



**HAL**  
open science

# Comportement de l'uranium lors des métamorphismes tardi-hercinien et alpin dans les massifs des Aiguilles rouges et de Belledone (Vallorcine, Lauzière). Alpes occidentales

Haïle Sellassié Negga

► **To cite this version:**

Haïle Sellassié Negga. Comportement de l'uranium lors des métamorphismes tardi-hercinien et alpin dans les massifs des Aiguilles rouges et de Belledone (Vallorcine, Lauzière). Alpes occidentales. Minéralogie. Université de Lorraine, 1984. Français. NNT: . tel-00821877

**HAL Id: tel-00821877**

**<https://theses.hal.science/tel-00821877>**

Submitted on 13 May 2013

**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.

84/335



CENTRE DE RECHERCHES  
SUR LA  
GEOLOGIE DE L'URANIUM

Se N 84 / 383

## THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DE NANCY I

pour l'obtention du

**DOCTORAT DE TROISIEME CYCLE**  
( GEOCHIMIE - PETROLOGIE - METALLOGENIE )

par

**Haïle Sellassié NEGGA**

\*\*\*

**COMPORTEMENT DE L'URANIUM LORS DES METAMORPHISMES  
TARDI-HERCYNIEN ET ALPIN DANS LES MASSIFS DES  
AIGUILLES ROUGES ET DE BELLEDONNE (VALLORÇINE , LAUZIÈRE ).  
ALPES OCCIDENTALES**

\*\*\*

*Soutenue publiquement le 02 Juillet 1984 devant la Commission d Examen*

*composée de :*

**MM G.ROCCI**

**Président**

**M.CUNEY**

**Rapporteur**

**J.KNOBEL  
T.LABHART  
B.POTY**

**Examineurs**

**Mme J.SARCIA**

**M M.G.VIVIER**



CENTRE DE RECHERCHES  
SUR LA  
GEOLOGIE DE L'URANIUM

## THESE

présentée à  
L'UNIVERSITE DE NANCY I  
pour l'obtention du

**DOCTORAT DE TROISIEME CYCLE**  
( **GEOCHIMIE - PETROLOGIE - METALLOGENIE** )

par

**Haïle Sellassié NEGGA**

\*\*\*

**COMPORTEMENT DE L'URANIUM LORS DES METAMORPHISMES  
TARDI-HERCYNIEN ET ALPIN DANS LES MASSIFS DES  
AIGUILLES ROUGES ET DE BELLEDONNE (VALLORÇINE , LAUZIÈRE ).  
ALPES OCCIDENTALES**

\*\*\*

*Soutenue publiquement le 02 Juillet 1984 devant la Commission d Examen*

*composée de:*

<b>MM G.ROCCI</b>	<b>Président</b>
<b>M.CUNEY</b>	<b>Rapporteur</b>
<b>J.KNOBEL</b>	} <b>Examineurs</b>
<b>T.LABHART</b>	
<b>B.POTY</b>	
<b>Mme J.SARCIA</b>	
<b>M M.G.VIVIER</b>	



## AVANT PROPOS

Ce travail a été réalisé au Centre de Recherches sur la Géologie de l'Uranium en coopération avec Total Compagnie Minière.

Mes vifs remerciements vont d'abord à Mr M. CUNNEY qui n'a cessé d'apporter de précieux conseils à ce travail. Je lui reste profondément reconnaissant.

Mr B. POTY a mis à ma disposition les moyens de son laboratoire qui m'ont permis de mener ce travail à terme. Je lui exprime ma profonde gratitude.

Mr G. ROCCI m'a honoré de présider le jury d'examen, je lui exprime mon profond respect.

Je remercie également Mme J. SARCIA, MM. J. KNOBEL, T. LABHART et M.G. VIVIER d'avoir accepté pour juger ce travail. Je n'oublierai pas non plus l'accueil chaleureux que nous a réservé Mr J. KNOBEL lors de la visite de la galerie de La Creusa. Mes remerciements vont également à Mr R. AUMAITRE et à travers lui à Total Compagnie Minière, pour les moyens mis à ma disposition et également pour les discussions intéressantes sur la géologie du secteur de La Lauzière.

Je tiens à remercier Mr S.M.F. SHEPPARD pour les conseils de géochimie isotopique qu'il m'a fournis. Je n'oublierai pas non plus J. RESENBAUM dont j'ai apprécié sa compagnie et que je remercie pour les mesures isotopiques des carbonates.

Que Mr P. COGNE soit également remercié pour les conseils techniques et les mesures des isotopes de l'hydrogène. Les discussions sur la géochimie avec Mr A. PLOQUIN et F. SAUPE ont également été constructives, je les en remercie.

Je remercie également Mr Ph. HOLLIGER pour m'avoir fait bénéficier de son expérience sur les chronomètres à U/Pb et également pour les datations qu'il a effectué sur les pechblendes de La Lauzière.

Je voudrais également témoigner ma sympathie à toute l'équipe du CREGU : à Mr P. LAGRANGE pour les dessins et photos, à Mmes M. SEGUIN, L. MOINE, G. de LANGLE, G. LAURENT, J. RAMBAUX, F. COTE, N. MASSON et MM R. RAMBAUX, M. METIN, H. VOINOT pour les contributions diverses à cet ouvrage sans oublier M. WIBER, B. et E. GEORGE, P. LANDAIS, D. OUDDOU, J.Y. PEYREL, G. HALTER, J. DUBESSY et CHINH NGUYEN.

## TABLE DES MATIERES

### I<sup>ère</sup> PARTIE

CHAPITRE I : INTRODUCTION .....	29
A. But de l'étude .....	29
B. Choix des secteurs étudiés .....	29
C. L'échantillonnage .....	29
D. Les analyses chimiques .....	34
CHAPITRE II : CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DES ALPES OCCIDENTALES .....	37
A. Introduction .....	37
B. Histoire géologique du socle paléozoïque .....	39
B.1. Le socle .....	39
B.2. Les métamorphismes calédonien et hercynien .....	40
B.3. Les événements tardihercyniens et leurs consé- quences .....	41
B.4. L'orogénèse alpine .....	43
C. Géologie régionale du massif des Aiguilles Rouges .....	48
C.1. Introduction .....	48
C.2. Les séries métamorphiques .....	48
C.3. Les granites .....	49
C.4. Les métamorphismes .....	50
C.5. Les indices uranifères .....	52
D. Géologie régionale du massif de La Lauzière .....	53
D.1. Introduction .....	53
D.2. Les séries métamorphiques du massif de Lauzière ....	53
D.3. Les granitoïdes .....	55
D.4. Relations Structurales entre les différentes unités ..	57
D.5. Les indices uranifères de la Lauzière .....	57

### II<sup>ème</sup> PARTIE

CHAPITRE I : ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE DE VALLORCINE ....	61
A. Introduction .....	61
B. Etude pétrographique du secteur de Vallorcine .....	61
B.1. Le granite de Vallorcine .....	61
B.2. L'encaissant métamorphique .....	77
B.3. Les indices uranifères .....	94

C. Géochimie des roches totales .....	103
C.1. Le granite de Vallorcine .....	103
C.2. L'encaissant métamorphique .....	127
<b>CHAPITRE II : GEOCHIMIE MINERALE, ALTERATION ET METAMORPHISME .....</b>	<b>147</b>
A. Le granite de Vallorcine .....	147
A.1. Introduction .....	147
A.2. Les minéraux des faciès évolués du granite de Vallorcine .....	147
A.3. Les associations minérales paragenétiques et d'altération des faciès évolués du granite de Vallorcine .....	155
A.4. Les filonnets à quartz-pyrite-hématite du granite de Vallorcine .....	169
A.5. Conditions P-T-f <sub>O<sub>2</sub></sub> .....	170
B. L'encaissant métamorphique .....	174
B.1. Introduction .....	174
B.2. Les paragenèses primaires .....	174
B.3. Les paragenèses métamorphiques .....	180
B.4. La place de la rétro-morphose I et II dans l'histoire de la géologie du secteur de Vallorcine .....	192
B.5. Conclusion .....	194
<b>CHAPITRE III : GEOCHIMIE DE L'URANIUM ET DU THORIUM .....</b>	<b>195</b>
A. Le granite de Vallorcine .....	195
A.1. Introduction .....	195
A.2. Les diagrammes géochimiques .....	195
A.3. Oxydo réduction dans les faciès évolués .....	205
A.4. Propositions d'un modèle de mise en place du granite de Vallorcine .....	205
B. L'encaissant métamorphique .....	208
B.1. Relations entre l'uranium et le thorium .....	208
B.2. Localisation de U et Th .....	210
C. Les minéralisations uranifères .....	210
C.1. Les sources possibles de l'uranium pour les indices du secteur de Vallorcine .....	210
C.2. Mécanismes de libération de l'uranium .....	211
C.3. L'uranium dans les indices du secteur de Vallorcine .....	215
C.4. Relations fracturation-minéralisation .....	221
C.5. Relations minéralisation-nature de l'encaissant .....	223
C.6. Interprétation .....	224
<b>CHAPITRE IV : LES INCLUSIONS FLUIDES .....</b>	<b>227</b>
A. Introduction .....	227
B. Les inclusions fluides dans le filonnet à quartz-pyrite-hématite : (éch. n° ALP 81-63) .....	227

C. Les inclusions fluides dans la brèche stérile à quartz laiteux (éch. n° ALP 81-9, localisation = galerie de La Creusa) .....	230
D. Les inclusions fluides dans les brèches minéralisées en uranium de la galerie de La Creusa .....	231
E. Les inclusions fluides dans le filon carbonaté, minéralisé en uranium du Mont Oreb .....	243
F. Les isochores .....	244
G. Origine des fluides carbo-azotés .....	247
H. Conclusion .....	248

### III<sup>ème</sup> PARTIE

<b>CHAPITRE I : ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE DU SECTEUR DE LAUZIÈRE .....</b>	<b>253</b>
A. Introduction .....	253
B. Etude pétrographique du secteur de Lauzière .....	254
B.1. Introduction .....	254
B.2. Le complexe granitoïde de Lauzière .....	254
B.3. L'encaissant métamorphique .....	254
B.4. Les indices uranifères .....	269
B.5. Conclusions .....	282
C. Etude géochimique du secteur de Lauzière .....	285
C.1. Le complexe granitoïde de Lauzière .....	285
C.2. Les formations métamorphiques du secteur de Lauzière .....	298
<b>CHAPITRE II : GEOCHIMIE MINERALE ET METAMORPHISME .....</b>	<b>317</b>
A. Introduction .....	317
B. Reconstitution des phases métamorphiques à partir des paragenèses minérales .....	317
C. Etude des carbonates .....	326
D. Les conditions des métamorphismes .....	343
E. Conclusion .....	345
<b>CHAPITRE III : GEOCHIMIE DE L'URANIUM ET DU THORIUM .....</b>	<b>347</b>
A. Le complexe granitoïde de Lauzière .....	347
A.1. Les diagrammes géochimiques .....	347
B. L'encaissant métamorphique .....	351
B.1. Répartition de U et Th dans les différents faciès ..	351

B.2. Processus d'appauvrissement en uranium et thorium des faciès dans le secteur de la Lauzière .....	353
B.3. Les pechblendes .....	355
B.4. La minéralisation uranifère .....	361
C. Conclusion .....	365

#### IV<sup>ème</sup> PARTIE

CONCLUSION GENERALE .....	369
A. Le secteur de Vallorcine .....	369
A.1. Le socle et la place de la formation de La Creusa et de la formation sous jacente .....	369
A.2. Le granite de Vallorcine .....	370
A.3. Les événements rétro-morphiques .....	371
A.4. Les fluides rétro-morphiques .....	371
A.5. Les minéralisations uranifères .....	372
B. Le secteur de Lauzière .....	373
B.1. Le socle .....	373
B.2. Les phases rétro-morphiques .....	374
B.3. Les fluides rétro-morphiques .....	375
B.4. La minéralisation uranifère .....	375

BIBLIOGRAPHIE .....

ANNEXE .....

#### LISTE DES FIGURES

1 - Carte géologique du secteur de Vallorcine (Aiguilles Rouges) .....	30
2 - Carte de répartition des échantillons dans le secteur de Vallorcine (Aiguilles Rouges) .....	31
3 - Répartition des échantillons étudiés dans la galerie de la Creusa ..	32
4 - Répartition des échantillons de Bellière dans le massif des Aiguilles Rouges .....	33
5 - Carte géologique du secteur de Lauzière, Belledonne .....	35
6 - Répartition des échantillons étudiés dans le secteur de la Lauzière	36
7 - Les massifs cristallins externes .....	38
8 - Coupe synthétique E-W du domaine alpin à la latitude de Grenoble ..	39
9 - Répartition des minéraux de haute pression dans les Alpes .....	42
10 - Coupes schématiques. Chevauchements socle/socle en bordure des M.C.E.	47
11 - Faciès principal du granite de Vallorcine .....	62
12 - Perthites plagioclasiques en continuité avec le plagioclase inclus dans le feldspath K .....	64
13 - Corrosion du feldspath K par du plagioclase albitique .....	64
14 - Texture myrmékitique .....	66
15 - Contact corrosif entre plagioclase et biotite .....	66
16 - Chloritisation de biotite avec apparition de F.K. en fuseau .....	69
17 - Chloritisation de biotite avec formation de sphène et d'ilménite ..	69
18 - Chloritisation de biotite et séricitisation de plagioclase et formation d'épidote .....	69
19 - Paragenèse fissurale précoce du granite de Vallorcine .....	71
20 - Echantillon de schiste à biotite + grenat .....	78
21 - Echantillon de gneiss leucocrate .....	82
22 - Echantillon de gneiss amphibolite .....	82
22 - Pseudomorphose de pyrite en bassétite-autunite .....	95
23 - Répartition des indices uranifères dans le granite de Vallorcine au Nord de Le Châtelard .....	99
24 - Coupe-type des filons à carbonate de Tré-les-Leaux .....	101

25 - Le tétraèdre SS-AA-CC-MM .....	107
26 - Les faciès du massif granitique de Vallorcine dans le triangle AA-CC-MM .....	109
27 - Les faciès du massif granitique de Vallorcine dans le diagramme SS-AC-MM .....	110
28 - Les faciès du massif de Vallorcine dans le triangle Q <sub>3</sub> -B <sub>3</sub> -F <sub>3</sub> .....	112
29a - Le faciès de Vallorcine dans le diagramme Or*-MM* .....	113
29b - Répartition des différentes familles magmatiques dans le diagramme Or*-MM* .....	113
30 - Les faciès du massif granitique de Vallorcine dans le diagramme A-B de Debon et Le Fort .....	115
31 - Les faciès B et C du granite dans le diagramme Th-Ba .....	118
32 - Distribution des faciès A, B et C du granite dans le diagramme K-Rb .....	119
33 - Relations de Ca et Sr dans les trois faciès du granite de Vallorcine .....	120
34 - Distribution des faciès du granite dans le diagramme K-Ba .....	121
35 - Les faciès A,B,C du granite de Vallorcine dans le diagramme Rb-Sr ..	122
36 - Les faciès B et C du granite de Vallorcine dans le diagramme Rb-Ba ..	122
37 - Répartition des faciès B et C du granite de Vallorcine dans le diagramme Ba/Sr .....	123
38 - Zonalité géochimique du granite de Vallorcine entre la Gueula et Finhaut .....	125
39a - Distribution de U et Th à travers la coupe NW-SE du granite de Vallorcine au niveau de La Châtelard .....	126
39b - Distribution de U et Th à travers la coupes SW-NE du granite de Vallorcine allant de La Guela à Finhaut .....	126
40 - Répartition des gneiss types "Cheserys" et des gneiss type "Lac Cornu" dans le diagramme (Al/3-K)-(Al/3-Na) .....	130
41 - Répartition de gneiss type "Cheserys" et "Lac Cornu" dans le diagramme Na/Al-K/Al .....	132
42 - Répartition des gneiss de type "Cheresys" et "Lac Cornu" dans le diagramme K/(Al-Na)-(Fe + Mg)/(Al-Na) .....	132
43 - Répartition des faciès de La Creusa, La Gueula, Largeley et Finhaut dans un diagramme Al/3-Na-Al/3-K .....	137
44 - Répartition des faciès de La Creusa, La Gueula, et Largeley dans le diagramme Na/Al-K/Al .....	138
45 - Basicité des plagioclases dans un schiste à biotite+grenat .....	140

46 - Répartition des faciès de La Creusa, La Gueula et Largeley dans le diagramme Si/3-(Na+K)-Al-(Na+K) .....	141
47 - Répartition des faciès de La Creusa, La Gueula et Largeley dans le diagramme K/(Al-Na)-(Fe+Mg)/(Al-Na) .....	142
48 - Répartition des faciès de La Creusa, La Guela et Largeley dans le diagramme (Al+Fe+Ti)/3-K-(Al+Fe+Ti)/3-Na .....	144
49 - sans objet	
50 - Répartition des faciès de l'encaissant du granite de Vallorcine dans le diagramme (Al+Fe+Ti)-(Ca+Mg) .....	145
51 - Relations de Al <sup>IV</sup> et Al <sup>VI</sup> -1+2 Ti dans les trois générations de muscovite des faciès évolués du granite de Vallorcine .....	149
52 - Relations de Mg et Si-3+Ti dans les trois générations de muscovite des faciès évolués du granite de Vallorcine .....	150
53 - Relations entre Mg+Fe et Si-3+Ti dans les trois générations de muscovite des faciès évolués du granite de Vallorcine .....	150
54a - Températures approchées de cristallisation des différentes générations de muscovite des faciès évolués du granite de Vallorcine .....	151
54b - Taux de paragonite des trois muscovites .....	151
55 - Répartition des oxydes de la famille de l'ilménite en fonction de la nature des roches magmatiques .....	153
56 - Distribution de Mn <sup>2+</sup> et Fe <sup>2+</sup> ilménite et magma de certains grano-diorites du Japon .....	153
57 - Classification des roches magmatiques en fonction des teneurs en MnO de l'ilménite et de la titanomagnétite .....	153
58 - Diagramme de phases du K <sub>2</sub> O-Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O .....	156
59 - Processus de muscovitisation du FK .....	160
60 - Processus de muscovitisation de l'andalousite .....	162
61 - Domaine de stabilité des polymorphes des silicates d'alumines dans le diagramme log aK <sup>+</sup> /T/T°C à pression constante .....	163
62 - Histogrammes des valeurs RM des micas blancs des roches granitoïdes des Alpes Centrales .....	164
63 - Evolution de la biotite au cours de la chloritisation dans le diagramme Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -MgO .....	166
64 - Conditions de métamorphisme alpin dans différents massifs de la chaîne alpine .....	166
65a - Les grenats riches en almandin dans les faciès de La Creusa et Largeley .....	174



65b - Le grenat riche en grossulaire dans le gneiss à grenat-pyroxène de La Creusa .....	174
66 - Domaine de stabilité de l'almandin en fonction de la température et $PO_2$ à $P_f = 2$ kb .....	176
67 - Courbes de stabilité des réactions (3) et (4) à faible $PCO_2$ .....	177
68 - Les amphiboles des faciès de la formation de La Creusa dans le diagramme de classification de LEAKE .....	178
69 - Répartition des pyroxènes des faciès de La Creusa dans le diagramme de classification des pyroxènes .....	179
70 - Les différents degrés de métamorphisme .....	182
71 - Courbe de stabilité de certaines réactions en présence de $CO_2$ .....	182
72 - Les amphiboles des faciès de La Creusa, dans le diagramme $Al^{IV}/(Na+K)$ .....	184
73 - Les amphiboles des gneiss amphiboliques de La Creusa dans le diagramme $Mg/(Mg+Fe^{2+})/Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ .....	185
74 - Domaine de stabilité du sphène en présence de $CO_2$ .....	187
75 - Courbe de stabilité de la réaction (5) .....	188
76 - Position de l'arsénopyrite alpine de La Creusa (éch. ALP 81-8) dans le diagramme Atom % S/atom % As .....	191
77 - Température de formation de l'arsénopyrite du schiste minéralisé de La Creusa (ALP 81-8a) .....	192
78 - Domaine des différentes phases métamorphiques et de la mise en place du granite de Vallorcine .....	193
79 - Relation U-Th de quelques massifs granitiques suisses .....	195
80 - Relations Th/ $SiO_2$ , Th/ $CaO$ , U/ $TiO_2$ , U/ $CaO$ dans les trois faciès du granite de Vallorcine .....	196
81 - Relations Th/ $SiO_2$ , Th/ $FeO_t$ , U/ $SiO_2$ , $FeO_t/U$ dans les trois faciès du granite de Vallorcine .....	197
81bis - Relations Th/ $K_2O$ et U/ $K_2O$ dans les faciès du granite de Vallorcine .....	198
82 - Relation entre $CaO$ et P.F. ....	199
83 - Spectres des éléments du minéral à Fe-Ti-U .....	201
84 - Report des analyses du minéral à Fe-Ti-U dans les diagrammes de classification des titanates d'uranium .....	201
85 - Relations entre U et Th dans les faciès évolués du granite de Vallorcine .....	202

86 - Relation entre Th et le rapport $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ .....	206
87 - Relation entre U et $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ .....	206
88 - Modèle de mise en place proposé des trois faciès A,B et C du granite de Vallorcine .....	207
89 - Relations U-Th dans les faciès de La Creusa, La Guela, Largeley et Finhaut .....	208
90 - Superposition des diagrammes Log $fO_2$ , des systèmes Fe-S-O et des espèces solides de l'uranium .....	213
91 - Compositions chimiques des pechblendes de La Creusa et du Mont Oreb .....	216
92 - Relation entre x et $a_0$ des pechblendes et uraninites de différents secteurs .....	216
93 - Composition du minéral uranifère dérivant de l'altération du sphène dans la brèche uranifère de La Creusa (ALP 81-2) .....	218
94 - Carte tectonique du secteur Forêt Verte .....	222
95 - Répartition des trois générations d'inclusions fluides dans le filonnet à quartz-pyrite-hématite (ALP 81-63) .....	227
96 - Répartition de la première et troisième génération d'inclusions fluides (ALP 81-63) .....	228
97 - Histogramme des Th des inclusions fluides du filonnet à quartz-pyrite-hématite (ALP 81-63) .....	229
98 - Histogramme des Tf de la phase aqueuse des inclusions fluides du filonnet à quartz-pyrite-hématite .....	229
99 - Relation Tf-Th pour les inclusions des trois générations .....	230
100 - Inclusions fluides dans les quartz matriciels de la brèche uranifère de La Creusa .....	231
101 - Répartition des deux générations d'inclusions fluides dans les cristaux de quartz .....	232
102 - Histogramme des Tf des inclusions aqueuses de la brèche stérile à quartz laiteux (ALP 81-9) .....	233
103 - Diagramme Tf-Th des inclusions I et II de la brèche stérile à quartz laiteux (ALP 81-9) .....	233
104 - Figures de décrépitation des inclusions carbo-azotées .....	234
105 - Spectres Raman obtenus dans la phase vapeur d'une inclusion aqueuse (ALP 81-2) .....	234
106 - Spectre Raman du graphitoïde des inclusions carboniques de la brèche uranifère de La Creusa .....	235

107 - Relation $Tf_{CO_2} - Th_{CO_2}$ des inclusions fluides carbo-azotées des brèches minéralisées en uranium (ALP 81-2 et ALP 81-4) .....	236
108 - Histogramme des températures de fusion des fluides carboniques dans les brèches minéralisées en uranium (ALP 81-2 et ALP 81-4) .....	237
109 - Diagramme de phase du système $CO_2-CH_4$ à basse température .....	239
110 - Estimation des proportions $XCO_2-XCH_4$ à partir des données microthermométriques .....	239
111 - Relation entre les compositions chimiques des inclusions fluides carbo-azotées de la brèche uranifère de La Creusa et $Th-Tf$ .....	239
112 - Répartition des inclusions fluides dans les quartz de la brèche uranifère de La Creusa .....	241
113 - Disposition des inclusions fluides aqueuses tardives dans les cristaux de quartz (ALP 81-2) .....	242
114 - Relations entre $Tf$ et $Th$ des inclusions aqueuses des brèches uranifères de La Creusa (ALP 81-2 et ALP 81-4).....	242
115 - $Tf$ des inclusions aqueuses de la calcite (VALOR 1) .....	242
116 - $Th$ des inclusions aqueuses de la calcite (VALOR 1) .....	244
117 - Isochores des inclusions fluides .....	245
118 - Pics du graphite d'un échantillon de schistes à biotite (ALP 81-48) à la microsonde Raman .....	247
119 - Allanite, sphène, épidote et zircon métamictes en bordure, en inclusion dans de la biotite plus ou moins chloritisée .....	254
120 - Amas de biotites plus ou moins chloritisées et inclusions de minéraux accessoires .....	255
121 - Fissure à Ab-Biot-All-Pyr-Q dans le granite de Lauzière .....	255
122 - Déstabilisation de l'amphibole et de la biotite au profit de l'épidote .....	256
123 - Schiste graphiteux .....	258
124 - Schiste graphiteux avec transposition de schistosités .....	258
125 - Corrosion de plagioclase par de l'amphibole fibreuse .....	259
126 - Schiste à spessartine parcouru par des filonnets .....	261
127 - Vue de détail du schiste à spessartine .....	261
128a - Bréchification de la monzosyénite avec colmatage ankéritique .....	265
b - Fentes d'extension à quartz, parallèles affectant la matrice ankéritique .....	265
c - Quartz sigmoïdes et calcite dans les fentes d'extension .....	265

129 - Ombre de pressions à chlorite et quartz dans un schiste de la série de la Montagne des Plans .....	266
130 - Brèche à matrice ankéritique .....	266
131 - Corrosion du plagioclase par du quartz dans une anatexite du complexe gneisso-migmatitique de Saint-Colomban .....	268
132 - Texture myrmékitique dans une anatexite du complexe gneisso-migmatitique de Saint-Colomban .....	268
133 - Relations de la minéralisation uranifère et des plans de schistosité dans les roches schisteuses .....	271
134 - Minéralisation dans les faciès gneissiques antérieure à la schistosité tardive .....	272
135 - Minéralisation dans les filonnets à carbonates traversée par une fissure à quartz + calcite .....	272
136 - Corrosion de la dolomite par la calcite dans un filonnet minéralisé encaissé dans un gneiss amphibolique .....	275
137 - Filonnet à pechblende-carbonate déformé .....	275
138 - Ouverture en amande à quartz + chlorite + calcite (+ pechblende) ..	276
139 - Filonnet à pechblende-becquerellite par un mouvement cisailant ...	278
140 - Inclusion de pechblende dans de la pyrite avec développement de galène au contact (éch. n° GDE) .....	279
141 - Filonnet à pechblende dans une monzosyénite .....	281
142 - Fissures à quartz + pyrite + pechblende + brannérite .....	282
143 - Fissure à quartz + pechblende .....	282
144 - Les faciès du complexe granitoïde de Lauzière dans le diagramme de classification des roches ignées .....	286
145 - Répartition des faciès du complexe granitoïde de la Lauzière dans le diagramme $Q_3B_3F_3$ .....	288
146 - Répartition des faciès du complexe de Lauzière dans le diagramme AA-CC-MM .....	290
147 - Les faciès du complexe de Lauzière dans le diagramme SS-AC-MM .....	291
148 - Les faciès du complexe de Lauzière dans le diagramme AB .....	292
149 - Relations entre Ca et Sr dans les faciès du complexe de Lauzière ..	293
150 - Relations entre Rb et Sr dans les faciès du complexe de Lauzière ..	294
151 - Relations entre K et Rb dans les faciès du complexe de Lauzière ...	295

152 - Répartition géographique des différents faciès du complexe granitoïde de Lauzière .....	297
153 - Les séries métamorphiques du secteur de Lauzière dans le diagramme Al/3-K/Al/3-Na .....	300
154 - Les séries métamorphiques du secteur de Lauzière dans le diagramme Na/Al/K/Al .....	301
155 - Les séries métamorphiques de Lauzière dans le diagramme Si/3-(Na+K)/Al-(Na+K) .....	303
156 - Répartition des faciès des séries métamorphiques de Lauzière dans le diagramme K/(Al-Na)/(Fe+Mg)/(Al-Na) .....	304
157 - Répartition des faciès des formations métamorphiques de Lauzière dans le diagramme (Al+Fe+Ti)/3-K/(Al+Fe+Ti)/3-Na .....	305
158 - Relation K/Rb dans les faciès métamorphiques de Lauzière .....	306
159 - Relations Ba/Sr dans les faciès métamorphiques de Lauzière .....	307
160 - Relations entre Rb/Sr dans les faciès métamorphiques de Lauzière ..	308
161 - Répartition de Ni et Cr dans les différents faciès des séries métamorphiques du secteur de Lauzière .....	311
162 - Répartition de Co et Cu dans les différents faciès des séries métamorphiques du secteur de Lauzière .....	312
163 - Répartition de TiO <sub>2</sub> dans les faciès métamorphiques de Lauzière ....	313
164 - Répartition de C dans les faciès du secteur de Lauzière .....	313
165 - Domaines de stabilité des grenats almandin et spessartine .....	319
166 - Histogramme des teneurs en % FeS de la sphalérite .....	320
167 - Température de formation de l'arsénopyrite fissurale .....	321
168 - Les conditions de P et T définies à partir d'une sphalérite et d'une arsénopyrite fissurale .....	321
169 - Déstabilisation de la monazite en allanite .....	322
170 - Allanite et apatite zonées .....	322
171 - Remplacement et surcroissance d'épidote sur allanite dans un gneiss à biotite-chlorite-muscovite .....	323
172 - Répartition géographique des faciès montrant le phénomène de remplacement de l'allanite en épidote dans le secteur de Lauzière .	324
173 - Localisation des points d'analyse à la microsonde électronique sur des minéraux argileux .....	326
174 - Représentation des minéraux argileux dans le diagramme MR3-2R3-3R2	327

175 - Représentation des argiles de déstabilisation de biotite dans le diagramme K-(K+Na+2Ca) .....	328
176 - Composition de la solution en équilibre avec de la calcite + dolomite et dolomite + magnésite .....	329
177 - Données microthermométriques des inclusions fluides des carbonates et du quartz sécant dans le diagramme Tf-Th .....	332
178 - Isochores obtenus à partir des inclusions fluides dans les dolomites et les calcites filoniennes .....	333
179 - Répartition des <sup>13</sup> C des calcites au Sud de la faille de Fond de France .....	335
180 - Relations entre <sup>13</sup> C et les teneurs en Fe, Mn et Mg des calcites ..	338
181 - Relations entre <sup>18</sup> O et les teneurs en Fe, Mn et Mg des calcites ..	338
182 - Relations entre <sup>13</sup> C et <sup>18</sup> O dans les carbonates .....	338
183 - Comparaison des valeurs de <sup>13</sup> C des carbonates filoniens de Lauzière avec les données de la littérature .....	339
184 - Répartition des valeurs isotopiques des carbonates filoniens dans un diagramme D % - <sup>18</sup> O % .....	342
185 - Domaine du métamorphisme néo-alpin dans le secteur de Lauzière défini à partir d'autres méthodes de géothermobarométrie .....	344
186 - Relations entre Th et SiO <sub>2</sub> dans le complexe granitoïde de Lauzière	347
187 - Relations entre U et SiO <sub>2</sub> dans les différents faciès du complexe granitoïde de Lauzière .....	348
188 - Relations entre U et Th dans les différents faciès du complexe granitoïde de Lauzière .....	350
189 - Report des teneurs en thorium des échantillons dans le diagramme Al/3-K, Al/3-Na .....	351
190 - Report des teneurs en U des échantillons dans le diagramme Al/3-K, Al/3-Na .....	352
191 - Relations entre Th et U dans les faciès métamorphiques de Lauzière	353
192 - Relations paramètre ao et âge des pechblendes .....	356
193 - Compilation des âges des pechblendes obtenus à partir des compositions chimiques .....	357
194 - Datations des pechblendes filoniennes du secteur de Lauzière (U/Pb)	360
195 - Domaine de stabilité des minéraux .....	362
196 - Localisation des sources des Chavannes et de Montgellaruy .....	364

LISTE DES TABLEAUX

I	- Chronologie des évènements calédoniens et hercyniens dans la chaîne alpine d'après VON RAUMER (1981).....	40
II	- Succession des paragenèses minérales dans le granite de Vallorcine .....	63
III	- Successions paragénetiques dans les schistes à biotite ± grenat .....	78
IV	- Successions paragénetiques dans le gneiss leucocrate .....	80
V	- Successions paragénetiques dans les leptynites à grenat ....	81
VI	- Successions paragénetiques des gneiss amphiboliques .....	83
VII	- Successions paragénetiques amphibolo-pyroxénites .....	84
VIII	- Successions paragénetiques dans l'amphibolite .....	84
IX	- Successions paragénetiques dans les pyroxénites .....	85
X	- Successions paragénetiques dans le gneiss rubané à pyroxène-grenat .....	86
XI	- Successions minéralogiques dans le faciès filonien .....	88
XII	- Successions minéralogiques dans les gneiss à biotite + muscovite .....	88
XIII	- Successions minéralogiques dans la brèche de La Gueula.....	90
XIV	- Successions minéralogiques dans le schiste cataclaté de La Gueula .....	91
XV	- Successions paragénetiques dans la brèche uranifère à fragments schisteux (éch. n° ALP 81-2) .....	96
XVI	- Successions paragénetiques dans la brèche uranifère à fragments granitiques (éch. n° ALP 81-4) .....	97
XVII	- Succession minéralogique dans le granite minéralisé en brannérite-uranotile .....	100
XVIII	- Moyennes des compositions en éléments majeurs des trois faciès du granite de Vallorcine .....	103
XIX	- Moyennes des compositions en éléments traces des trois faciès du granite de Vallorcine .....	104

XX	- Comparaison entre le faciès B et C du granite de Vallorcine .....	106
XXI	- Compositions moyennes des faciès de La Creusa .....	134
XXII	- Compositions moyennes des faciès de Largeley et La Gueula ..	135
XXIII	- Compositions moyennes des faciès cataclasés .....	135
XXIV	- Tableau comparatif des biotites de quelques massifs granitiques français .....	147
XXV	- Tableau comparatif des compositions chimiques des ilménites.	154
XXVIa	- Relations entre teneurs de CaO et formation d'allanite et de monazite dans certains granites .....	168
XXVIb	- Teneurs en ThO <sub>2</sub> de monazites en fonction du degré de métamorphisme .....	189
XXVII	- Compositions chimiques du minéral à Fe-Ti-U et d'une brannérite des schistes noirs des Pyrénées .....	200
XXVIII	- Compositions chimiques du minéral à U-Th-Ti-Fe du faciès B .	203
XXVIIIbis	- Compositions chimiques de l'autunite, de la bassétite et de la bassétite - autunite .....	219
XXIX	- Le phosphate hydrate d'uranyle et d'aluminium de La Creusa .	220
XXX	- Chronologie des évènements des Aiguilles Rouges .....	222
XXXI	- Compositions des fluides de certaines inclusions carboniques monophasées et aqueuses biphasées .....	238
XXXII	- Compositions globales des fluides de deux échantillons de brèches à uranium de La Creusa .....	240
XXXIII	- Tableau récapitulatif des données microthermométriques des inclusions fluides des échantillons du secteur de Vallorcine	249
XXXIV	- Successions paragénetiques dans les brèches carbonatées, au Sud de la faille de Fond de France .....	267
XXXV	- Successions paragénetiques dans les filonnets carbonatés ...	274
XXXVbis	- Moyennes de composition des échantillons du granite et ceux du leucogranite I .....	289
XXXVI	- Composition d'une allanite et de l'épidote remplaçante .....	323
XXXVII	- Composition chimique des thorites .....	325

XXXVIII	- Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates filoniens .....	337
XXXIX	- Valeurs isotopiques $\delta\text{D}$ de l'eau en inclusion dans quelques cristaux de carbonates filoniens .....	340
XL	- Compositions chimiques des pechblendes filoniennes et bréchiques .....	355
XLI	- Rapports Pb/U avant et après correction du plomb commun d'échantillons uranifères de la chaîne alpine .....	359

LISTE DES PLANCHES

PLANCHE	I : Pétrographie (granite de Vallorcine)
PLANCHE	II : Pétrographie (granite de Vallorcine)
PLANCHE	III : Pétrographie (encaissant métamorphique, Vallorcine)
PLANCHE	IV : Pétrographie et radioactivité liée aux minéraux. (Vallorcine)
PLANCHE	V : Pétrographie (indices uranifères, Vallorcine)
PLANCHE	VI : Images au dispersif d'énergie sur monazite en voie d'altération (granite de Vallorcine)
PLANCHE	VII : Images au dispersif d'énergie sur minéral à Fe-Ti-Th-U (granite de Vallorcine)
PLANCHE	VIII : Images au dispersif d'énergie sur minéral à Fe-Ti-U (granite de Vallorcine)
PLANCHE	IX : Pétrographie (indices uranifères, Lauzière).

## Résumé

Ce travail a été entrepris dans le but de déterminer l'origine des nombreux indices uranifères répartis dans les massifs cristallins externes des Alpes, et notamment dans les massifs des Aiguilles Rouges et de Belledonne.

### I - Le contexte géologique

#### Massif des Aiguilles Rouges

Le granite de Vallorcine et son encaissant métamorphique immédiat et en particulier la formation de La Creusa ont été étudiés.

Le granite s'est mis en place dans la mésozone dans des conditions de pression de 3 à 4 kb. Dans sa partie suisse, sa mise en place n'est pas une simple intrusion mais plutôt une succession de deux intrusions de magmas de sources différentes. Ces deux magmas ont été mélangés à leur contact, à chaud, et ont donné naissance à un troisième faciès intermédiaire.

