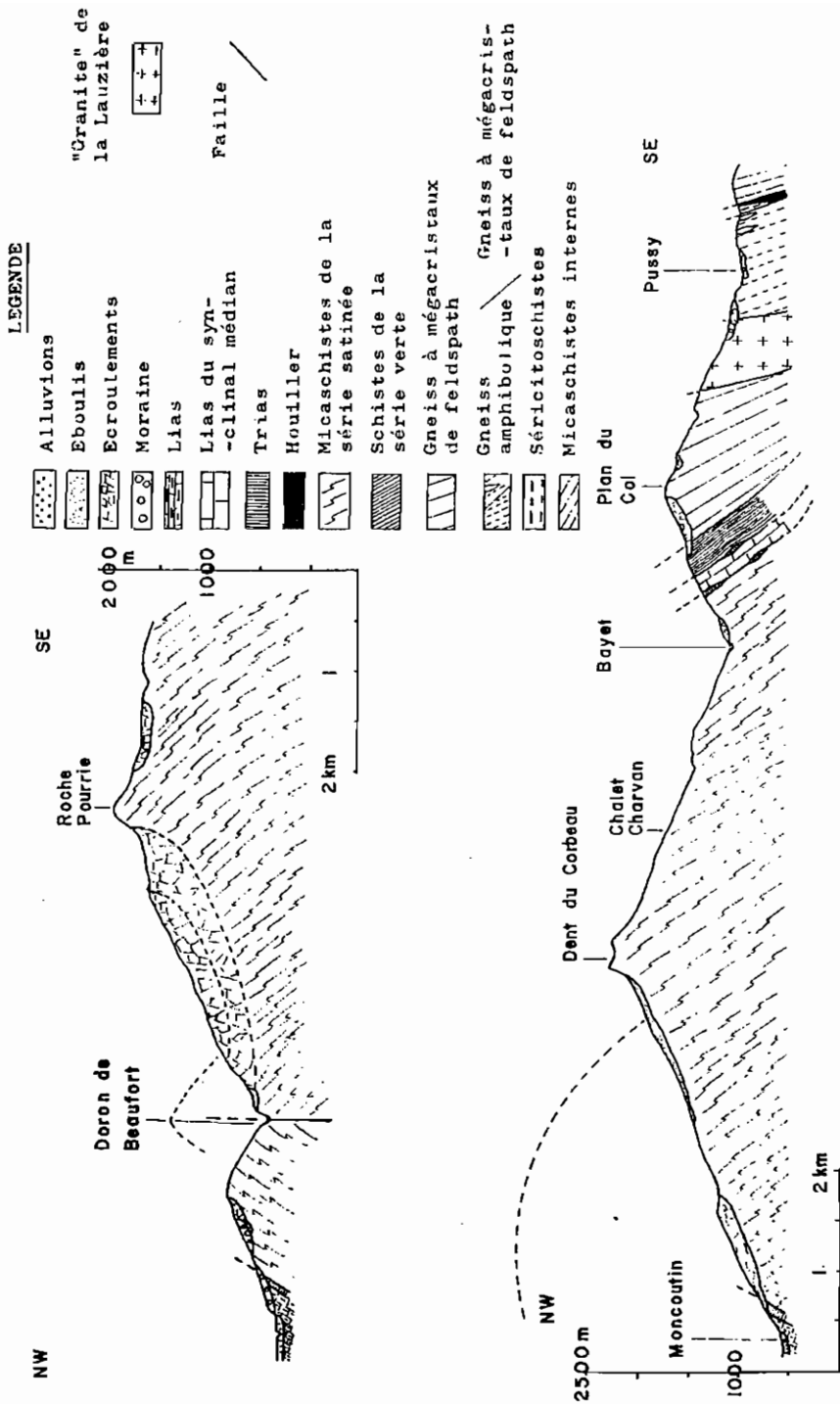


FIG. 146 COUPES INTERPRÉTATIVES DE LA CARTE GÉOLOGIQUE ALBERTVILLE.

CHAPITRE VII - CONCLUSIONS GENERALES

=====

La partie cristalline du Massif de Belledonne affleurant sur la feuille Albertville à 1/50 000 est représentée par quatre grands ensembles qui sont, d'Ouest en Est: la série satinée, la série verte, la série des gneiss de Pussy-Plan du Col et la série des micaschistes de Feissons/Isère.

Ces séries sont séparées par de grands accidents N30°. Les deux plus importantes, qui pincent des terrains houillers et liasiques, sont, à l'Ouest, le "synclinal médian" entre série satinée et série verte et, à l'Est, celui qui met en contact les gneiss de Pussy-Plan du Col et les micaschistes de Feissons.

La série satinée constitue à elle seule le rameau externe et toutes les autres forment le rameau interne.

Les coupes de la figure 146 montrent la disposition structurale d'ensemble de ces différentes séries pour la carte géologique Albertville à 1/50 000.

La série satinée

Il s'agit essentiellement de micaschistes variés d'aspect général satiné, sériciteux et/ou chloriteux, plus ou moins quartzueux, fréquemment albitiques et de quelques niveaux de prasinites.

L'étude géochimique a montré qu'il s'agissait d'une ancienne série sédimentaire de type flysch, formée par des shales et des quartzites, à l'intérieur de laquelle on trouvait de rares intercalations de roches volcaniques basiques.

Il est très difficile de préciser les conditions du métamorphisme principal qui a affecté la série sédimentaire originelle. En effet, aucun silicate typomorphe de métamorphisme n'a été observé. Tout ce que l'on peut dire, en procédant par comparaison avec des régions voisines, ce qui bien sûr ne peut constituer de preuve, c'est que les températures atteintes sont dans une fourchette comprise entre 450° et 575°C sous des pressions de 4 à 6 kb.

L'étude microscopique a mis en évidence un second métamorphisme qui a provoqué, en particulier, une chlorisation des biotites et une séricitisation des plagioclases. La paragenèse nouvelle est donc : albite, chlorite, épidote, calcite. Elle est caractéristique du stade faible de H.G.F. Winkler (1974).

L'étude structurale a montré que les micaschistes de la série satinée avaient été affectés de plusieurs phases de déformation, surtout postschisteuses, de directions variées.

La phase postschisteuse qui a laissé le plus "d'empreintes" est caractérisée par des plis P₂ N20° à 30° à regard vers le Nord Ouest. Localement, on observe, soit une schistosité S₂ soulignée par des paillettes de séricite qui peuvent se développer dans le plan axial des plis P₂, soit des porphyroblastes d'albite à schistosité interne tournée qui montrent que leur croissance et leur rotation se sont produites durant la même phase de déformation.

L'âge de la déformation responsable de ces plis P₂ n'a pu être précisé (hercynien ou alpin). Ce problème n'ayant pas trouvé de solution satisfaisante à l'échelle du Massif de Belledonne nous n'apporterons qu'un élément au débat.

Il s'agit de l'homothétie observée entre les directions des structures majeures qui existent dans la série satinée (plis P₂), et celles affectant la couverture sédimentaire mésozoïque (par exemple les plis à regard nord ouest et d'axe subhorizontal observés dans les terrains liasiques du "synclinal médian"). On pourrait donc être tenté d'attribuer à une phase de l'orogénèse alpine la phase postschisteuse majeure P₂ observée dans les micaschistes de la série satinée.

A l'appui de cette hypothèse il faut rappeler les données fournies par Poty et al. (1973) et Landry (1976) sur les conditions pression-température, d'une part des fentes alpines, d'autre part des terrains sédimentaires du synclinal médian dans le Beaufortin. Or ces conditions seraient suffisantes pour créer des déformations souples dans les micaschistes de la série satinée.

A l'encontre de cette hypothèse, vient d'abord l'observation faite par F. Carme (1977) de biotites de plan axial dans les micaschistes de la série satinée de la carte St Gervais à 1/50 000. Ces plis pourraient correspondre à nos plis P₂. Si c'est le cas, il est difficile d'admettre que les conditions pression-température d'une des phases du cycle alpin aient été suffisantes pour former de la biotite dans les micaschistes de la série satinée.

On peut également se demander pourquoi l'on ne retrouve pas les microplis P₂ dans les sérécito-schistes de la série verte. Ces derniers devraient, en effet, avoir un comportement mécanique assez similaire à celui de la série satinée. En fait, il ne s'agit pas d'un argument entièrement convaincant, car la position originelle des deux séries, avant la déformation, pouvait être différente.

Nous pouvons donc admettre, dans l'état actuel des connaissances, qu'au moins une partie des déformations ductiles observées dans la série satinée est d'âge alpin et que ces déformations "alpines" ont été guidées par d'anciennes structures, hercyniennes ou antérieures.

De plus, il est évident que les effets de la tectonique cassante alpine sont très importants. En effet, c'est à elle qu'on doit attribuer le chevauchement vers le Nord Ouest du socle, ainsi que les failles de type Riedel et les figures sigmoïdes qui lui sont associées. Ces éléments structuraux s'observent en effet dans les micaschistes de la série satinée ainsi que dans les terrains permotriassiques du Signal de Bisanne et liasiques du "synclinal médian".

C'est lors de cette phase de déformation que se serait déroulé le métamorphisme de faciès schistes verts, rétrotransformant les micaschistes de la série satinée. L'étude structurale a montré que, seuls, les accidents bordiers N 30° de la série satinée avaient fonctionné en plans de chevauchement mais, qu'avant, des décrochements majeurs avaient pu se produire le long de ceux-ci.

Cela nous a conduit à rechercher, dans le Massif Central, d'éventuelles séries équivalentes à la série satinée. Or, des ressemblances lithologiques et structurales existent entre les micaschistes des Cévennes (Weisbrod 1970) et ceux de la série satinée. Ces ressemblances ne sont certes pas des preuves d'un âge identique mais elles conduisent à proposer une étude comparative exhaustive de ces deux séries.

La série verte

L'étude pétrographique et géochimique des sérécito-chloritoschistes de couleur verte qui la constituent a montré qu'il s'agissait d'une ancienne série détritique de type grauwaacke. Cette conclusion est en accord avec celle d'Y. Gros (1974).

Dans cette série, la disposition stratigraphique originelle semble conservée, ce qui tendrait à montrer que le métamorphisme principal l'ayant affectée se serait déroulé sans déformation importante. Les conditions de ce métamorphisme ont été estimées à :

$$P = 4 \text{ à } 7 \text{ kb}$$

$$T = 450^{\circ} \text{ à } 470^{\circ} \text{ C}$$

Postérieurement à ce métamorphisme, cette série a été affectée par une tectonique cassante accompagnée de phénomènes rétro-morphiques (chloritisation, sérécitisation ...). Ces phénomènes seraient d'âge alpin.

Pétrographiquement et structuralement, il semble que la série verte soit l'unité cristallophylienne la plus récente parmi celles étudiées. Un âge devono-dinantien semble raisonnablement envisageable.

Les gneiss de Pussy-Plan du Col

Cette série située à l'Est de la série verte avec laquelle elle est en contact tectonique est divisée en deux parties par la lame "granitique" de la Lauzière.

La zone occidentale est caractérisée par la présence de gneiss à mégacristsaux de feldspaths et la zone orientale par des gneiss amphiboliques et des leptynites pouvant contenir des lentilles demi-kilométriques de gneiss à mégacristsaux de feldspaths.

L'étude géochimique a montré que les deux zones appartenaient bien à une seule et même série.

En ce qui concerne les faciès à mégacristsaux de feldspaths, il a été montré qu'ils avaient des affinités à la fois magmatiques et sédimentaires, et qu'on ne pouvait invoquer aucune métasomatose potassique "en grand". Seuls des phénomènes tectoniques ressortent bien des diagrammes géochimiques.

De la sorte, nous pensons que les arkoses à l'origine de ces gneiss à mégacristsaux de feldspaths de la zone occidentale proviendraient du remaniement d'un vieux socle caractérisé par la présence de granite porphyroïde situé plus au Sud. Quant aux gneiss de la zone orientale, ils auraient une origine grauwaackeuse.

En l'absence de silicate typomorphe de métamorphisme, c'est là encore par comparaison avec des séries avoisinantes que nous avons essayé de fixer les conditions du métamorphisme qui a affecté cet ensemble. Elles seraient les suivantes :

$$P = 3.5 \text{ à } 6 \text{ kb}$$

$$T = 600 \text{ à } 630^{\circ} \text{ C}$$

Ce métamorphisme est plus dynamique que statique. Il s'accompagne en effet de déformations rupturales et de recristallisations, par exemple de biotites fraîches dans les queues de pression de "vieilles" biotites.

Enfin, des phénomènes rétro-morphiques (destabilisation des minéraux de première paragenèse) et cataclastiques sans doute d'âge alpin affectent les gneiss de Pussy-Plan du Col.

En outre, c'est durant ces processus que se développent les faciès ocellés au détriment des faciès à mégacristsaux automorphes : déformation de ces derniers, recristallisation du quartz, chloritisation des biotites, déstabilisation des plagioclases. Au point de vue géochimique ceci se traduit par une augmentation de SiO_2 , Na_2O et une diminution de Fe_2O_3^+ , MgO , CaO , Al_2O_3 .

L'étude tectonique a également montré que la série des gneiss de Pussy-Plan du Col a, éventuellement, été impliquée dans une zone de cisaillement.

Les micaschistes de Feissons/Isère

L'étude pétrographique et géochimique des micaschistes à muscovite et/ou à biotite a montré qu'il s'agissait d'une ancienne série sédimentaire grauwaackeuse différente de celle de la série satinée.

Là encore, aucun silicate typomorphe de métamorphisme n'a été vu. Les conditions suivantes du métamorphisme principal sont donc très approximatives :

$450^\circ < T < 600^\circ \text{ C}$ pression indéterminable

Enfin, un métamorphisme cataclastique, produit sans doute durant le cycle alpin, a provoqué la déstabilisation des anciens minéraux.

Ce métamorphisme cataclastique d'âge alpin se retrouve dans toutes les unités cristallophylliennes du massif étudié.

Dans le rameau externe nous avons vu que la série satinée formait une série chevauchante vers le Nord Ouest. On pourrait donc penser que lors de ce chevauchement, les matériaux beaucoup plus compétents du rameau interne ont été plus ou moins écrasés et ont subi un métamorphisme cataclastique.