L'encaissant métamorphique immédiat fait partie intégrante du socle et est volcano-détritique. Dans la formation de La Creusa l'interstratification de métasédiments grauwackeux et de niveaux d'origine ignée à tendance alcaline semble correspondre à un environnement de transition entre un contexte orogénique et un contexte distensif.

#### Massif de Belledonne

Le massif granitoïde de La Lauzière et les formations métamorphiques associées ont été étudiés. Dans la genèse du complexe granitoïde de Lauzière ont été impliqués deux magmas distincts.

Dans les formations métamorphiques la Série Verte supérieure se distingue des autres par la dominance de faciès métavolcaniques de type spilite-kératophyre.

### II - Les minéralisations uranifères

#### Massif des Aiguilles Rouges

Le précurseur de la minéralisation uranifère est la rétro-morphose tardi-hercynienne qui par l'intermédiaire d'un fluide à forte activité en calcium a provoqué la destabilisation des minéraux porteurs d'uranium, comme la monazite. La nature de ce fluide a été fortement influencée par la minéralogie de l'encaissant très riche en plagioclase. La monazite considérée jusqu'ici comme un minéral réfractaire constitue l'une des principales sources de l'uranium. Les fluides carbo-azotés semblent avoir joué un rôle important dans le dépôt de cet élément.

#### Massif de Belledonne

Dans ce massif, les conditions de genèse des minéralisations uranifères sont analogues à celles du massif des Aiguilles Rouges. Le même processus de mobilisation de l'uranium se retrouve avec cependant un fluide à activité de calcium plus élevée. Enfin, les études d'isotopes stables (C, O, H) ont permis de proposer deux hypothèses sur l'origine des fluides liés à la minéralisation uranifère.

## Abstract

The purpose of this work is to define the origin of numerous uranium anomalies in the external Alpine massives, and specially in the Aiguilles Rouges and Belledonne.

### I - The geological background

#### The massif of the Aiguilles Rouges

The Vallorcine granite and the host rocks, namely the La Creusa formation, were studied.

The granite massif appears to have crystallized in the mesozone at pressures of between 3 to 4 kb. Contrary to the previous belief that the granite massif is a homogeneous single body, this study has shown that it is composed of a series of intrusive bodies that were derived from two different magmas. Mixing phenomena between these intrusive bodies are suggested from the geochemical data.

The metamorphosed country rocks are parts of the Paleozoic basement complex. They belong to a volcano-detrital series of the La Creusa formation, and are comprised of an interbedded metavolcanic and metadetrital mts. The association of alkaline type metavolcanic rocks and metagreywackes indicates a transitional environment between compressional and extentional environment.

#### The massif of Bellodonne

The granitoïde massif of the La Lauzière and the associated metamorphic rocks have been studied.

For the formation of this granitoïd massif, it also appears that two different magmas were involved. The metamorphic rocks in the serie Verte superieure formation is characterized by spilitic-heratophipic metavolcanic rocks.

### II - Uranium mineralization

#### In the Aiguilles Rouges massif

The primary cause of the uranium mineralization in this massif appears to have been the retrograde metamorphism events of the tardi-hercynian age. The metamorphic fluids were characterized by high calcium contents, which caused the destabilization of some minerals, such as monazite. The high calcium activity of these fluids is probably due to the liberation of this element from plagioclase-rich rocks. Monazite constitutes one of the main source of uranium.

#### In the Belledonne massif

In this area the some conditions of uranium mineralization appear to have been realised as the preceding one. Similar processes of mobilization of elements (Ca, U...) from minerals appears to have taken place. Calcium activity in the fluids was much higher.

Isotopic studies (C, O, H) have also permitted to propose two hypothesis on the origin of mineralizing fluids.

I<sup>ère</sup> PARTIE

---



## CHAPITRE I : INTRODUCTION

### A. BUT DE L'ETUDE

Dans les massifs cristallins externes un certain nombre d'indices uranifères a été trouvé, en particulier dans les massifs des Aiguilles Rouges et de Belledonne. Ces indices se localisent aussi bien dans les granites hercyniens que dans les formations métamorphiques encaissantes. Dans la plupart des cas, ils se trouvent associés à des structures tectoniques : filons, filonnets, fissures, etc... et leur extension reste généralement faible.

Cette étude a été entreprise pour essayer de retrouver l'origine de l'uranium, le mécanisme et l'âge de la minéralisation. La cause de la dispersion des indices à l'échelle de l'ensemble des massifs sera esquissée.

### B. CHOIX DES SECTEURS ETUDIES

Les travaux de prospection réalisés jusqu'ici, notamment par la société MINATOME S.A. et la compagnie ALUSSUISSE, ont permis de localiser les secteurs renfermant les indices les plus fréquents et les plus intéressants dans les Aiguilles Rouges et dans Belledonne. Dans le massif des Aiguilles Rouges ces indices se trouvent dans le granite de Vallorcine, essentiellement le long de l'accident de La Remua et dans l'encaissant métamorphique (Fig. 1). Le secteur de Vallorcine comprend donc une partie du granite de Vallorcine qui s'étend de chaque côté de la frontière franco-suisse et la galerie de La Creusa localisée au Nord des Marécottes, en territoire suisse, creusée au contact du granite et de son encaissant métamorphique (Fig. 3).

Dans la chaîne de Belledonne les indices les plus nombreux se concentrent dans le massif de Lauzière et en particulier dans une zone très tectonisée, au Sud, de chaque côté de la vallée de l'Arc (Fig. 5). Le secteur de Lauzière comprend le complexe granitoïde et les formations métamorphiques qui affleurent au Sud de l'accident de Fond de France.

### C. L'ECHANTILLONNAGE

#### - Secteur de Vallorcine :

Dans le granite de Vallorcine les prélèvements ont été faits le long de la route joignant La Gueula à Finhaut (Fig. 2), dans le but d'obtenir une coupe complète du granite. Quelques filonnets de quartz à pyrite et hématite ainsi qu'une tourmalinite ont été échantillonnés.

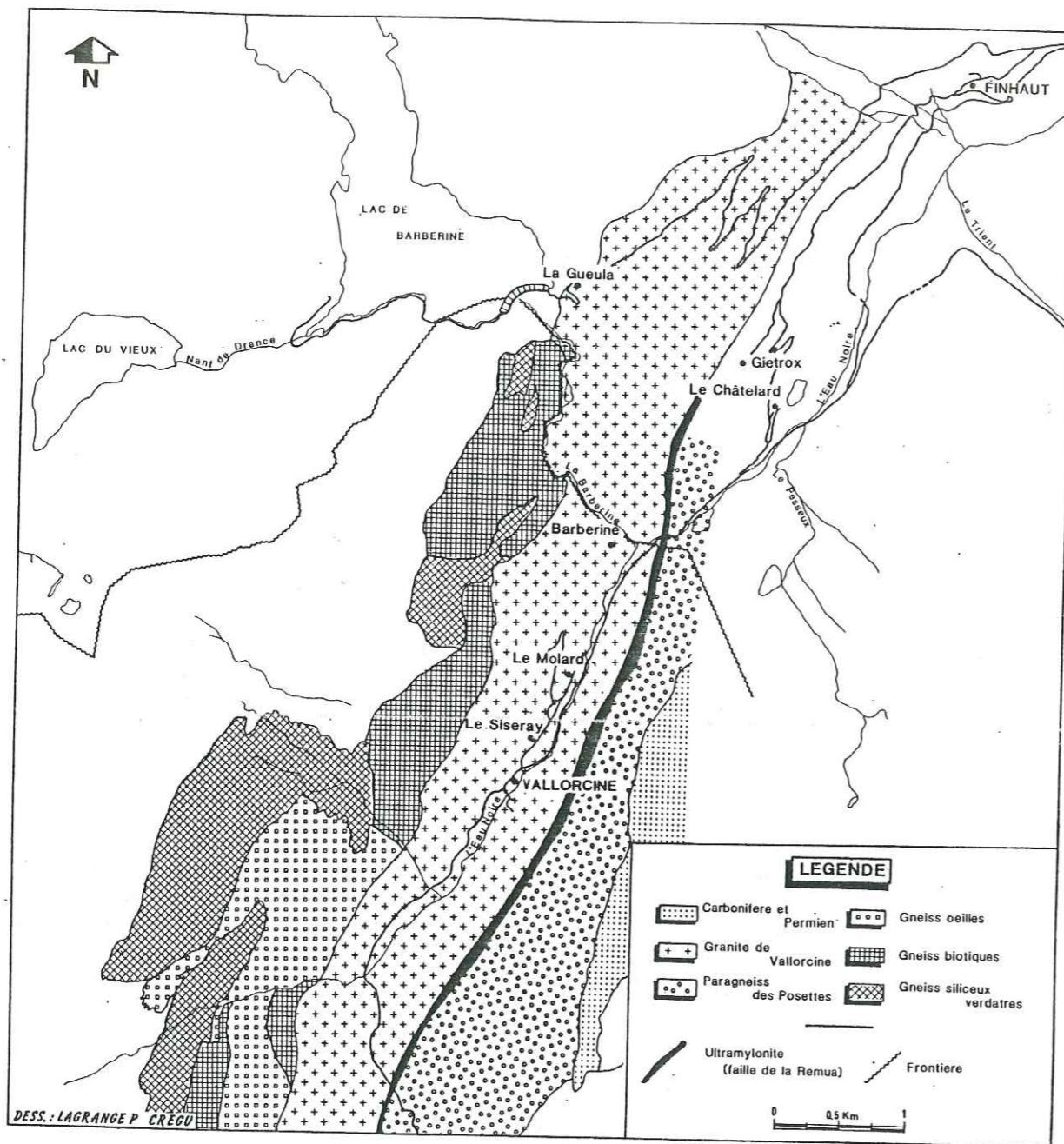


Fig. 1 - Carte géologique du secteur de Vallorcine (Aiguilles Rouges)

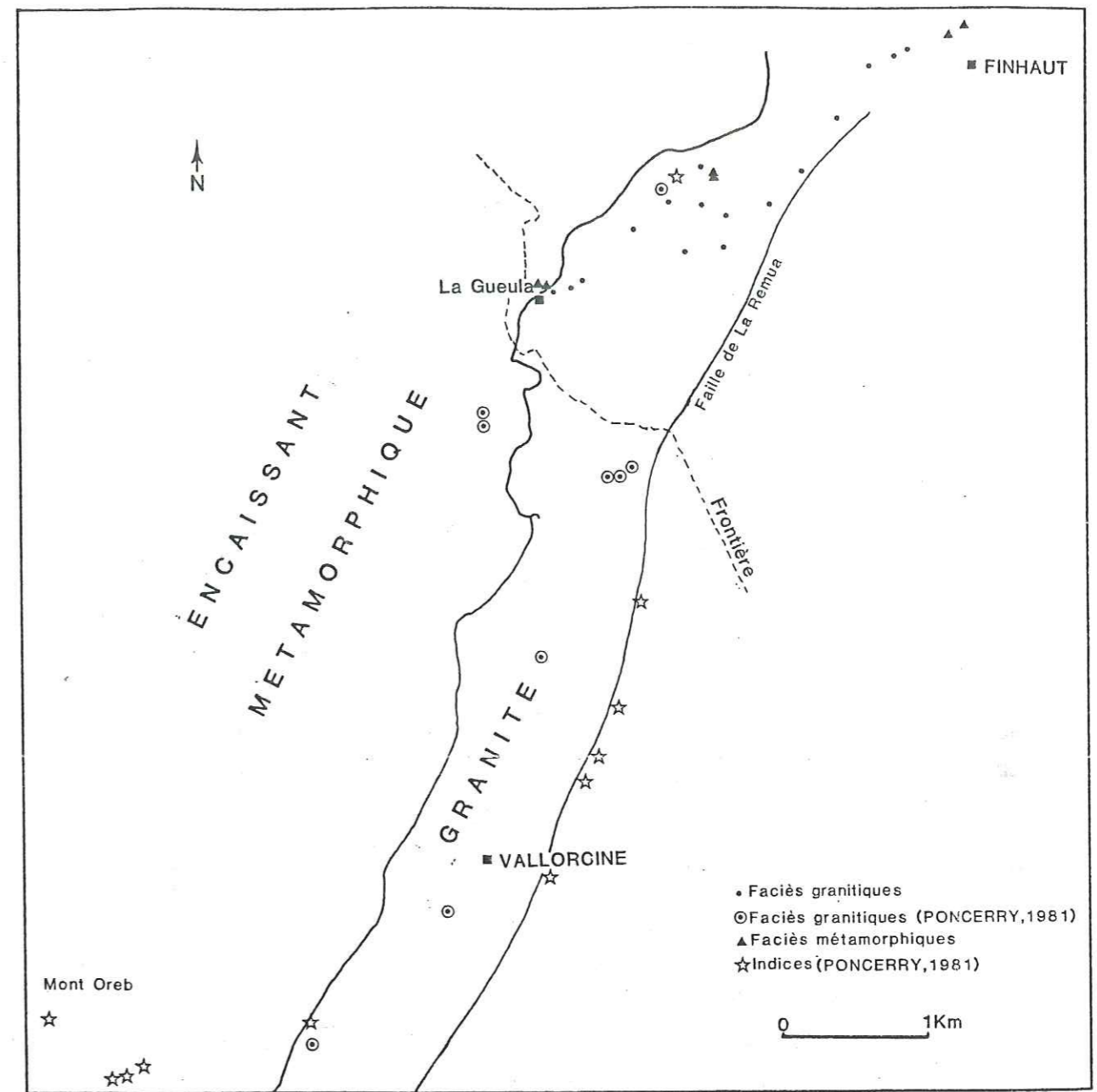


Fig. 2 - Carte de répartition des échantillons dans le secteur de Vallorcine (Aiguilles Rouges)

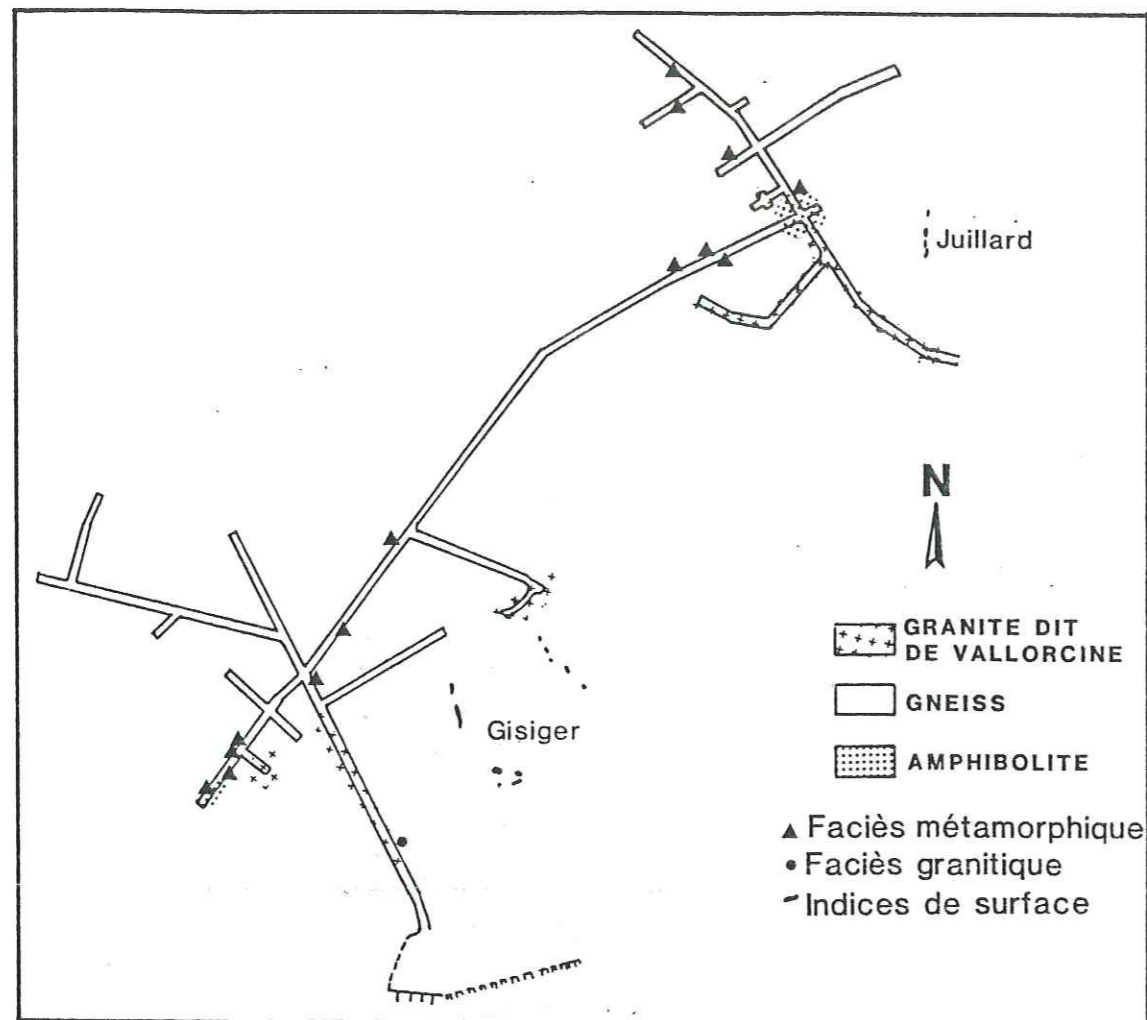


Fig. 3 Répartition des échantillons étudiés dans la galerie de La Creusa.

En ce qui concerne les indices liés au granite, un échantillon a été fourni par R. AUMAITRE (Ingénieur Géologue, MINATOME S.A.), un autre a été prélevé dans la galerie de La Creusa.

Dans l'encaissant métamorphique l'essentiel des échantillons proviennent de la formation de La Creusa. Une brèche à matrice quartzeuse et un filon pegmatitique à tourmaline, sécants sur cette formation ont également été échantillonnés. L'indice uranifère est une brèche à matrice quartzeuse sécante sur le granite et l'encaissant métamorphique.

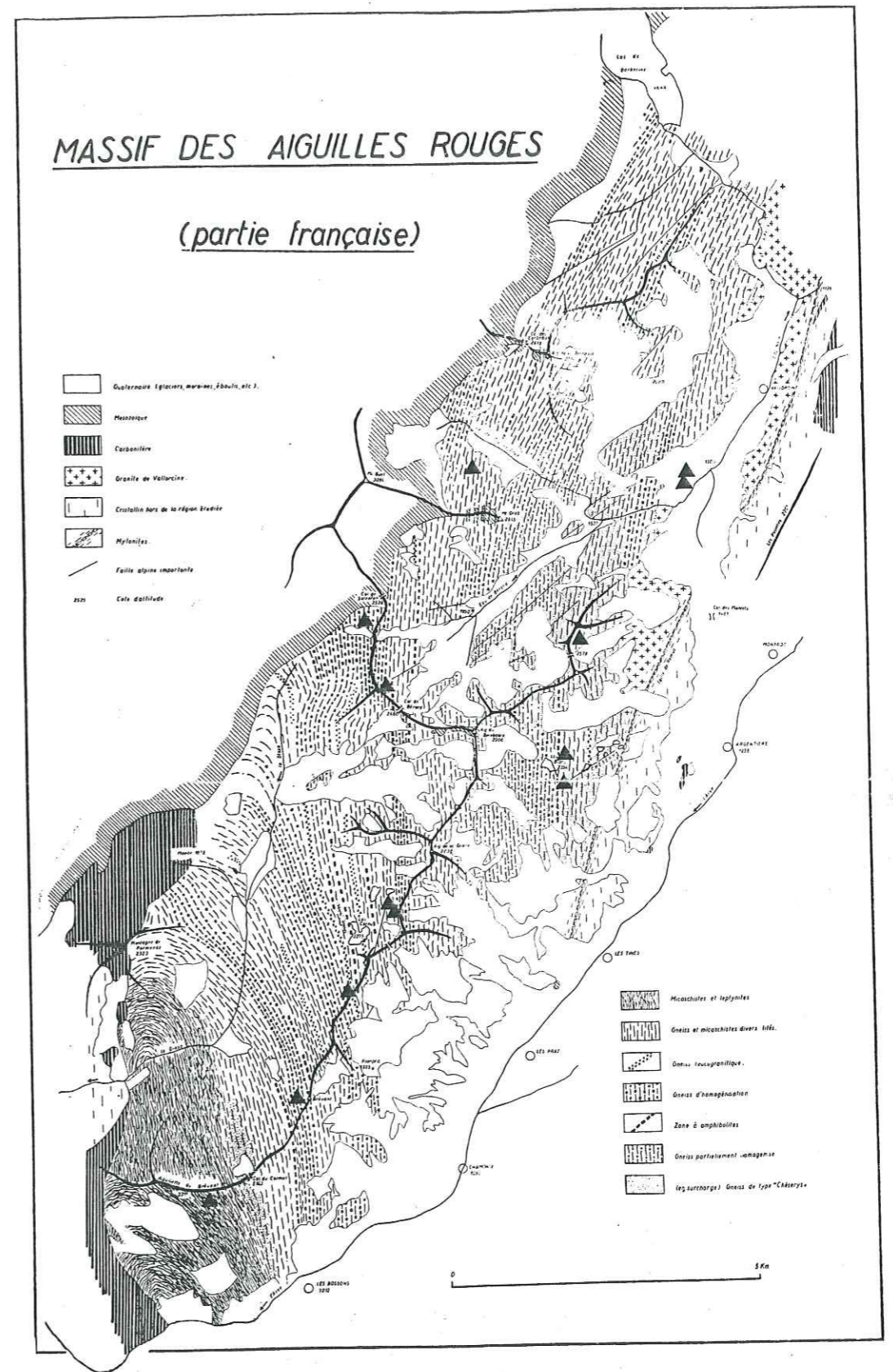


Fig. 4 - Répartition des échantillons de BELLIERE dans le massif des Aiguilles Rouges

- Secteur de Lauzière :

Les échantillons proviennent essentiellement des formations métamorphiques. Seuls quelques échantillons proviennent du complexe granitoïde de Lauzière. Ils ont été prélevés sur affleurement ou sur sondage. L'échantillonnage des indices uranifères a été fait essentiellement par R. AUMAITRE.

D. LES ANALYSES CHIMIQUES

Une centaine d'analyses d'éléments majeurs, d'éléments en trace, d'uranium et de thorium, sur roche totale, a été réalisée (C.R.P.G., Nancy ; C.E.N.G., Grenoble, cf annexe).

Pour les études géochimiques ces analyses ont été complétées par d'autres, notamment les analyses d'échantillons des granites de Val-lorcine et de Lauzière, utilisées par PONCERRY (1981) (Institut Dolomieu, Grenoble), et celles des échantillons de roches métamorphiques prélevés par BELLIERE (1958). La répartition de ces dernières est représentée sur la carte de la figure 4.

La comparaison des analyses faites à Nancy (au CRPG) et à Grenoble (Institut Dolomieu) ne montrent pas de différences notables et ne faussent pas les interprétations.

Les analyses quantitatives sur minéraux ont été réalisées à la microsonde électronique type CAMEBAX, à l'Université de NANCY I.

La microsonde électronique type MS46 et la microscopie électronique à balayage de l'Université de Nancy I ont été utilisées pour les analyses qualitatives.

Les analyses dans les phases fluides ont été faites à la microsonde MOLE Raman et à la chromatographie en phase gazeuse, au CREGU (Nancy).

Les analyses isotopiques ont été réalisées au CRPG, Nancy.

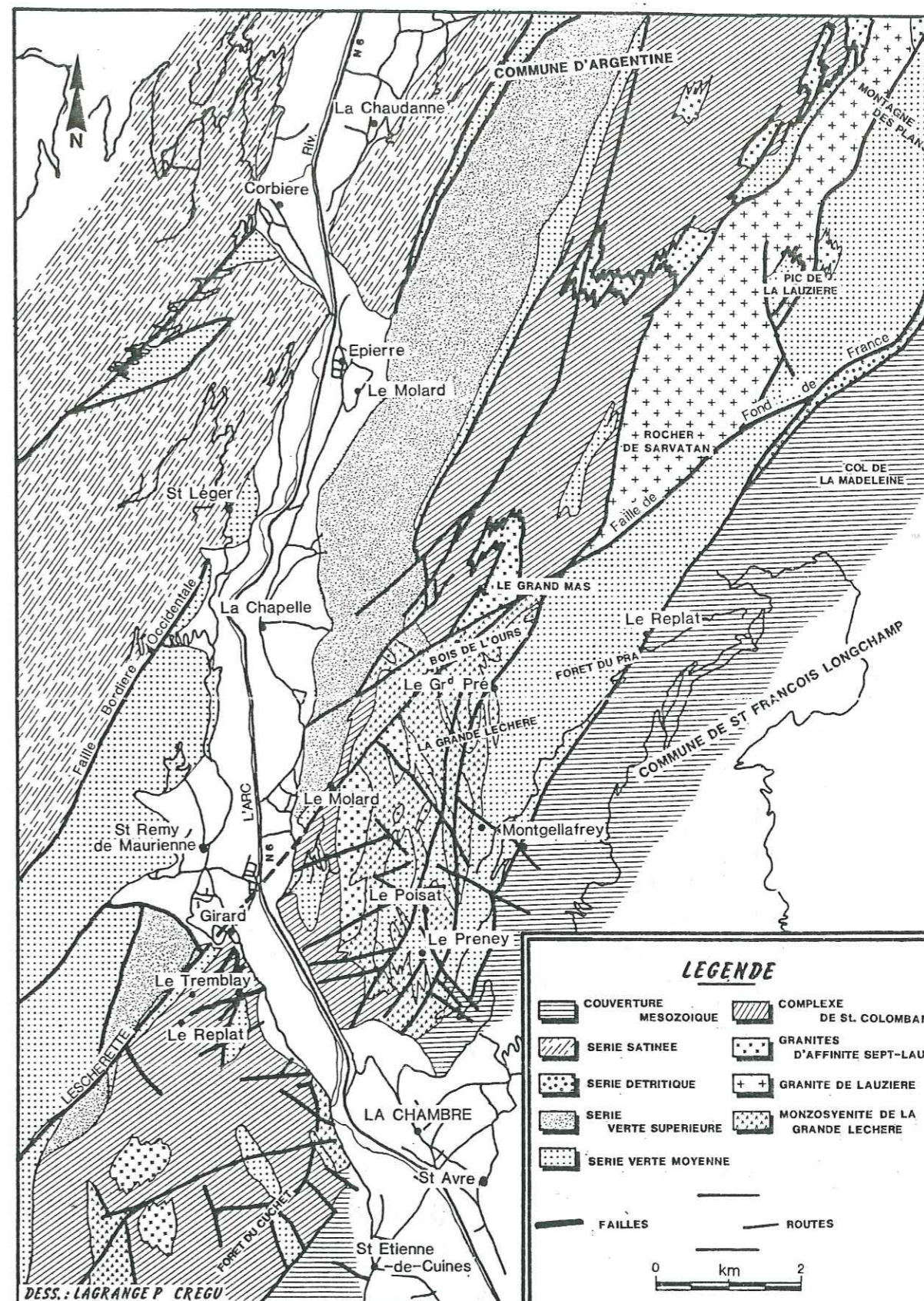


Fig. 5 - Carte géologique du secteur de Lauzière, Belledonne

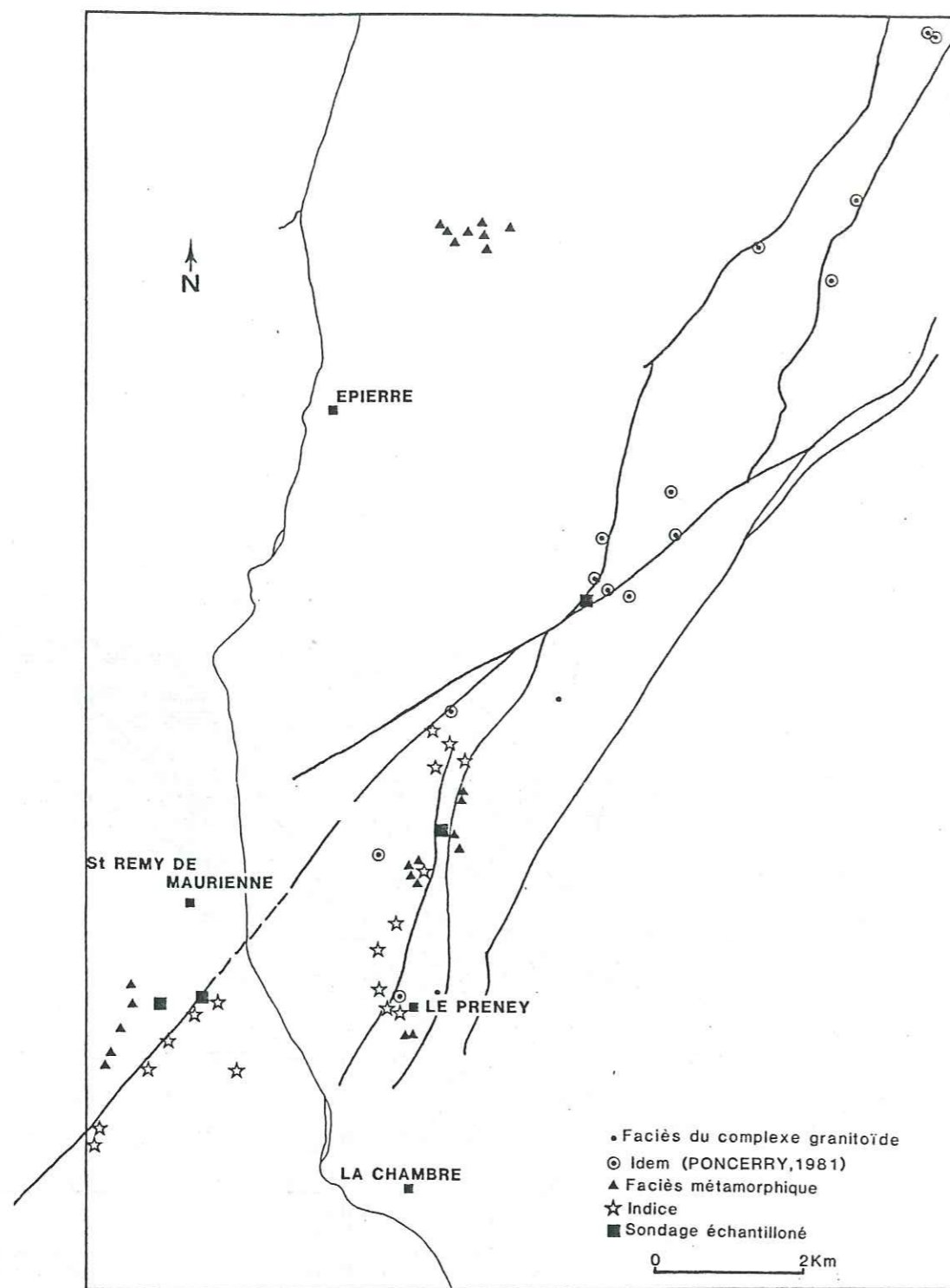


Fig. 6 - Répartition des échantillons étudiés dans le secteur de la Lauzière

## CHAPITRE II : CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DES ALPES OCCIDENTALES

### A - INTRODUCTION

La chaîne cristalline externe des Alpes occidentales est un alignement de cinq massifs disposés en arc convexe vers l'Ouest. Ce sont du Sud vers le Nord : (Fig. 6 )

- le massif de l'Argentera ;
- le massif du Pelvoux ;
- le massif de Belledune ;
- le massif des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc ;
- le massif de l'Aar et du Gothard.

Ils représentent des fragments d'un socle cristallin et cristallophyllien polycyclique d'âge antétriasique. Ils s'intègrent dans un ensemble tectonique qui constitue l'arc alpin occidental. C'est la partie la plus externe de la chaîne alpine au sens large.

Sur les plans pétrographique, métamorphique et structural ils contrastent avec les massifs les plus internes. Dans les massifs cristallins externes, les roches cristallines et cristallophylliennes sont nettement majoritaires : granitoïdes, migmatites, gneiss, micaschistes, amphibolites... ; la couverture mésozoïque et tertiaire est très réduite. Inversement, dans les zones plus internes le socle polycyclique affleure beaucoup moins, la couverture mésozoïque et tertiaire domine ; elle est constituée de roches d'origines sédimentaire et volcanique.

L'orogénèse alpine résulte de la collision continentale entre la plaque africaine et la plaque uranienne. L'ouverture de l'Atlantique qui aurait commencé vers les 180 M.a. a rapproché les deux continents et les interactions continentales auraient débuté au Jurassique Supérieur (150 M.a.) (TAPONNIER, 1978). Le régime de collision continentale dans les Alpes occidentales a été plus tardif (Crétacé Supérieur).

Le métamorphisme alpin qui affecte le socle ainsi que la couverture mésozoïque et tertiaire montre un gradient d'intensité croissante des zones externes vers les zones internes et le Sud. Ce même gradient s'observe dans les massifs cristallins externes en direction des Alpes Centrales. Il comporte plusieurs phases paroxysmiques qui sont caractérisées par des conditions de pression et de température différentes (FREY et al., 1974).

Les travaux de géophysique qui se sont beaucoup développés ces dernières années ont apporté une contribution importante dans la compréhension de la structure des Alpes occidentales. La cartographie gravimétrique du Sud-Est de la France montre une inversion des anomalies quand on se déplace de la zone externe vers la zone interne des Alpes.

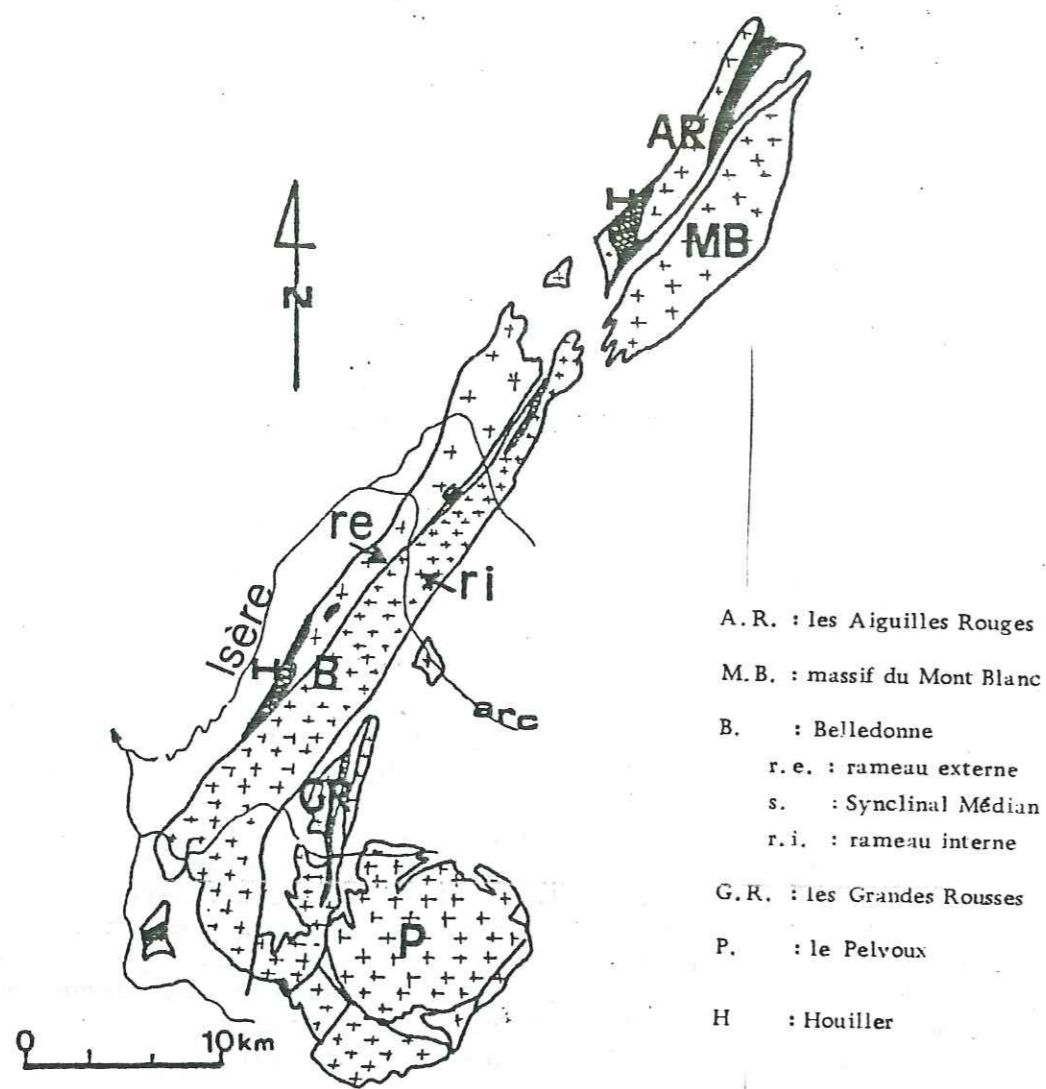


Fig. 7 - Les massifs cristallins externes

Les massifs cristallins externes et le Briançonnais montrent une anomalie gravimétrique négative. Plus à l'Est, cette anomalie devient positive (PERRIER, 1980). L'interprétation retenue actuellement est l'épaississement de la croûte à l'Ouest dû à un chevauchement d'âge alpin du socle occidental (Massif Central) ou des chaînes subalpines par les massifs cristallins externes. Plus à l'Est, l'anomalie positive s'explique par l'absence de chevauchement et l'amincissement de la croûte dû à la remontée du manteau supérieur (Fig. 8).