Roches éruptives

De l'étude pétrographique et géochimique effectuée sur les "granites" de la Lauzière, de Cevins et les microgranites du Mont Bellacha et de N. D. de Briançon, nous dégagerons les principaux caractères suivants :

- le terme de granite couramment utilisé par les auteurs n'est pas toujours justifié. Seul, l'orthogneiss de Cevins a une composition chimicominéralogique de granite au sens strict, et encore, ne s'agit-il plus d'un vrai granite, car il a été déformé.
- le "granite" de la Lauzière comporte de nombreux faciès allant de termes monzosyénitiques à des termes granitosyénitiques.
- certains diagrammes géochimiques, comme celui de l'indice de solidification (IS) en fonction des pourcentages pondéraux d'oxydes, montrent qu'en général les différentes oxydes, à l'exception du potassium, suivent des lignées de différenciation normales.
- les teneurs très élevées en potassium semblent être "primaires" c'est à dire présentes dans le magma originel et donc, vraisemblablement dans les terrains qui, par anatexie, l'ont donné. Il faut noter que ces teneurs "anormales" en potassium sont courantes dans beaucoup de formations des Alpes, qui, à certains égards, peuvent être considérées comme une "province potassique".
- le granite à feldspath alcalin du Mont Bellacha (ex granulite de C. Bordet 1957) est lié du point de vue génétique au "granite" de la Lauzière.

Conclusion sur les âges des différentes séries.

Nous ne proposerons pas ici de schéma synthétique sur l'évolution de la chaîne de Belledonne car nous ne disposons d'aucune datation, ni paléontologique, ni radiométrique. En outre, les différentes unités sont séparées les unes des autres par des accidents tectoniques dont certains pincent des terrains récents (Lias du synclinal médian par exemple). De la sorte rien ne prouve qu'avant le fonctionnement de ces accidents, les unités, actuellement mitoyennes, aient été en contact direct.

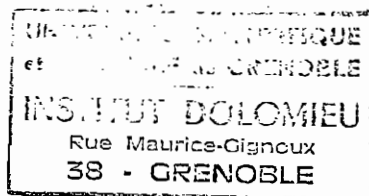
Malgré ces difficultés, on peut, à l'aide de nos observations et des résultats des travaux antérieurs, essayer de donner un âge relatif à ces diverses séries.

Dans la région d'Albertville, la série cristallophyllienne la plus récente est, à notre avis, représentée par les sérictoschistes de la série verte. L'âge dévono-dinantien, avancé par Y. Gros (1974), paraît vraisemblable.

En ce qui concerne la série satinée, qui constitue à elle seule le rameau externe, il s'agit d'une série de type flyschöide dont l'âge est, à notre avis, plus ancien que dinantien (âge proposé par C. Bordet en 1957). Elle pourrait être soit dévonienne, soit paléozoïque inférieur, soit briovérienne, cet âge étant celui proposé par F. Carme.

Quant aux gneiss de Pussy-Plan du Col et aux micaschistes de Feissons/Isère, il est impossible, à l'heure actuelle, de situer dans l'échelle chronologique le dépôt de leurs séries originelles.

Tout ce que l'on peut dire, c'est qu'il s'est effectué avant le Dévono-Dinantien. En outre, si l'âge du dépôt des diverses séries originelles ne peut être précisé, il n'est pas non plus possible de dater les épisodes tectonométamorphiques qui les ont affectées, ni de dire si, par exemple, certaines déformations observées dans la série satinée sont ou non contemporaines de celles observées dans les gneiss de Pussy-Plan du Col et que nous interprétons comme caractéristiques d'une zone de cisaillement.



ANNEXE

-oOo-

ANALYSES CHIMIQUES

Les échantillons sont repérés selon les quadrillages U.T.M.
feuille 31 (système géodésique européen unifié).

Série Satinée		Éléments Majeurs en %												Éléments Traces ppm			
N° Personnel	Localisation	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	Total	Cr	Ni	Co	V
2 (CD 17.18)	X : 770.25 Y : 5064.85 Z : 2020	63.47	17.80	6.89	0.03	2.36	0.00	1.08	3.70	0.76	0.10	3.70	99.89	140	111	0	137
1 (HG 78)	X : 766.25 Y : 5055.53 Z : 1300	75.73	12.24	3.86	0.07	1.03	0.00	1.17	2.35	0.73	0.07	1.97	99.24	144	81	5	81
1 (RI 67)	X : 765.15 Y : 5054.10 Z : 1800	89.29	5.59	1.33	0.00	0.34	0.00	0.43	1.49	0.15	0.05	1.09	100.07	76	27	6	38
2 (IJ 12.13)	X : 763.70 Y : 5060.10 Z : 630	66.33	16.72	6.09	0.04	1.36	0.15	0.60	4.00	0.85	0.13	3.49	99.77	137	62	0	135
3 (IJ 12.13)	X : 764.08 Y : 5060.38 Z : 680	43.70	27.38	11.42	0.09	3.28	0.12	1.16	5.94	1.08	0.16	5.22	99.57	170	69	0	196
1 (IJ 12)	X : 764.23 Y : 5049.55 Z : 1480	76.50	12.43	2.70	0.02	1.21	0.19	3.64	1.77	0.56	0.11	1.37	100.52	144	56	10	70
3 (MO 45)	X : 758.93 Y : 5051.75 Z : 1100	62.69	16.14	7.81	0.12	2.77	0.27	3.10	2.02	0.96	0.22	3.26	99.36	153	68	5	117
Roches Vertes de la Série Satinée		Éléments Majeurs en %												Éléments Traces ppm			
1 (IJ 23)	X : 763.88 Y : 5050.00 Z : 1610	50.19	17.50	11.11	0.22	5.94	3.79	2.42	1.43	2.64	0.49	3.91	99.83	272	141	20	223
4 (IJ 56)	X : 763.95 Y : 5052.88 Z : 2033	45.23	15.56	11.71	0.13	9.51	8.64	2.77	0.09	2.22	0.36	4.29	100.51				
1 (JK 23)	X : 763.23 Y : 5050.60 Z : 1950	44.26	14.80	9.32	0.13	4.91	11.06	2.90	0.22	1.91	0.38	9.12	99.01				
1 (FC 12.13)	X : 767.33 Y : 5060.48 Z : 410	44.32	13.08	13.99	0.32	6.46	5.65	1.88	0.91	2.62	0.38	10.48	100.09				

Série Verte		Éléments Majeurs en %												Éléments Traces ppm					
N° Personnel	Localisation	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	Total	Cr	Ni	Co	Rb	Sr	
5 A (ED 56)	X : 768.70 Y : 5053.25 A 317 Z : 630	69.14	14.80	2.60	0.02	1.44	0.79	3.75	3.83	0.48	0.18	2.42	99.48	237	153	15	152		
6 (ED 56)	X : 768.70 Y : 5053.30 A 85 Z : 645	53.78	16.18	7.60	0.10	6.89	8.18	1.56	1.45	1.29	0.22	2.69	100.14	301	146	14	166	27 367	
7 (ED 56)	X : 768.68 Y : 5053.20 A 318 Z : 655	59.89	15.43	8.88	0.07	3.04	3.38	3.24	1.37	1.14	0.24	2.78	100.07	153	61	0	241		
8 (ED 56)	X : 768.60 Y : 5053.20 A 57 Z : 665	61.81	15.05	6.75	0.09	4.01	3.00	3.97	0.74	0.69	0.14	3.45	99.70		40	2	180	24 168	
11 (ED 56)	X : 768.53 Y : 5053.10 A 422 Z : 750	69.79	17.67	0.99	0.02	0.80	0.28	6.49	2.34	0.26	0.06	1.20	99.93	60	27	5	11		
12 (ED 56)	X : 768.53 Y : 5053.07 A 388 Z : 765	70.10	17.12	1.64	0.01	1.37	0.68	5.15	2.52	0.33	0.06	1.89	100.89						
Gneiss à Mégacristsaux de Feldspaths (Zone Ouest)		Éléments Majeurs en %												Éléments Traces ppm					
12 Y	X : 770.65 Y : 5054.60 A 67 Z : 770	65.57	16.32	3.29	0.05	2.45	1.34	3.91	4.43	0.54	0.15	1.95	100.00	79	30	4	61	175 270	
13 Y	X : 770.75 Y : 5054.45 A 90 Z : 830	63.26	16.36	4.13	0.08	1.54	2.65	3.11	5.13	0.55	0.16	1.65	99.28	81	30	20	60	206 550	
1 (BC 78)	X : 770.45 Y : 5054.70 A 61 Z : 697	69.15	15.99	1.81	0.04	1.54	0.92	2.90	5.90	0.27	0.10	1.55	100.27	46	23	12	29	60 235	
6 (DC 78)	X : 771.00 Y : 5055.30 A 58 Z : 1290	64.12	18.13	3.47	0.05	1.51	2.81	4.98	3.37	0.70	0.16	1.31	109.61	26	20	7	57	166 422	
9 B (BC 78)	X : 770.85 Y : 5055.38 A 315 Z : 1110	66.60	17.46	2.10	0.16	1.16	1.29	4.29	5.60	0.44	0.01	1.56	100.71	102	55	6	21		