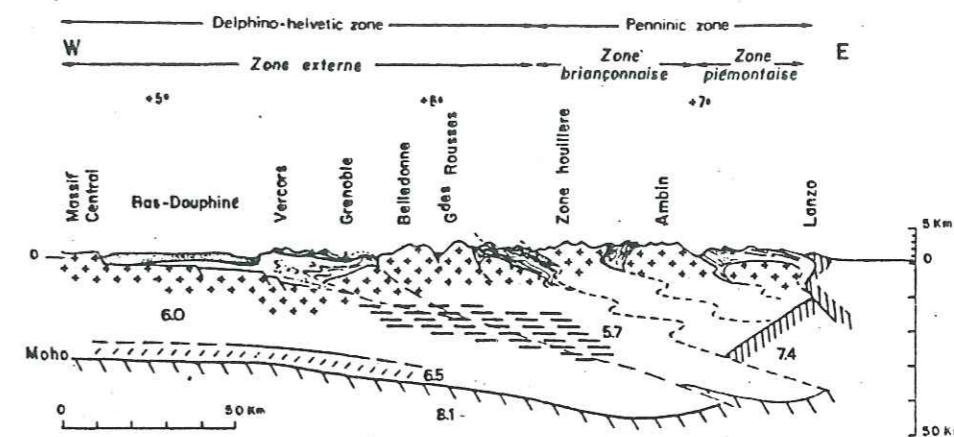


Fig. 8 - Coupe synthétique E-W du domaine alpin à latitude de Grenoble

Les différences, dans plusieurs aspects géologiques, qui existent entre la zone externe et la zone interne de l'Arc alpin occidental s'expliquent par la position géotectonique respective de ces deux zones, dans un contexte de collision de plaques. La zone externe constitue la partie frontale d'une unité chevauchante, qui correspond à un lieu d'épaississement d'accumulation de matériau crustal préexistant. La zone interne par contre constitue une zone proche de la subduction elle-même, principal moteur de l'orogénèse alpine.

Un facteur important dans la reconstitution des événements alpins est la connaissance de la structure préalpine, notamment, l'empreinte de la tectonique hercynienne et surtout tardihercynienne (ARTHAUD et MATTE, 1975).

## B - HISTOIRE GEOLOGIQUE DU SOCLE PALEOZOIQUE

### B.1. Le socle

D'après VON RAUMER (1981), la constitution d'un socle cristallin dans les Alpes externes qui affleure actuellement dans les cinq massifs énumérés plus haut et plus rarement dans les parties internes des Alpes, a déjà commencé avant 400 M.a.. Ce socle est constitué par l'ensemble des formations anté-triasiques, affectées par plusieurs événements métamorphiques et tectoniques. Une chronologie de ces événements a été proposée par VON RAUMER (1981)(Tableau I). Elle permet de visualiser les grands événements marquants de l'ensemble de la chaîne mais reste toutefois

lacunaire. Par exemple, l'existence d'un hiatus stratigraphique constant entre le Paléozoïque Inférieur et le Permo-Carbonifère dans l'ensemble de la chaîne externe n'est pas encore démontrée. Certaines formations du socle posent encore des problèmes quant à leur situation stratigraphique et sont sujettes à controverses depuis plusieurs années ; par exemple, la série verte dite "supérieure" dans la chaîne de Belledonne qui serait du Paléozoïque Inférieur pour certains auteurs (CARME, 1970) et du Paléozoïque Supérieur pour d'autres (BORDET, 1970).

EVENEMENTS	AGES
1. Métamorphisme haute pression	Calédonien (450 M.a.)
2. Anatexie I et formation de granitoïdes	Calédonien (450-420 M.a.)
3. Blastomylonitisation	Calédonien tardif ou début Hercynien
4. Anatexie II et formation de granitoïdes à cordiérite	Début Hercynien

Tableau I - Chronologie des événements calédoniens et hercyniens dans la chaîne alpine d'après VON RAUMER (1981)

Les séries anciennes, c'est-à-dire précambriennes ou paléozoïques inférieures sont essentiellement constituées de sédiments détritiques métamorphisés, de roches basiques et de tuffs avec quelques intercalations de roches ultrabasiques, de carbonates métamorphiques, de métavolcanites acides. Toutes ces roches se retrouvent dans les cinq massifs et ont subi des déformations importantes et certaines ont été migmatisées. Elles sont recoupées par de nombreux massifs granitiques.

Les séries du Paléozoïque Supérieur sont Dévonien à Carbonifère ; elles ont été déposées dans des fossés résultant d'un système de fracturation du socle paléozoïque inférieur en horst et grabben. Des roches volcaniques de type spilite - kéraatophyre s'associent aux dépôts de ces sédiments.

Ces formations appartenant au socle ont déjà fait l'objet de nombreux travaux sur le plan régional, dans les différents massifs cristallins : BELLIERE (1958), KRUMMENACKER (1959), LAURENT (1968), SIMEON (1979), VERJAT (1980), GASQUET (1981), PONCERRY (1981), etc...

### B.2. Les métamorphismes calédonien et hercynien

Si l'on se réfère aux travaux synthétiques de J. VON RAUMER (1981), des événements métamorphiques et tectoniques calédoniens et hercyniens ont affecté l'ensemble du socle des Alpes externes. De même que pour l'orogénèse alpine, le problème de la continuité ou de la discontinuité des phases métamorphiques et tectoniques calédoniennes et hercyniennes, reste posé. On peut néanmoins recenser un métamorphisme précoce de haute pression, relayé par un événement anatectique régional : anatexie I, d'âge calédonien. L'apparition de certains granitoïdes et orthogneiss (ex : les streifengneiss du Gothard, les augengneiss des Aiguilles Rouges, l'orthogneiss du Crupillouse, du Pelvoux, etc...) dans les différents massifs serait à relier également à cet événement. Puis vers 420-400 M.a.

(phase éohercynienne ?) la blastomylonitisation se développe selon une direction N.S.. Cette blastomylonitisation est accompagnée d'un métamorphisme de faciès schiste vert supérieur à amphibolite. Une seconde période d'anatexie (anatexie II) succède avec la mise en place de granitoïdes à cordiérite, discordants.

### B.3. Les événements tardihercyniens et leurs conséquences

Les études structurales menées dans plusieurs domaines (Péninsule Ibérique, Sardaigne, Corse, Montagne Noire et Cévennes Méridionales) affectés par la tectonique tardihercynienne montrent que celle-ci présente des caractéristiques constantes dans l'ensemble de la plateforme Ouest européenne (ARTHAUD et MATTE 1975) :

- elle affecte toujours un matériel cratonisé et recoupe les structures calédoniennes et hercyniennes ;

- elle est toujours plus ou moins syn-stéphanienne, elle se développe pour l'essentiel entre 305 et 270 M.a. ;

- elle donne des réseaux d'accidents bien caractérisés, pour lesquels une direction de compression NW-SE a été définie ; le raccourcissement l'accompagnant reste faible.

A l'échelle des Massifs Cristallins Externes (M.C.E.), les événements tardihercyniens sont bien caractérisés. Le Wesphalien C et le Stéphanien ont été pincés (en "synclinaux") le long de grands accidents avant le Permien. D'autre part, les datations effectuées par DEMEULEMEESTER (1982) sur des amphiboles confirment des activités tardihercyniennes autour de 280 M.a., dans le Pelvoux, dans la partie Sud-Est de Belledonne et le Nord-Est des Grandes Rousses.

Ainsi, à la fin du cycle hercynien, dans les massifs cristallins alpins, trois grands systèmes de fractures ont été observés (VIALON, 1974) :

- les accidents de type "sillon houiller", de direction N30°E environ ;

- un système conjugué approximativement N50°E et N170°E de type cévenol. Les failles cévenoles, proprement dites (N50°E) ont une influence déterminante sur les événements orogéniques alpins. Cette influence s'exerce sur trois aspects :

- . la structuration des bassins sédimentaires Permo-Carbonifères ou mésozoïques ;
- . les sites du volcanisme ;
- . la déformation.

#### La structuration des bassins

La direction N50°E est celle d'un certain nombre de bassins de sédimentation dans le SW de la France (ex : la fosse Valence - Mont Blanc). En effet, la réactivation des accidents cévenols en faille normale par un régime de contrainte qui semble-t-il s'installe dès le Trias (?) (VIALON, 1974), accentue la différence de niveau du socle de part et d'autre de ces discontinuités. Les bassins ainsi constitués sont alimentés par le socle affleurant.

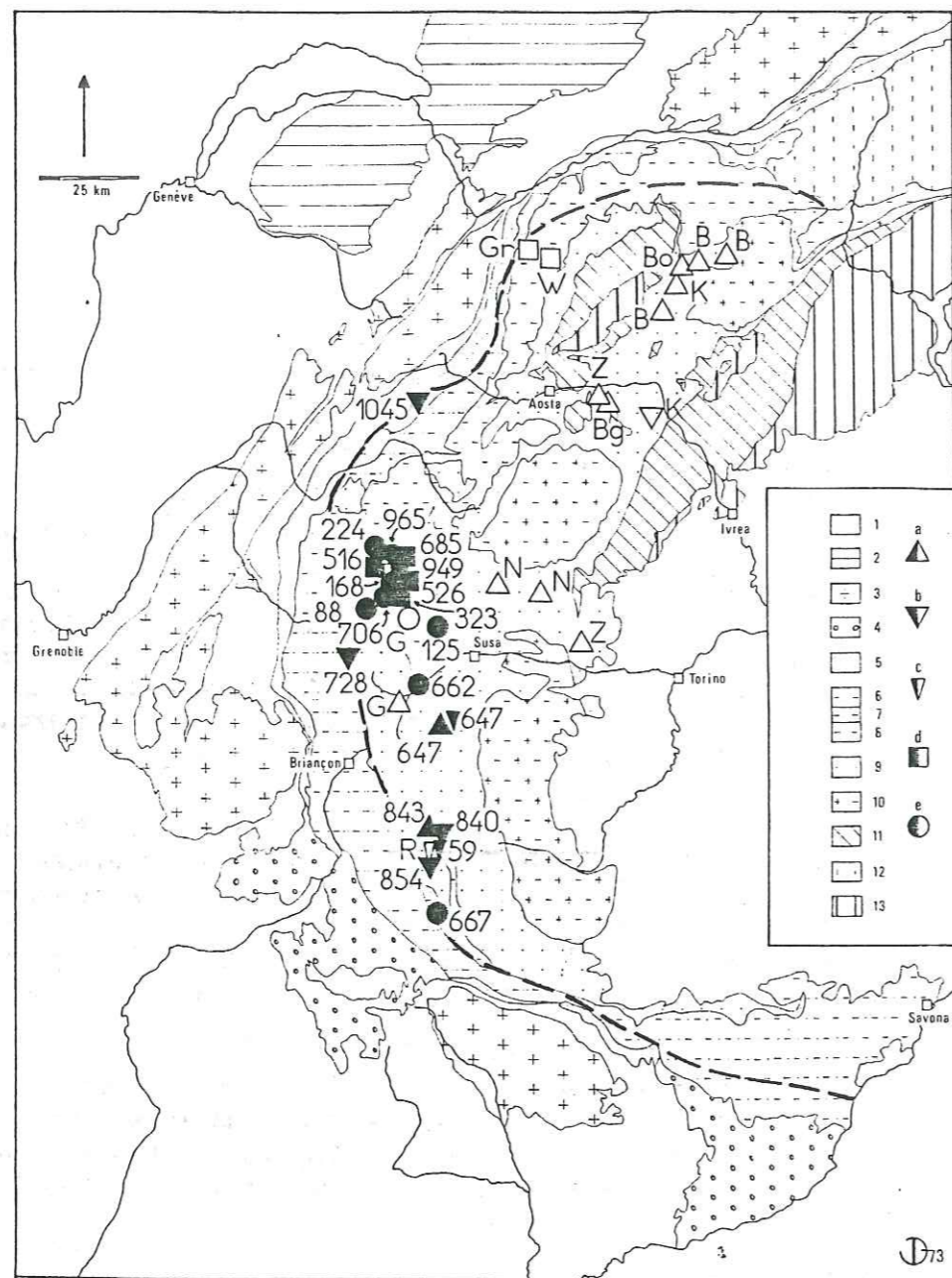


Fig. 9 - Répartition des minéraux de haute pression dans les Alpes. La ligne discontinue représente la limite externe des amphiboles sodiques (BOCQUET, 1974).

### Le volcanisme

Au Trias, dans les Alpes externes, pendant que les bassins se remplissent de dépôts à faciès germanique, d'abondantes émissions aériennes ou subaquatiques de laves spilitiques, accompagnées de projections se développent. Les coulées sont de composition basique. La mise en place de ces laves s'accompagne dans le massif des Ecrins-Pelvoux, de celle d'un cortège spilitique dolérito-spilitique (BEBIEN et GAGNY, 1980).

### La déformation

Les travaux de VIALON (1974) illustrent bien, sur l'exemple du Haut Dauphiné, le rôle des accidents cévenols lors de l'orogénèse alpine. Trois phases de déformation alpines ont été mises en évidence. Elles sont toutes les trois caractérisées par le même champ de contrainte N.S., espacées dans le temps et d'intensité variable. Le rôle des accidents cévenols au cours de ces trois phases de déformation a été de dévier les directions de serrage N.S. en provoquant des décrochements senestres  $N50^{\circ}E$ , d'autres fractures de second ordre orientées  $N20^{\circ}-30^{\circ}E$  pouvant toutefois résulter de ces décrochements. La contrainte initialement N.S., oblique sur les fractures  $NS0^{\circ}E$  sera par conséquent décomposée en un champ de contraintes de direction perpendiculaire sur les fractures  $N50^{\circ}E$  et une force cisailante suivant la direction  $N50^{\circ}E$ . Cette modification introduite par les structures tardihercyniennes expliquerait en partie une zonéographie métamorphique E.W.

Ces accidents cévenols jouent également un rôle de guide dans les chevauchements et surrections des Alpes. Pour VIALON (1974), dans le schéma d'une collision N.S., la subduction de l'Afrique pour l'Europe ne paraît pouvoir s'appliquer que dans la partie E.W. de la chaîne, la zone où se déploient les grandes nappes. Dans toute la région occidentale, la collision se résoudrait en un glissement dirigé par les failles cévenoles du socle.

Les principaux accidents cévenols dans le domaine alpin sont : la continuation de la faille Privas par la faille de la Remua dans les Aiguilles Rouges, la continuation de la faille de Nîmes par la faille Sud pelvousienne et de celle d'Alès par la faille de Fond de France dans le massif de Belledonne.

La tectonique tardihercynienne aurait engendré une rétro-morphose importante dans les Alpes. Elle provoque la chloritisation des biotites, la saussuritisation des plagioclases pour l'essentiel qui est toutefois souvent difficile à distinguer de la rétro-morphose alpine.

### B.4. L'orogénèse alpine

#### Métamorphisme de haute pression - basse température

Ce métamorphisme est le plus précoce et a été mis en évidence dans les Alpes occidentales. Il est souvent oblitéré par des événements métamorphiques plus tardifs. Dans certaines régions où l'empreinte des phases ultérieures est très marquée, où les formations déposées postérieurement à cet événement sont abondantes, la reconnaissance de cette phase



précoce de l'orogénèse alpine est difficile. De plus, une confusion avec une autre phase métamorphique de haute pression plus ancienne (calédonienne ?) existant localement par exemple dans le massif des Aiguilles Rouges est possible. Les paragenèses minérales de cette phase métamorphique sont éclogitiques et glaucophaniques. Elles se répartissent principalement dans les zones internes des Alpes. Si l'on se réfère à la carte (Fig. 9) de répartition des amphiboles sodiques alpines, on se rendra compte de l'absence totale de minéraux de haute pression et de haut grade dans les zones externes. Une zonéographie métamorphique existe dans cette région de haute pression, les paragenèses éclogitiques à disthène n'apparaissent que dans l'Est, à l'Ouest seules les paragenèses à jadéite sont présentes (BOCQUET, 1974). Ces paragenèses sont absentes des M.C.E. mais les déformations relatives à cette phase de métamorphisme sont reliables jusqu'aux zones piémontaises (VIALON, 1974).

L'âge de cette phase métamorphique a été déterminé à partir des études structurales, mais aussi par des mesures géochronologiques K/Ar, Rb/Sr de minéraux. Le rapprochement du style de déformation aux structures antésénoniennes des chaînes subalpines méridionales et l'âge limite supérieur donné par la discordance du flysch des Aiguilles d'Arves, dont la base est datée du Lutécien, permettent d'associer cet événement au plissement dit "Pyrénéo-Provençal" (~80 M.a.). Les mesures radiométriques par les méthodes Rb/Sr et K/Ar sur les micas et les amphiboles sodiques provenant des ophiolites du Zermatt (Sesia, Dora Maira) donnent des âges compris entre 60 et 100 M.a.. Celles au K/Ar sur glaucophane et amphibole sodique de la couverture du Piémont donnent également deux isochrones à 78 et 100 M.a. (J. BOCQUET, 1974), ainsi que les mesures radiométriques sur amphiboles et micas provenant des M.C.E. réalisées plus récemment par DEMEULEMEESTER (1982).

L'ensemble de ces données radiométriques indiquent donc un âge d'environ 80 M.a. pour les paragenèses de haute pression dans les Alpes externes (phase éoalpine ou pyrénéoprovençale). Comme nous l'avons rappelé plus haut, cette phase éoalpine dans les M.C.E. a été essentiellement observée au niveau des grands accidents tardihercyniens du socle. Ainsi, DEMEULEMEESTER (1982) montre que les âges éoalpins obtenus reflètent le rejeu de ces grands accidents par le rajeunissement des âges Rb/Sr et K/Ar sur biotite et amphibole aussi bien dans le massif de Belledonne que dans le Pelvoux. L'intensité du rejeu est plus importante au cours de cette phase éoalpine que lors des phases plus tardives dans les M.C.E.

L'association de matériel typiquement océanique et d'un métamorphisme de haute pression bien caractérisée dans les massifs internes des Alpes permet de penser à un contexte géodynamique de subduction (ROEDER, 1980). Toutefois la complexité de l'orogénèse alpine ne permet pas encore de préciser clairement le déroulement de cet événement.

#### **Métamorphisme de moyenne et basse pression**

Ce type de métamorphisme correspond aux phases les plus tardives de l'orogénèse alpine. On y reconnaît classiquement deux phases : la phase mésoalpine et la phase néoalpine.

- La phase mésoalpine correspond à la collision intercontinentale avec la subduction de l'Afrique sous l'Europe, qui se serait déroulée entre le Crétacé et l'Eocène Supérieur (RYBACH et al., 1980).

Les paragenèses minérales reconnues comme mésoalpines sont, pour une grande partie des Alpes, des minéraux d'altération des paragenèses de haute pression de la phase éoalpine et des paragenèses de métamorphisme antéalpin. On les retrouve notamment dans le domaine pennique, dans la zone helvétique ainsi que dans les zones internes de l'arc alpin occidental. Ces paragenèses minérales indiquent une diminution du degré de métamorphisme depuis les zones internes vers les zones externes.

Dans les Alpes centrales, la phase mésoalpine correspond aux déformations les plus importantes de cette orogénèse. Elle correspond au déplacement des nappes ultrahelvétiques et austroalpines jusqu'au Nord du massif Aar. Le métamorphisme atteint le faciès schiste vert et localement le faciès amphibolite (RYBACH et al., 1980).

Dans les Alpes externes occidentales, la déformation mésoalpine se produit dans un milieu plastique et développe un clivage schisteux. Dans le même temps, les systèmes de fractures cévenoles jouent en décrochements antihoraires, entraînant ainsi la naissance ou le rejeu de fractures de deuxième ordre, de direction N 20-30°E, et de sens antihoraire (VIALON, 1974).

Les datations K/Ar et Rb/Sr sur minéraux font apparaître des âges voisins de 40 M.a. (DEMEULEMEESTER, 1982 ; KRUMMENACHER et al., 1960) pour la phase mésoalpine.

- La phase néoalpine, comme son nom l'indique, est la manifestation la plus tardive. Elle se serait déroulée entre la fin de l'Oligocène et le Miocène.

Dans les Alpes centrales, les sédiments helvétiques ont été charriés vers le Nord, au-delà du Massif de l'Aar. Le faciès schiste vert a également été atteint.

Dans les Alpes externes occidentales, les déplacements cisailants et la surrection se développent et cette fois dans un milieu plus rigide. On note toujours un gradient de déformation d'Ouest en Est.

Un âge de  $15 \pm 1.2$  M.a. (méthode K-Ar, sur phengite) correspondant à la surrection des massifs cristallins a été obtenu par DEMEULEMEESTER (1982).

#### **L'anchimétamorphisme**

Des paragenèses minérales de très faible degré de métamorphisme ont été trouvées à divers endroits, dans la zone externe des Alpes occidentales. Ainsi, dans la formation de Tareyanne (Eocène supérieur Oligocène inférieur), entre Arve et Giffre (Haute Savoie) des paragenèses minérales caractérisant un métamorphisme de très faible degré se répartissent suivant une zonalité (KUBLER et al., 1974). Dans la partie externe et centrale de cette région, le faciès à laumontite prédomine. La pumpellyite et la prehnite remplacent les zéolites dans la partie plus interne. Dans la même formation, mais cette fois entre les massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc d'une part et entre les massifs de l'Aar et du Gothard d'autre part, on retrouve de la pumpellyite et de

l'actinote. Ces zones définissent par conséquent la transition entre un métamorphisme de très faible degré et un métamorphisme de faible degré.

Dans la partie centrale de la Suisse, FREY (1974) a montré sur une coupe allant du Jura jusqu'au massif du Gothard, le passage en continu des shales liasiques depuis des stades non métamorphiques au faciès schiste vert en passant par l'anchimétamorphisme. Les silicates de calcium apparaissent en suivant un degré de métamorphisme croissant de la partie externe vers la partie interne de la chaîne alpine dans l'ordre suivant : heulandite, laumontite, prehnite-pumpellyite (FREY et al., 1974). Cette zonalité a été confirmée par la mesure de la cristallinité de l'illite dans les roches pelitiques et carbonatées.

KUBLER et al. (1974) émettent deux hypothèses pour l'origine de l'anchimétamorphisme. La première est l'enfouissement des sédiments sous les nappes préalpines, par conséquent à la suite des phases de déformations alpines les plus tardives, car les nappes sont contemporaines des phases méso et néoalpines. La deuxième hypothèse est l'effet des contraintes contemporaines de la subduction elle-même.

#### Les chevauchements

Au cours des différentes phases de déformations alpines, les couvertures mésozoïques et cénozoïques ont été charriées vers le Nord, le Nord-Ouest, l'Ouest et même le Sud-Ouest.

L'essentiel de la translation semble être fonction de la disposition générale du substratum, orienté par les fractures N50°E. Lors de la contraction N.S. alpine, ce dispositif ayant canalisé l'essentiel des écoulements en direction du Nord, la plupart des nappes se retrouvent actuellement dans la partie Est-Ouest de la chaîne alpine. Dans certains cas, les zones hautes constituées par les marges Sud-Est des blocs découpés par les failles cévenoles peuvent former des obstacles obliques sur les sens de déplacement des nappes et ainsi, les dévier vers l'Ouest ou le Sud-Ouest (VIALON, 1974). C'est le cas par exemple des nappes de l'Embrunais. Bien entendu, l'empreinte de ces déformations est plus visible dans les parties superficielles, donc les couvertures ; au sein du socle lui-même, ces événements sont beaucoup plus difficiles à appréhender, mais semblent être les plus déterminants. Ils sont caractérisés par des déplacements cisailants et une surrection progressive qui influencent directement le comportement de la couverture.

Les récentes études géophysiques ont permis de mieux comprendre les causes de ces structurations alpines, dans le socle. Les données gravimétriques ont permis de diviser le socle en trois zones :

#### - La zone d'Ivrée :

Elle est caractérisée par une forte anomalie gravimétrique positive et par la présence de matériau à fortes vitesses à de faibles profondeurs. Ces données ont permis d'interpréter cette zone des Alpes comme une zone de remontée du manteau supérieur. Une interprétation plus détaillée fait de cette zone un domaine représentant un clivage dans la lithosphère européenne (MENARD, 1979).

#### - La zone du Briançonnais et les massifs cristallins externes :

Ils sont caractérisés par une forte anomalie gravimétrique négative. La cavité est ici très épaisse. Elle atteint une puissance maximale de 50 km sous le Briançonnais central et peut ainsi être considérée comme la "racine" occidentale des Alpes (PERRIER et VIALON, 1980).

#### - L'Ouest et le Sud de l'arc alpin occidental :

L'anomalie gravimétrique croît régulièrement depuis la zone briançonnaise et les massifs cristallins externes vers le Sud et l'Ouest. Ceci correspond à un amincissement de la croûte. La vitesse moyenne de propagation des ondes sismiques est également de faible valeur à cause de la structure de la norite caractérisée par des sédiments très épais.

La compilation d'un certain nombre de travaux géophysiques a également permis l'établissement d'une carte de la profondeur du socle antitriasique du Sud-Ouest de la France (MENARD, 1979). Ce socle est constitué de zones à comportements différents : les zones hautes correspondent à un socle rigide-rapide et les zones en subsidence plus forte correspondent à un socle déformable-lent. Cette configuration lors de la tectonique alpine a donné naissance aux lignes de départ des chevauchements au niveau des limites entre les bassins très subsidés et les zones hautes.

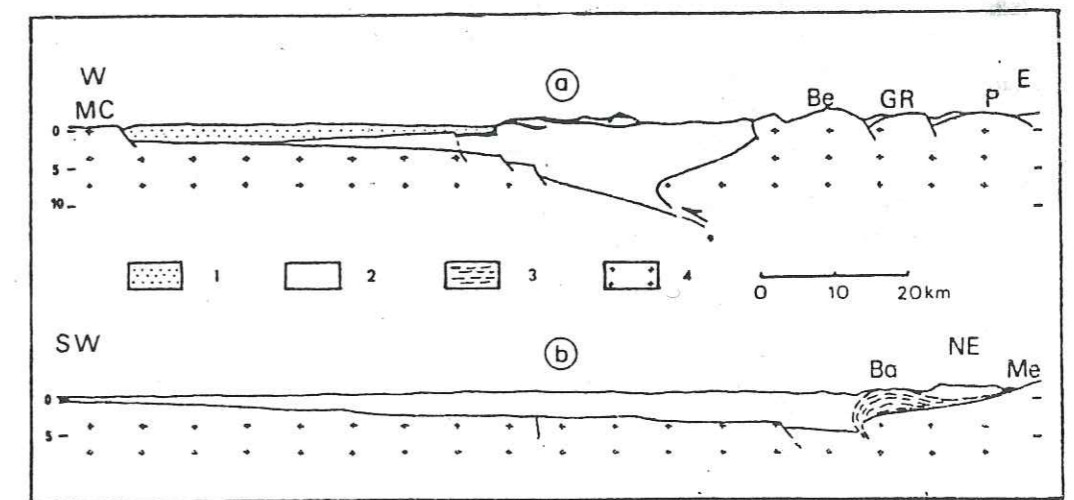


Fig. 10 - Coupes schématiques. 1, terrains tertiaires ; 2, terrains secondaires ; 3, terrains permo-houillers ; 4, socle antéhouiller. Chevauchements socle/socle en bordure des M.C.E. (MENARD, 1979)

L'épaississement brutal de la croûte au niveau des massifs cristallins externes a suggéré l'existence de chevauchement NW profond sous ces massifs se prolongeant loin dans le domaine alpin (Fig. 10). Cette idée de l'allochtonie du socle ne semble pas être locale mais intéresse presque toute la chaîne cristalline externe (MENARD, 1980).

## C - GEOLOGIE REGIONALE DU MASSIF DES AIGUILLES ROUGES

### C.1. Introduction

Le massif des Aiguilles Rouges est l'un des cinq massifs cristallins polymétamorphiques qui constituent la zone externe des Alpes. Il est séparé du massif du Mont Blanc par le synclinal de Chamonix constitué de terrains sédimentaires mésozoïques. Le synclinal de Chamonix est une zone tectoniquement complexe. Il constitue la transition entre un massif très affecté par les déformations alpines, c'est-à-dire le massif du Mont Blanc et le massif des Aiguilles Rouges qui l'est beaucoup moins. La géologie de ce massif a été étudiée essentiellement par quatre auteurs. BELLIERE (1958) a travaillé sur la partie Nord du massif sur le territoire français. Son travail a été essentiellement focalisé sur l'étude de la série métamorphique des Aiguilles Rouges. Il a également décrit le granite de Vallorcine. Plus récemment PONCERRY (1981) a repris l'étude de la partie française du granite. KRUMMENACHER (1959) a étudié l'extrémité Nord du massif, en Suisse. Il y distingue la série métamorphique de Fully à l'extrême Nord-Est du massif de la série des Aiguilles Rouges que l'on retrouve dans la partie occidentale. Le quatrième auteur, LAURENT (1968) a étudié l'extrémité méridionale. En plus de la série des Aiguilles, il distingue trois autres formations métamorphiques. Deux massifs granitiques affleurent également dans cette partie des Aiguilles Rouges.

### C.2. Les séries métamorphiques

Le socle cristallin est constitué essentiellement de schistes et de gneiss avec des zones migmatisées et de sédiments permo-carbonifères.

#### La série métamorphique des Aiguilles Rouges (ou de Fenestrel)

Elle représente le socle prétriasique de la majeure partie du massif. Elle est constituée de roches métamorphiques de nature variée, dont certaines ont été migmatisées, et de granites (Fig. 4). BELLIERE (1958) distingue deux domaines dans cette série :

- Le domaine des gneiss type "Cheserys" dans la partie Est du massif.

- Le domaine des gneiss type "Lac Cornu" à l'Ouest.

Il accorde à ces deux domaines la même origine et la même nature en ce qui concerne les faciès lithologiques. La distinction est faite uniquement sur la différence de structure et de texture due à un épisode de déformation tardive à caractère rupturél, qui aurait affecté la partie occidentale de la série.

Ces deux domaines présentent les faciès lithologiques suivants:

- Des micaschistes et des leptynites qui affleurent surtout dans le Sud-Ouest du massif

- Des schistes graphiteux (peu abondants)

- Des calcaires

- Des "granulites" (BELLIERE rassemble sous ce vocable "toute une gamme de roches dont l'aspect macroscopique est celui d'un quartzite à grain fin, grisâtre ou vert jaunâtre, souvent finement zonaire")

- Des amphibolites

- Des gneiss migmatitiques, leucogranitiques ou granitiques rubanés ou lenticulaires

- Des filons pegmatitiques sécants.

#### La série de Fully

Cette formation migmatitique est constituée d'un certain nombre de faciès :

- Migmatites et granitoïdes

- Calcaires métamorphiques et roches apparentées

- Gneiss amphiboliques et amphibolites

- D'innombrables enclaves de nature variée qui ont plus ou moins échappé à la migmatisation.

Elle représente une portion de la série des Aiguilles Rouges migmatisée.

#### Les séries métamorphiques de l'extrémité méridionale du massif

Les trois séries métamorphiques sont :

- La série de Saint-Gervais à l'extrême Sud-Ouest du massif

- La série des Aiguillettes

- La série Prarion-Pormenaz

Les deux dernières se répartissent entre la série des Aiguilles Rouges et la série de Saint-Gervais. Ces trois séries sont constituées de micaschistes et de gneiss variés.

#### Les sédiments permo-carbonifères

Ils se localisent essentiellement à l'Est du granite de Vallorcine et à l'extrémité Sud du massif (Figure 7).

### C.3. Les granites

On compte trois massifs granitiques circonscrits :

- Le granite de Vallorcine dans la moitié Nord

- Le granite de Pormenaz et celui de Montées-Pelissier au Sud.

### Le granite de Vallorcine

Il affleure parallèlement à l'allongement du massif et montre un contact normal avec l'encaissant à l'Ouest et est flanqué de nombreux filons de puissances et de faciès variables. A l'Est, le contact est tectonique, avec le Carbonifère au Nord et la série des Aiguilles Rouges au Sud. Ce granite a fait l'objet d'études de plusieurs auteurs (BELLIERE 1958, KRUMMENACHER 1959, CARME 1970, PONCERRY 1981) mais à chaque fois de façon partielle. Il ressort de ces diverses études que le granite ne constitue pas une masse homogène d'une extrémité à l'autre et est souvent associé à d'autres faciès subordonnés aux faciès principaux porphyroïdes et à grain moyen (cf. pétrographie).

### Le granite de Pormenaz

Il constitue un massif circonscrit, intrusif, en forme de cône renversé et déjeté en éventail vers l'Ouest. Comme le granite de Vallorcine, il montre deux types de contact avec l'encaissant : un contact tectonique sur la bordure Est et un contact normal sur la bordure Ouest, riche en filons aplitiques ou microgranitiques. Il présente une structure zonée avec un faciès marginal à grain plus fin, localement riche en sphène et hornblende et un faciès central porphyroïde, à gros phénocristaux de feldspath potassique rose.

### Le granite de Montées-Pelissier

C'est une lame de granite homogène aux bordures écrasées. Les caractères pétrographiques sont semblables à ceux du faciès marginal du granite de Pormenaz.

## C.4. Les métamorphismes

### Le métamorphisme de haute pression

Des reliques éclogitiques ont été observées dans des amphibolites de la série des Aiguilles Rouges. Pour LIEGEOIS et al. (1980), ces éclogites ne peuvent représenter des fragments du manteau supérieur introduits tectoniquement dans la norite. Elles témoigneraient du passage de l'ensemble des schistes cristallins des Aiguilles Rouges par le faciès des éclogites avant d'être complètement repris ensuite dans le sous-faciès des amphibolites à almandin. Le métamorphisme éclogitique est le plus vieil événement qu'on puisse déceler dans les Aiguilles Rouges, et daterait du Calédonien. Les conditions de pression et de température pour la cristallisation de la paragenèse éclogitique seraient respectivement de 4 à 9 Kb et de 700 à 750°C (LIEGEOIS et al, 1980).

### Anatexie I

Elle engendre l'anatexie de certains niveaux de la série des Aiguilles Rouges ( $P = 5-6$  Kb,  $T = 680-750^{\circ}\text{C}$ ) (VON RAUMER, 1981). La déformation qui accompagne ce métamorphisme se caractérise par une foliation verticale parallèle au rubanement lithologique. La déformation est plastique mais elle peut être localement rupturale suivant la roche

qu'elle affecte. Les plis sont généralement postschisteux et localement synschisteux. Cette étape de la formation a été suivie immédiatement par une étape "rupturale", blastomylonitique.

### La blastomylonitisation

Elle affecte les roches suivant les mêmes directions structurales que l'évènement précédent dans un contexte de métamorphisme mésozonal. Les feldspaths, les plagioclases et les micas se granulent, le quartz recristallise en donnant des platten quartz.

### Anatexie II

Ce second évènement anatectique se produit dans un niveau structural plus élevé que le premier puisqu'il fait suite à la blastomylonitisation et engendre des "mobilisats" à cordiérite (granodiorite à pinnite).

### Déformations cassantes

Elles ont été introduites par la tectonique tardihercynienne et la tectonique alpine. D'une manière générale, il est difficile de faire la distinction entre ce qui est tardihercynien et ce qui est alpin. BELLIERE (1958) observe deux niveaux de fracturation dans les Aiguilles Rouges. Le premier se développe à l'échelle régionale en divisant le socle en une série de blocs. Le second est caractérisé par une multitude de fractures de faible importance et d'orientation diverse qui fragmente ces blocs. Ces dernières apparaissent soit sous forme de fracture nette, soit sous forme de zone plus ou moins épaisse de roches disloquées. Elles sont caractérisées par la mylonitisation des roches cristallines. Certaines fractures ne sont pas associées à une mylonitisation mais présentent un remplissage complet ou partiel. Une étude structurale a été réalisée par PONCERRY (1981) sur le massif des Aiguilles Rouges. Les directions les mieux réglées sont celles relatives à la tectonique ancienne Nord-Sud à Nord-Est, c'est également la direction du granite de Vallorcine. Les fractures Est-Nord-Est et Est-Sud-Est ainsi que les fractures ouvertes Est-Ouest semblent être les plus tardives.

### La faille de la Remua

La faille de la Remua a été reconnue dès le début du siècle et on lui accordait déjà un âge hercynien. Elle correspond à une bande de roches écrasées d'orientation variant de N10 à N30°E (PONCERRY, 1981) plutôt qu'à une fracture unique. Elle aurait favorisé la mise en place du granite de Vallorcine et aurait continué à rejouer soit en faille normale soit en coulissage. Son rejeu normal serait à l'origine de la formation d'un bassin post-carbonifère à l'Est du granite de Vallorcine. Les rejeux tardifs de l'orogénèse alpine ont entraîné l'apparition de nombreuses fractures se greffant sur cette faille ou la décrochant en échelon.

Pour CARME, (1970) la faille de Remua ainsi que la faille de Fond de France dans le massif de Belledonne correspondrait à un accident majeur sur lequel viendrait se greffer tout un faisceau d'accidents mineurs. De tels accidents rappellent les zones de décrochement dans un bâti à comportement relativement plastique.