Gneiss & Migmatites de Feldspathic (Zone Ouest)		Éléments Majeurs en %												Éléments Traces ppm						
N° Personnel N° Laboratoire	Localisation	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	HF	Total	Cr	Ni	Co	V	Rb	Sr	
11 (BC 78)	X : 771.00 Y : 5055.50 Z : 1170	65.24	16.60	2.76	0.09	1.71	1.40	4.30	5.01	0.45	0.14	2.41	100.13	61	32	5	41			
2 (BC 56)	X : 769.65 Y : 5053.07 Z : 480	66.06	16.68	2.95	0.06	1.80	2.12	3.90	4.21	0.53	0.15	1.09	99.55	97	37	4	59	172	507	
3 (ED 56)	X : 768.85 Y : 5053.06 Z : 660	72.45	14.68	1.93	0.03	0.81	0.66	4.69	4.26	0.28	0.09	0.98	100.86	45	10	6	19	177	271	
4 (ED 56)	X : 768.85 Y : 5053.06 Z : 665	65.52	17.55	2.95	0.03	1.79	1.52	4.21	5.54	0.48	0.13	1.12	100.96	69	50	6	57			
15 (ED 56)	X : 768.85 Y : 5053.05 Z : 660	70.00	15.28	2.35	0.03	1.31	0.41	3.86	4.75	0.34	0.12	1.22	99.67	93	26	6	20	184	80	
16 (ED 56)	X : 769.62 Y : 5052.95 Z : 840	52.70	18.09	7.03	0.15	6.37	6.25	6.39	1.41	0.91	0.20	1.24	100.70	57	34	3	36			
17 (GP 23)	X : 766.55 Y : 5050.05 Z : 1880	68.08	16.20	2.36	0.03	1.39	1.49	5.05	4.23	0.48	0.17	1.35	100.84	74	32	6	48			
Gneiss Leptynites Fines (Zone Ouest)		Éléments Majeurs en %												Éléments Traces ppm						
14 Y5	X : 770.75 Y : 5054.25 Z : 830	71.67	15.19	1.38	0.04	0.88	0.41	4.77	4.23	0.22	0.06	0.82	99.67	55	25	13	0	175	174	
9 A (BC 78)	X : 770.85 Y : 5055.38 Z : 1110	61.68	19.48	3.56	0.03	2.03	1.82	3.59	4.52	0.82	0.17	1.89	99.62	46	18	3	54			
3 A* (GB 12)	X : 765.95 Y : 5048.88 Z : 2425	66.30	16.29	5.56	0.09	2.19	1.16	2.99	3.09	0.77	0.14	2.20	100.77							
5* (GH 12)	X : 766.08 Y : 5049.00 Z : 2350	64.82	15.82	6.42	0.14	3.03	0.36	3.35	2.91	0.84	0.13	2.71	100.52	160	73	5	140			

Gneiss & Mégacristsaux de Feldspaths (Zone Est)		Éléments Majeurs en %												Éléments Traces ppm					
N° Personnel	Localisation	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	Total	Cr	Ni	Co	V	Rb	Sr
N° Laboratoire																			
2 Y8	X : 770.35 Y : 5051.78	67.02	18.04	2.11	0.02	1.43	0.97	4.13	4.40	0.35	0.18	1.01	99.68	71	25	10	33		
A 315	Z : 400																		
5 A	X : 769.40 Y : 5049.70	51.56	16.41	6.39	0.08	5.80	4.78	4.46	4.19	1.65	1.00	2.01	100.34	210	116	9	140		
A 308	Z : 850																		
5 B	X : 769.40 Y : 5049.70	60.18	17.05	3.68	0.06	4.26	2.96	4.08	3.96	0.73	0.52	1.81	99.30	229	86	6	84		
A 314	Z : 850																		
8	X : 769.50 Y : 5049.75	66.71	14.67	3.37	0.07	1.79	2.35	2.82	4.65	0.63	0.25	2.20	99.51	247	37	3	53	174	552
A 91	Z : 850																		
9	X : 769.15 Y : 5051.00	69.67	16.49	1.47	0.03	1.13	0.84	4.94	4.32	0.23	0.13			59	11	10	10	179	344
A 92	Z : 1000																		
6 (BC 45)	X : 770.68 Y : 5052.50	62.96	16.81	6.60	0.10	3.28	1.20	1.92	2.79	0.91	0.14	2.72	99.44						
A 433	Z : 500																		
6 (ED 34)	X : 769.13 Y : 5051.05	52.91	20.70	6.80	0.08	3.96	2.34	6.49	2.25	1.29	0.50	3.29	100.61						
A 426	Z : 980																		
7 (ED 34)	X : 769.05 Y : 5050.95	67.52	17.61	1.80	0.02	1.07	2.00	4.71	4.39	0.33	0.16	1.07	100.69						
A 427	Z : 980																		
10 A (ED 34)	X : 768.70 Y : 5051.13	63.47	16.63	4.16	0.05	2.68	3.07	3.77	4.33	0.83	0.31	1.75	101.01						
A 432	Z : 1180																		
10 B (ED 34)	X : 768.70 Y : 5051.13	63.11	16.70	4.55	0.04	2.74	1.91	3.73	4.58	0.82	0.30	1.74	100.23						
A 424	Z : 1180																		
5 (CD 34)	X : 769.68 Y : 5050.75	59.93	17.29	7.10	0.12	3.33	3.10	4.60	2.31	0.96	0.15	2.03	100.93	208	130	7	143		
A 394	Z : 805																		
7 (CD 34)	X : 770.10 Y : 5051.18	70.79	15.53	1.96	0.92	1.02	0.26	3.65	5.61	0.50	0.19	1.37	100.32	92	53	9	10		
A 390	Z : 640																		

BIBLIOGRAPHIE

-000-

- ALBEE A.L. 1968 Métamorphic zones in northern Vermont. In Zen, E-An, White, W.S. HADLEY J.B. et Thompsen, J.B., Jr (Eds) Studies of Appalachian geology New York : Interscience.
- ALRIC G. VIRLOGEUX D. 1977 Pétrographie & géochimie des roches métamorphiques et magmatiques de la région de Deh-Bid-Bawanat chaîne de Sanandaj-Sirjan - Iran. Thèse de 3ème cycle, Grenoble
- ALTHAUS E., KAROTKE E., NITSCH KH., WINKLER 1970 An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. N. 5b. Mineral Mh 325 336.
- APRAHAMIAN J. 1974 La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux (variations et relations possibles avec des événements tectoniques et métamorphiques alpins). Géologie alpine Tome 50 p5.
- ARTHAUD P. et MATTE H. 1975 les décrochements tardi-hercyniens du Sud Ouest de l'Europe etc. Tectonophysics 24, 139 171
- BARD J.P. et LOUEYIT J. 1978 Sur l'origine des gneiss ocellés de l'Espinouse dans la zone axiale de la montagne Noire (Massif Central) conséquences tectoniques Bull. soc. géol., France 1978 (7), t xx, n° 5 P 751 - 772
- BERTHET P. 1957 Les schistes cristallins des versants de la vallée de la Romanche dans la traversée de Belledonne. DES Grenoble
- BERTRAND J.M.L. 1974 Evolution polycyclique des gneiss Précambriens de l'Aleksod (Hoggar Central, Sahara Algérien) Aspects structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques. CNRS - Centre de Recherches sur les zones arides Série géologie N° 19
- BIRD G.W. et FAWCETT J.J. 1973 Stability relations of Mg-chlorite muscovite and quartz between 5 and 10 kb water pressure J. Petrol. 14 p 415 - 428
- BOCQUET J. 1974 Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse d'état Grenoble.
- BORDET C. 1954 Sur quelques particularités de la géologie à l'extrémité septentrionale du massif cristallin de Belledonne dans la région du Beaufortin. C.R.A.S. Fr. t 238, n° 4, p. 494
- BORDET C. 1954 Sur l'existence d'un élément structural hercynien commun aux massifs de Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux (Alpes françaises). C.R.A.S. fr. t 238 n° 7 p.830
- BORDET C. 1957 Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif cristallin de Belledonne dans la région du Beaufortin. Thèse Ing. Dr, Paris, 385 p.
- BORDET C 1961 Sur la géologie du massif de Belledonne (ss), Isère C.R.A.S. fr. t 252, p. 434 - 436
- BORDET C. et BORDET P. 1952 Sur la géologie des massifs des Grandes Rousses et de Belledonne. C.R.A.S. fr. t 234 n° II p.500-502
- BORDET C. 1961 Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne (ss) (feuilles de Domène et Vizille au 50 000^e). Bull. Serv. Carte Géol. fr. t 59 n° 269, P. 239-250
- BOSSIERE G. et VAUCHEZ A. 1977 Cisaillements ductiles et mylonitisation des granites tardifs de la bande Blastomylonitique de Grande Kabylie occidentale (Algérie) 5^e RAST Rennes 77
- BOSSIERE G. et VAUCHEZ A. 1978 Déformation naturelle par cisaillement ductile d'un granite de grande Kabylie occidentale (Algérie) Tectonophysics, 51 (1978) 57 - 81

- BOSSIÈRE G. et VAUCHEZ A. 1978 Un linéament fondamental de l'Algérie du Nord, le décrochement blastomylonitique de Grande Kabylie 6 RAST Orsay 1978
- BOUCHEZ JL. 1977 Le quartz et la cinématique des zones ductiles Thèse d'Etat, Nantes, 176 p.
- BOUDON J., GAMOND J.F., GRATIER JP., ROBERT JP., DEPARDON JP., 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 NS ? *Edogae geol. Helv.* vol 69/2 p. 509-519
- BROWN E.H. 1971 Phase relations of biotite and stilpnomélane in the greenschist faciès. *Contr. Miner. Petrol.* 31 p. 275 - 299
- BROWN E.H. 1975 A petrogenetic Grid for Reactions producing Biotite and other Al-Fe Mg silicates in the Greenschist Facies *J. of Petrol.*, 16, P. 258 -271
- CAILLAT C., PARVIZ P., MARTEL-JANTIN B. 1978 Géologie de la région de Saveh (Iran). Contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme tertiaires de la Zone de l'Iran Central Thèse de 3ème cycle, Grenoble
- CARFANTAN JC. 1973 La bordure sédimentaire du massif de Belledonne entre la vallée de l'Arc et Albertville. Caractères stratigraphiques et structuraux *Ann. C.U. Savoie Tome I* p. 113
- CARME F. 1965 Sur deux formations, d'origine volcanique, des schistes cristallins anté-houilliers de la chaîne de Belledonne. *C.R.A.S. fr. t. 260 n°9* p. 6401-6404
- CARME F. 1965 Existence de deux formations détritiques remarquables (conglomérats et flyschs) dans les schistes cristallins anté-houilliers du Taillefer (chaîne de Belledonne, Alpes françaises) *C.R.A.S. fr. t. 260 n°25* p. 6656 - 6659
- CARME F. 1970 Ages Briovériens probables de la série supposée dévono-dinantienne et existence d'un cycle orogénique antéhercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne. *C.R.A.S. fr. t. 271* p. 631
- CARME F. 1970 Successions granitiques et caractère spécifique de la granitisation hercynienne dans la chaîne de Belledonne. *C.R.A.S. fr. t. 271* p. 696
- CARME F. 1970 Tectoniques superposées et granitisations successives dans les massifs cristallins externes des Alpes ; arguments nouveaux en faveur du rôle majeur d'une orogénèse anté-hercynienne dans la formation des terrains cristallins de Belledonne et des Aiguilles Rouges. *C.R.A.S. Fr. t. 271* p. 1733.
- CARME F. 1970 Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôles des décrochements. *C.R.A.S. fr. t. 271* p. 2232
- CARME F. 1971 Le problème de l'âge des séries cristallophylliennes des massifs externes ; corrélation entre deux schémas structuraux récemment proposés, respectivement pour la chaîne de Belledonne et le Haut Dauphiné cristallin. *C.R.A.S. fr. t. 273* p. 1671
- CARME F. 1971 Les phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne - Aiguilles Rouges *C.R.A.S. fr. t. 273* p. 1771
- CARME F. 1971 Données microstructurales pour une corrélation possible entre les massifs cristallins externes alpins et les Cévennes septentrionales. *C.R.A.S. t. 273* p. 2038
- CARME F. 1973 Précisons sur le métamorphisme majeur des schistes cristallins de la chaîne de Belledonne ; essai de zonéographie et distribution verticale des zones au niveau de la coupe de la Romanche. *C.R.A.S. fr. t. 277* p. 2133
- CARME F. 1974 Idées nouvelles sur le style et l'ampleur de la tectonique hercynienne à la marge sud de la zone Avenir (Massif Central). *C.R.A.S. fr. t. 278* p. 2613