### C.5. Les indices uranifères

#### C.5.1. Les indices dans le granite de Vallorcine

D'après les travaux de PONCERRY (1981), aucun indice directement lié à la masse du granite n'a été observé dans la partie française. Seuls quelques indices liés aux filons microgranitiques ont été mis en évidence. Quelques petites anomalies ont été également détectées dans les faciès de bordures. Par contre, dans la partie suisse, LABHART et RYBACH (1974) rapportent de nombreux indices qui se localisent essentiellement dans les zones mylonitisées, surtout sur la bordure orientale, et dans des cavités transverses sur l'allongement du granite (Figure 1). Pour eux, le granite de Vallorcine est le granite le plus riche en indices uranifères du territoire Suisse. Les minéraux d'uranium s'expriment essentiellement sous forme de pechblende ou d'uranotile et de gummite. Les minéraux associés sont le quartz ou la calcite et des sulfures de fer, la galène et la blende.

#### C.5.2. Indices de la faille de la Remua

Les indices les plus nombreux sont associés à cette faille. Ils apparaissent, soit liés à la schistosité parallèle à la faille elle-même (N20°E) soit sur les fractures obliques N60°E, disposées en échelon. D'autres indices moins significatifs se situent sur des accidents "alpains" N110-120 (COVES, 1981).

Les indices à N20°E sont essentiellement constitués de pechblende alors que ceux de N60°E et N110-120 sont respectivement à produits noirs et produits jaunes.

#### C.5.3. Indices dans l'encaissant métamorphique

Ils sont également liés à des zones fracturées. PONCERRY (1981) distingue deux types d'indices.

- Indices liés à des fissures N130 à 140°E, à pechblende associée à des carbonates

- Indices dans des filons quartzo-carbonatés, de direction N60 à N130 brêchique. Les minéraux uranifères sont des produits secondaires, chalcocite, arseniats d'uranium associés à des sulfures de fer et de la galène.

A l'Ouest de Vallorcine, dans le secteur du Mont Oreb, les indices les plus intéressants sont situés sur des accidents "alpains"

N110-120, d'après les conclusions de COVES (1981). Ces minéralisations sont liées à des filons carbonatés installés sur ces accidents. Les minéralisations en placages sur les fractures sont mineures.

Dans la mine de La Creusa, on distingue deux types d'indices:

- Les indices liés à des brèches tectoniques à matrice siliceuse encaissées dans du métamorphique ou le granite, de direction Nord-Ouest. Les minéraux uranifères sont de la pechblende ou de la gummite d'altération de celle-ci associée à des sulfures de fer plus ou moins oxydés.

- Les indices liés à des fractures, recoupant l'encaissant métamorphique. Les minéraux uranifères sont des minéraux d'uranyle associés à des sulfures de fer.

## D - GEOLOGIE REGIONALE DU MASSIF DE LA LAUZIÈRE

### D.1. Introduction

La chaîne de Belledonne est subdivisée en deux rameaux (interne et externe) par le "synclinal médian". Le massif de la Lauzière se situe dans la moitié Nord de la chaîne entre la Vallée de l'Arc au Sud et la Vallée de l'Isère au Nord, dans le rameau interne (Figure 7).

Le socle du rameau externe est constitué d'une série métamorphique homogène de schistes et de micaschistes sériciteux : c'est la série saturée. Le rameau interne par contre comporte une lithologie variée. On y compte plusieurs séries métamorphiques et un certain nombre de granitoïdes dont le complexe granitoïde de Lauzière. Dans la plupart des cas, le contact entre les différentes unités sont tectoniques et de direction parallèle à l'allongement du massif.

### D.2. Les séries métamorphiques du massif de Lauzière

Les séries métamorphiques qui constituent ce massif sont d'Ouest en Est :

- La série du Bois de Ravères
- La série Verte supérieure
- Le complexe du Col de Montjoie
- La série de la Montagne des Plans
- La série de Villard Benoit

Ces séries métamorphiques ont été étudiées en détail par PONCERRY (1981).

#### - La série des Bois de Ravère

C'est une série de gneiss rubanés de nature variée et de migmatites. Elle constitue le prolongement vers le Nord du groupe de Saint-Remy de GASQUET (1980). Ce dernier a déterminé les conditions du métamorphisme principal réputé antéhercynien, à partir du géothermomètre du couple grenat-biotite, et la présence de la cordiérite magnésienne.

$$P = P_{H_2O} = 4 \text{ à } 6 \text{ Kb}$$

$$T = 630 \pm 30^\circ\text{C}$$

#### - La série Verte supérieure

L'essentiel des faciès sont des schistes :

- schistes quartzeux sombres
- schistes verts
- schistes graphiteux
- schistes blancs à muscovite
- leptynites grossiers

Les gneiss amphiboliques jalonnent le contact de la série Verte supérieure avec les gneiss du Col de Montjoie et, au sommet de la série, le faciès du Rochillon de PONCERRY constitué de roches sombres riches en amphiboles et grenat.

Les conditions du métamorphisme ont été définies à partir de la présence du stilpnomélane.

$$P = 4 \text{ à } 7 \text{ Kb}$$

$$T = 500^\circ\text{C}$$

Ce métamorphisme est probablement hercynien.

#### - Le complexe du Col de Montjoie

Il est essentiellement constitué de gneiss à mégacristaux de feldspath potassique, à amphiboles ou à biotites et de leptynites. Ces faciès semblent avoir une origine orthodérivée. Le métamorphisme qui est responsable de l'acquisition d'une structure planaire serait de moyen degré. Le métamorphisme tardihercynien, cataclastique correspond à une néogénèse de minéraux tels que la séricite, l'épidote, la biotite et la muscovite.

#### - La série de la Montagne des Plans

On y reconnaît des faciès basiques et des faciès acides. Il semble que les premiers se développent davantage à l'Est de la série

et que les derniers à l'Ouest de la série.

La migmatisation atteint tous les niveaux. Les conditions du métamorphisme n'ont pas été estimées directement, mais par extrapolation à partir des données relatives à des séries analogues (gneiss de Pussy Plan de Col, du complexe leptyniamphibolique de SIMEON, 1979).

$$P_S = P_{H_2O} = 3,5 \text{ à } 6 \text{ Kb}$$

$$T = 600 \text{ à } 630^\circ\text{C}$$

#### - La série de Villard Benoit

Elle est constituée de faciès schistogréseux ou conglomératiques. Les conditions du métamorphisme n'ont pas été précisées. Cependant, une fourchette de température de 450 à 600°C a été proposée par SIMEON (1979).

#### D.3. Les granitoïdes

Les granitoïdes qui affleurent dans le massif de la Lauzière sont d'Ouest en Est

- Le granite d'Epierre (ou Sept Laux)
- Le granodiorite de Colombar
- Les granitoïdes de Champoudru - Les Chavannes
- Le complexe granitoïde de la Lauzière
- Les monzosyérites du Lac de la Grande Léchère

Les trois premiers sont des granites hercyniens. Le granite d'Epierre a été daté radiométriquement à 322 Ma par le BRGM. Les deux derniers, qui ont probablement une origine commune, sont plus tardifs. Les datations Rb/Sr les plus récentes du granite de Lauzière ont été faites par DEMEULEMEESTER (1982), elles donnent 217 Ma (faciès de bordure) et 254 Ma. Mais ces valeurs restent toujours douteuses à cause d'une certaine dispersion des points. PONCERRY (1981) subdivise ces granitoïdes en deux types géochimiques. Les plus vieux sont sodiques, les autres potassiques.

#### - Le granite d'Epierre (ou de Sept Laux)

On peut définir un faciès isogranulaire et un faciès porphyroïde. C'est un granite peu orienté et les faciès filoniens sont aplitiques et pegmatitiques. Des filons hydrothermaux minéralisés en Cu-Pb-Zn sont associés.

#### - Les granodiorites de Colombar

On peut observer un faciès à structure grenue équante et un autre à structure orientée. Les faciès filoniens associés sont leucogranitiques, parfois porphyroïdes et pegmatitiques à tourmaline.

#### - Les granitoïdes de Champourdru-Les-Chavarines

Trois faciès s'y associent :

- Un faciès granitique
- Un faciès monzodioritique
- Un faciès aplitique

Le faciès granitique est peu orienté et à tendance porphyroïde. La monzodiorite est également porphyroïde et à grains plus fins que le granite. Les filons aplitiques sont leucogranitiques.

#### - Le complexe granitoïde de la Lauzière

Du Nord au Sud affleurent :

- Un faciès monzosyémitique
- Un faciès granitique
- Un faciès "leucogranitique"

Le faciès monzosyémitique montre une structure grenue à grains grossiers riches en minéraux ferromagnésiens. Le faciès granitique moins grossier est plus leucocrate. Le faciès "leucogranitique", très leucocrate est souvent hématisé et pauvre en muscovite.

Il existe également un faciès basique fin de bordure. Les faciès filoniens rattachables sans ambiguïté au complexe de la Lauzière sont granitiques et aplitiques. Les premiers ne montrent pas de différences avec le faciès principal, les seconds sont leucocrates et montrent une structure engrenée.

Le granite de la Lauzière renferme des enclaves basiques parfois de grande taille. Sur sa bordure orientale et le long de la faille de Fond de France au Sud, le granite est mylonitisé.

#### - La monzosyémitite du Lac de la Grande Léchère

Les travaux de PONCERRY (1981) montrent par des diagrammes I.S. (Indice de solidification) couplés aux éléments majeurs que le comportement géochimique de la monzosyémitite de la Grande Léchère est très proche du complexe granitique de la Lauzière mais en plus basique. Sur le terrain, elle affleure au Sud de l'accident du Fond de France dans un contexte d'intense fracturation, en alternance avec des schistes cristallins de la Montagne des Plans. C'est une roche à grain grossier riche en amphibole avec une structure souvent orientée.

#### D.4. Relations structurales entre les différentes unités

Les contacts entre les différentes unités métamorphiques et granitiques sont le plus souvent tectoniques, soulignés par des laminations des mylonitisations. Le massif de la Lauzière est bordé de chaque côté de son étendue par des accidents importants : à l'Ouest, le "synclinal" médian le met en contact avec le rameau externe, et à l'Est l'accident bordier oriental avec la couverture mésozoïque.

Cinq familles de directions de fracturation sont mises en évidence dans le massif de la Lauzière. La plus représentée est celle de N 30-40°E. Elles sont toutes dextres à l'exception de celle de direction N 110-15°E qui est sénestre.

#### D.5. Les indices uranifères de la Lauzière

Les indices sont présentés ici succinctement, ils feront l'objet d'une description plus détaillée dans le chapitre III.

Les indices se localisent essentiellement suivant deux axes, au Sud de l'accident de Fond de France : (cf. carte, figure 6).

- Le long de l'accident de Fond de France
- Suivant la ligne de Crête Le Preney-le Grand Mas.

Les minéraux d'uranium se trouvent presque systématiquement en remplissage de fractures simples ou cataclasiques ou bien en tant qu'éléments d'une brèche à ciment quartzeux ou carbonaté. L'encaissant de ces minéralisations est de nature variée : granite et monzosyémitite de la Lauzière, monzosyémitite de la Grande Léchère, schistes de la série Verte supérieure, schistes et gneiss de la série de la Montagne des Plans.

II<sup>ème</sup> PARTIE

---



## CHAPITRE I : ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE DU SECTEUR DE VALLORCINE

### A. INTRODUCTION

Dans le secteur de Vallorcine comme dans le massif de la Lauzière trois groupes d'échantillons ont été étudiés.

- les faciès du granite,
- les roches métamorphiques des séries encaissantes
- les indices uranifères.

### B. ETUDE PETROGRAPHIQUE DU SECTEUR DE VALLORCINE

#### B.1. Le granite de Vallorcine

##### B.1.1. Introduction

BELLIÈRE (1958) a étudié le granite de Vallorcine uniquement dans sa partie française, c'est-à-dire dans sa partie Sud. Il montre que sa mise en place est postcinématique à syncinématique tardive, synchrone de la déformation cassante du bâti, après une montée générale de celui-ci à la fin des épisodes métamorphiques et de déformation hercyniennes.

Une cataclase synchrone de la mise en place du granite affecte également les faciès filoniens (granites, aplites, pegmatites...). Ce même auteur souligne l'absence de modification sur le plan minéralogique dans la zone de contact granite-encaissant, les seules transformations sont d'ordre structural. Ce granite, dans sa partie Sud, est leucocrate, à grain moyen, porphyroïde, homogène et non orienté dans toute sa masse.

KRUMMENACHER (1959) a décrit la partie Nord du granite de Vallorcine qui est localisée en Suisse. C'est un granite à grain moyen, fréquemment porphyroïde, contenant de petites enclaves et des nodules schisteux où la biotite s'associait initialement à de la cordiérite. La muscovite est parfois présente et le plagioclase est de l'oligoclase basique. Il n'observe pas d'alumino-silicates mais rappelle cependant que de l'andalousite et de la sillimanite ont été observées par REINHARD. Il admet l'existence d'un faciès monzonique (monzonite quartzique) et d'un autre faciès plus granitique, à microcline porphyrique, et qui affleure assez fréquemment.

Plus tard CARME (1970) distingue dans cette même partie du granite deux faciès :

- un faciès principal de granite porphyroïde orienté, hétérogène, riche en enclaves et en gros nodules réguliers de pinnite, qu'il identifie à unegranodiorite ;

- un faciès leucogranitique aplitique à grandes taches de pinnite

Ce faciès présente des zones floues à texture d'anatexite passant transitionnellement au granite normal. Il en fait le résultat d'une leucogranitisation metasomatique d'une zone tectonisée au contact des schistes cristallins et du granite porphyroïde.

PONCERRY (1981) a repris la description de la partie Sud du granite. Il distingue un faciès principal, deux faciès de "bordure" et cinq autres faciès filoniens. Le faciès principal est porphyroïde à phé-

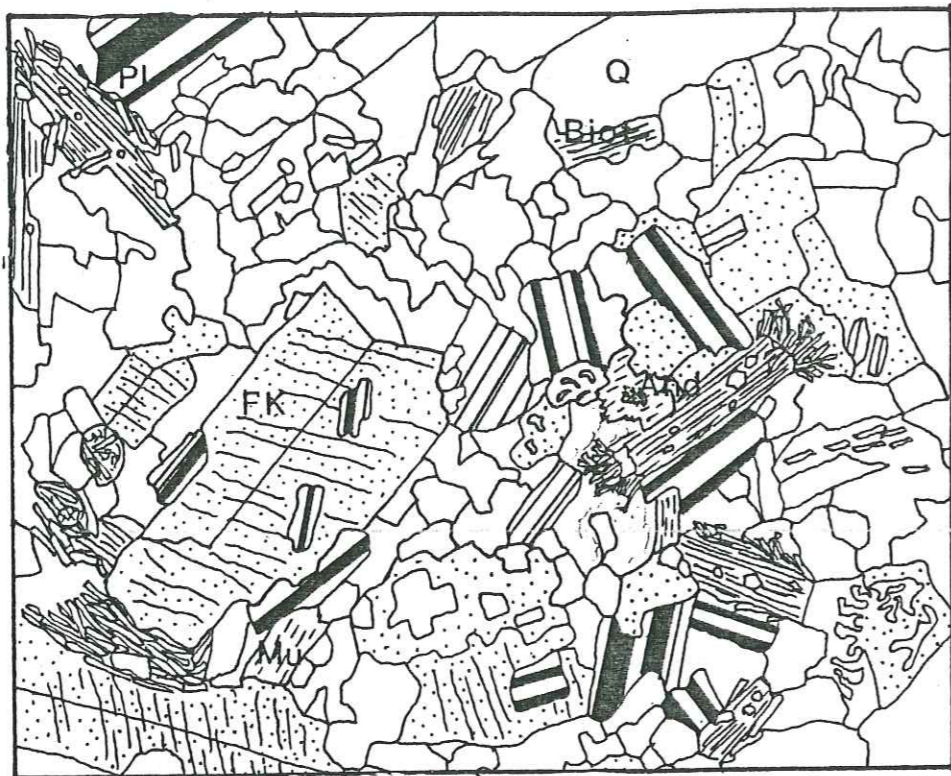


Fig. 11 --. Faciès principal du granite de Vallorcine, dans le secteur étudié.  
(Echelle : x 25)

Minéraux	I	II	III	IV	V	
Plagioclase	+					
Biotite	+					
Feldspath K	+					
Muscovite	+		+	+		
Andalousite	+					
Sillimanite	+					
Cordiérite	+					
Zircon	+					
Apatite	+					
Monazite	+			+	+	
Ilménite	+			+		
Pyrite	+			+		
Minéral U-Fe-Ti	+					
Quartz	+	+	+	+	+	+
Allanite				+	+	
Albite		+	+			
Séricite				+	+	+
Tourmaline			+ ?			
Adulaire				+		
Chlorite				+	+	
Epidote				+	+	
Calcite				+	+	
Phengite					+	
Sphène				+	+	+
Arsénopyrite					+	
Anatase-rutile				+		+
Hématite						+
Goethite						+

Tableau II : Succession des paragenèses minérales dans le granite de Vallorcine (cf. carte p. pour échantillonnage).

nocristaux de microcline intermédiaire. La cordiérite et les silicates d'alumine sont absents (la sillimanite est exceptionnellement observée). Il renferme du plagioclase (An 15-20), de la biotite et de la muscovite. Les minéraux accessoires sont l'épidote, le zircon, l'apatite, les oxydes de titane, la magnétite et l'hématite.

Ainsi donc, différentes descriptions ont été présentées pour les différentes parties du faciès principal du massif. Le granite de Vallorcine apparaît donc comme un massif hétérogène, composé de plusieurs faciès. On notera la présence constante de cordiérite dans le faciès principal de la partie Nord alors qu'au Sud ce minéral est absent. Lors de notre travail nous avons réétudié une portion du granite située dans la partie Nord entre le barrage d'Emosson et Finhaut d'une part et au niveau des travaux miniers de La Creusa (Fig. 1 et 3).

### B.1.2. Le faciès principal

C'est un granite leucocrate porphyroïde. Les porphyroblastes sont du feldspath potassique mâclé Carlsbaad qui montre souvent le quadrillage du microcline et atteint deux à trois centimètres en moyenne. La matrice est grenue (Fig. 10) et le quartz englobe la plupart des minéraux (Tableau II). Il est engrené et présente systématiquement une extinction ondulante. Le feldspath potassique et le plagioclase sont abondants, ce dernier est souvent automorphe. La biotite, plus ou moins chloritisée est bien développée et est souvent entourée d'une muscovite aciculaire. La muscovite en latte est plus rare. L'andalousite automorphe est très fréquente, la sillimanite est prismatique.

#### - Le plagioclase

C'est le minéral essentiel le plus précoce avec la biotite. Il est automorphe, mâclé albite, parfois zoné avec une composition qui varie de l'oligoclase acide à l'albite.

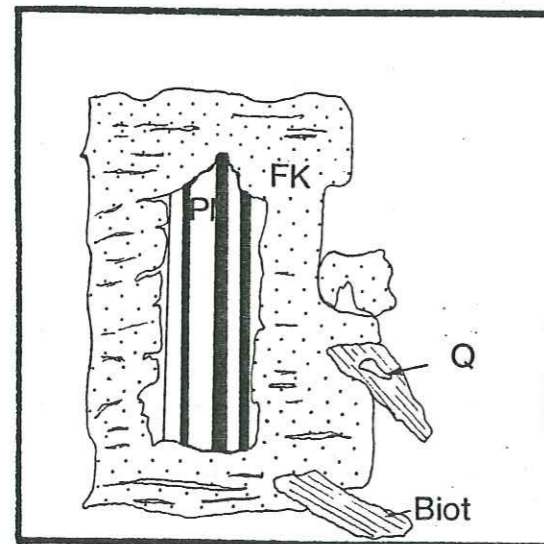


Fig. 12 - Perthites plagioclasiques en continuité avec le plagioclase inclus dans du feldspath K.

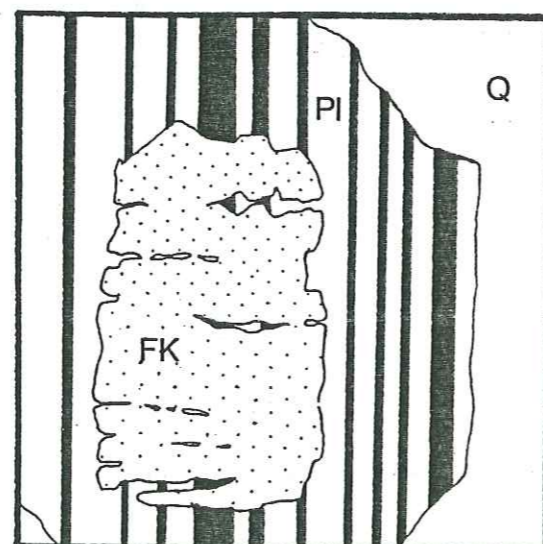


Fig. 13 - Corrosion de feldspath K par du plagioclase albitique.

Les plus petits grains sont souvent riches dans les phénocristaux de feldspath potassique perthitiques. Certaines de ces inclusions montrent une continuité avec le plagioclase des perthites (Fig. 12). Dans certains cas, le feldspath potassique perthitique est lui-même inclus par le plagioclase (Fig. 13) (texture de type rapaviki).

Ce ne sont pas des antiperthites, mais des remplacements de feldspath potassique par de l'albite. Certains grains, au contact du feldspath potassique montrent une texture myrmékitique (Fig. 14). Parfois on observe des figures de corrosion au contact entre le plagioclase et la biotite (Fig. 15).

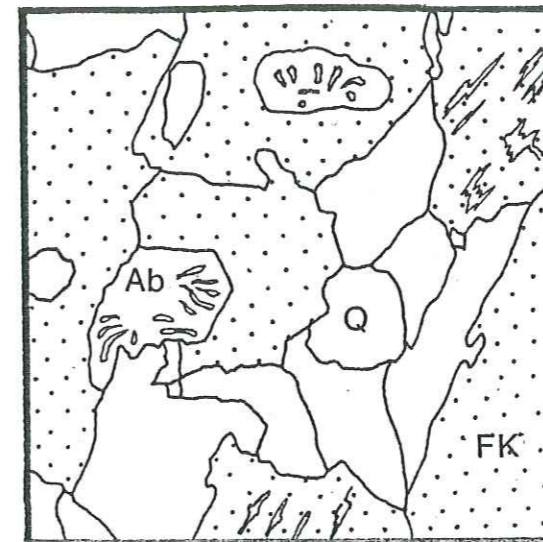


Fig. 14 - Texture myrmékitique

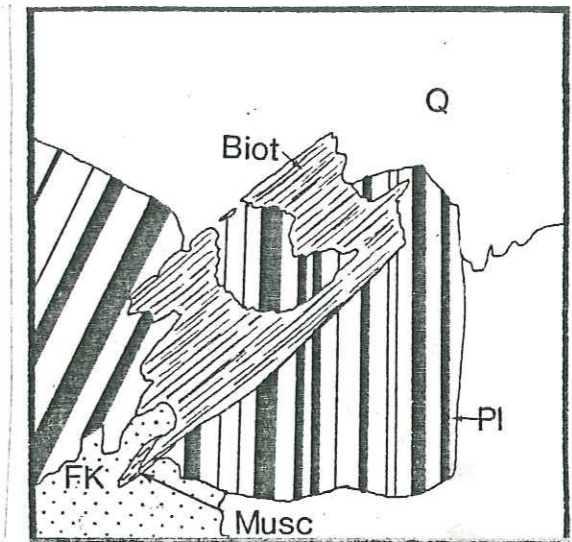


Fig. 15 - Contact corrosif entre plagioclase et biotite.

Le plagioclase est l'un des minéraux du granite les plus altérés. Les produits d'altération sont la séricite, la muscovite, l'épidote et la calcite. La séricite est de loin la plus fréquente. Elle est limitée au coeur du minéral.

#### - La biotite

Elle est en général bien développée, automorphe et de teinte brune. Elle montre de nombreuses inclusions de zircon, d'apatite, de monazite, d'ilménite, de pyrite et rarement de minéraux à U - Ti et Fe non identifiés à un minéral connu. Quand elle s'altère, certaines de ses inclusions se transforment également en d'autres minéraux et de nouvelles phases minérales apparaissent. L'altération est dans l'ensemble importante, cependant certaines plages montrent des biotites intactes ou légèrement altérées. La biotite s'associe souvent avec la muscovite, soit en "sandwich", soit en tant que support de croissance pour une muscovite tardive. Dans certains cas, on observe des plages

de biotite et de muscovite dans le même grain avec les clivages de la partie muscovitique, soulignés par des opaques. Ceci fait penser à une muscovitisation d'une ancienne biotite.

La biotite peut se présenter également en petits grains automorphes, inclus dans le feldspath potassique ou plus rarement dans le quartz.

#### - Le feldspath potassique

Les phénocristaux du granite de Vallorcine sont constitués par du feldspath potassique de type microcline, perthitique et mâclé carlsbaad. Le feldspath potassique se retrouve également dans la mésostase. Il présente deux types de perthites : des perthites en taches orientées sur le réseau du cristal-hôte potassique ou bien en lacets qui parfois sont en continuité avec les inclusions de plagioclase.

Les inclusions de quartz peuvent former des structures myrmékites. Certaines apparaissent sur les faces d'un noyau de feldspath potassique automorphe (photo 1, planche I), d'autres se sont développées au contact du plagioclase ou de la muscovite. Le feldspath potassique peut mouler des grains de plagioclase, de biotite ou de minéraux accessoires. Il est assez fréquemment déstabilisé en muscovite et quartz (photo 2, planche I). Certains cristaux montrent un remplacement plus ou moins poussé par de l'albite. On peut observer des petits cristaux de FK inclus dans des cristaux plus grands de FK mâclés. L'albite se développe autour des petits cristaux inclus et semble remplacer le feldspath encaissant.

Du feldspath potassique secondaire adulaire apparaît dans le granite en remplissage de fissure ou bien en tant que produit d'altération de la biotite.

#### - La muscovite

Il existe plusieurs générations de muscovite dans le granite. La muscovite I est la plus précoce et probablement primaire, magmatique. La muscovite II est plus tardive et contemporaine à la muscovitisation de la biotite ainsi que la déstabilisation du feldspath K et du plagioclase. Dans la muscovite III on a regroupé la muscovite provenant de l'altération de la biotite, de l'andalousite et celle qui se localise dans les fissures des faciès cataclasés.

#### . La muscovite I

La proportion de cette muscovite dans le granite est en général assez faible mais varie selon les échantillons. Elle se développe en latte assez large pouvant atteindre plusieurs centaines de microns. Elle est très souvent en contact avec la biotite. Parfois la biotite est en "sandwich" entre deux muscovites I. Cette muscovite peut être également sécante sur la biotite.

#### . La muscovite II

C'est la muscovite la plus développée. Elle provient de la muscovitisation de la biotite et dans ce cas, elle remplace les cristaux de biotite plus ou moins complètement ou bien elle croît directement sur les grains de biotites aux extrémités ou en périphérie (avec

des figures de remplacement au contact, la muscovite II apparaît alors en gerbes d'individus aciculaires. Elle peut également provenir de la déstabilisation du feldspath K (photo 2, planche I). Elle le corrode à sa bordure ou l'envahit suivant les clivages ou encore se localise dans les fissures en association avec de l'albite myrmékite (voir plus loin). On observe également cette même muscovite qui se développe à partir du plagioclase (photo 4, planche I).

#### . La muscovite III

Elle se forme au cours de la chloritisation de la biotite et se présente en petits grains rectangulaires. Elle s'associe parfois à du quartz, du feldspath K (adulaire) ou de la calcite.

Elle provient également de la déstabilisation de l'andalousite. Dans ce cas, elle se présente en un enchevêtrement de petits cristaux épousant la forme initiale du minéral remplacé (photo 2, planche II). D'après sa composition chimique elle serait plutôt une phengite.

La muscovite III des faciès cataclasés se présente avec une structure en éventail et souvent associée à de la chlorite.

#### - Le quartz

Le quartz est xénomorphe et moule les autres minéraux. Il montre un contact engrené avec les autres minéraux. Il se trouve également en inclusion dans le feldspath potassique et le plagioclase ou bien en inclusions myrmékites. On peut le retrouver également, associé à de la tourmaline interstitielle.

#### - L'andalousite

Dans le granite de Vallorcine l'andalousite est automorphe. C'est un minéral primaire qui se trouve soit inclus dans le feldspath potassique ou le quartz, soit intergranulaire. Dans ce dernier cas, il est le plus souvent associé à la biotite et parfois à l'allanite, la cordiérite ou la tourmaline. L'association andalousite-plagioclase au sein de feldspath potassique a également été observée.

L'andalousite est parfois remplacée par de la muscovite en présence de feldspath potassique ou de biotite (photo 5, planche I). Plus tardivement encore, elle est épigénéisée en un feutrage de mica blanc (photo 2, planche II).

#### - La sillimanite

On la retrouve dans les mêmes échantillons que l'andalousite et avec les mêmes associations. Elle est prismatique, exceptionnellement fibreuse et se présente souvent en gerbe (photo 6, planche I) et est conservée en inclusion dans des cristaux de muscovite, qui la remplacent en partie.

#### - La cordiérite

La cordiérite fraîche n'a jamais été observée. Elle apparaît rarement avec les teintes jaunâtres caractéristiques du début du processus d'altération. La cordiérite est en général complètement altérée et s'associe systématiquement à la biotite et à la muscovite primaire.

Parfois l'andalousite séricitisée se retrouve au sein d'une trame muscovitique et chloriteuse provenant de l'altération de la cordiérite.

#### - Les minéraux accessoires

##### . La tourmaline

Elle est relativement rare et se trouve soit associée à la biotite, l'apatite, le zircon, soit en position interstitielle entre des grains automorphes de plagioclase (photo 8, planche I). La tourmaline peut inclure des grains de zircon. Elle présente un zoning avec un coeur verdâtre et une bordure brunâtre. Elle est souvent associée à des grains de quartz.

##### . L'allanite

Deux types d'allanite existent dans le faciès porphyroïde du granite de Vallorcine. Tous les deux ont une teinte brunâtre et sont associés à de la biotite plus ou moins chloritisée. Le premier type est bien développé et se dispose parallèlement aux clivages des biotites chloritisées (photo 7, planche I), par moments, il peut avoir une forme lenticulaire comme l'adulaire ou la calcite associés à la chloritisation de la biotite. Le deuxième type est de petite taille souvent en agglomérat de quelques grains et systématiquement au sein de la chlorite provenant de la biotite. Ces allanites sont synchrones de la chloritisation de la biotite. Elles proviennent probablement de la dégradation des inclusions de monazite dans la biotite, initialement.

##### . La monazite

On l'observe exclusivement dans les biotites, en inclusion. Elle y forme de petits cristaux automorphes. Dans les biotites chloritisées les cristaux de monazites sont plus ou moins complètement altérés.

##### . L'apatite

C'est un minéral accessoire abondant. On la retrouve essentiellement associée ou incluse dans la biotite ou dans la biotite chloritisée et aux autres minéraux accessoires tels que le zircon et l'ilménite altérée (photo 1, planche II). On l'observe également dans le feldspath potassique, parfois en bordure des plagioclases ou incluse dans le quartz. L'apatite est riche en inclusions de zircons, disposés parfois en couronne. Dans certains grains on peut observer un zonage avec un coeur grisâtre dû à d'innombrables inclusions minuscules non identifiées et une bordure transparente. Ce zonage témoignerait la croissance de certains cristaux d'apatite en au moins deux temps.

##### . Le zircon

Le zircon est très souvent en inclusion dans l'apatite ou en étroite association avec cette dernière et l'ilménite. On le retrouve également en inclusion dans la biotite ou la biotite chloritisée. Le zircon se présente en général en petits grains allongés, il est parfois zoné.

#### - Les minéraux d'altération et de néoformation

L'altération (ou rétomorphose) du granite de Vallorcine est importante et quasi générale au niveau du massif. Au niveau de l'échantillon elle montre des variations dans le taux d'altération. Elle se traduit par la décomposition complète ou partielle d'un certain nombre de minéraux avec apparition d'autres.

##### . Les minéraux d'altération

###### + Altération du plagioclase

Le plagioclase est l'un des composants principaux du granite, le plus affecté par l'altération. Le minéral d'altération le plus important est la séricite. Elle envahit de façon homogène le coeur du cristal, la bordure restant intacte. Dans certains cas, on observe une disposition particulière des grains de séricite. Ils s'orientent préférentiellement suivant deux directions suborthogonales qui coïncident avec deux directions cristallographiques du plagioclase.

La zoïsite est également un minéral d'altération du plagioclase mais beaucoup moins fréquent que la séricite. Dans certains échantillons on observe dans les grains de plagioclase une disposition zonée des deux produits d'altération. La zoïsite apparaît au coeur et la séricite-muscovite autour. La zoïsite en altération du plagioclase se retrouve dans la plupart des échantillons du granite.

Le troisième minéral d'altération du plagioclase est la calcite. Elle est plus tardive. Sur les épontes des filonnets à quartz pyrite, sécants sur le granite, la calcite apparaît postérieurement aux deux autres minéraux et termine l'altération du plagioclase. Parfois l'arséno-pyrite ou la pyrite est associée à cette altération.

###### + Altération de la biotite

La biotite est le minéral phylliteux le plus abondant dans le granite. Dans l'ensemble, elle est chloritisée à un taux toujours élevé mais variable d'un échantillon à l'autre. Cette altération s'accompagne d'inclusions innombrables en plus de celles préexistantes dans la biotite. Ce sont des oxydes de titane (rutile, anatase) de l'ilménite, de la pyrite, de la goethite, de l'allanite, de la zoïsite, du sphène. Les autres produits d'altération sont le feldspath potassique, la calcite et la muscovite. Les plus fréquemment associés sont la muscovite et le feldspath potassique. La calcite est également fréquente. Le feldspath potassique se présente en fuseau entre les clivages de la chlorite (Fig. 16). La muscovite par contre, est soit sécante, soit en bordure de la chlorite ou du feldspath potassique. Elle se présente en petits grains rectangulaires. La calcite se présente de la même façon que le feldspath K et contient souvent de petits grains d'oxyde de titane. Parfois elle est microcristalline. Dans certains échantillons la chloritisation s'accompagne de l'apparition d'une paragenèse à rutile-anatase, muscovite et épidote (Fig. 18). Parfois, le sphène apparaît avec l'ilménite et l'allanite.

Parmi les minéraux en inclusion, l'anatase et le rutile sont les plus abondants. Le rutile se présente en petites fibres avec la macle sagénite fréquente ou bien en grains allongés. L'anatase se développe

en grains carrés automorphes. Il remplace également les grains automorphes d'ilménite ou croît sur les faces. Ces grains d'oxyde de titane peuvent s'associer, soit à de la goéthite néoformée, soit à de l'hématite en pseudomorphose de la pyrite (photo 3, planche II).

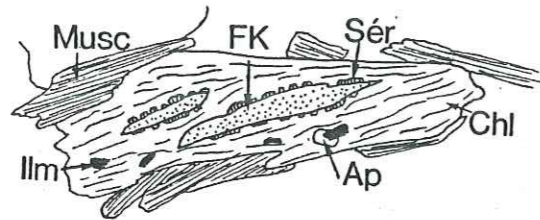


Fig. 16 - Chloritisation de biotite avec apparition de FK en fuseau.

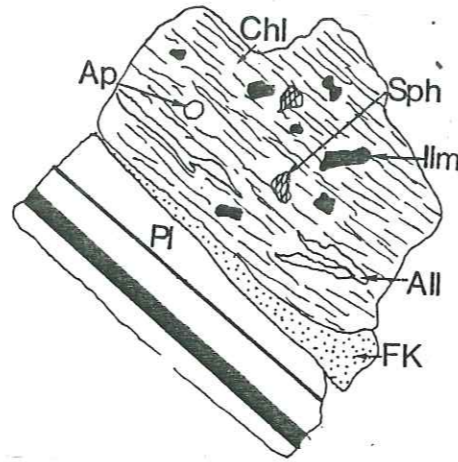


Fig. 17 - Chloritisation de biotite avec formation de sphène et d'ilménite.

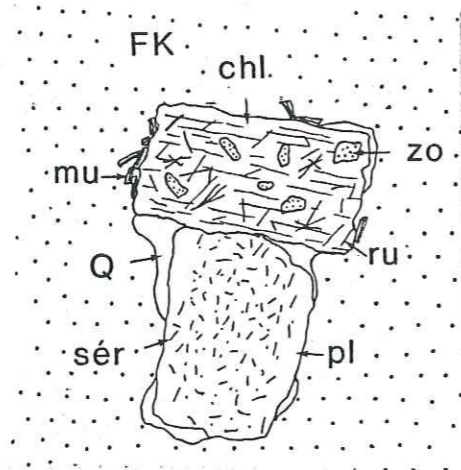


Fig. 18 - Chloritisation de biotite et séricitisation de plagioclase et formation d'épidote.

L'allanite est un minéral fréquemment associé à la chloritisation de la biotite, soit en grains automorphes allongés parallèlement aux clivages de la chlorite (photo 6, planche I), soit en amas de plus petits cristaux, sécants sur l'allongement du minéral.

#### + Altération de l'andalousite

Elle consiste en une pseudomorphose complète ou partielle par de la phengite (photo 2, planche II). Elle est parfois accompagnée d'arsénopyrite. Quand les grains sont inclus dans les feldspaths potas-

siques, la pseudomorphose atteint sélectivement l'andalousite. Quand ils sont associés à de la biotite, la muscovitisation accompagne celle de la biotite. La trame muscovitique est continue depuis les grains automorphes d'andalousite vers la biotite avec apparition de petits grains d'oxydes de titane. Les associations andalousite + F(K) + muscovite + quartz sont également fréquentes.