- CARME F. 1974 Sur la paragenèse tardive à disthène, sillimanite prismatique et zoisite dans les anatexites à pinite des environs d'Allemont (Chaîne de Belledonne) C.R.A.S. fr.t.278 p.565
- CARME F. 1977 Notice de la carte géologique St Gervais les Bains à 1/50 000 B R G M
- CARMICHAEL DM. 1969 On the mechanism of prograde metamorphic reaction in quartz bearing pelitic rocks Contr. Miner. Petrol 20 p244 & 0
- CARRON JP. BONIN B. VELLUTINI P. et LAGACHE M. 1973 L'évolution du rapport K/Rb dans les roches éruptives de Corse occidentale Bull. Soc. géol. fr. 7XV n° 3-4 p. 274 287
- CHATTERJEE ND. 1971 Phase equilibria in the alpine metamorphic rocks of the environs of the Doria Maira Massif, western Italian Alps. Neues Jb. Miner. Abh. 114 p. 211-245
- DAS BK. 1971 Petrology of pelitic schists and gneisses of chaubattia' Ranikhet Area - Almora District Uttar Pradesh, India. Géo. Rundschau 60 2 p.522-567
- DAY HW. 1973 The high temperature stability of muscovite plus quartz Am. Min. 58 255-262
- DEBELMAS J. 1970 Alpes (Savoie et Dauphiné). Guides géologiques régionaux Masson - Paris 213 p.
- DONDEY D. 1960 Contribution à l'étude de la série cristallophylienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale. Trav. Lab. géol. Fac. Sc. de Grenoble, t.36 p.285
- 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 Thèse Etat Montpellier
- ERNST WG. 1963 Significance of phengitic micas from low-grade schists Am. Miner 48 p 1557-73
- ERNST WG. 1972 CO₂ poor composition of the fluid attending Franciscan and Sambagawa low grade metamorphism Géochim Cosmochim. Acta 36 p 497-504
- ETCHECOPAR A. 1974 Stimulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Etude du développement de structures orientées par écrasement et cisaillement. Thèse Nantes 135 p.
- EUGSTER HP. 1970 Thermal and ionic equilibria among muscovite, K - Feldspar and aluminosilicate assemblages. Fortschr. Miner. 47, 106 - 123
- EVANS BW. 1965 Application of a reaction rate method to the break - down equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. Am. J. Sci ; 263 p. 647 - 667
- EXNER C. 1961 Schachbretthalbit und Myrmekit. Eine verteilungsregel im Hochalm-Angokelmassiv. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt H.1 p.59-63
- 1^{er} FORT P. et EHRSTROM CE. 1969 Caractères géochimiques et origine des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne Sciences de la Terre Nancy 14 n° 3 p. 215-238
- 1^{er} FORT P. et PECHER A. 1971 Présentation d'un schéma structural du Haut Dauphiné cristallin C.R.A.S. fr. 273 série D p.3-5
- FRANK . THONI M. et PURTSCHALLER F. 1977 Géologie and petrography of Kulu South Lahul area. Coll. Intern. CNRS n° 268. Ecologie et géologie de l'Himalaya Sèvres 1976, Sc. de la Terre p147-172
- FREY M., HUNZIKER JC., ROGGWILLER P. et SCHINDLER C. 1973 Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in denhelvetischen Alpen der Ostschweiz. Contr. Miner. Petrol. 39 p. 185 218
- GASQUET D. 1979 Etude pétrographique, géochimique, et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Chatelard traversés par la galerie EDF Arc-Isère. Alpes françaises. Thèse de 3^{ème} cycle - Grenoble.

- GIBERGY P. 1968 Découverte de "grès à trous" renfermant des débris d'organismes dans les schistes noirs du Valbonnais (série cristallophyllienne des Massifs Cristallins Externes dans les Alpes françaises). C.R.A.S. fr. Série D 267 pp 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.A.S. fr. Série D t.288 p1079 1082
- GIRAUD P. 1952 Les terrains métamorphiques du massif des Grandes Rousses (Isère). Bull. Soc. Géol. Fr., série 6, t.2 P. 379
- GOLDSMITH JR. et LAVES F. 1961 The sodium content of microcline and the microcline-albite série Inst. Lucas Mallada CSIS Cursillos Y conferencias, fasc VIII p. 81 96
- GONI J. 1966 Contribution à l'étude de la localisation et de la distribution des éléments en traces dans les minéraux et les roches granitiques Mémoires du BRGM N° 45
- GRATIER JP. LEJEUNE B. VERGNE JL. 1973 Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux Thèse de 3ème cycle Grenoble
- GROS Y. 1974 Etude pétrographique et structurale du Beaufortin (N de Belledonne). Thèse de troisième cycle Grenoble.
- GUITARD G. 1970 Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées orientales) Mémoires du BRGM N° 63 1970
- HOSCHEK G. 1967 Untersuchungen zum stabilitätsbereich von chloritoid und staurolith Contr. Mineral and Petrology 14 p123 162
- HOSCHEK G. 1971 Stabilitätsbeziehungen von Biotit Fortschr. Miner 49 p22
- HOSCHEK G. 1973 Zur stabilität metamorpher Biotit- Paragenesen T schermaks Min. Petr. Mitt. 20 p 48 58
- KALSBECK F. 1962 Petrology and structural geology of the Berlandche-Valloire area (Belledonne massif, France). Druco Drukkerijbe Drijven-Leiden.
- KINGMA ST. 1958 Possible origin of piercement structures, local unconformities, and secondary basins in the eastern geosyncline, New Zealand -New Zealand Jour. Geology and Geophysics, v1, n° 2 p.269-274
- KRUMMENACHER D. BORDET P. LE FORT P. 1965 Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. Problèmes de raccords stratigraphiques et géochronométriques. Schweiz. Minéral. Pétrogr., 45 p. 855-874
- LAMEYRE J. 1958 La partie nord du massif des Grandes Rousses. Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Fr. n° 34 p. 83
- LANDRY P. 1976 Contribution à l'étude géologique de la région de Roselend (Savoie) Thèse de 3ème cycle Grenoble
- LIO JG. KUNIYOSHI S. ITO K. 1974 Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system Am J. Sci. 274 p613-632
- MATHER JD. 1970 The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. J. Petrology, 11, p. 253-75
- MEILLIEZ F. PAQUET 1978 Microtexture de quartz paléodéformés conséquences. Bull. Soc. Géol. Fr. 1978 n°4 p. 198-200
- MENARD G. 1979 Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques Thèse de 3ème cycle, Grenoble
- MICHAEL W. HIGGINS 1971 Cataclastic Rocks Geological survey Professional Paper 687

- MICHEL et BERTHET 1958 Les formations cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne dans la vallée de la Romanche (Isère) C.R.A.S. fr., t 246, p 1888
- MIYASHIRO A. 1973 Metamorphism and metamorphic belts George Allen and Unwin, London
- MOINE B. LA ROCHE (H. de) 1968 Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique C.R.A.S. fr. t. 271 p. 696
- MULLER G.(von), BRAUN E. 1977 Nach Methoden zur Berechnung von Geisteinsnormen
- NICOLAS A. POIRIER JP. 1976 Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks ED. Wiley Interscience Londres 444 p
- NITSCH KH. 1970 Experimentelle bestimmung der oberen stabilitäts-grenze von stilpnomelan Fortschr. Min. 47 p. 48-49 Frankfurt (1970)
- PECHER A. 1978 Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement Exemple du grand chevauchement central Himalayen (M.C.T.) Transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal. Thèse d'Etat Grenoble
- PIJOLAT B. 1978 Les déformations des terrains secondaires de la région de Mégève (Hte Savoie) mise en évidence d'une zone de cisaillement dans un plan horizontal. Thèse 3ème cycle LYON
- PONCERRY E., SIMEON Y., GIRAUD P., VIVIER G. 1979 Une lignée granitoyénitique de la chaîne de Belledonne - Exemple : le granite de la Lauzière (Savoie) 7ème réunion Ann. Sci. de la Terre LYON
- POTY B., WEISROD A., STALDER HA. 1973 Température et croissance des cristaux de quartz des fentes alpines dans les Alpes françaises et suisses. Réunion. ann. Sci. de la Terre Paris p. 343
- RAMBERG H. 1952 The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago Univ. Press.
- ROBERT JP. 1976 Les décrochements, fracturation et mouvement de blocs associés - exemple des massifs subalpins dauphinois Thèse de 3ème cycle Grenoble
- ROCCI G. JUTEAU T. 1968 Spilites kërato-phyes et ophiolites. Influence de la traversée d'un socle sialique sur le magmatisme initial. Géol. en Mijnbouw, 47, (5) pp. 330-339
- H. de la ROCHE 1965 Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées Luchonnaises. Géologische Rundschau t. 55 1965 p. 274
- H. de la ROCHE 1972 Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. Sciences de la Terre, Tome XVII (72) n°1-2 p. 31 à 46 (Nancy mars juin 1972)
- H. de la ROCHE 1976 Variations chimiques durant le métamorphisme croissant des gresopélites - Sciences de la Terre, Tome XX (75 76) n°2 p. 165 à 200, 7 fig., 6 tabl.
- H. de la ROCHE 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 21 (1978) p. 63, 87
- SARROT-REYNAULD J. 1958 Le socle cristallophyllien du Dôme de la Mure. Age et caractère du métamorphisme. C.R.A.S. t246, p2008
- SCHUILING RD., VINK BW. 1967 Stability relations of some titanium mineral (sphen, perovskite, rutile, anatase) Geochim. Cosmochim., Acta 31 p2399 2411
- SHAW 1964 Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines - Masson et Cie Editeurs 120Bvd Saint Germain Paris VI GCH 33

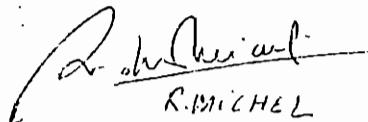
- HAW D.M. 1968 A review of K/rb fractionation trends by covariance analysis - *Géochim. Cosmochim. Acta* 32 p.573-601
- IMEON Y., GASQUET D., PONCERRY E., GIRAUD P., VIVIER G., 1979 les formations à mégacristaux de feldspaths alcalins dans la chaîne de Belledonne. 7ème réunion ann. Sci. de la Terre Lyon.
- TORRE B., NITSCH KH. 1972 Die Reaction $2 \text{Zoisit} + 1 \text{CO}_2 \rightleftharpoons 3 \text{Anorthit} + 1 \text{Calcit} + 1 \text{H}_2\text{O}$. *Contr. Miner. Petrol.* 35 p. 1-10
- EX DEN 1949 Les roches basiques et ultrabasiques des Lacs Robert et le Trias de Chamrousse (massif de Belledonne) thèse, Leiden.
- THOMPSON J.B. NORTON S.A. 1978 Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas. In Zen, E-An, White, W.S. Hadley J.B. et Thompson, J.B., Jr. (Eds) *Studies of Appalachian Geology* - New York : Interscience.
- THOMPSON J.B. Jr., THOMPSON/A.B. 1976 A model system for mineral facies in Pelitic Schists . Vol. 58 n°3, 1976, p.243-277
- TUREKIAN K.K., WEDEPOHL KH. 1961 Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Géol. Soc. Amer Bull* vol. 72 p. 175-195
- TURNER F.J. 1968 Metamorphic aragonite in the prehnite - pumpellyite facies northwest Washington. *Am. J. Sci.* 266, p. 299-315
- ATHAIRE 1960 Etude pétrologique et métallogénique du massif des Grandes Rousses. Thèse D'Ing. Paris.
- ELDE B. 1965 Phengite micas : synthesis, stability and natural occurrence. *Am. J. Sci.* 263, p. 886-913
- ELDE B. 1972 Origine et évolution des minéraux argileux. Essai d'étude expérimentale - In structure et dynamique de la lithosphère . C.J. Allegre et M. Mattauer Edit, Paris Hermann 327 372
- IALON P., RUHLAND M., GROLIER J. 1976 *Eléments de tectonique analytique*. Masson édit Paris
- WEISBROD A. 1970a Etude structurale des Cévennes Médiannes (massif Central français) *Sciences de la Terre*, T XV n°1 p.5-44
- WEISBROD A. 1970b *Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes Médiannes. Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorphisme*. Thèse d'Etat, Nancy
- WEISBROD A. et Al 1974 Notice explicative de la feuille géologique Largentière à 1/50 000.
- WINKLER H.G. 1967 *Petrogenesis of metamorphic rocks*. New York : Springer Verlag
- WINKLER (H.G.F.) 1974 *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 3rd éd, Spinger-Verlag, New York, Heidelberg Berlin.
- TAJIMA T. 1961 The geology and petrology of the sano gabbro diorite complex and its surrounding area. in "Basalts", ed. H.H. Hess, John Wiley and sons, New York.

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 10 novembre 1979

Le Président de la thèse

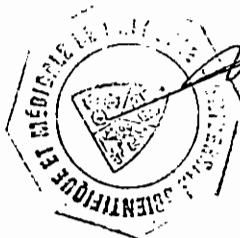

R. MICHEL

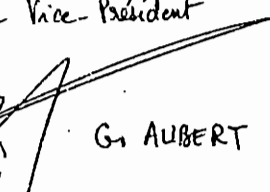
Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 16 novembre 1979

P. Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

Le Vice-Président




G. AUBERT

LEGENDE

- Eboulis actifs
- Eboulis stabilisés
- Eboulis à gros blocs
- Cône de déjection
- Alluvions
- Glaciaire
- Lias du "synclinal médian"
- Trias
- Houiller
- Niche d'arrachement
- 1 Glissement récent
- 2 Glissement ancien
- Ecoulement rocheux
- Accident de socle présumé
- Faille

- Micashistites de la série satinée (sériciteux, quartzeux albitiques)
- Prasinites schistes verts
- Séricite et chloritoschistes (série verte)
- Séricite schistes de Pussy
- Gneiss à mégacrists de feldspaths alcalins, automorphes
- Leptynites, gneiss à amphibole, amphibolites
- Gneiss ocellés à biotite et/ou amphibole
- Micashistites à muscovite et/ou biotite (Feissons/Isère)