#### + Altération de la cordiérite

La cordiérite est presque systématiquement pseudomorphosée en un assemblage de séricite + muscovite + chlorite ± opaques (photo 4, planche II). Cette pseudomorphose montre un contour arrondi et à l'intérieur on peut noter assez souvent deux directions préférentielles pour les cristaux effilés de chlorite et de muscovite. La séricite occupe les espaces entre ces minéraux. La cordiérite était vraisemblablement un minéral xénomorphe à l'origine.

#### + Altération du quartz

Certaines inclusions de quartz dans du plagioclase ont été sélectivement corrodées par de la calcite.

#### . Les minéraux d'altération des accessoires

Un certain nombre de minéraux accessoires ont été altérés et surtout ceux qui sont intergranulaires ou inclus dans les biotites chloritisées. Ceux, inclus dans les feldspaths potassiques, ont été mieux protégés.

#### + Altération de l'ilménite

A de rares exceptions près, les grains d'ilménite ont été altérés plus ou moins complètement en oxyde de titane. Dans certains d'entre eux des reliques peuvent persister. Les inclusions de pyrite préexistantes peuvent également rester intactes au sein de l'ilménite altéré. Cette altération peut être accompagnée de surcroissance de petits grains d'anatase sur les faces du cristal et d'une formation de cavités à l'intérieur du grain de quartz ou de chlorite. Les grains d'anatase provenant de l'altération de l'ilménite se distinguent de ceux de l'anatase provenant de la biotite, par sa plus grande taille.

#### + Altération de la pyrite

La pyrite est très souvent associée à l'ilménite, parfois en inclusion. Elle apparaît également au sein de la biotite le long des clivages ou bien en petites inclusions isolées. Elle est presque systématiquement automorphe, dodécaédrique ou cubique. La pseudomorphose en hématite est très développée. Parfois l'oxydation n'atteint que la bordure du cristal et se manifeste par une couronne externe d'hématite.

#### + Altération de la monazite

La monazite saine se localise exclusivement dans la biotite. Quand on la trouve dans la chlorite elle est partiellement ou complètement altérée en allanite (photo 5, planche II). Cette altération (voir plus loin) peut être rattachée à celle de la monazite de l'encaissement métamorphique, cependant, elle ne fait pas apparaître systématiquement l'association apatite + allanite. Ces observations nous conduisent

à penser à une déstabilisation de la monazite conjointement à la chloritisation de la biotite encaissante et l'altération du plagioclase et sa transformation en un assemblage à allanite + apatite.

#### . Les minéraux de néoformation

Ce sont pour l'essentiel les minéraux tardifs qui remplissent les fissures ou les cavités du granite. Plusieurs épisodes de fracturation ont affecté le granite, mais il est difficile de préciser dans le détail la succession des paragenèses de remplissage des fissures. On peut toutefois dire que l'association minérale qui apparaît consécutivement au premier épisode cataclastique est composée d'albite + quartz ± muscovite. Elle est contemporaine à la recristallisation des petits grains d'albite autour des cristaux de feldspath potassique. Dans les fractures traversant les feldspaths potassiques on observe de l'albite myrmékitique tapissant les deux épontes, parfois associée à du quartz en grain et le cœur étant rempli par un feutrage de mica blanc (Fig. 19).

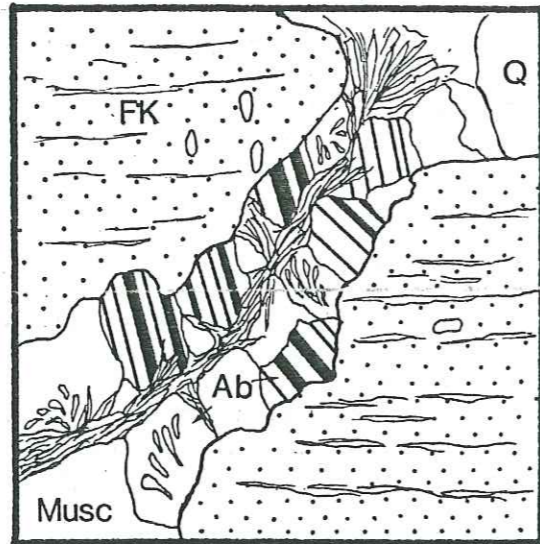


Fig. 19 - Paragenèse fissurale précoce du granite de Vallorcine

Dans certains cas la pyrite apparaît avec ces minéraux. Dans un échantillon cataclasé on observe une accumulation d'albite avec une chlorite fraîche intergranulaire associée à du sphène et de l'anatase et une muscovite à structure radiale.

Cette paragenèse à albite + quartz + muscovite serait contemporaine du remplacement du feldspath potassique en albite. Plus tardivement le feldspath potassique apparaît dans les fissures recoupant les précédents, associé à du mica blanc, de la chlorite, du quartz et de l'épidote ± calcite. Le FK est de l'adulaire qui recristallise au contact du FK encaissant traversé par la fracture.

Les minéraux fissuraux les plus tardifs observés dans le granite sont le quartz + sphène + anatase + pyrite. Cette dernière a été oxydée ultérieurement, probablement par une altération superficielle.

#### . Les minéraux à uranium

Parmi les minéraux primaires du granite, ceux qui contiennent de l'uranium détectable en autoradiographie  $\alpha$  sont le zircon, la monazite, l'allanite, certaines ilménites, et un minéral à U-Fe-Ti non identifié (photo 6, planche II). L'uraninite n'a pas été observée.

Parmi les minéraux d'altération les oxydes de Ti (anatase-rutile) et l'allanite sont riches en uranium (photo 7, planche II). Le plus uranifère est un complexe amorphe de Fe-Ti-U-Th-Ca-Si-Al (cf. Géochimie U-Th). La radioactivité du sphène secondaire n'est pas décelable à l'autoradiographie.

#### B.1.3. Les filonnets

Un certain nombre de filonnets parcourent le granite de Vallorcine. Les plus fréquents sont ceux à quartz-pyrite-hématite. On observe également des ouvertures de forme souvent lenticulaire, remplies de microcristaux de tourmaline. Ces corps filonniens ont les épontes cataclasées et cimentées par un matériel essentiellement argileux et chloriteux.

##### - Filonnets à quartz-pyrite-hématite

La pyrite se dépose directement sur les deux épontes en même temps que la chlorite et le quartz microcristallin. Les épontes fracturées montrent également une cicatrization des fissures par ce même assemblage mais aussi par des minéraux argileux abondants. Ces minéraux argileux ne pénètrent pas dans le filonnet lui-même, ils se cantonnent dans le granite cataclasé. En se déplaçant vers le centre du filonnet, les grains de quartz augmentent de taille et se développent en peigne. Dans la partie médiane, une seconde génération de pyrite se dépose.

La pyrite est constituée le plus souvent d'agrégats de petits grains dodécaédriques, cubiques ou triangulaires. La taille de ces cristaux va en diminuant depuis l'éponte vers l'intérieur du filonnet.

L'oxydation de la pyrite est importante surtout aux abords de petites fissures à hématites qui traversent le filonnet. Elle se manifeste par une pseudomorphose complète des grains ou par une couronne externe d'hématite.

Les grains d'anatase sont associés à des assemblages muscovite-chlorite de l'encaissant ou sont remaniés dans le filonnet.

##### - La tourmaline

Elle a été trouvée dans la carrière d'Emosson (cf. carte p. ). C'est un remplissage d'ouvertures lenticulaires ou de fractures par un amas microcristallin de fibrilles de tourmaline, dans lequel baignent des fragments quartzo-feldspathiques de l'encaissant granitique, ou de la chlorite néoformée. Les fragments quartziques montrent une recristallisation importante comme le quartz de l'encaissant d'ailleurs. On observe

de temps en temps des fragments de zircon au sein de la trame tourmalinique. Des grains d'apatite, assez fréquents, s'associent aux fibrilles de tourmaline, surtout au contact encaissant-tourmalinite. On trouve également dans des fissures une association pyrite-apatite, plus tardivement des fissures à chlorite-séricite sillonnant la roche. Dans l'encaissant la chlorite est rare et provient de la chloritisation de la biotite, associée à de l'anatase, zircon, apatite. La muscovite est également rare, elle provient essentiellement de l'altération du feldspath potassique. L'albite est assez abondante parfois elle se présente en petits grains automorphes.

L'association albite + tourmaline + apatite + pyrite se retrouve dans un filonnet sécant sur l'encaissant métamorphique à La Creusa (voir pétrographie de l'encaissant métamorphique).

#### B.1.4. Déformation des minéraux du granite

Le granite de Vallorcine est déformé, dans certaines zones il est cataclastique. Au niveau des minéraux cette déformation se manifeste soit par une torsion des grains, soit par une fracturation ou une fissuration.

Les minéraux tordus sont pour l'essentiel le quartz et les micas, et parfois les feldspaths.

##### - Le quartz

Les grains de la matrice grenue ainsi que ceux inclus dans les feldspaths perthitiques montrent systématiquement une extinction onduleuse. Dans les filonnets, à part les plus tardifs, cette déformation est observable dans le quartz.

##### - Les micas

La biotite et les muscovites montrent des kink-bands qui dans certains échantillons sont plus accentués (photo 8, planche II). Ils affectent aussi bien la muscovite I que la muscovite II et la muscovite d'altération des plagioclases. La biotite chloritisée est également. Dans certains cas, on peut observer une recristallisation de muscovite le long du plan de cisaillement au sein de la chlorite.

##### - Les feldspaths

Ils montrent souvent une légère torsion et plus particulièrement les grains de plagioclases. L'abondance des textures perthitiques et myrmékites sont probablement à mettre en relation avec la déformation du granite.

Dans les faciès non cataclastique la fracturation des minéraux est assez fréquente. Elle affecte toutes les espèces minérales, les majeures comme les accessoires.

##### - Le quartz

Dans certains cas on observe des grains de quartz découpés en plusieurs portions.

##### - Les feldspaths

Ce sont les minéraux les plus affectés par cette déformation rupturale. Ils montrent le plus souvent une fracturation parallèle au plan (001). Elle peut, soit jouer en cisaillement déplaçant ainsi les morceaux les uns par rapport aux autres soit se limiter à une simple ouverture. Ces fractures ont par la suite été remplies par des minéraux épizonaux (albite, FK (adulaire), chlorite, épidote, calcite, séricite) et du quartz avec par moments, des minéraux opaques (pyrite). D'autres fractures, anarchiques cette fois, peuvent également être observées. Ces fracturations sont le résultat de plusieurs phases de déformation car les associations minérales de remplissage sont différentes et se recoupent parfois. Les fractures les plus précoces montrent une association d'albite et de muscovite; les plus tardives contiennent du feldspath potassique de la chlorite, de l'épidote et du quartz...

##### - Les micas

Les fracturations des micas sont moins courantes mais existent cependant.

##### - Les minéraux accessoires

Les zircons et les apatites montrent parfois des fracturations. Elles sont antérieures à la chloritisation car dans certains cas les grains d'anatase en résultant cimentent les morceaux des zircons fracturés.

Dans les cataclasites, tous les minéraux ont été broyés et cimentés par des minéraux argilo-chloriteux. Le quartz a également recristallisé.

#### B.1.5. Conclusions

La partie du granite de Vallorcine décrite ci-dessus présente une homogénéité minéralogique. Elle a également été le siège d'un certain nombre de transformations minéralogiques et subi plusieurs phases de déformations. Ces deux phénomènes paraissent liés.

Sur le plan minéralogique elle présente une nouveauté par rapport aux autres parties étudiées précédemment (cf. introduction). C'est la présence constante de l'andalousite. Les altérations sont assez importantes et affectent un certain nombre de minéraux, majeurs et accessoires. Ces altérations sont de haute et de basse température. Leurs natures seront développées ultérieurement, mais l'on peut déjà dire qu'elles ont conditionné la géochimie de l'uranium. Les deux principales transformations induites par ces altérations sont la chloritisation de la biotite et la séricitisation-saussuritisation du plagioclase. Ces deux phénomènes sont à mettre en relation avec la déstabilisation de la monazite. Cette relation semble constituer l'une des clés du comportement de l'uranium au cours de la rétro-morphose dans le secteur de Vallorcine.

Les déformations successives ont également contribué dans le processus d'altération des minéraux. Elles ont laissé leurs empreintes de façon plus ou moins spectaculaire.



Il n'a pas été possible de distinguer plusieurs faciès à partir de l'étude pétrographique. Cependant, certains échantillons présentent une particularité au niveau des minéraux accessoires, telle la présence d'un minéral à U-Fe-Ti de tourmaline, ou bien une abondance plus marquée en allanite.

## B.2. L'encaissant métamorphique

L'intrusion du granite de Vallorcine s'est produite dans la partie orientale de la série des Aiguilles Rouges, c'est-à-dire la partie où BELLIERE (1958) a défini les gneiss "type Cheserys". Dans ce chapitre on examine les faciès métamorphiques du contact occidental du granite au niveau des travaux miniers de La Creusa de Largeley et de la carrière d'Emosson. Sur le contact oriental les faciès cataclasés à proximité de la faille de la Remma aux alentours de Fouhaut sont également étudiés.

### B.2.1. - La formation métamorphique de La Creusa :

C'est une des composantes de la série des Aiguilles Rouges. Autour des travaux miniers de La Creusa on en distingue deux autres. Ces trois formations sont donc de bas en haut :

- la formation basale des gneiss à biotite ;
- la formation des "quartzites verts" ;
- la formation de La Creusa.

La formation de La Creusa montre, contrairement aux deux autres formations, une foliation régulière. Elle a été considérée jusqu'ici comme une formation peu métamorphique (VALSARDIEU 1982, Rapport interne MINATOME S.A.). Mais l'on verra qu'elle a été affectée par un métamorphisme de haut degré suivi d'une blastomylonitisation.

Elle est composée de plusieurs faciès :

- des schistes à biotite + grenat
- des gneiss leucocrates
- des leptynites à grenat
- des gneiss amphiboliques
- des amphibolo-pyroxénites
- des amphibolites
- des pyroxénites
- des gneiss rubanés à pyroxène-grenat

#### - Caractères communs aux faciès acides de la formation de La Creusa

Toutes ces roches montrent des textures de blastomylonites. Le quartz a recristallisé en bandes très allongées, sécantes sur les autres minéraux, parallèles à la schistosité et dont l'épaisseur est supérieure à celle des autres grains. Elles sont constituées de plusieurs individus imbriqués les uns dans les autres, c'est ce que BELLIERE (1958, 1971) appelle du "quartz lamellaire discordant"

La granulation du plagioclase, du feldspath potassique et de la biotite est systématique (photo 1, planche III). Les phénoblastes de feldspath potassique (microcline) et de plagioclase ont également été réduits en un amas de grains plus petits et "cimentés" par du plagioclase interstitiel (photo 2, planche III). Ces caractères blastomylonitiques indiquent des conditions mésozonales (faciès amphibolite).

L'autre caractère commun est l'altération rétro-morphique de certains minéraux : l'altération du plagioclase en séricite, épidote

ou calcite, de la biotite en chlorite + oxydes de Ti ou du sphène. Elle est ± importante selon l'échantillon considéré.

On note également la présence quasi constante mais peu fréquente de structures myrmékitiques dans les plagioclases au contact des phénoblastes de microcline.

Certains minéraux : feldspath potassique, grenat ou plagioclase sont contournés par la schistosité de la roche. Une bonne partie des zircons sont métamictes à leur coeur (photo 3, planche III).

#### - Les schistes à biotite ± grenat

Ce sont des roches sombres avec parfois des niveaux plus clairs quartzo-feldspathiques.

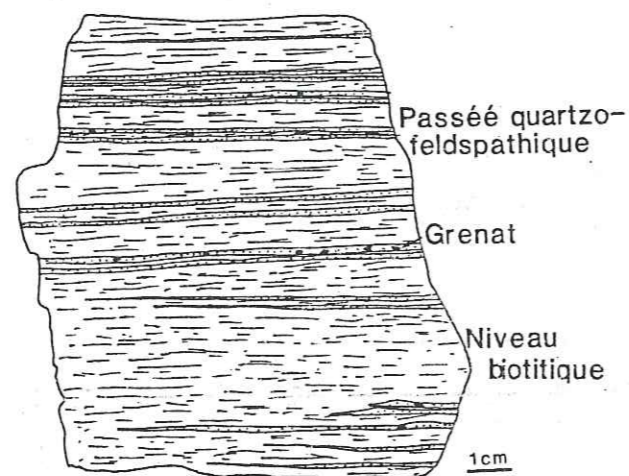


Fig. 20 - Echantillon de schiste à biotite + grenat

Minéraux primaires	Rétromorphose I	Rétromorphose II	Rétromorphose III
Plagioclase	muscovite	séricite	hématite
Biotite	chlorite	chlorite	anatase
Feldspath K	épidote	épidote	melnikovite
± Grenat	quartz	quartz	
Quartz	pyrite	sphène	
Zircon		allanite	
Apatite		apatite	
Monazite		pyrite	
Ilménite		pyrrhotite	
Pyrrhotite		chalcoppyrite	
Graphite		adulaire	
		calcite	

Tableau III - Successions paragenétiques dans les schistes à biotite ± grenat.

La biotite et le plagioclase sont les minéraux les plus fréquents. Le quartz est également en quantité importante. Dans certains échantillons les phénoblastes sont plagioclasiques et montrent parfois un remplacement en feldspath K, comme d'ailleurs les grains de plagioclase de la masse. Le feldspath K est peu abondant. Le grenat est partiellement altéré en même temps que la biotite à son contact au cours de la rétro-morphose I (photo 7, planche III). Les produits d'altération sont la chlorite et le quartz. La zoïsite y est parfois associée.

Dans certains cas on observe la chlorite, le feldspath K et le quartz ou bien la chlorite, la muscovite et le quartz. La chloritisation de la biotite proprement dite est postérieure à la rétro-morphose du grenat. Ceci s'observe nettement dans certains échantillons où les grenats, baignant dans une masse biotitique saine, sont sélectivement atteints. Le taux de chloritisation est variable d'un échantillon à l'autre.

Ceux qui montrent une chloritisation importante de la biotite sont riches en petits grains de sphène, très souvent automorphes. Là où la chloritisation est très faible les grains de sphène sont très rares. L'altération du plagioclase (muscovitisation, séricitisation, et plus rarement altération en épidote ou calcite) et la chloritisation de la biotite ne vont pas toujours de paire. En effet, il est possible d'observer dans un échantillon une altération très poussée du plagioclase sans une chloritisation de la biotite (photo 4, planche III). L'inverse ne s'observe pas mais plus fréquemment les deux altérations coexistent. Ces observations permettent donc de penser que l'altération du plagioclase peut se produire alors que la biotite reste stable. L'inverse implique nécessairement l'altération du plagioclase car là où la chloritisation de la biotite est poussée le plagioclase est également très altéré. Par conséquent on peut individualiser au moins deux étages dans le(s) processus d'altération des schistes de La Creusa :

- altération sélective du plagioclase dans un premier temps, probablement en même temps que celle du grenat : rétro-morphose I ;
- altération conjointe du plagioclase et de la biotite plus tardivement : rétro-morphose II.

La monazite est également altérée en un assemblage d'allanite et d'apatite (photo 5, planche III). Il semble qu'il y ait un certain lien entre ce phénomène et les altérations précédentes. En effet, dans les échantillons où la chloritisation est très faible, voire inexistante, la monazite ne montre pas de couronne d'altération. Celle-ci n'apparaît que dans le cas où une certaine chloritisation de la biotite se produit dans la roche. Quand celle-ci est importante la monazite s'altère complètement. En son absence, même dans le cas où la séricitisation du plagioclase est importante la monazite reste intacte. Ce type de déstabilisation de la monazite n'a pas été décrit jusqu'ici, dans la littérature.

On peut observer, mais rarement, la déstabilisation de l'épidote en calcite. Les minéraux opaques dans ces schistes à biotite cristallisent à différentes périodes de l'histoire de la roche. La première génération qui regroupe l'ilménite, la pyrrhotite automorphe et le graphite est un assemblage contemporain du métamorphisme principal. Le graphite est

intimement associé à la biotite (photo 6, planche III). L'ilménite et la pyrrhotite n'apparaissent pas toujours dans les mêmes sites. La première est toujours associée à la biotite alors que la seconde peut en plus se trouver soit en inclusion dans le feldspath ou le quartz en ruban ou même dans le zircon, soit en position intergranulaire, entre les grains de quartz surtout. La seconde génération est une association à pyrrhotite + chalcopryrite + pyrite. Elle apparaît nettement sécante sur la schistosité ou bien interstitielle. Elle est également associée à des fissures à adulaire + calcite + quartz.

La troisième génération est constituée d'oxydes de fer. L'hématite et les hydroxydes de fer se mettent dans des fissures tardives et semblent correspondre à l'oxydation des sulfures de fer et à l'altération du sphène et de l'ilménite en oxyde de titane (anatase).

- Le gneiss leucocrate (Alp 81-52) :

C'est un faciès à grains fins, à phénoblastes de feldspath potassique. Des niveaux riches en biotite peuvent alterner avec des niveaux plus leucocrates.

Le plagioclase est le minéral le plus abondant avec le quartz dans ces roches. Le feldspath potassique est également abondamment représenté et forme les phénoblastes de la roche. On observe un certain remplacement des grains de plagioclase par du feldspath potassique. La biotite est souvent chloritisée, mais des cristaux non altérés sont fréquents. L'altération du plagioclase en zoïsite + quartz est dans ce faciès plus commune que dans les autres échantillons de la série de La Creusa. C'est le faciès quartzo-feldspathique le plus riche en chaux. La zoïsite est également abondante dans des fissures à adulaire + chlorite + quartz. La calcite n'y a pas été observée. Les grains de monazite sont de grande taille (~ 300 µm) et sont systématiquement entourés d'une auréole réactionnelle d'apatite et d'allanite.

Minéraux primaires	Rétromorphose I	Rétromorphose II	Rétromorphose III
Feldspath K Plagioclase Biotite Quartz Monazite Apatite Zircon Ilménite	zoïsite quartz	séricite chlorite zoïsite adulaire calcite quartz sphène allanite apatite pyrrhotite	anatase hématite

Tableau IV - Successions paragénétiques dans le gneiss leucocrate

L'altération peut être plus ou moins poussée. La chloritisation de la biotite est accompagnée de petits grains de sphène et parfois de pyrrhotite. Le sphène a par la suite été altéré en anatase.

La pyrrhotite s'associe également aux fissures à adulaire + zoïsite + chlorite + quartz et montre une oxydation tardive plus ou moins complète en hématite. L'altération de l'ilménite en anatase est également à relier à cette phase tardive.

Les leptynites à grenat (ALP 81-50 et 56)

Ce sont des roches leucocrates, tachetées de grenats automorphes avec parfois des intercalations de niveaux fins biotitiques. La structure est foliée et le grain assez fin.

Le plagioclase est le minéral le plus abondant, avec le quartz. Le feldspath K est également très fréquent, il constitue des phénoblastes et est également répandu dans la masse. Le grenat est automorphe et présente systématiquement une frange de chlorite verte, (photo 8, planche III), associée parfois à de la pyrite et du quartz, plus rarement à du feldspath potassique (inclus dans la chlorite), de la zoïsite et du quartz, ou encore à de la pistachite et du quartz.

Minéraux primaires	Rétromorphose I	Rétromorphose II	Rétromorphose III
Plagioclase Feldspath K Grenat Quartz Zircon Monazite Apatite Pyrite Pyrrhotite	séricite ? chlorite zoïsite pistachite quartz pyrite pyrrhotite	séricite calcite adulaire quartz pyrrhotite	hématite

Tableau V - Successions paragénétiques dans les leptynites à grenat

On peut observer trois générations de sulfures de fer (pyrite-pyrrhotite). La première est métamorphique, elle est incluse dans du feldspath K ou du quartz en ruban. Elle est automorphe et orientée parallèlement à la schistosité. La seconde est rétro-morphique, on peut l'observer associée à la paragenèse du grenat + chlorite + quartz. La troisième (pyrrhotite seule) se localise dans les fissures à adulaire + calcite + quartz, c'est la plus tardive.

Ces sulfures de fer ont été par la suite altérés en hématite.

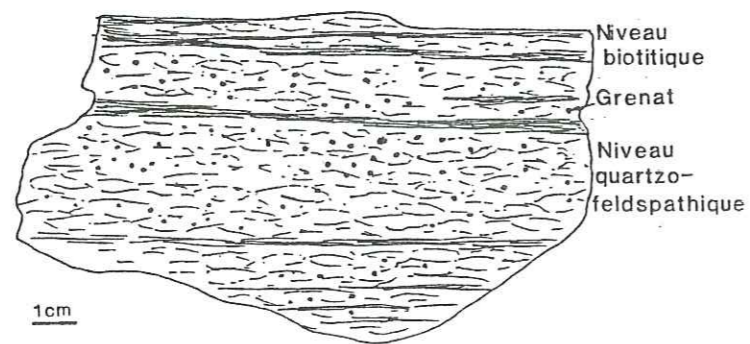


Fig. 21 - Echantillon de gneiss leucocrate.

### Les faciès basiques et ultrabasiques

Ils se présentent comme des roches sombres rubanées ou massives. Comme les autres faciès de la série elles ont également été affectées par une blastomylonitisation. Celle-ci s'exprime de la même façon dans les niveaux rubanés quartzo-feldspathiques que dans les schistes. Dans les niveaux amphiboliques ou pyroxéniques, on observe surtout une granulation plus ou moins complète du pyroxène ou de l'amphibole. Celle-ci ne s'observe pas uniformément dans la roche, elle affecte des plages d'extension limitées.

La rétomorphose est très poussée dans ces roches. Elle s'accompagne de minéralisation sulfurée, et fluorée dans les pyroxénites.

### Les gneiss amphiboliques (ALP 81-57 et 60)

Ce sont des roches sombres verdâtres, rubanées. Le rubanement consiste en une alternance de niveaux clairs plurimillimétriques à pluricentimétriques. Ils correspondent respectivement à des associations de biotite + plagioclase (andésine) + quartz + feldspath K (peu) et d'amphibole + plagioclase (andésine) + biotite (peu) + quartz (peu).

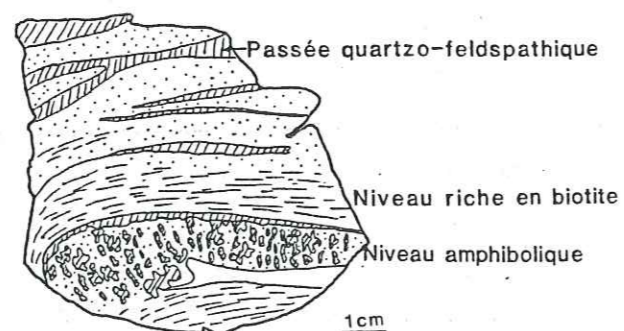


Fig. 22 - Echantillon de gneiss amphibolique.

Minéraux primaires	Rétromorphoses I	Rétromorphoses II	Rétromorphose III-IV
Amphibole Plagioclase Biotite Feldspath K Quartz Allanite Apatite Zircon	Amphibole Chlorite ? Sphène Séricite ? Epidote Quartz Pyrrhotite	Amphibole Chlorite Sphène Séricite Epidote Adulaire Calcite Ilménite	Calcite Hématite Anatase Quartz

Tableau VI - Successions paragénétiques des gneiss amphiboliques

L'amphibole est symplectique, elle englobe des grains de quartz, de plagioclase et de biotite. Elle est colorée au coeur en vert foncé, vers la bordure sa teinte devient vert pâle à bleuté, parfois elle s'altère en calcite + amphibole fibreuse. Très exceptionnellement on peut observer des amphiboles brunâtres. Cette variation de teinte semble être liée à l'apparition des grains de sphène trapus en inclusion ou en contact avec l'amphibole. L'autre habitus du sphène est plus effilé et se trouve systématiquement associé à la chlorite provenant de la déstabilisation de la biotite. Ces deux habitus du sphène correspondent donc à des conditions de formation différentes, l'existence d'un sphène n'est pas exclue (cf. chapitre suivant). Le plagioclase est séricitisé, le feldspath K est intact. Les fissures montrent une association de chlorite + adulaire + sphène + zoïsite.

On retrouve les mêmes minéraux accessoires dans les deux niveaux mais en plus grande quantité dans les niveaux plus clairs. L'apatite a la particularité d'être teintée en gris au coeur, cette coloration correspond à de minuscules inclusions fluides ou solides effilées. Souvent, ces apatites sont xénomorphes. L'allanite est primaire et se présente parfois en grands cristaux automorphes partiellement métamictisés suivant la foliation. Le sphène est le plus souvent partiellement pseudomorphosé en ilménite (photo 6, planche IV). La pyrrhotite intergranulaire ou fissurale a été oxydée en hématite.

### Les amphibolo-pyroxénites

Ce sont des roches vertes, massives, à grains fins. Le minéral le plus répandu est l'amphibole, de teinte verte parfois brunâtre. Elle est très souvent en symplectite fine avec du pyroxène incolore le premier englobant le second. Ce phénomène est très répandu et donne à la roche un aspect tacheté. La biotite est souvent associée aux deux autres minéraux. La hornblende montre une bordure plus claire et inclus des grains de sphène en voie de remplacement en ilménite. L'origine du sphène est à rapprocher de celle du sphène du faciès précédent. Le pyroxène montre une transformation en amphibole et chlorite et la biotite en chlorite. La zoïsite est également contemporaine de cette phase d'altération laquelle est accompagnée de minéralisation sulfurée (pyrrhotite + chalcopryrite + sphalérite + pentlandite). L'adulaire et l'actinote apparaissent également dans les pores et dans les fissures. La calcite est plus tardive.

Minéraux primaires	Rétromorphoses I - II	Rétromorphose III
Amphibole Pyroxène Biotite Apatite Zircon	Amphibole Chlorite Epidote Sphène Allanite Adulaire Calcite Ilménite Pyrrhotite Chalcopyrite Sphalérite Pentlandite	Melnikovite Hématite Anatase

Tableau VII - Successions paragénétiques amphibolo-pyroxénites

#### L'amphibolite

En fait c'est une ancienne pyroxénite, complètement amphibolitisée. Elle se présente en boule, de teinte vert-grisâtre, à grains grossiers, massive. Elle a une texture d'adcumulat, imbrication étroite de gros cristaux xénomorphes d'anciennes angites, pseudomorphosées en magnésio-hornblende.

Minéraux primaires	Rétromorphose I	Rétromorphose II	Rétromorphose III
Pyroxène Ilménite Apatite Zircon Graphite	Amphibole Pyrite	Chlorite Epidote Pyrite Chalcopyrite	Anatase Melnikovite Hématite Covellite

Tableau VIII - Successions paragénétiques dans l'amphibolite

Le pyroxène n'est représenté que par de rares reliques. L'amphibole est bien développée et insère parfois de la pyrite entre ses clivages. Par la suite elle se chloritise d'abord le long des clivages et puis parfois totalement. On peut également observer un remplacement partiel de cette amphibole par de la pyrite. Elle s'accompagne parfois de chalcopyrite. L'altération se poursuit par la déstabilisation de la pyrite en melnikovite et hématite, l'ilménite en anatase et la chalcopyrite en corellite.

Un fait remarquable est la présence d'inclusions circulaires de graphite à structure fibro-radiée dans un ancien pyroxène amphibolitisé (photo 2, planche IV).

#### - Les pyroxénites (ALP 81 - 10 et 55)

Ce sont des roches sombres verdâtres, massives avec souvent des plages encore plus sombres et violacées, d'altération. Elles correspondent à des fissures tardives.

Minéraux primaires	Rétromorphose I	Rétromorphose II	Rétromorphose III
Pyroxène Apatite Zircon	Amphibole Idocrase Chlorite Allanite Epidote Sphène Pyrite	Amphibole Serpentine Talc ? Chlorite Epidote Adulaire Calcite Arsénopyrite Pyrrhotite Chalcopyrite Sphalérite Molybdénite Pyrite ? Ilménite Fluorine	Melnikovite Hématite Corellite Anatase

Tableau IX - Successions paragénétiques dans les pyroxénites

Avant la rétro-morphose, largement développée dans ces roches, le diopside constituait environ 90% du volume, le reste étant constitué des minéraux "accessoires" tels l'apatite (très abondant) et le zircon. La texture de la roche est donc influencée par le pyroxène, elle est en mosaïque, due à l'agencement des grains xénomorphes. Certaines plages montrent de l'idocrase envahissant dans lequel baignent des reliques de cristaux de pyroxène, des grains de sphène plus ou moins pseudomorphosés en ilménite de la chlorite, de l'épidote et de l'apatite. D'autres plages montrent la corrosion du pyroxène par de l'amphibole avec également l'association de chlorite, épidote, sphène, allanite, apatite. (photo 1, planche IV).

La serpentinisation du diopside est également très répandue, mais semble être plus tardive par rapport aux deux types d'altération précédents. Elle serait contemporaine à l'arrivée de la minéralisation sulfurée et fluorée par les fissures. Aux épontes de ces fissures on observe un développement important de zoisite et d'amphiboles fibreuses. Les sulfures (arsénopyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalérite) se localisent au coeur des fissures alors que la fluorine apparaît souvent en remplacement du pyroxène. On peut également observer un remplacement du pyroxène par la pyrrhotite. La calcite est plus restreinte. Elle constitue une fine couche au contact des sulfures. Parmi ces minéraux l'arsénopyrite est la plus précoce, elle apparaît en gros cristaux automorphes. La chalcopyrite, la pyrrhotite et la sphalérite croissent tout autour.

Le sphène montre très souvent un remplacement par l'ilménite au coeur, comme dans les gneiss à amphibole et les amphiboles-pyroxénites. C'est un phénomène tardif et il associe parfois des inclinaisons de pyrrhotite dans l'ilménite de remplacement. Ce remplacement se serait donc produit vers la fin de la mise en place de minéralisation sulfurée, avec l'apparition de la calcite.

#### Le gneiss rubané à pyroxène-grenat

Le rubanement est dû à l'alternance de deux niveaux de composition minéralogique différentes:

- grossulaire + plagioclase + diopside + quartz + sphène
- amphibole + plagioclase + biotite + quartz.

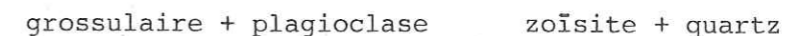
Le grain est de taille moyenne. Dans le premier niveau le quartz est abondant et se présente souvent en lamelles. Le grossulaire forme des agrégats de petits cristaux automorphes pris en sandwich entre les lamelles de quartz. Le diopside est dispersé dans ces mêmes niveaux. Il forme parfois des phénoblastes en association avec du sphène automorphe. Il montre une granulation due à la blastomylonitisation. Le plagioclase a également été granulé il est parfois en chapelets entre les lamelles de quartz.

Minéraux primaires	Rétromorphose I	Rétromorphosé II	Rétromorphose III
Plagioclase	Amphibole	Zoïsite	Hématite
Grenat	Zoïsite	Chlorite	Anatase
Pyroxène	Quartz	Séricite	
Amphibole	Pyrite	Adulaire	
Biotite		Allanite	
Sphène		Apatite	
Quartz		Pyrite	
Monazite		Ilménite	
Zircon			
Apatite			

**Tableau X** - Successions paragenétiques dans le gneiss rubané à pyroxène-grenat.

Dans le deuxième niveau on retrouve la même texture blastomylonitique que dans les schistes à biotite. La rétro-morphose a affecté presque tous les minéraux primaires. Le grossulaire + plagioclase se transforment en zoïsite + quartz. Le diopside se déstabilise en hornblende. La biotite se chloritise. Le plagioclase se séricitise ou est remplacé par la zoïsite. L'amphibole se chloritise. La monazite se transforme en allanite + apatite. Le sphène s'altère en ilménite mais plus discrètement que dans les pyroxénites et les gneiss amphiboliques. Les fissures montrent des paragenèses à zoïsite + adulaire + quartz. La pyrite est également rétro-morphique et s'oxyde ultérieurement. Toutes ces réactions se sont produites au cours des différentes phases rétro-morphiques. La plus précoce est celle du grossulaire + plagioclase en zoïsite + quartz. Elle est synchronisée à la rétro-morphose I. Le remplacement du plagioclase en zoïsite et sa sérici-

tisation se sont produites plus tardivement au cours de la rétro-morphose II. La chloritisation de la biotite appartient également à cette deuxième phase. La distinction de ces altérations par rapport à la première est basée sur le fait que le plagioclase de la réaction :



se soit par la suite altéré en séricite ou zoïsite.

La formation de la pyrite est à rattacher à la rétro-morphose II et a été déstabilisée ultérieurement.

#### Les minéraux porteurs d'uranium dans les faciès basiques et ultrabasiques :

Les minéraux susceptibles de contenir de l'uranium en quantités appréciables sont l'allanite, le sphène, le zircon et l'apatite. Le sphène est le plus abondant, il représente quelques % en volume dans les gneiss amphiboliques et les pyroxénites. Il est souvent pseudomorphosé en ilménite. L'allanite est métamictisée quand elle est primaire, c'est le cas dans les gneiss amphiboliques. Par contre, quand elle est secondaire on n'observe pas de métamictisation. L'allanite secondaire s'observe surtout dans les pyroxénites. La métamictisation peut constituer un critère de différenciation des deux types d'allanite. Les propriétés optiques sont également différentes (cf. géochimie minérale). Le zircon est en général peu fréquent dans ces faciès basiques alors que l'apatite est très abondante, surtout dans les pyroxénites.

#### Le faciès filonien

C'est un filon albitisé à tourmaline, de cinq centimètres de large recoupant les schistes à biotites de la série de La Creusa. Il est de teinte violacée, à structure pegmatitique. Sur les épontes les grains sont grossiers (centimétriques) et plus fins au coeur, là où la tourmaline s'aligne. Elle est de grosse taille, automorphe, pouvant atteindre quelques centimètres.