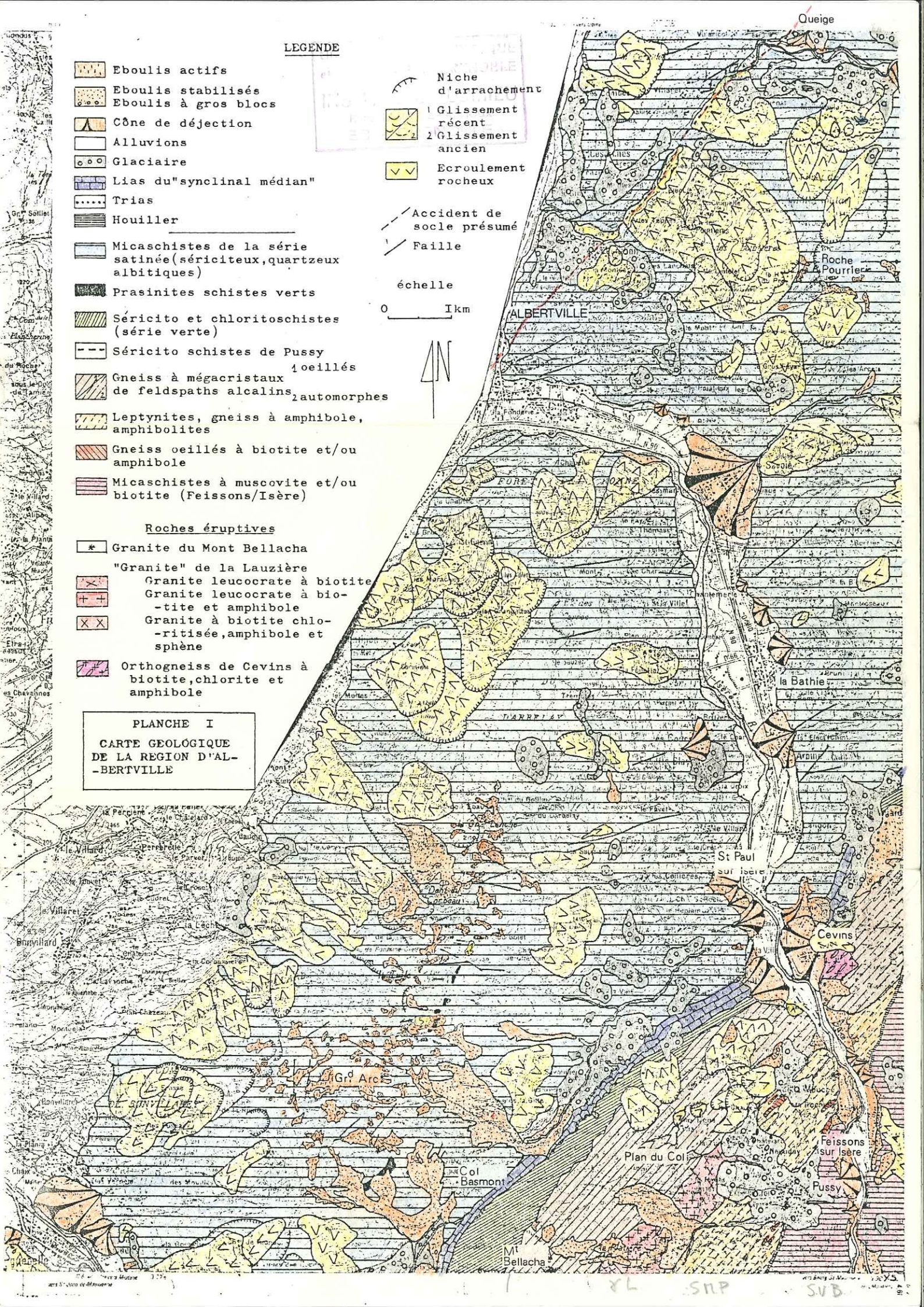
Roches éruptives

- * Granite du Mont Bellacha
- "Granite" de la Lauzière
- Granite leucocrate à biotite
- Granite leucocrate à biotite et amphibole
- Granite à biotite chloritisée, amphibole et sphène
- Orthogneiss de Cevins à biotite, chlorite et amphibole

PLANCHE I CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION D'AL- BERTVILLE

échelle
0 1km

écarte



CARTE STRUCTURALE
DES MICASCHISTES DE LA
SERIE SATINEE

PLANCHE 2

LEGENDE

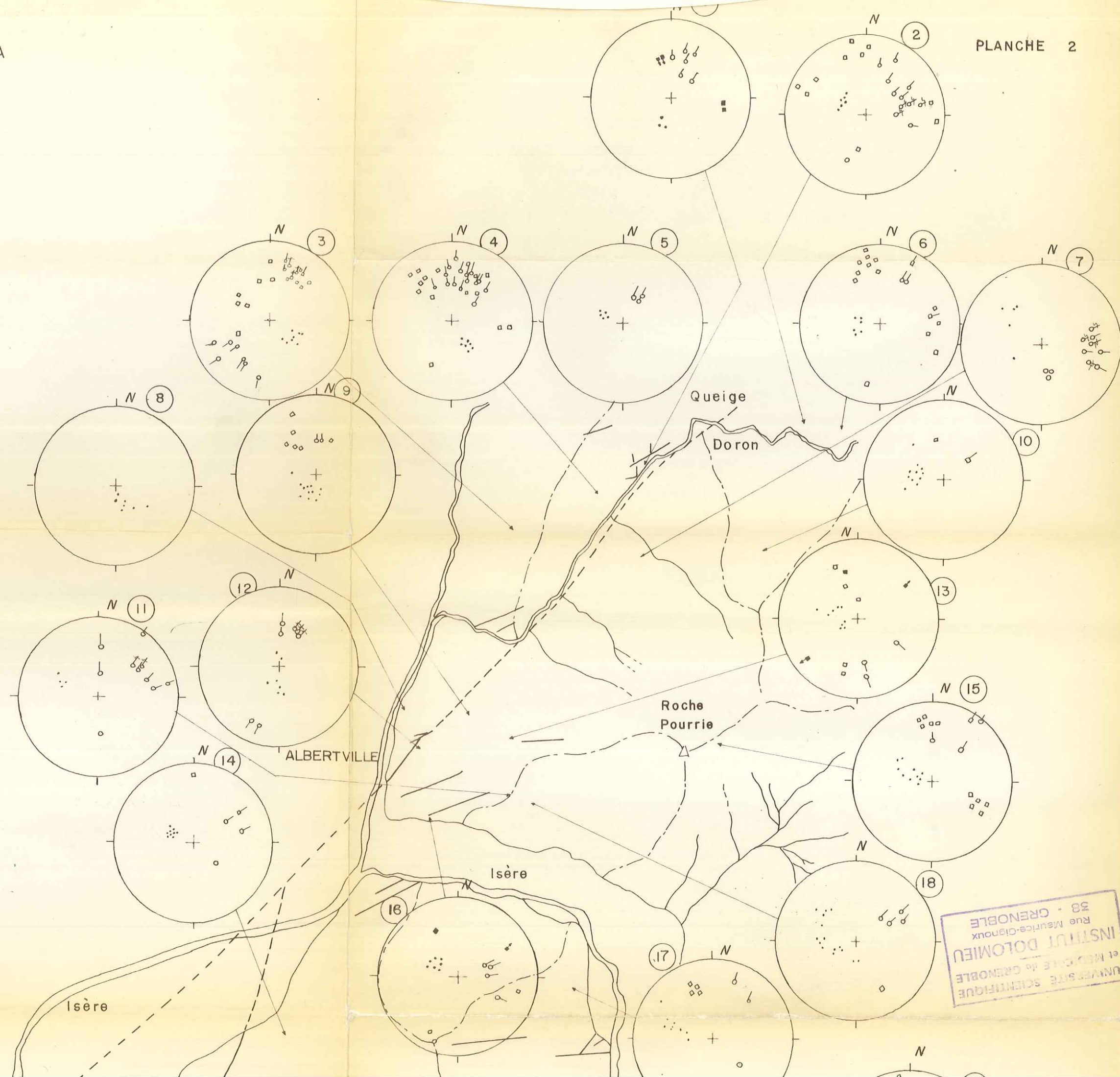
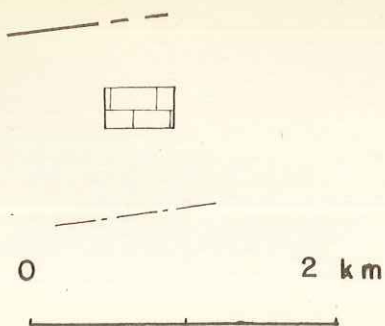
- Pôles des plans de schistosité .
Pôles des plans de stratigraphie +
Axes de plis & regards du pli ~
Crénulation &
Pôles de plans failles / Riedels □/*
Stries sur les plans de failles ■→
Projection en hémisphère inférieure ∩

Faillles

"Synclinal médian"

Lignes de crêtes

Echelle :



UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
et MÉDICALE de GRENOBLE
INSTITUT DOLOMIEU
Rue Mearns-Cignoux
38 - GRENOBLE