En lame mince on observe sur les épontes de gros cristaux de feldspath potassique perthitique, en voie de remplacement ou déjà remplacés par de l'albite, et fracturés parallèlement aux épontes du filon. Dans ces fractures on observe du quartz, de l'apatite, de la pyrite ou de la muscovite. Des recristallisations d'albite bordent également les grains de feldspath potassique. Le quartz intergranulaire est affecté par la déformation et montre une extinction ondulante. Quelques grains de tourmaline trapus, associés à de l'apatite se localisent aux épontes du filon. Quelques grains de muscovite y sont parsemés. Vers le coeur du filon on observe un assemblage d'albite et de quartz microcristallins dans lequel baignent de gros cristaux de tourmaline craquelés, avec du quartz et de la chlorite dans les craquelures. De l'apatite est associée riche en Fe et Mn. Cet assemblage semble être postérieur à la fracturation et utilise ces ouvertures pour se mettre en place. La pyrite a été hématisée par la suite.

L'encaissant est un schiste à biotite et le contact est net avec toutefois une légère perturbation de la schistosité aux abords des épontes. On y observe les mêmes figures blastomylonitiques que les schistes biotitiques vus précédemment ainsi que les altérations des minéraux entre

autre la déstabilisation de la monazite en allanite + apatite.

I	II	III
Feldspath K Albite Muscovite Tourmaline Apatite Quartz	Muscovite Tourmaline Apatite (Manganapatite) Pyrite Chlorite Quartz	Hématite

Tableau XI - Successions minéralogiques dans le faciès filonien

### B.2.2 - Les faciès de Largeley et de La Gueula

#### - Les gneiss à biotite + muscovite

Ce sont des gneiss fins de teinte grisâtre, plus ou moins foncés.

I	II	III
Plagioclase Feldspath K Biotite Sillimanite Quartz Zircon Apatite Pyrite Pyrrhotite	Chlorite Muscovite Séricite Adulaire Quartz Rutile-anatase Epidote Pyrite	Chlorite Calcite Hématite

Tableau XII - Successions minéralogiques dans les gneiss à biotite + muscovite.

Les mêmes textures blastomylonitiques que dans les schistes à biotite + grenat de La Creusa s'observent dans ces roches. Cependant la granulation des phinoblastes de feldspath potassique est peu développée, on l'observe seulement en bordure sur certains d'entre eux.

Les phases phylliteuses et le quartz sont les minéraux prépondérants. Le plagioclase et le feldspath potassique sont abondants et à peu près dans les mêmes proportions. Parmi les minéraux phylliteux la muscovite est la moins abondante mais elle est très souvent associée à de la chlorite et de la biotite et fréquemment à de la sillimanite. La muscovite s'associe également à des biotites et dans ce cas elles contiennent des inclusions de minéraux opaques dans les clivages. Elle semble résulter d'une muscovitisation de cette dernière. La chloritisation de la biotite est également visible et est associée comme la chlorite néoformée fissurale à de gros cristaux d'anatase, très souvent automorphes. La chlorite

néoformée est vermiculiforme et apparaît en même temps que le quartz, l'adulaire, la séricite et la pyrite fissurales. La dernière association fissurale dans ces roches est celle à quartz + chlorite + calcite + hématite, la calcite étant légèrement postérieure. Elle coïncide avec l'hématitisation des sulfures antérieures. En effet les minéraux opaques les plus précoces dans ces roches sont les rares grains de pyrite + pyrrhotite inclus dans le quartz en ruban et orientés parallèlement à la schistosité. Ils ont été relayés, après un épisode de fracturation, par de la pyrite et de l'anatase.

#### - Les gneiss mobilisés (ALP 81-18a, 33a, 33)

Ce sont des roches grisâtres avec des niveaux sinueux clairs, quartzo-feldspathiques. Ils correspondent aux mobilisés du gneiss initial. Leurs proportions varient d'un échantillon à l'autre. Sur le terrain ces niveaux quartzo-feldspathiques peuvent recouper la foliation de la roche initiale.

Dans la partie sombre la texture est en cloison. Le quartz recristallisé englobe les grains de plagioclase et de feldspath potassique. La schistosité a été légèrement perturbée. On observe également des "quartz lamellaires discordants" parallèlement à la schistosité. De temps à autre ces bandes de quartz incluent des fragments de plagioclase ou de feldspath potassique.

Dans les niveaux clairs, quartzo-feldspathiques on observe une texture granoblastique, avec toujours une certaine orientation des minéraux. Ils sont essentiellement composés de quartz, de feldspath potassique et de plagioclase. Quelques biotites chloritisées et quelques muscovites sont également dispersées. On observe de temps en temps des reliques de grenat, soit inclus dans le feldspath K, le plagioclase, soit en position intergranulaire, associés à de la biotite, du plagioclase, du quartz. Ils constituent des restites de fusion incongruente de la biotite.

Ces roches sont affectées par des cisaillements. Les plans de cisaillement sont soulignés par de la biotite chloritisée, du feldspath K dans les clivages, résultant de la chloritisation de biotite et de la muscovite. On y observe également des fragments de quartz et de feldspath. L'apatite, l'anatase et l'allanite (atteignant plusieurs centaines de  $\mu\text{m}$  sont inclus dans la chlorite. L'allanite provient encore une fois de la déstabilisation de la monazite. Ce plan de schistosité a été recoupé par un filonnet à adulaire + chlorite vermiculiforme + quartz + chalcopryrite. Le zircon est abondant ainsi que de gros cristaux automorphes d'apatite.

### B.2.3 - Les faciès cataclasés

On distingue deux catégories :

- les faciès cataclasés qui ont été préalablement métamorphisés et blastomylonitisés ;
- les faciès cataclasés n'ayant pas subi préalablement de métamorphisme ou de déformation importante.

Les échantillons qui sont dans le premier cas appartiennent à la série des Aiguilles Rouges. Les autres doivent correspondre à des formations plus jeunes, ils ont été prélevés au niveau de la faille de Remua, près de Finhaut. Ils peuvent correspondre à des niveaux carbonifères pincés dans l'accident qui ont déjà été mis en évidence par PONCERRY (1981) au niveau de Le Chatelard.

Les faciès cataclasés de la série des Aiguilles Rouges : La Brèche de La Gueula (ALP 81-26b).

Elle est constituée de fragments hololeuconates quartzo-feldspathiques et une matrice de teinte verdâtre. Les fragments sont de taille millimétrique à pluricentimétriques et sont tous de même nature. Ils ont une texture grenue orientée, montrant un contact lobé entre les grains, rappelant de beaucoup celle des parties quartzo-feldspathiques des gneiss mobilisés (texture granoblastique). Leur composition minéralogique est identique mais les minéraux phylliteux y sont très rares.

I	II	III	IV
Plagioclase Feldspath K Biotite Grenat Sillimanite Cordiérite Tourmaline Quartz Sphène Zircon Apatite	Muscovite Séricite Chlorite Epidote Anatase Quartz	Pyrite Quartz	Hématite

Tableau XIII - Successions minéralogiques dans la brèche de La Gueula

On observe de nombreuses associations minéralogiques :

- Grenat + biotite + muscovite + chlorite + quartz
- Sillimanite + feldspath K + muscovite + quartz
- Grenat + chlorite + quartz
- Grenat + chlorite + séricite + feldspath potassique + quartz
- Plagioclase + sillimanite
- Plagioclase + muscovite + quartz

Les pseudomorphoses de la cordiérite en un assemblage de chlorite + muscovite + quartz sont fréquentes et les rares biotites sont chloritisées avec apparition de rutilé-anatase.

Les minéraux accessoires tels que l'apatite et le zircon sont rares et de petite taille. On observe de temps en temps d'anciens grains de sphène transformés en anatase automorphe et en quartz.

La calcite n'y est pas observée.

La matrice est un assemblage hétérogène de morceaux de quartz et de feldspath, d'argile et de chlorite parsemés par des petits grains automorphes de pyrite. L'anatase est souvent associée aux chlorites et séricites.

De fins filonnets tardifs de quartz + pyrite recourent la brèche. La pyrite a été par la suite oxydée en hématite.

Le schiste cataclaté de La Gueula (ALP 81 - 26a)

C'est une roche de teinte sombre mais parcourue par des veines plus claires elles-mêmes décalées par une déformation cassante. Elle est minéralisée en sulfure de fer et celle-ci montre une disposition orientée sécante également sur les veines quartzo-feldspathiques. Le substrat est schisteux à sillimanite. L'altération est importante dans cette roche. On dénote trois épisodes de fracturation d'importance inégale et chacune accompagnée de néoformation de minéraux.

Minéraux du substrat	Cataclase I	Cataclase II	Cataclase III
Plagioclase Feldspath K Biotite Muscovite Sillimanite Chlorite Séricite Quartz Zircon Apatite Sphène	Adulaire Albite Muscovite Chlorite Andalousite ? Quartz	Chlorite Quartz Anatase Pyrite	Quartz Hématite

Tableau XIV - Successions minéralogiques dans le schiste cataclaté de La Gueula.

Les minéraux qui se sont formés à la suite de la première fracturation sont de grande taille dans l'ensemble et automorphes pour certains d'entre eux (adulaire, chlorite, muscovite). Les plus précoces sont l'adulaire, la muscovite et la chlorite. L'albite et le quartz sont les plus tardifs. L'adulaire a été altéré par la suite en séricite. La minéralisation en pyrite est très développée. La pyrite montre de nombreuses inclusions d'adulaire, d'anatase, de chlorite et de muscovite. Ces deux dernières ont été tordues antérieurement. Elle présente les mêmes habitus que la pyrite dans les filonnets dans le granite de Vallorcine... Elle est très souvent bordée de quartz en peigne montrant un axe de croissance sigmoïdale qui indique par conséquent une mise en place syntectonique de la minéralisation.



#### Les schistes cataclasé de Finhaut (ALP 81 - 46)

De teinte gris bleuté, sombre, il présente une texture amygdalaire. Les porphyroclastes sont fragmentés mais montrent de grands axes parallèles à la schistosité. Les minéraux phylliteux (biotite, muscovite, chlorite, séricite) contournent ces porphyroclastes. Le quartz est à extrusion ondulante et montre une recristallisation partielle. D'après la classification de BELLIERE (1971) ce schiste appartient aux mylonites de l'épizone inférieure-mesozone supérieure.

La biotite a une teinte rouille très foncée et la chloritisation, provoquée par la mylonitisation, engendre une très grande quantité de fibres de rutile en inclusion. On n'observe pas de reliques de sillimanite, ni de grenat, ni de feldspath potassique. La minéralogie est composée de phyllites, de plagioclase partiellement séricitisé et de quartz. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite. Cette dernière peut atteindre une grande taille (quelques centaines de  $\mu\text{m}$ ).

Les minéraux opaques sont le graphite, l'arsénopyrite et la goethite. Le graphite semble être primaire. On le retrouve en inclusion dans de nombreux minéraux (quartz, biotite, chlorite, muscovite) ou bien soulignant la schistosité. Il est également associé à la goethite et l'arsénopyrite.

La goethite et l'arsénopyrite sont toujours associés. Elles apparaissent conforme à la schistosité ou bien dans les fractures des porphyroclastes ou dans les ombres de pression. Elles semblent contemporaines de la mylonitisation.

#### Le schiste cataclasé à andalousite de Finhaut (ALP 81 - 45)

De teinte grise verdâtre, il présente à peu près les mêmes caractères texturaux que le précédent. La schistosité est un peu moins bien réglée et l'on observe des fragments d'anciens filonnets à quartz. Les porphyroclastes sont essentiellement du plagioclase et du quartz. Le quartz montre des figures de recristallisation. Les phyllites composés pour l'essentiel de chlorite, biotite et séricite moulent les phénoclastes. Les anciens filonnets à quartz contiennent de l'andalousite automorphe et de pyrrhotite, laquelle a par la suite été oxydée en hématite. La séricitisation du plagioclase et la chloritisation de la biotite sont également courantes, celle-ci fait apparaître de nombreux petits grains automorphes de sphène dont certains s'altèrent au cœur en xoyde de Ti (anatase). La calcite est tardive et sécante sur les autres minéraux. Des grains d'ilménite qui semblent antérieurs à la schistosité montrent un remplacement en sphène. Le zircon et l'apatite sont les minéraux accessoires.

#### CONCLUSION

La formation de La Creusa est constituée de faciès variés, acides et basiques. Ils ont tous été restructurés par une blastomylonitisation après au moins une phase métamorphique. Ce qui, si l'on se réfère aux travaux de VON RAUMER (1981), les associe aux autres formations antéhercyniennes de la série des Aiguilles Rouges.

Les paragenèses métamorphiques indiquent un métamorphisme principal à haut degré.

Les altérations rétro-morphiques sont dans l'ensemble assez poussées et peuvent être classées au moins en deux catégories : rétro-morphose I et rétro-morphose II. La rétro-morphose I se manifeste selon les faciès par la déstabilisation du grenat en chlorite + quartz, du plagioclase en muscovite, des pyroxènes en amphibole, et par la décoloration de la hornblende.

La rétro-morphose II regroupe deux phases tectoniques, la tardihercynienne et l'alpine. Il est difficile de les caractériser séparément, mais leurs caractères communs sont, pour l'essentiel, la chloritisation de la biotite et la déstabilisation du plagioclase. Au cours de cette phase de rétro-morphose la monazite a également été déstabilisée en allanite + apatite ce qui n'est pas sans intérêt pour la compréhension du comportement de l'uranium dans ce secteur.

Les faciès de Largeley et de La Gueula se distinguent pétrographiquement des faciès de la formation de La Creusa. Elle est plus riche en muscovite et montre une certaine migmatisation.

### B.3. Les indices uranifères

#### B.3.1. Les indices de La Creusa

On distingue trois types d'indices dans la mine de La Creusa :

- des brèches à matrice quartzeuse minéralisée en pechblende (indice de Gisiger) ;
- des filonnets à pechblende (indice de Julliard) ;
- des schistes à bassetite.

Les brèches minéralisées constituent une bande au contact granite-encaissant orientée perpendiculairement à l'allongement de ce dernier, c'est-à-dire en direction NW. Ce niveau a été repéré en surface et recoupé en galerie, 50 m plus bas.

Les filonnets à pechblende ont également cette direction.

#### - Schiste minéralisé en bassetite-autunite

Cet échantillon a subi une altération très importante des feldspaths et des micas. On y observe une muscovitisation et une séricitisation des feldspaths et une chloritisation très poussée de biotites avec apparition de nombreux grains automorphes de sphène, d'apatite et de sulfures de fer. Malgré cette altération intense on peut déceler une texture blastomylonitique antérieure, identique à celle des schistes de la formation de La Creusa. On retrouve les mêmes textures de recristallisation du quartz et de granulation du plagioclase. La forte proportion des minéraux phylliteux permet en plus de l'identifier aux schistes à biotite.

Il est très riche en sulfures, surtout en pyrite. Ces sulfures se trouvent disséminés dans la roche. En ce qui concerne la pyrite et la chalcopryrite elles apparaissent dans la plupart des cas, dans les filonnets qui sillonnent le schiste. La pyrite a une teinte plus pâle que la normale et est légèrement anisotrope, ceci est peut-être dû à la présence de As. Elle montre fréquemment un zoning et parfois croît sur un cristal automorphe de pyrrhotite, l'arsénopyrite est souvent présente et se développe au dépens de la pyrite. La chalcopryrite montre une auréole d'altération en covellite. La pyrolite s'altère également en melnikovite.

La minéralisation uranifère correspond exclusivement aux grains de bassetite, intimement associés aux sulfures de fer. Cette association ne résulte pas d'une précipitation synchrone mais plutôt d'une pseudomorphose postérieure, partielle ou complète, de la pyrite ou de la pyrrhotite (Fig. 22).

La fracturation de la roche qui est à l'origine de la formation des filonnets à quartz-sulfures semble avoir facilité la circulation de fluide et accentué l'altération des minéraux. L'altération s'est poursuivie après le remplissage des fissures. Les filonnets ne présentent pas des épontes bien tranchées vis-à-vis de l'encaissant mais sont plutôt tapissées par de fins liserés de minéraux argileux qui parfois s'insinuent entre les grains. Cette altération postérieure peut par conséquent expliquer la dissolution de la pyrite filonienne et de pyrrhotite et le dépôt de bassetite dans les cavités.

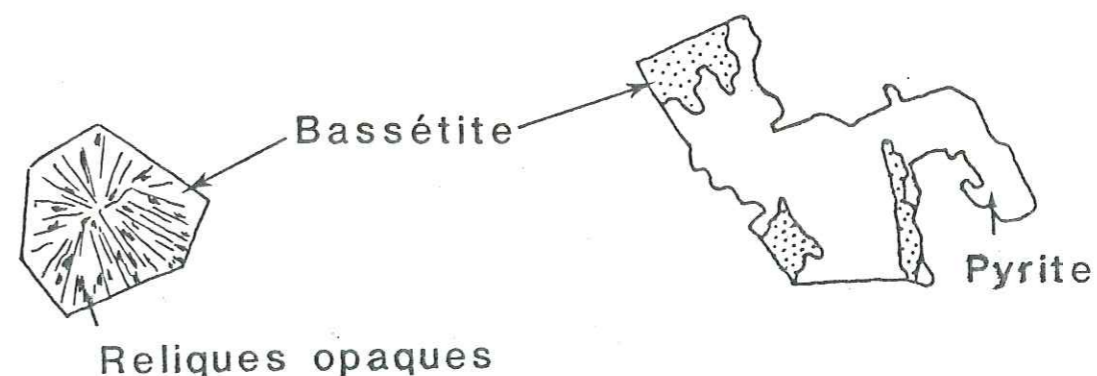


Fig. 22 - Pseudomorphose de pyrite en bassetite-autunite

Le sphène qui s'est formé au début du processus d'altération de la roche a été destabilisé par la suite en calcite + quartz + rutile (ou anatase) (Photo 6, planche V). Ceci s'est produit en même temps ou juste avant l'arrivée de la pyrite fissurale. Le quartz fissural montre une croissance syntectonique.

#### - Les brèches à pechblende

Ce sont des brèches tectoniques à matrice quartzo-chloriteuse. Au contact des fragments, le quartz est microcristallin et devient de plus en plus volumineux en s'en éloignant. Parfois au contact de la pyrite matricielle le quartz montre une croissance syntectonique.

On peut distinguer deux types de brèches en fonction de la nature des éléments bréchiques :

- brèche à fragments schisteux,
- brèche à fragments granitiques.

La minéralisation à pechblende se produit dans les deux cas après bréchification, mais dans un contexte syntectonique. Elle se dépose sur les fragments ou à proximité des fragments dans la matrice quartzeuse microcristalline. Elle est associée à des sulfures de fer (pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite) et de la chlorite.

Dans la brèche à fragments schisteux on observe des minéraux d'uranium autre que la pechblende. La phuralumite apparaît en remplacement de la pechblende (photo 5, planche V). Elle est constituée d'un enchevêtrement de petites plaquettes ressemblant à des micas de teinte jaune-verdâtre, saupoudrée de petits grains opaques d'anciennes pechblendes. L'autre minéral est un silicate de : U-Ti-Ca. Il semble provenir de la destabilisation du sphène. Il est de couleur jaune-brunâtre, et épouse la forme d'un sphène dont les reliques sont encore visibles, associés à du quartz et du rutile. La bréchification ainsi que la minéralisation uranifère s'est produite avant ou en même temps que la destabilisation du sphène en anatase + quartz ou en silicate à U-Ti-Ca.

Minéraux	R. originelle		I		II	III
Plagioclase	idem					
Feldspath k						
Biotite	schiste					
Muscovite						
Chlorite	à	I	■		■	
Séricite			■		■	
Epidote	biotite	N	■			
Zircon						
Monazite						
Sphène			■			
Apatite						
Phuralumite						■
Pechblende			■			
Pyrite			■		■	
Pyrrhotite			■			
Chalcopyrite			■			
Anatase			■		■	
Melnikovite						■
Gummite						■
Hématite						■
Goethite						■
Quartz			■		■	

Tableau XV - Successions paragénetiques dans la brèche uranifère à fragments schisteux (éch. n° ALP 81-2)

Minéraux	Roche originelle	Altération I		II		III
Muscovite	idem	idem	I	■		
Séricite				■		■
Chlorite	Granite	Granite	I	■		■
Epidote				■		
Adulaire	de	de	N	■		
Sphène				■		■
Pyrite	Vallorcine	Vallorcine	O	■		■
Galène						■
Chalcopyrite				■		■
Bornite						■
Sphalérite						■
Bismuthinite						■
Pyrrhotite				■		■
Arsénopyrite						■
Melnikovite						■
Rutile-Anatase				■		■
Hématite						■
Goethite						■
Pechblende				■		
Quartz				■		■

Tableau XVI Successions paragénetiques dans la brèche uranifère à fragments granitiques (éch. n° ALP 81-4)

Le sphène comme l'apatite ne constituent pas des minéraux primaires du faciès qui a subi la bréchification, ils sont à rattacher à un épisode d'altération. Celle-ci a été mise en évidence dans les faciès de la formation de La Creusa mais aussi dans le schiste à bassétite-autunite et est caractérisée dans celui-ci par un développement important de sphène et d'apatite, une chloritisation de la biotite et une déstabilisation du plagioclase.

La présence dans cette brèche de fragments semblables aux schistes à biotite de la formation de La Creusa permet de penser que la bréchification s'est faite dans un schiste à biotite. Un deuxième épisode de fracturation a également produit une recristallisation dans certaines zones de la matrice quartzreuse et fragmenté les sphérolites de pechblende. Plus tardivement encore apparaît une fissuration dans laquelle on peut observer une association de quartz + chlorite + sphène.

Dans la brèche à fragments granitiques on n'observe pas de minéraux uranifères autres que la pechblende et ses produits d'altérations. Celle-ci se localise comme dans le précédent au sein de la matrice quartzreuse ou dans des fissures recoupant la matrice quartzreuse. Elle est associée à la pyrite (Photo 4, planche V). La pechblende n'est pas apparue en une seule fois mais en plusieurs fois par l'intermédiaire de réouverture après la bréchification principale. La galène a fait son apparition après la pechblende en corrodant celle-ci. L'arsénopyrite associée à la galène, la pyrite et la melnikovite apparaît également dans des fissures sécantes sur la pechblende. La melnikovite semble plutôt être de la pyrrhotite remplacée que l'on retrouve d'ailleurs en inclusion dans l'arsénopyrite. Des inclusions de bornite et de bismuthinite ont également été observées (Photo 3, planche V).

L'altération superficielle a permis le développement de la gummite au dépens de la pechblende et de l'hématite-goethite au dépens de la pyrite et ceci dans la brèche à fragments schisteux.

#### Conclusion :

Les observations faites sur deux des trois types d'indices de La Creusa permet de dégager deux étapes dans la minéralisation uranifère. La première, subcontemporaine à une bréchification de certaines zones de l'encaissant précipite de la pechblende avec des sulfures de fer. La seconde est caractérisée par un minéral à  $U^{6+}$  (bassétite-autunite) qui se dépose en corrodant les sulfures de fer. Cette phase de minéralisation semble superficielle.

#### B.3.2. Les indices dans le granite

Entre Finhaut et Emosson, LABHART et RYBACH (1974) ont écarté un certain nombre d'indices uranifères, localisés principalement dans les zones mylonitiques (c'est-à-dire sur la bordure Est du granite) et dans des cavités transverses sur l'allongement du granite dont la plupart ont une orientation NW (fig. ). Ils y décrivent de la pechblende dans une gangue quartzique et calcitique associée souvent à des sulfures de fer et plus rarement à de la blende et de la galène. Des minéraux secondaires (uranotile, gummite) sont également rapportés en grand nombre. D'autres auteurs citent ces mêmes minéraux ainsi que l'autunite (VALSAR-

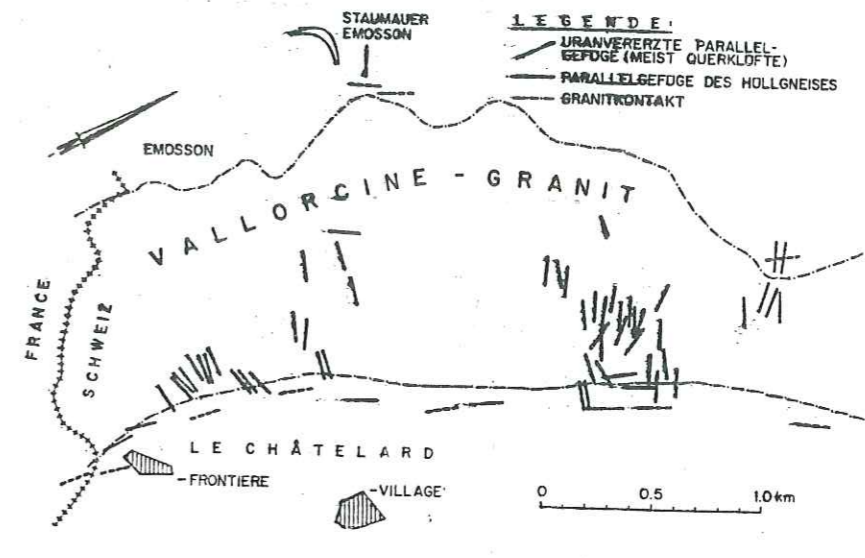


Fig. 23 - Répartition des indices uranifères dans le granite de Vallorcine au Nord de Le Châtelard d'après LABHART et RYBACH (1974).

DIEU 1979, PONCERRY 1981). Dans la partie Sud du granite les indices au sein du granite sont beaucoup plus rares. Trois indices ponctuels dont l'un associé à un filon de microgranite ont été jusqu'ici décrits. VALSAR-DIEU (1982).

Quant au potentiel uranifère du granite (voir plus loin), notons que la teneur en U, au Nord de la ligne Emosson-Le Châtelard, oscille entre 5 et 9 ppm (cette étude) et jusqu'à 14 ppm (LABHART et RYBACH 1974) alors qu'au Sud de cette ligne elle n'atteint jamais 5 ppm.

#### - Le granite minéralisé en brannérite-uranotile

Il est cataclaté. Les minéraux uranifères se localisent dans plusieurs sites :

- en inclusion ou en intime association avec la chlorite ;
- en remplissage de pores ménagés par dissolution d'anciens minéraux à la suite de la cataclase ou bien par la cataclase elle-même ;
- dans des fissures tardives.

Seule la brannérite se trouve dans le premier cas. Elle se trouve en un faisceau de fibrilles inclus dans la chlorite d'altération de la biotite (Photo 2, Planche V) ou bien bordant cette dernière. Les inclusions d'oxyde de titane associées à la brannérite sont rares. La chlorite est presque toujours associée à la muscovite et à la séricite.

Les autres minéraux uranifères sont l'uranotile et la gummite. Ils sont associés à du quartz, de la calcite et de la pyrite ou bien à du quartz, de la séricite, de la pyrite et parfois de l'albite. L'uranotile semble être légèrement postérieur dans son apparition par rapport au minéral à Si-Ca-U. Ce dernier a été analysé à la microsonde électronique. Sa formule chimique établie à partir de quatre analyses est  $5CaO$ ,

$35\text{UO}_3$ ,  $7\text{SiO}_2$ . Ces minéraux remplissent les pores (photo 1, planche V). Dans les fissures tardives on retrouve l'uranotile et la pyrite. Le sphène se développe dans et autour de la chlorite et ceci, après la formation de la brannérite et du rutile puisqu'il se développe souvent en surcroissance sur ces derniers. En autoradiographie  $\alpha$  le rutile montre des traces de radioactivité.

La pyrite a été oxydée partiellement en hématite.

Minéraux	I	II	III
Feldspath K	██████████		
Plagioclase	██████████		
Biotite	██████████		
Muscovite	██████████		
Quartz	██████████	██████████	██████████
Apatite	██████████		
Zircon	██████████		
Albite			██████████
Séricite		██████████	██████████
Chlorite		██████████	██████████
Calcite			██████████
Pyrite		██████████	██████████
Rutile		██████████	██████████
Brannérite		██████████	██████████
Uranotile			██████████
Sphène			██████████
Hématite			██████████

Tableau XVII - Succession minéralogique dans le granite minéralisé en brannérite-uranotile.

### B.3.3 - Les indices du Mont Oreb (Tré-les-Eaux)

La plupart sont liés à des remplissages de fractures, essentiellement carbonatés, orientées N120°E. D'autres sont des placages sur des fractures N40-50°E ou N20°E (COVES 1981).

#### - Le filon type

COVES (1981) a établi une coupe-type des filons minéralisés à remplissage carbonaté (fig. 24). L'encaissant est un gneiss à foliation N20 à N40°E. Le passage du gneiss au filon montre d'abord une silicification croissante aux abords des épontes. Puis une fracturation avec bréchification et lenticulation associant des blocs gneissiques et des éléments

carbonatés. Aux épontes du filon se développe une rendzine (produit d'altération superficielle). Entre les carbonates du filon S.S. et la rendzine peuvent apparaître des carbonates rougeâtres. Les deux épontes sont symétriques mais la fracturation est moins développée à l'éponte Nord et le volume de la rendzine plus important.

La formation des filons a débuté par une fracturation de l'encaissant (N120°E), ouverture et remplissage carbonaté et s'est terminée par un jeu senestre provoquant la lenticulation et la bréchification aux épontes.

#### - Observations microscopiques :

La gangue est essentiellement constituée de calcite, de dolomite et de quartz. Celui-ci est interstitiel ou bien il se trouve dans de fines fissures à calcite + chlorite magnésienne. La dolomite subsiste exclusivement en reliques dans la calcite. Ce sont des fragments corrodés et baignant dans une calcite envahissante et bien cristallisée. La pechblende se présente en fins filonnets parallèles au sein de la calcite et semble être contemporaine ou légèrement postérieure. L'arsénopyrite est disséminée dans la calcite.

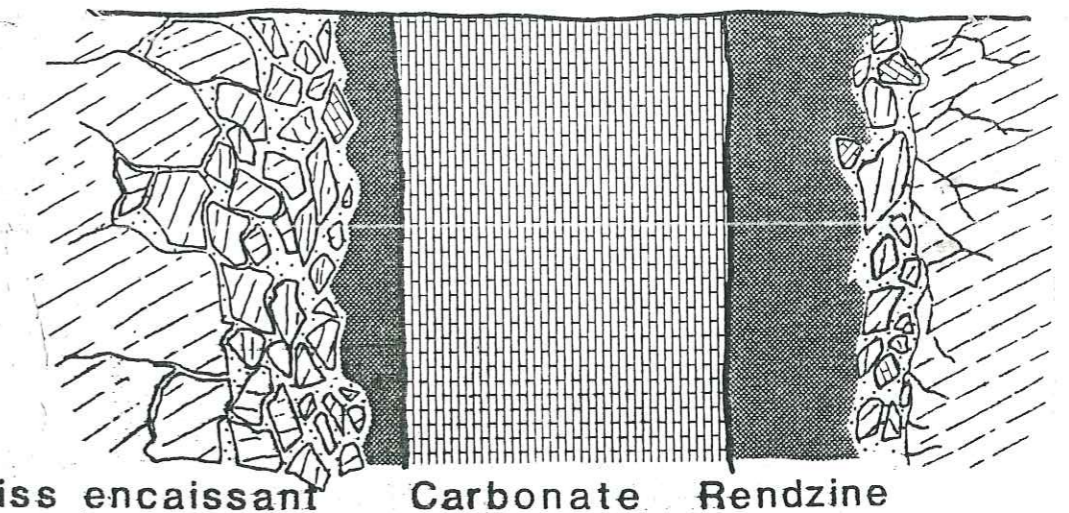


Fig. 24 - Coupe type des filons à carbonate de Tré-les-Leaux (Mont Oreb) d'après COVES (1981).

- D'autres échantillons ont également été décrits par SAINT-JOANIS (1981). Ils sont essentiellement constitués de calcite et de quartz, lequel apparaît souvent postérieurement. Le tout est parcouru par des veinules à pyrite. Certains d'entre eux renferment des fragments de l'encaissant fortement séricitisés et chloritisés. L'uranium se trouve soit dans des phases minérales uranifères tels la pechblende, l'uranophane ou autres produits secondaires, soit en adsorption sur les sulfures limonitisés. La minéralisation uranifère est surtout liée à l'arrivée de la calcite. Les minéraux accompagnateurs sont des sulfures (pyrite, chalcopryrite, sphélérite, galène, arsénopyrite).

Les éléments bréchiques sont donc des fragments de l'encaissant gneissique ou bien des fragments carbonatés, dolomitiques ou calcitiques. Ces fragments carbonatés ont été cimentés par de la calcite dans un cas (cas des fragments dolomitiques) et par du quartz dans le cas des fragments calcitiques. Dans le cadre du processus de formation et de déformation des filons carbonatés, décrit plus haut, on peut noter que la dolomite n'est pas apparue après bréchification, tandis que la calcite comme le quartz ont joué le rôle de matrice de brèche. La dolomite est donc formée en premier. On a observé également la calcite bréchifiée et cimentée par du quartz : cette calcite est-elle alors contemporaine de la dolomite, ou bien y a-t-il eu plusieurs étapes de bréchification avec succession de remplissage calcitique puis quartzique ? Il est difficile de répondre avec certitude par manque d'échantillons mais la deuxième hypothèse est plus probable. En effet, cette succession dolomite-calcite avec corrosion de l'une par l'autre est très courante plus au Sud (en Lauzière).

#### B.3.4.- Les indices de la faille de la Remma :

La faille de la Remma est une zone mylonitique qui affecte le granite de Vallorcine et l'encaissant métamorphique (hercynien et carbonifère). Cette zone recèle un certain nombre d'indices uranifères. L'encaissant de ces indices est constitué, semble-t-il, le plus souvent, des niveaux de gneiss siliceux de teinte gris-verdâtre. On retrouve également des indices dans des fractures obliques (N60°E) et en échelon sur la faille principale.

#### B.3.5 - Les indices liés à la paléo-surface anté-triasique :

Ces indices ont été trouvés dans des faciès métamorphiques altérés et rubéfiés (VALSARDIEU 1982).

#### CONCLUSION

Les indices uranifères de Vallorcine se retrouvent donc aussi bien dans le granite que dans l'encaissant métamorphique proche ou éloigné du granite. Ils sont pour l'essentiel liés à des fracturations et ne présentent pas une grande variété de minéraux uranifères. Leur extension est également limitée.

### C. GEOCHIMIE DES ROCHES TOTALES

#### C.1. Le granite de Vallorcine

##### C.1.1. Introduction

Dans la partie pétrographique de ce chapitre nous avons attiré l'attention sur l'existence d'une différence minéralogique entre, d'une part le faciès principal de la partie médiane du granite (cette étude) et l'extrême Nord et le Sud d'autre part. Pour une confirmation géochimique de ces résultats et faire ressortir le caractère distinctif nous avons procédé au traitement des données analytiques par des diagrammes géochimiques conçus à cet effet. Ce sont les diagrammes multivariés de LA ROCHE CHAURIS et STUSSI (1980), le diagramme AB de DEBON et LEFORT (1983) pour les éléments majeurs et les diagrammes essentiellement binaires pour les éléments en traces.

Nous disposons d'un certain nombre d'analyses d'éléments majeurs et traces (Tableau I en annexe) couvrant une bonne partie du granite avec toutefois une lacune entre Finhaut et les Marecottes, portion d'environ 4 km de long sur environ trente km. 18 analyses proviennent des travaux de PONCERRY (1981), 2 analyses de KERRICK et al. (1980) et 18 analyses effectuées dans le cadre de cette étude.

Géochimiquement il a été possible de distinguer non pas deux mais trois faciès principaux que nous désignerons, pour faciliter l'exposé, par les lettres A (le faciès porphyroïde du Sud et du Nord) B et C (les faciès porphyroïdes de la partie médiane du granite).

Cette distinction a été faite à partir d'un certain nombre de diagrammes géochimiques que nous passons en revue ci-dessous. Elle se justifie sur tous les diagrammes de façon plus ou moins nette.

##### C.1.2. Compositions des faciès porphyroïdes du granite de Vallorcine

L'étude pétrographique a permis de distinguer deux faciès porphyroïdes du granite de Vallorcine. Elle n'a pas permis d'aller plus loin. Par contre, la géochimie, surtout celle des traces, s'est révélée efficace pour faire une discrimination plus fine. Nous présentons ci-dessous les compositions moyennes en éléments majeurs et traces des trois faciès principaux A, B et C.

faciès	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	N
A	69.95	14.95	2.80	0.04	0.88	1.27	3.37	4.81	0.44	0.27	11
B	71.62	14.71	1.99	0.04	0.47	0.50	3.35	5.21	0.29	0.35	7
C	72.23	14.50	1.78	0.04	0.39	0.37	3.42	5.15	0.27	0.35	9

Tableau XVIII- Moyennes des compositions en éléments majeurs des trois faciès du granite de Vallorcine.

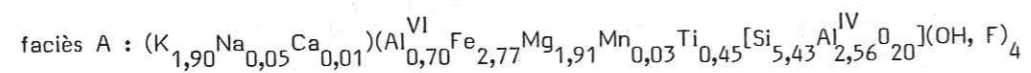
faciès	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Rb	U	Th	Th/U	N
A	-	9.5	74	-	30	115	35	271	< 5	14.	-	11
B	373	25	13	10	10	101	49	318	5	12.	2,3	7
C	327	16	15	10	10	91	45	308	7	11	1,6	9

Tableau XIX - Moyennes de compositions en éléments traces des trois faciès du granite de Vallorcine.

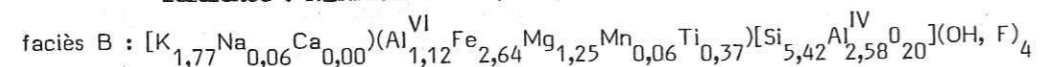
Remarque : Tous les échantillons n'ont pas été dosés dans le même laboratoire. Ceux du faciès A ont été dosés à l'Institut Dolomieu à Grenoble, alors que ceux du faciès B et C au CRPG, à Nancy. Les différences de dosage qui existent sont peu importantes et ne faussent pas la comparaison.

Les variations de composition entre les trois faciès vont, pour la plupart des éléments, dans le même sens. En effet on observe une augmentation régulière du faciès A vers les faciès B et C, de  $SiO_2$  et  $Na_2O$ .

$Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  et  $TiO_2$  diminuent du faciès A au faciès C.  $K_2O$  augmente du faciès A au faciès B mais la tendance s'inverse du faciès B à C.  $P_2O_5$  augmente et se stabilise. Les analyses de quelques plagioclases des faciès les plus différenciés dont l'une dans le faciès B donnent des compositions qui s'échelonnent entre An2 et An14 alors que les compositions des plagioclases du faciès A sont comprises entre An20 et An25 (PONCERRY, 1981). En ce qui concerne les biotites, leurs formules structurales sur la base de 220 sont présentées ci-dessous. Elles concernent les biotites du faciès A et C. Nous ne disposons pas d'analyse des biotites du faciès B.



référence : KERRICH et al. (1980)



Les variations de composition de ces minéraux sont nettes et expliquent en partie la différence de composition chimique entre les faciès A, B et C. Il faut noter en plus la présence de silicates d'alumine (andalousite, sillimanite) et de cordiérite dans les faciès B et C.

En ce qui concerne les éléments traces, on observe des variations significatives de certains éléments. Le Ba diminue du faciès B au faciès C. On remarque la même tendance pour Sr, Th, Cu et Ni. Rb et V augmentent du faciès A vers le faciès B, mais entre B et C la tendance est inversée. U est le seul élément qui montre une croissance régulière de teneur du faciès A vers les faciès B puis C. Ces constatations sont faites à partir

des moyennes arithmétiques des valeurs d'un nombre restreint d'échantillons, par conséquent, il faut rester prudent dans les interprétations, surtout quand l'écart entre des moyennes élevées est faible. C'est le cas du Rb où l'écart est de l'ordre de 10 pour des moyennes supérieures à 300. Les compositions normatives moyennes du faciès B et du faciès C ont été calculées par un procédé qui tient compte de la composition de la biotite et de la muscovite (TURPIN, à paraître). Les résultats obtenus (Tableau XX) font apparaître une certaine différence de proportion de minéraux entre les deux faciès, notamment en biotite et en anorthite.

	Quartz	FK	Albite	Anorthite	Sillimanite	Muscovite	Biotite	Hématite	Ilménite
(1)	30.91	23.66	28.23	2.53	0.73	5.31	8.06	0.31	0.07
(2)	31.65	23.95	28.83	1.86	0.80	5.77	6.40	0.40	0.14

Tableau XX - Comparaison entre le faciès B et C du granite de Vallorcine.

(1) Moyenne des compositions normatives du faciès B.

(2) Moyenne des compositions normatives du faciès C.

En effet, le faciès le plus évolué (le faciès C) est le plus appauvri en biotite et anorthite. Les autres variations que l'on peut observer dans ce tableau ne sont pas significatives.

### C.1.3. Les éléments majeurs

Les diagrammes  $Q_3-B_3-F_3$ , CC-AA-MM, SS-AC-MM, Or\*-MM\* de LA ROCHE, CHAURIS et STUSSI (1980)

Ces diagrammes sont utilisés pour faire un traitement graphique multivariable des données analytiques et discriminer les différentes associations de roches magmatiques. Dans certains cas, ils permettent également d'aboutir à une interprétation génétique.

Le diagramme  $Q_3-B_3-F_3$  (Fig. 28) dont les trois sommets coïncident respectivement au quartz, biotite et feldspaths permet d'une part de distinguer les associations subalcalines (ou monzogranitiques) et d'autre part de déterminer la nature des matériaux sources des granites (ignée ou sédimentaire). A ce diagramme on peut ajouter un quatrième pôle en position symétrique de la biotite par rapport au côté quartz-feldspaths. Entre ce pôle et le quartz, le point G figure l'assemblage de la muscovitisation deutérique des feldspaths alcalins.

Les deux autres diagrammes triangulaires (CC-AA-MM et SS-AC-MM) ont été tirés du système tétraédrique SS-AA-MM-CC (Fig. 25). Ces quatre sommets coïncident respectivement au quartz, annite, muscovite et phlogopite. Les feldspaths (orthose, albite et anorthite) sont à mi-chemin entre le pôle quartz et les pôles micas (l'orthose entre le quartz et la muscovite, l'albite entre le quartz et l'annite, et l'anorthite entre le quartz et la phlogopite). L'ensemble de ces phases minérales totalise tous les cations majeurs.

Les compositions du manteau supérieur lherzolitique et des magmas basaltiques qui en dérivent se situent à l'extérieur du volume du tétraèdre (Fig. 25). Avec la différenciation les compositions chimiques des magmas évoluent et se rapprochent du tétraèdre. Quand elles pénètrent (par la face SS-CC-AA) elles sont déjà proches de celle d'un granite. Plusieurs chemins sont possibles entre le tétraèdre et les magmas basaltiques suivant que ceux-ci sont alcalins ou calco-alcalins. La suite tholéitique n'atteint pas le tétraèdre. Des contaminations crustales peuvent se produire à différents stades de la différenciation et dans ce cas il y aura déviation par rapport aux lignes de différenciation. Pour les lignées alcaline et calco-alcaline la différenciation se poursuit jusqu'à atteindre une composition franchement granitique. Les chemins empruntés par ces deux lignées pourront être alors visualisés sur les deux triangles CC-AA-MM et SS-AC-MM pour faciliter la perception. Le premier est la projection polaire du tétraèdre à partir du quartz sur la face qui lui est opposée (base du tétraèdre), le second à partir du point albite sur une section interne passant par le pôle MM-SS et entre AA et CC. L'itinéraire poursuivi dans ces deux triangles par les associations des roches magmatique permettra alors de dire s'il s'agit d'une suite subalcaline, calco-alcaline ou alcaline.

#### Le triangle CC-AA-MM (Fig. 26)

Ce diagramme permet de discriminer une association alcaline d'une association calco-alcaline. En effet l'entrée de ces deux suites dans le triangle se fait par le côté AA-CC et à une certaine distance l'une de l'autre. La suite alcaline est plus proche du pôle AA (albite-annite) alors que l'autre se rapproche du pôle CC (anorthite-phlogopite). L'intérêt de ce diagramme, comme celui du suivant, ne se limite pas à cela mais permet également de différencier au sein d'associations de même dénomination si l'évolution a été continue ou discontinue et dans ce dernier cas de préciser, dans la mesure du possible, l'origine de cette discontinuité (phénomène deutérique, différence d'origine magmatique, etc...).

#### Le triangle SS-AC-MM (Fig. 27).

Il permet de distinguer une association calco-alcaline d'une association subalcaline ou alcaline sous-saturée. L'entrée de ces suites dans le tétraèdre est visualisée à partir du point albite sur la surface SS-AC-MM et se fait de chaque côté du point plagioclase entre celui-ci et le quartz ou le feldspath K. Ceci s'explique par le fractionnement précoce du quartz dans le cas d'un magma calco-alcalin et celui du feldspath potassique dans le cas d'un magma subalcalin.

#### Le diagramme x, Or\* -MM\* (Fig. 29).

Ce diagramme est également issu du tétraèdre SS-AA-MM-CC. Il met en évidence deux paramètres x et Or\*-MM\*. x est la distance, sur l'arête SS-MM entre le pôle SS et le plan passant par Ab, An et le point représentatif de la composition de la roche considérée, dans le tétraèdre. La valeur de x peut varier entre 0 et 60. P a une valeur de x = 28,67 et représente la composition du minimum melt du système haplogranitique à  $PH_2O = 5 Kb$  (d'après WINKLER, 1976. Or\*-MM\* mesure la distance qui

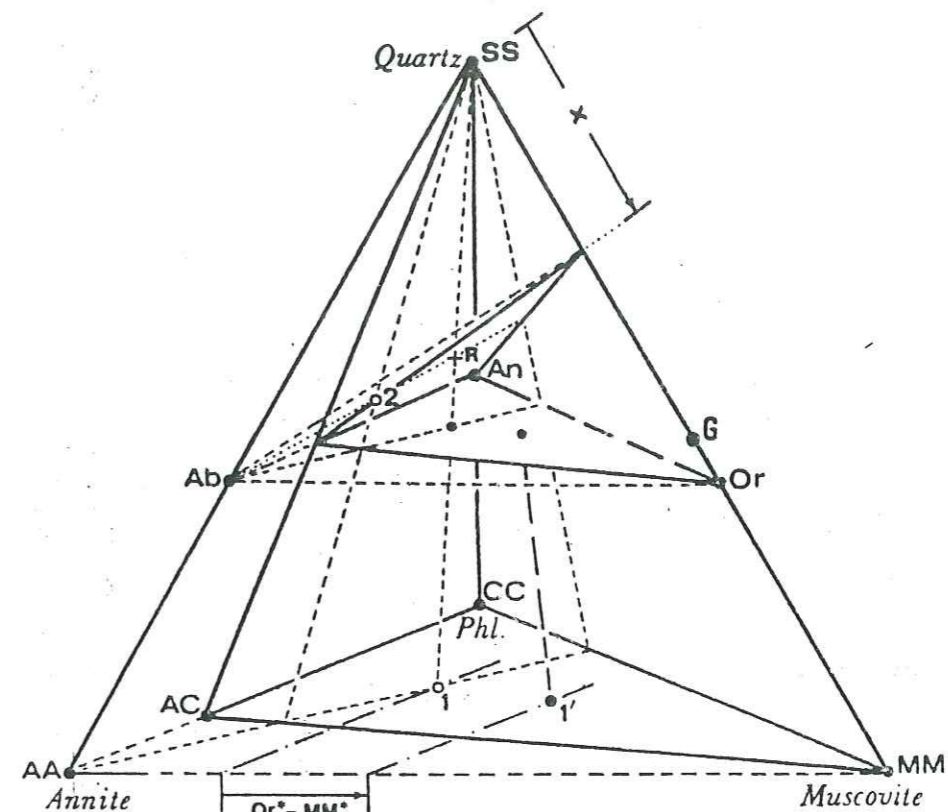


Figure 25 - Le tétraèdre SS-AA-CC-MM (LA ROCHE et al., 1981).

sépare les deux droites parallèles au côté AA-CC et passant, l'une par la projection du point représentatif de la composition de la roche, et l'autre par la projection du point représentatif de la fraction feldspathique normative de la roche à partir du même pôle SS sur CC-AA-MM. Les granitoïdes dits "alumineux" ont une valeur négative pour Or\*-MM\* et les granitoïdes dits "cafémiques" une valeur positive. Cette subdivision n'a pas cependant une signification précise pour le moment. Ce diagramme permet de discriminer toutes les lignées granitiques (alcaline, subalcaline, calco-alcaline, aluminopotassique). Il met également en évidence des phénomènes deutériques dans les granites : la muscovitisation du FK seul ou du F(K) et du plagioclase.

#### Le diagramme AB de DEBON et LEFORT (1983)

Il met en relation deux paramètres  $A = Al - (Na + K + 2Ca)$  et  $B = Fe + Mg + Ti$ . Les auteurs définissent deux domaines principaux : un domaine "peralumineux" et un domaine "métalumineux" qui se situent de chaque côté de l'abscisse  $x = 0$ , le premier dans la partie à  $A > 0$  et le second dans la partie à  $A < 0$ . Un troisième sous-domaine à cheval sur les deux premiers est celui des leucogranites qui constitue une étroite bande parallèle à l'axe A, de largeur  $B = 38,8$  (équivalent à 7% de bioti-



te). Les auteurs distinguent trois types d'associations magmatiques que l'on peut retrouver en fonction de leur répartition dans le diagramme AB. Ces trois associations sont :

- cafémique
- alumino-cafémique
- alumineux.

Le type cafémique se répartit essentiellement dans le secteur "métalumineux" avec un axe d'évolution à pente négative. Les faciès les plus felsiques peuvent cependant pénétrer dans le domaine peralumineux.

Le type alumino-cafémique se répartit principalement dans le secteur "peralumineux" avec toutefois un enracinement dans le secteur cafémique et un axe d'évolution à pente également négative.

Le type alumineux se localise exclusivement dans le secteur peralumineux et avec un axe d'évolution à pente positive ou légèrement négative. Les associations leucocrates et subleucocrates qui présentent un axe d'évolution vertical ou ne présentant pas une évolution caractéristique sont classées comme alumineuses. Les associations à axe d'évolution positif sont les plus typiques, leurs faciès les plus felsiques peuvent parfois se retrouver dans le domaine "métalumineux". Les caractéristiques minéralogiques de ce type d'association sont la présence de minéraux alumineux tels les silicates d'alumine, la cordiérite, la tourmaline, le grenat pyralspite, le topaze, etc... et l'absence de minéraux tels l'amphibole, le clinopyroxène, etc...

Des échantillons qui se trouvent dans le domaine peralumineux peuvent par conséquent appartenir à l'un des trois types d'association.

#### Les faciès principaux

Les trois faciès A, B et C se disposent en étages, le faciès C étant le plus bas, proche du côté AA-MM et le faciès A le plus haut en se rapprochant du pôle CC.

Le hiatus entre le faciès A d'une part et les faciès B et C d'autre part est net. Entre B et C, il n'est pas directement visible sur le diagramme. Au sein de chaque groupement il est possible de tracer des axes d'évolution, parallèles entre eux et perpendiculaires au côté AA-CC. Le faciès A est le plus calco-magnésien. La position des deux autres faciès par contre traduit la nature plus sodique des plagioclases et le caractère plus alumino-ferrifère de la biotite, ainsi qu'une proportion plus importante de feldspath potassique et/ou de muscovite.

#### Les faciès secondaires

Le faciès à grain fin de La Creusa montre une tendance plus franchement albitique, par rapport à l'ensemble des échantillons. Le microgranite non porphyroïde et le microgranite porphyroïde s'intègrent respectivement à l'ensemble des faciès A et C. Le faciès à pinite est le plus rapproché du côté AA-MM, il montre donc la tendance la moins calco-magnésienne. L'enclave s'associe à l'ensemble du faciès A.

Diagramme AA-CC-MM (Fig. 26)

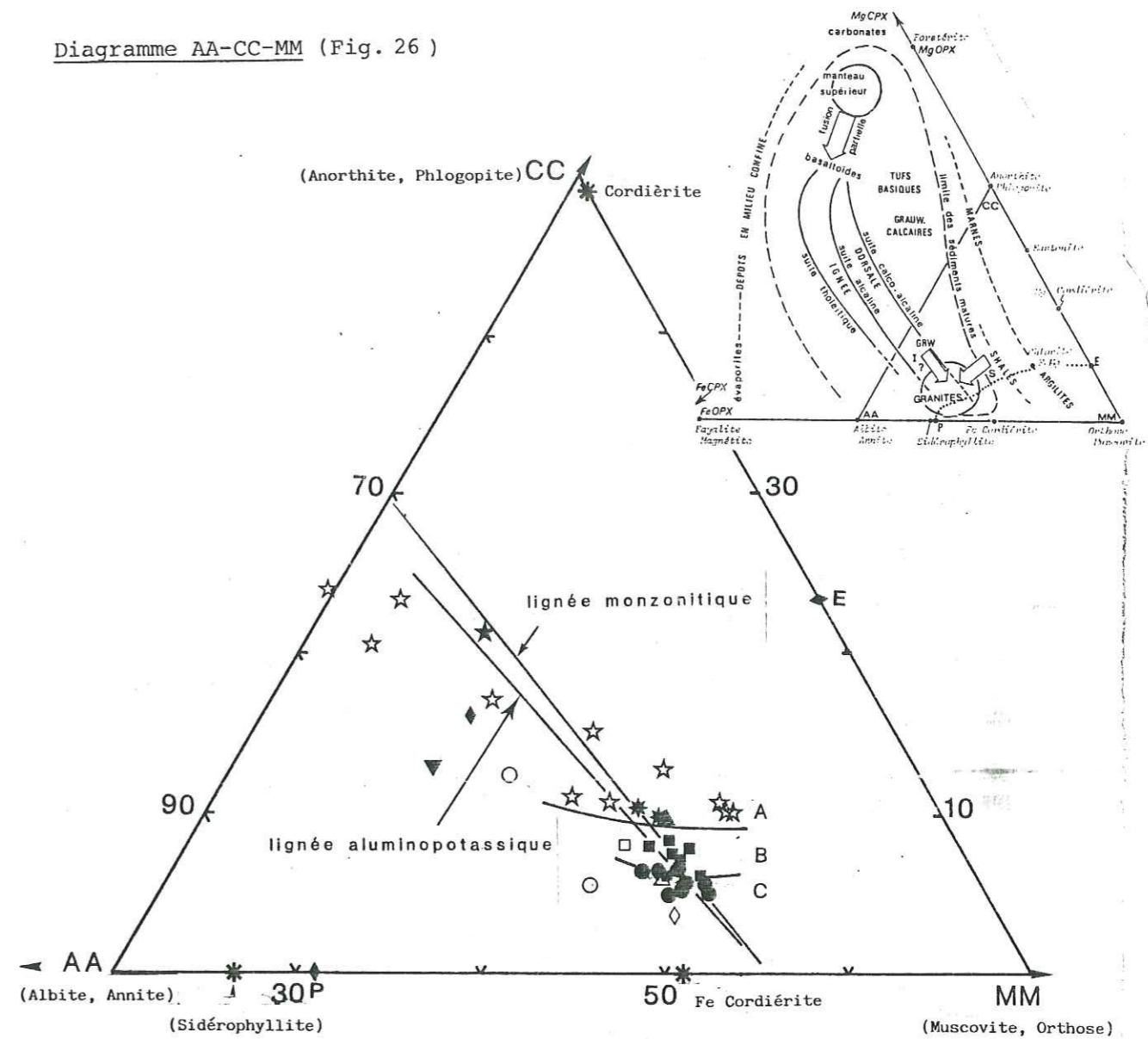


Fig. 26 - Les faciès du massif granitique de Vallorcine dans le triangle AA-CC-MM

Le faciès cataclasé à tourmaline fibreuse se localise sur l'axe d'évolution du faciès B mais en plus rapproché du côté AA-CC, c'est-à-dire une tendance plus ferrifère surtout, due à l'abondance de la tourmaline et peut être sodique due à la venue albitique syntectonique. Le granite écrasé et l'ultramylonite granitique se distribuent de part et d'autre de l'axe d'évolution du faciès A, l'ultramylonite du côté du pôle anorthite-phlogopite et le faciès écrasé du côté du pôle albite-annite. La tendance calco-magnésienne du premier est probablement due à des minéraux tardifs tels la calcite, la chlorite ou l'épidote. Ces minéraux ont été observés en lame mince (PONCERRY (1981)). La tendance du second est plutôt due à l'albite comme le confirme le diagramme  $Q_3 - B_3 - F_3$ .

Les faciès minéralisés en uranium s'intègrent bien dans l'ensemble du faciès A.

#### Diagramme SS-AC-MM

##### Les faciès principaux

La discontinuité entre les faciès est encore confirmée.

Les tendances silico-alkalines des faciès B et C et plagiobiotiques du faciès A ressortent très bien. En effet, les deux premiers constituent des groupements plus rapprochés du côté quartz-feldspath potassique

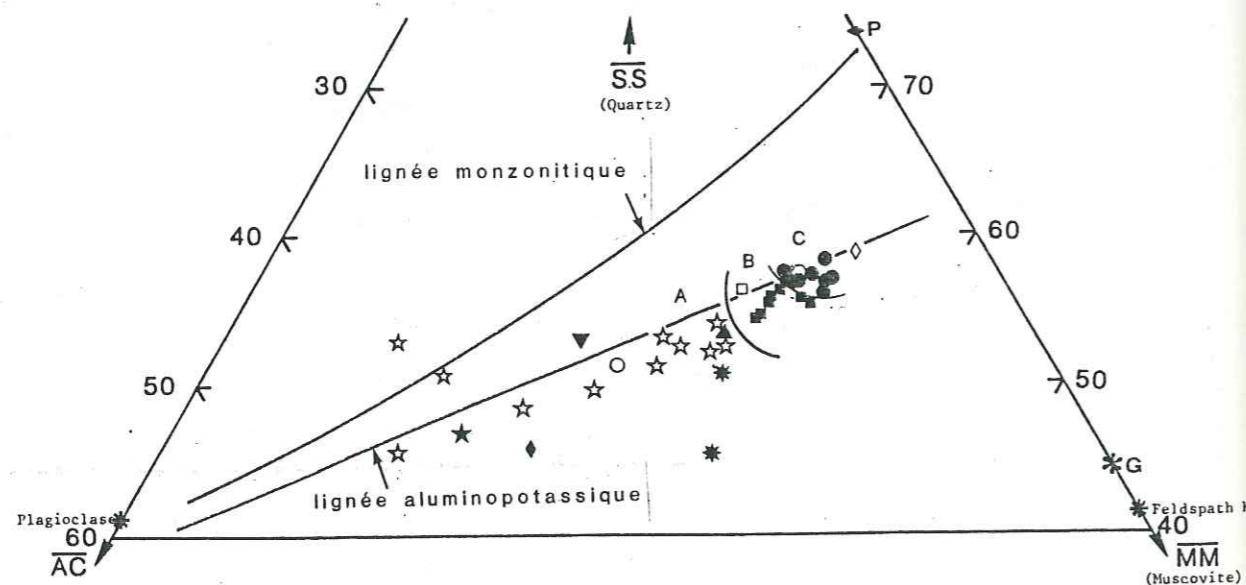


Figure 27 - Les faciès du massif granitique de Vallorcine dans le diagramme SS-AC-MM.

et légèrement décalés vers le pôle quartz par rapport à l'ensemble du faciès A. Entre B et C, il existe également une gradation à la fois par rapport au pôle quartz et, surtout par rapport au côté SS-MM. L'ensemble du faciès A dessine un alignement vers le côté plagioclase biotite. Cet alignement est sensiblement moins incliné que l'axe de la lignée monzonitique défini par LA ROCHE et al. (1980). Il suggère plutôt une tendance calcoalcaline qui est caractérisée par un axe d'évolution passant au-dessus du point plagioclase. Dans le cas du faciès A, nous n'avons pas suffisamment de points qui atteignent le côté AC-SS du triangle mais le prolongement de l'axe des points représentés passe au-dessus du point plagioclase.

##### Les faciès secondaires

Les deux faciès fins s'intègrent aux ensembles des faciès principaux, l'un à l'ensemble du faciès A et l'autre à l'ensemble du faciès C. Le microgranite porphyroïde se place à l'extrémité silico-alkaline de l'ensemble du faciès A alors que le non porphyroïde s'associe au faciès C. Le faciès à pinitite est le plus avancé en direction du côté SS-MM, c'est le faciès silico-alkalin, donc le plus différencié. L'enclave montre un léger appauvrissement en quartz par rapport au faciès A.

Le faciès cataclasé à tourmaline fibreuse montre encore une fois un certain écart par rapport à l'ensemble du faciès B, cet écart traduit un enrichissement en plagioclase. Les autres faciès cataclastiques ne montrent pas de discordance marquée vis-à-vis des faciès principaux, dans ce diagramme.

Les échantillons minéralisés s'éloignent du pôle quartz. Ceci est le résultat d'une simple dissolution du quartz que l'on a mise en évidence dans l'étude pétrographique.

#### Diagramme $Q_3 - B_3 - F_3$ (Fig. 28)

##### Les faciès principaux

Le faciès A se distingue des deux autres faciès principaux. Ceux-ci se localisent à l'extérieur du triangle et ont une position plus décalée vers le pôle muscovite par rapport au faciès A. Entre les faciès B et C la distinction est moins évidente à faire. Ils s'alignent tous les deux sur un axe d'évolution vertical caractéristique des leucogranites. Le faciès A forme par contre une lignée plus inclinée intersectant le côté  $Q_3 - F_3$  du triangle, en direction du pôle annite-phlogopite. Il traduit ainsi une plus grande richesse en minéraux ferro-magnésiens. Le champ du faciès A se superpose très bien à l'axe d'évolution de la lignée monzonitique défini par LA ROCHE et al. (1980). Ce faciès du granite de Vallorcine montre un état d'évolution plus avancé que celui du monzogranite des Ballons.

##### Les faciès secondaires

Le faciès à grain fin de la mine de La Creusa ne se démarque pas des faciès principaux dans ce diagramme. Celui de la carrière de Miéville, par contre, s'en éloigne en direction du pôle des feldspaths,

comme l'épisyénite, qui montre une tendance beaucoup plus marquée. Le microgranite non porphyroïde et le faciès à pinite sont les plus éloignés du triangle en direction du pôle muscovite. Le microgranite porphyroïde occupe par contre une position extrême dans la lignée du faciès A, l'enclave s'y intègre bien.

Le faciès cataclasé à tourmaline fibreuse de la carrière d'Emosson ne se démarque pas de l'ensemble des faciès porphyroïdes. Les faciès minéralisés en uranium ainsi que le granite écrasé montrent un enrichissement en feldspath ou une diminution en quartz. Pour les faciès minéralisés ces tendances se confirment par la présence de l'albite liée à la minéralisation uranifère et une dissolution du quartz à la suite de la cataclase précédant la minéralisation. Le granite écrasé, par contre, ne montre pas un appauvrissement en quartz sur les diagrammes précédents, sa position dans ce diagramme reflète uniquement son enrichissement en feldspath. L'ultramylonite granitique par contre se dirige en sens opposé vers le côté  $Q_3B_3$  et traduit ainsi un enrichissement en Si et Mg.

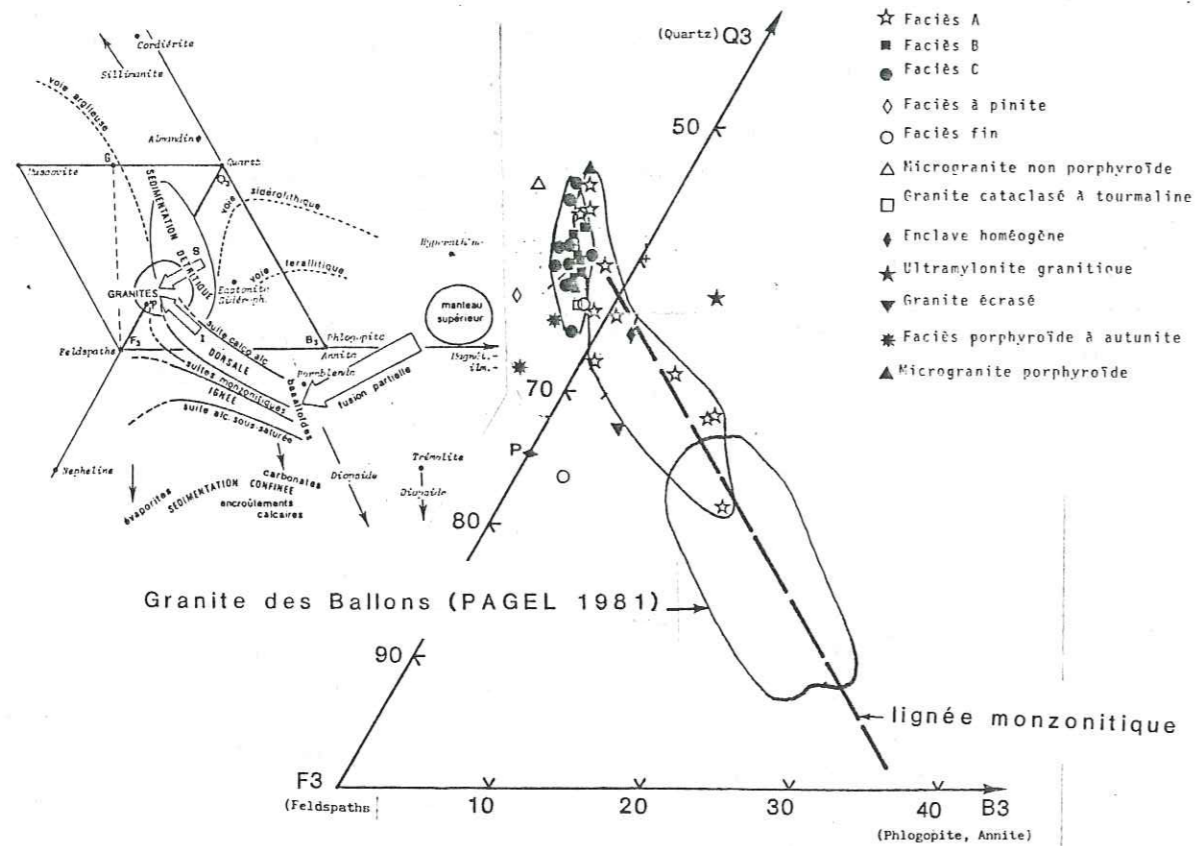


Figure 28 : Les faciès du massif granitique de Vallorcine dans le triangle  $Q_3-B_3-F_3$ . Le champ des monzogranites des Ballons (PAGEL, 1981) a été figuré pour comparaison.

Les points représentatifs du faciès A se rangent dans le domaine "cafémique" suivant une ligne incurvée qui s'enracine au niveau du champ du faciès B et s'achemine vers le domaine à faibles valeurs de x.

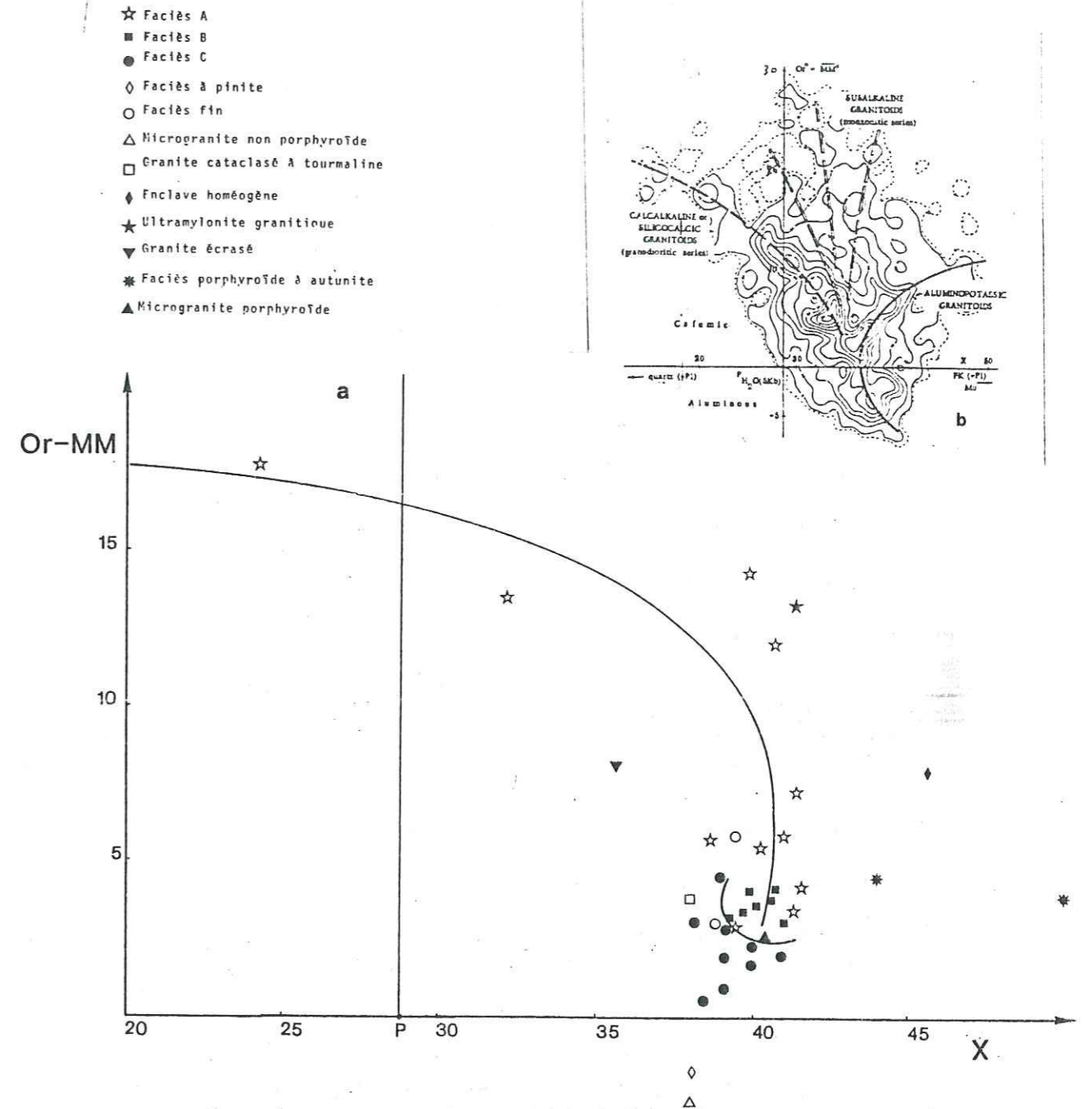


Fig. 29 a : Les faciès du granite de Vallorcine dans le diagramme Or\*-MM\* (LA ROCHE et al., 1980).  
b : Répartition des différentes familles magmatiques dans le diagramme Or\*-MM\* et domaine des granites uranifères français (LA ROCHE et al., 1980).

Cet arc s'apparente à l'échine calco-alcaline définie par LA ROCHE et al. (1980). Une remarque s'impose cependant. Tout en gardant à l'esprit la faible représentativité d'échantillons à forte valeur de  $Or^*-MM^*$ , on peut noter que l'arc d'évolution a un tracé plus verticalisé dans sa partie à valeur de  $x$  élevée. Ceci pourrait faire penser à une hybridation d'un magma calco-alcalin par un autre à tendance subalcaline. Quant aux faciès B et C, ils ne débordent pas non plus dans le domaine "alumineux". La valeur moyenne de  $Or^*-MM^*$  pour le faciès B est de l'ordre de 3,5, celle du faciès C est encore moins élevée. Ces deux faciès sont délimités entre eux par un arc de cercle dont la concavité est orientée vers le domaine à  $x$  élevé, rappelant ainsi les discontinuités chimiques entre les faciès d'un certain nombre de massifs granitiques du Massif Central français appartenant à la lignée alumino-potassique (LA ROCHE et al., 1980). Il est difficile de trancher définitivement, à partir de ce diagramme, si ces faciès s'apparentent à la lignée alumino-potassique, mais l'axe d'évolution semble plutôt se rabattre vers le domaine à  $x$  élevé et donc alumino-potassique pour résoudre ces problèmes. Un échantillonnage plus vaste serait nécessaire.

#### Les faciès secondaires

Le microgranite non porphyroïde et le faciès à pinite ont franchi l'axe à  $Or^*-MM = 0$  et se retrouvent dans le domaine "alumineux". Ceci traduit un enrichissement en muscovite. Tous les autres échantillons se trouvent dans le domaine caféinique. Ils sont donc caractérisés par une fraction feldspathique élevée.

Les échantillons minéralisés s'éloignent vers les  $x$  élevés sans variation notable de  $Or^*-MM^*$ . Le stock feldspathique est donc conservé. La déviation de ces points traduit la variation de la proportion du quartz. Elle résulte d'une dissolution post-tectonique du quartz.

Diagramme  $Al-(K + Na + 2Ca)/Fe + Mg + Ti$  (Fig. 30).

#### Les faciès principaux

Les trois faciès A, B et C se dispersent essentiellement dans le secteur peralumineux. Le premier occupe un champ plus vaste que les deux autres et montre un axe d'évolution à pente négative assez forte. Les éléments les plus différenciés de cet ensemble montent assez loin dans le domaine peralumineux.

Le faciès B a une position intermédiaire entre A et C, celui-ci a la plupart de ses points (7 sur 9) répartis dans la tranche des "leucogranites". Dans le faciès B, un seul point se retrouve dans cette branche. Les axes d'évolution de ces deux ensembles sont verticaux ou à pente légèrement positive, c'est-à-dire à tendances s'apparentant au type alumineux selon DEBON et LEFORT (1983). L'évolution des deux groupes A et B est donc très discordante par rapport à celle du groupe C.

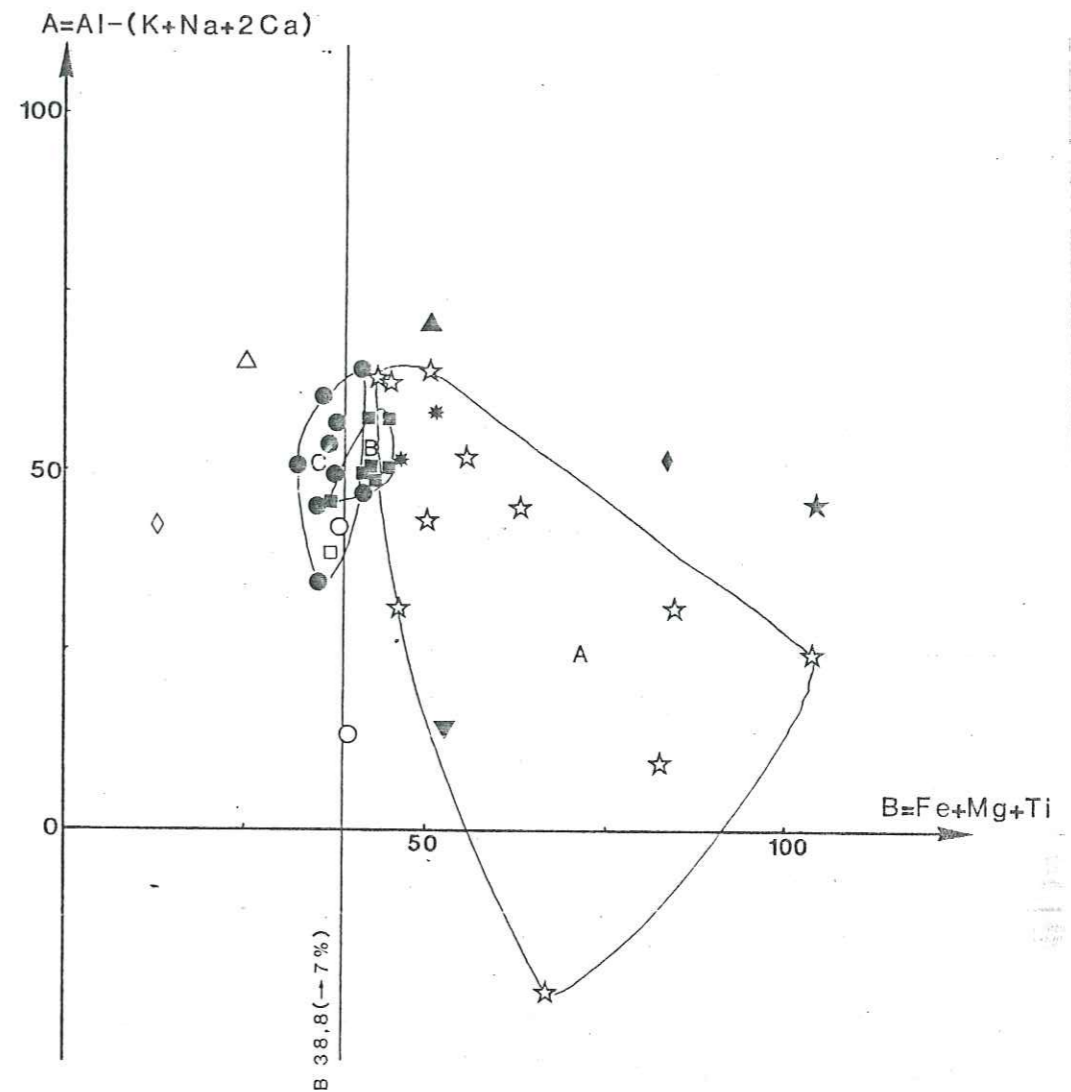


Fig. 30 - Les faciès du massif granitique de Vallorcine dans le diagramme AB de DEBON et LEFORT (1983).

#### Les faciès secondaires

Tous les faciès secondaires se localisent dans le domaine "peralumineux", dont deux se mettent au coeur du domaine des "leucogranites". Ce sont le faciès à pinite et le microgranite non porphyroïde. Ils montrent ainsi une évolution plus poussée et marquée par une abondance de muscovite.

#### C.1.4. Conclusion

##### Les faciès principaux

Le traitement des éléments majeurs par les diagrammes géochimiques a permis de séparer trois faciès principaux du granite de Vallorcine et de les situer par rapport aux lignées magmatiques principales reconnues.

Les faciès A, B et C sont les trois constituants majeurs du granite montrant respectivement les degrés d'évolution de plus en plus poussées.

Dans le diagramme AB (Fig. 30) il est clair que les faciès A et C n'ont absolument pas le même type d'évolution. Le faciès A évolue depuis des termes métalumineux et ferromagnésiens vers des termes moins ferromagnésiens et aussi alumineux que ceux du groupe C.

Le faciès C évolue à ferromagnésien constant et à alumine non feldspathisée croissante. Le faciès B constitue un faciès intermédiaire avec les échantillons les plus évolués du faciès A. Une même divergence entre les évolutions des groupes A et C se retrouve bien dans le diagramme AA-CC-MM (Fig. 26). Ainsi, ces deux types de diagramme nous conduisent à envisager deux types de souches magmatiques pour ces deux ensembles :

- une souche intermédiaire entre le subalcalin et le calcoalcalin (cf. diagramme SS-AC-MM et x, Or\*-MM\*) pour le faciès A ;

- une souche aluminopotassique pour le faciès C.

Le faciès B pourrait représenter un terme hybride entre les deux types de magmas. Un travail cartographique détaillé entre ces trois unités devrait permettre de préciser ces hypothèses.

##### Les faciès secondaires

Les microgranites semblent avoir chacun une relation avec les faciès principaux. En effet, dans les triangles tirés du tétraèdre, le microgranite porphyroïde et le microgranite non porphyroïde s'associent respectivement au faciès A et au faciès C. Dans les diagrammes qui séparent le pôle de la muscovite par rapport au FK, c'est-à-dire le  $Q_3-B_3-F_3$  et le Or\*-MM\* on peut observer les mêmes positions du microgranite porphyroïde par rapport à l'ensemble du faciès A que dans les autres diagrammes alors que le microgranite non porphyroïde montre un enrichissement en muscovite vis-à-vis de l'ensemble C. La position adoptée par cet échantillon dans ces deux diagrammes permet de conclure que l'enrichissement en muscovite est dû à la muscovitisation du feldspath potassique.

Notons cependant que PONCERRY (1981) décrit ces roches comme des faciès hypovolcaniques et postérieures au granite de Vallorcine, secant sur celui-ci et l'encaissant métamorphique. Le lien génétique avec le granite, s'il y en a un, reste à démontrer.

Les faciès fins ont une tendance plus sodique que les faciès principaux ainsi que le faciès cataclasé à tourmaline fibreuse vis-à-vis du faciès B. Le faciès à pinite est le plus silicoalcalin du granite de Vallorcine.

L'enclave montre un déficit en quartz par rapport au faciès A qui constitue son encaissant sur le terrain.

Le granite écrasé montre un certain enrichissement en soude par rapport à sa composition initiale. Quant à l'ultramylonite granitique, son enrichissement en quartz qui apparaît dans le  $Q_3-B_3-F_3$ , en Ca et Mg est dû à des circulations de fluides favorisées par la mylonitisation.

Les granites minéralisés en uranium montrent une tendance nette de perte de quartz et un enrichissement en soude.

#### C.1.5. Les éléments en traces

##### - Introduction

Les trois éléments traces qui font l'objet de ce paragraphe sont Ba, Rb et Sr. Leur comportement mutuel est examiné ainsi que vis-à-vis de certains éléments majeurs (K, Ca). Cela permet de justifier la subdivision du granite de Vallorcine en trois faciès et de conclure sur leurs relations génétiques.

##### - Comportement des éléments traces vis-à-vis du K et Ca

Rb et Ba ont une affinité pour le K à cause de leurs propriétés physiques et chimiques très semblables. Le Sr a surtout une affinité avec le Ca du plagioclase.

##### Rb

Le faciès A est caractérisé en moyenne par de plus faibles teneurs en Rb (270 ppm) ; les faciès B et C ont des teneurs équivalentes (310-320 ppm). Dans le diagramme K-Rb (Fig. 32) l'ensemble des échantillons des trois faciès montre une corrélation positive. Elle est sécante sur les droites à K/Rb constants, et varie entre 200 et 113. L'ensemble des points montre donc une déviation, vers les faibles valeurs K/Rb par rapport au "main trend" défini par SHAW (1968), c'est-à-dire dans le domaine de "PH trend" (Fig. 32). Quand on regarde dans le détail, on se rend compte que la droite de corrélation de l'ensemble des points est la résultante de trois axes d'alignement des points se rapportant chacun à un faciès du granite. Les points du faciès A s'alignent sur une droite à pente relativement forte, sécante sur la droite à K/Rb = 150. L'axe d'alignement des points du faciès B montre une légère corrélation négative entre le K et le Rb et ceci dans un domaine où K/Rb < 150. La plupart des points du faciès C se trouvent également dans ce domaine mais s'alignent suivant une droite à pente légèrement positive ou parallèle à l'axe des abscisses. Dans ce diagramme, il n'apparaît donc pas une évolution continue d'un faciès à l'autre du granite de Vallorcine, mais il existe cependant une forte superposition des différents faciès probablement à cause de l'augmentation de Rb à K subcontant due à la muscovitisation transgressant les faciès pétrographiques.

### Ba

Le Ba du faciès A n'a pas été dosé, on se limitera par conséquent aux deux faciès les plus évolués.

Le faciès B est nettement plus barifère ( $> 355$  ppm) que le faciès C ( $< 345$  ppm). Dans le diagramme K/Ba (Fig. 33) le rapport K/Ba varie entre 105 et 150 pour l'ensemble des échantillons. Celui du faciès B oscille entre 105 et 120 et celui du faciès C entre 120 et 150. Les deux faciès montrent deux axes d'évolution qui sont presque orthogonaux l'un par rapport à l'autre. La forte variation du potassium dans le faciès C (de 4% à 5% K) n'est pas liée à celle du Ba. Cet élément a donc deux comportements différents vis-à-vis du K dans le faciès B et C. On remarque également que la droite à  $K/Ba = 120$  est commune aux deux ensembles, elle joint l'une des deux extrémités des deux axes d'évolution caractérisant les deux faciès. Ce rapport de 120 constitue l'aboutissement de l'évolution au sein du faciès B et le point de départ de l'évolution au sein du faciès C. La tendance du groupe B évoque une droite de mélange entre le groupe C et peut-être le groupe A (qui étant moins différencié devrait être plus riche en Ba que les deux autres faciès) dont nous ne disposons malheureusement pas d'analyse.

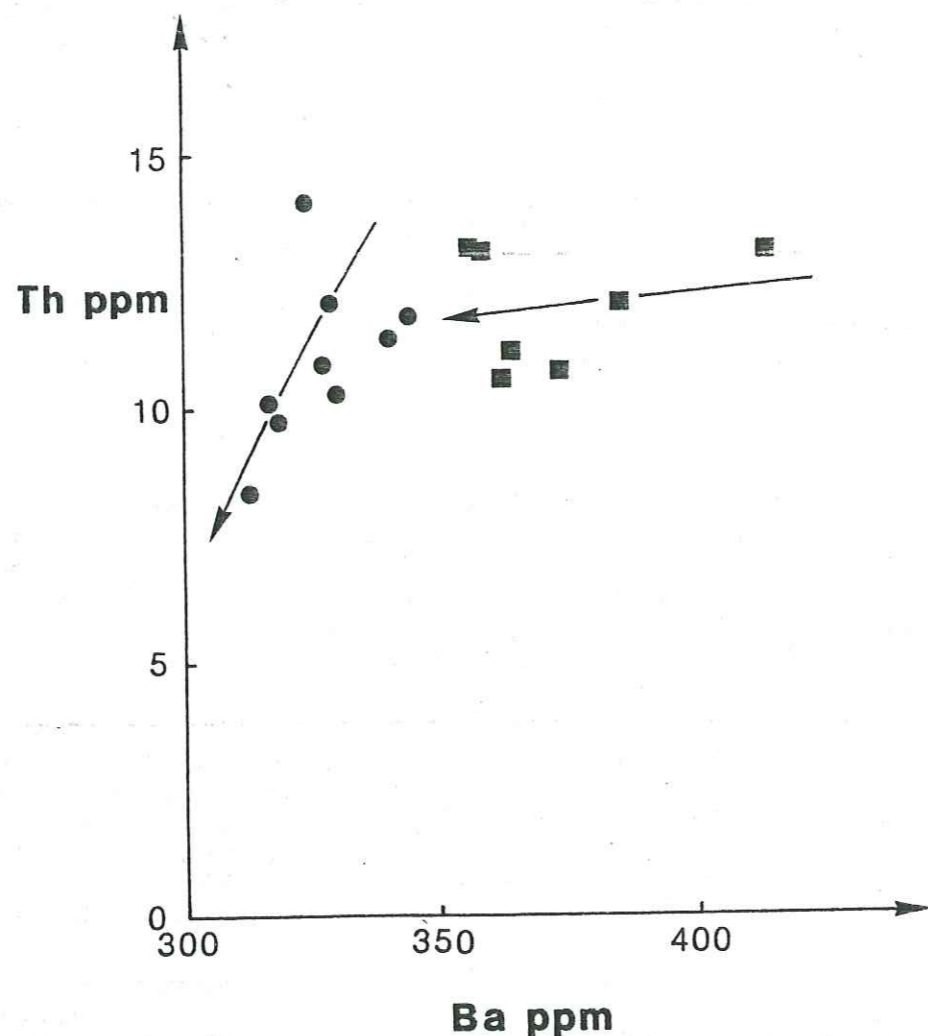


Fig. 31 - Les faciès B et C du granite dans le diagramme Th-Ba

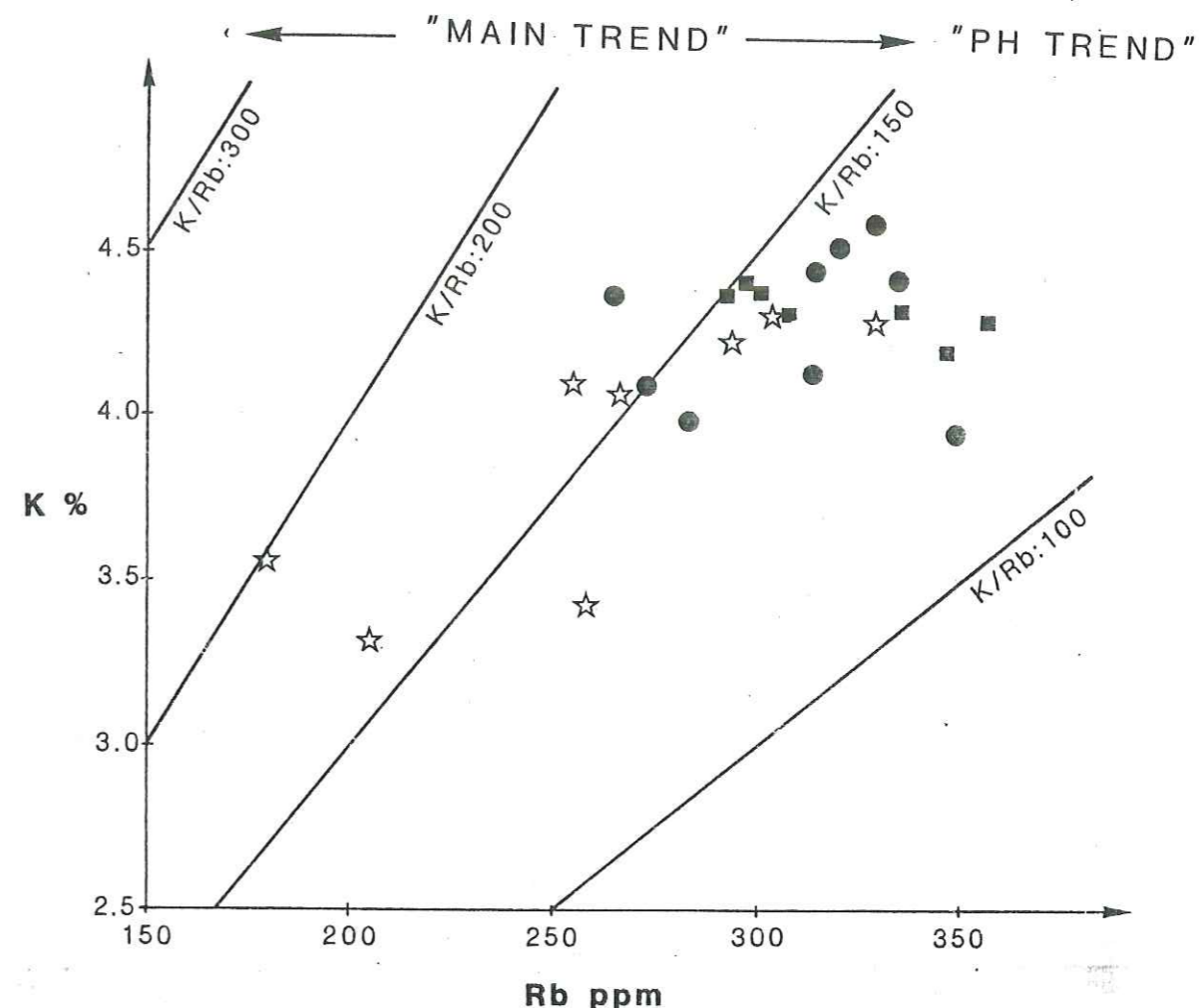


Fig. 32 - Distribution des faciès A, B et C du granite dans le diagramme K-Rb

### Sr

Les moyennes des teneurs en Sr des trois faciès montrent une décroissance du faciès A au faciès C, c'est-à-dire du faciès le moins différencié au faciès le plus différencié.

Le Sr se corrèle positivement avec le calcium (Fig. 33). Le faciès A se répartit dans le domaine Ca/Sr, élevé compris entre 50 et 150. Les rapports Ca/Sr des faciès B et C oscillent par contre entre 16 et 50. L'hypothèse du mélange entre une partie du faciès A et C pour donner le faciès B n'est pas rejetée par la disposition des points dans ce diagramme si l'on excepte le point le plus riche en calcium. Cependant la dispersion des points du faciès A ne permet pas d'en être certain.

On observe une certaine analogie entre le comportement de Th vis-à-vis de Ba et celui de K vis-à-vis de Ba. Dans le faciès C, Th montre une forte variation alors que Ba varie peu et se corrèlent positivement. L'inverse se retrouve dans le faciès B et il n'y a pas de corrélation.

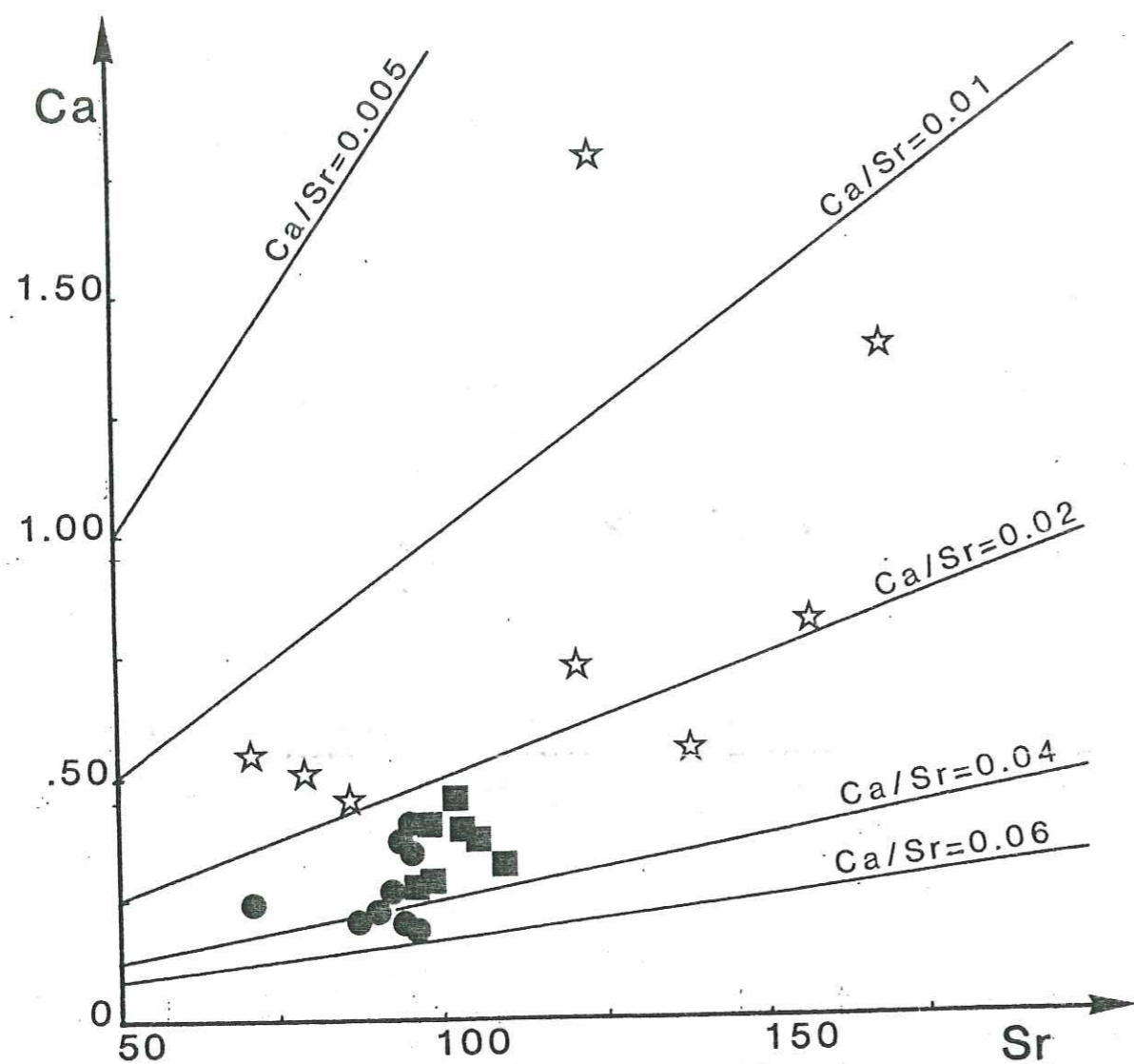


Fig. 33 - Relations de Ca et Sr dans les trois faciès du granite de Vallorcine.

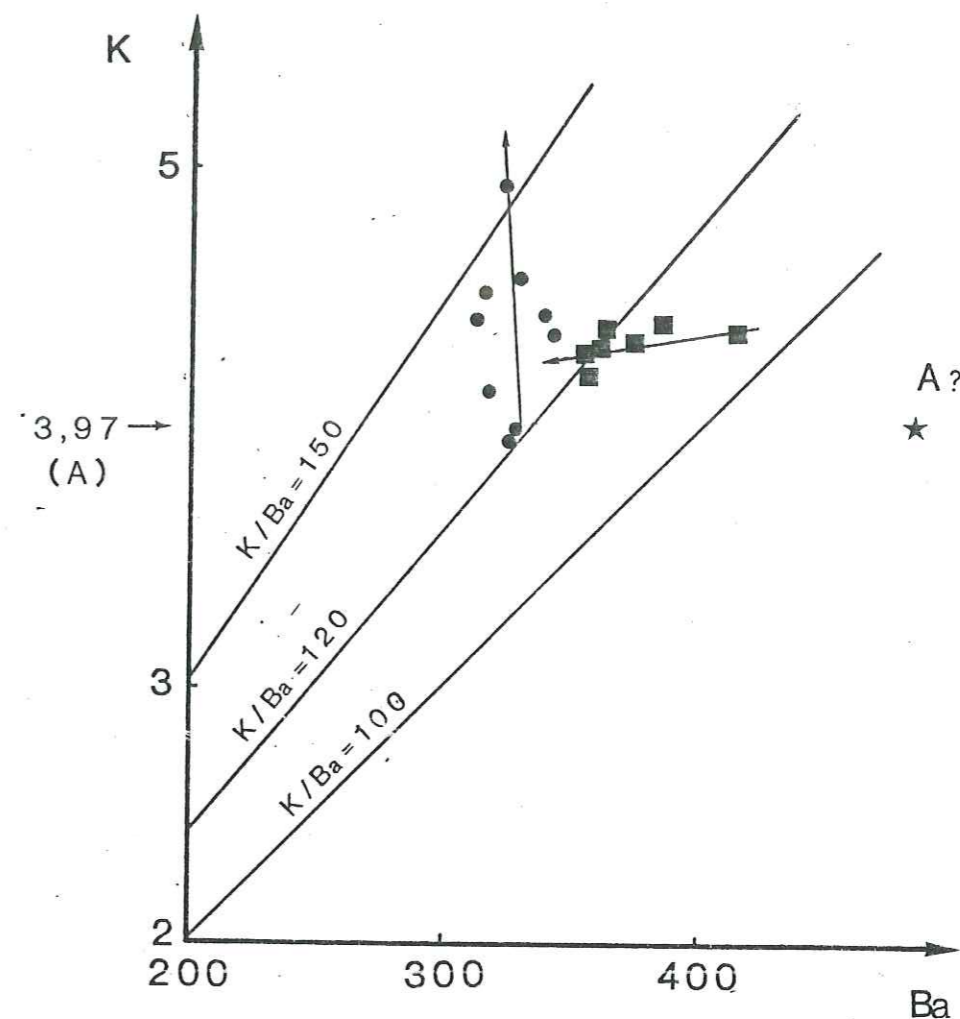


Fig. 34 - Distribution des faciès du granite dans le diagramme K-Ba

Dans le faciès C, Ba et Th diminuent conjointement au cours de l'évolution. Dans le faciès B, par contre, seul Ba décroît. Th est à peu près constant, mais à une teneur plus élevée que dans le faciès C.

-Comportement mutuel des éléments en traces

Rb-Sr

Trois tendances se dégagent dans le diagramme correspondant encore une fois aux trois faciès du granite. Le faciès A montre une corrélation négative assez forte entre le Rb et le Sr, c'est-à-dire dans le sens d'une augmentation de Rb/Sr : c'est la tendance granodioritique ou monzonitique de DUTHOU (1977). Les deux autres faciès montrent des corrélations plus modérées. Les faciès B et C montrent des variations importantes de Rb à Sr subconstant. Ces deux ensembles montrent par conséquent des tendances similaires à celles des leucogranites du Haut-Limousin (DUTHOU, 1977). Les trois faciès montrent encore une fois des évolutions distinctes. Cependant les fluctuations du rubidium sont à corrélérer avec la muscovitisation deutérique plutôt qu'aux variations magmatiques et ne sont donc pas discriminantes pour le découplage des lignées magmatiques.

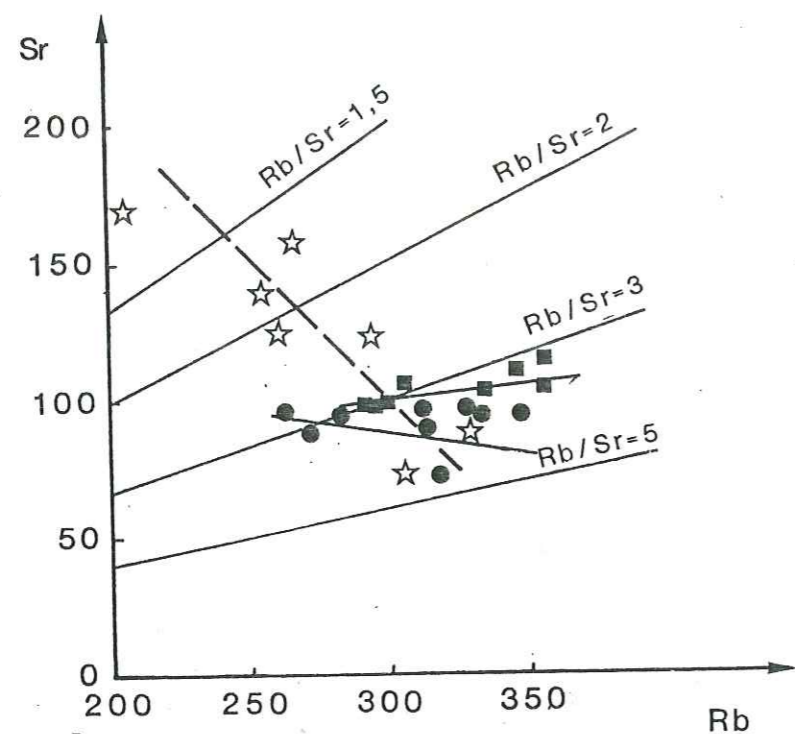


Fig. 35 - Les faciès A, B, C du granite de Vallorcine dans le diagramme Rb/Sr.

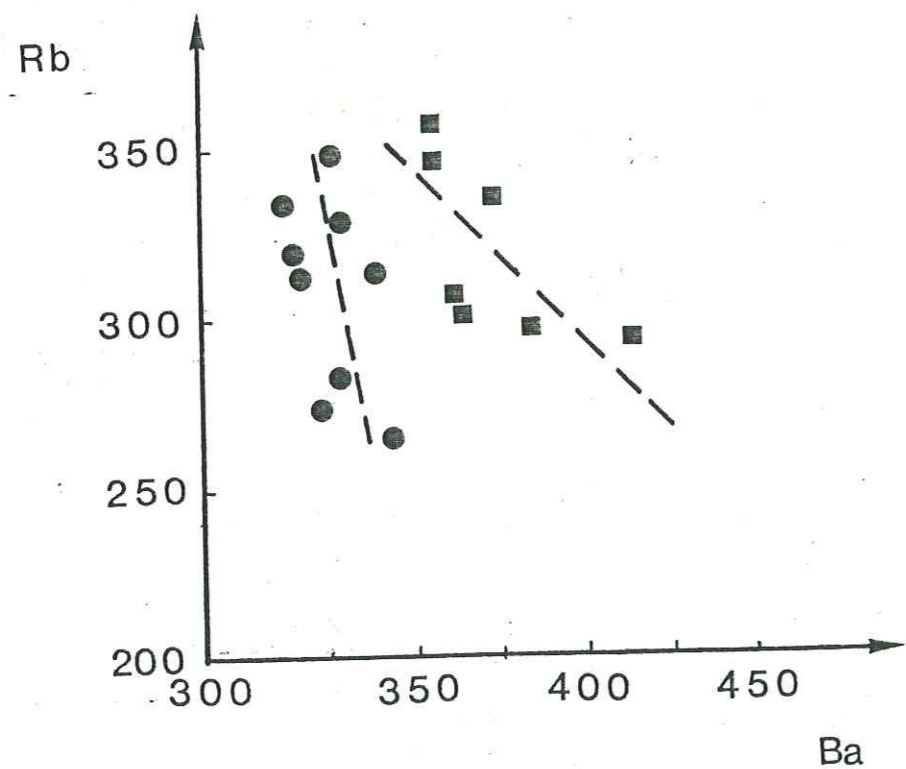


Fig. 36 - Les faciès B et C du granite de Vallorcine dans le diagramme Rb/Ba.

Rb-Ba

Les deux faciès B et C se distinguent nettement et montrent tous les deux des corrélations négatives entre Rb et Ba.

Ba-Sr

L'ensemble des points représentés dans le diagramme montre une corrélation positive comprise entre la droite Ba/Sr = 3,3 et 5. La partie inférieure de l'ensemble correspond au faciès C et la partie supérieure au faciès B qui montre une nette corrélation négative entre le Ba et le Sr. Dans l'ensemble du faciès C, par contre, il n'existe pas de corrélation.

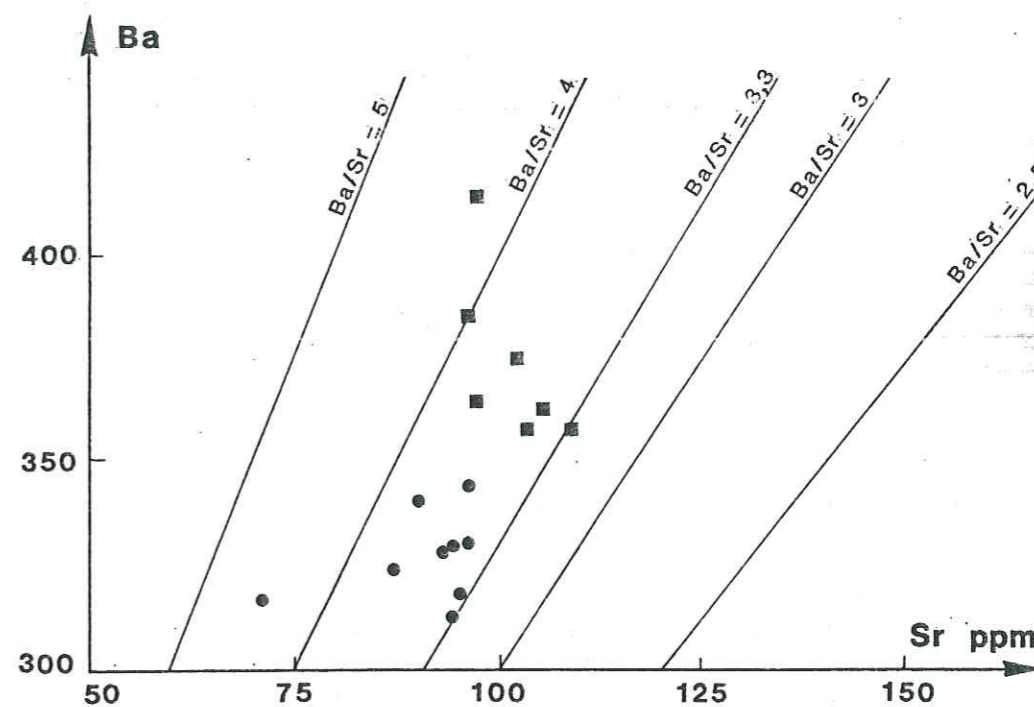


Fig. 37 - Répartition des faciès B et C du granite de Vallorcine dans le diagramme Ba/Sr.



**- Renseignements sur l'origine des granites à partir du comportement des éléments en traces**

SHAW (1968) a défini les différentes possibilités d'évolution du rapport K/Rb dans les roches ignées par rapport au "main trend" (tendance principale). Le "main trend" caractérise l'évolution magmatique normale des roches. Les autres tendances, c'est-à-dire la tendance pegmato-hydrothermale (PH) et la tendance des basaltes tholéitiques océaniques (OT) sont caractérisées par des rapports K/Rb respectivement faible et fort. Le manteau supérieur subocéanique, à partir duquel proviennent les tholéites, aurait un rapport K/Rb élevé caractéristique d'un matériel plus primitif que les roches les plus basiques de la croûte continentale. L'enrichissement du Rb par rapport au K est envisagé selon trois processus (SHAW, 1968):

- accumulation anormale de biotite (minéral à K/Rb faible)
- phénomène métasomatique par un fluide tardimagmatique
- cristallisation et soustraction de la hornblende (minéral à K/Rb élevé) dans le magma.

Dans le cas du granite de Vallorcine, à part le faciès A qui est à cheval sur les deux tendances, principale et pegmato-hydrothermale, les faciès B et C sont caractérisés par la tendance PH, c'est-à-dire des faciès qui ne proviennent pas d'une évolution magmatique directement issue du manteau supérieur ou de la base de la croûte continentale. Le faciès A, par contre, comme on peut le voir également dans le diagramme Or\*-MM\*, serait un produit d'origine mantellique ou basicrustal avec peut-être une contamination par matériel plus superficiel. Tout ceci est également confirmé dans le diagramme Rb-Sr. Le faciès A montre une forte augmentation du rapport Rb/Sr évoluant suivant la tendance granodioritique et monzonitique de DUTHOU (1977). Les autres faciès ont une variation du Rb plus importante que le Sr et montrent la tendance leucogranitique résultant principalement de la muscovitisation deutérique des feldspaths.

Si nous nous référons au tableau XIX en début du chapitre, on peut noter que l'élément Ba est celui qui caractérise le mieux la différence chimique existant entre le faciès B et le faciès C. Par ailleurs, tous les diagrammes binaires ci-dessus qui mettent en relation Ba avec un autre élément montrent systématiquement l'absence d'une continuité dans l'évolution du faciès B au faciès C. Cette discontinuité se marque soit par une divergence des tendances (diagrammes K/Ba, Th/Ba, Rb/Ba) soit par des regroupements des points indépendants (diagramme Ba/Sr).

Le diagramme Sr/Rb confirme également l'absence d'une évolution régulière entre les deux faciès évolués.

Les éléments en traces permettent donc de mettre clairement en évidence l'existence de discontinuité entre les deux faciès, à peine perceptible à partir des éléments majeurs. Le dosage de Ba du faciès A serait très intéressant pour préciser les relations entre ce faciès et le faciès B. Cependant, les diagrammes des éléments majeurs et certains diagrammes d'éléments en traces permettent d'affirmer l'existence d'une discontinuité géochimique.

**- Conclusions**

L'étude des éléments majeurs comme celle des traces permet d'aboutir à une subdivision du granite de Vallorcine en trois faciès. PONCERRY (1981) avait attribué une origine magmatique unique de type subalcalin alumineux au granite de Vallorcine. Il semble, d'après cette étude, qu'il existe une composante d'origine profonde pour le faciès le moins évolué. Les faciès les plus évolués s'en détachent et excluent l'hypothèse d'une différenciation normale à partir d'un magma unique. Le faciès B pourrait représenter un faciès hybride entre le faciès A et C, ceci est en particulier visible dans les diagrammes AB, CC-AA-MM ?

Sur le terrain, les différents faciès géochimiques définissent une structure zonaire concentrique avec, au coeur, le faciès le plus différencié (faciès C) et en périphérie le faciès le moins différencié (faciès A) (Fig. 38). On pourra, par conséquent, admettre que le granite de Vallorcine ne consiste pas en une simple intrusion dans l'encaissant métamorphique des Aiguilles Rouges mais plutôt une succession d'intrusions de faciès de plus en plus différenciés. L'intercalation du faciès B entre les faciès A et C est compatible également avec l'hypothèse d'hybridation de deux magmas. L'idée d'une intrusion simple du granite de Vallorcine a été déjà contestée par CARME (1970). Celui-ci avait émis l'hypothèse d'une "leucogranitisation métasomatique" de zone tectonisée qui aurait abouti à la cicatrization du contact granite-encaissant par un leucogranite aplitique à grandes taches de pinitite. Nous n'avons pas abordé l'étude des relations entre ce faciès, encore plus différencié, et les faciès porphyroïdes.

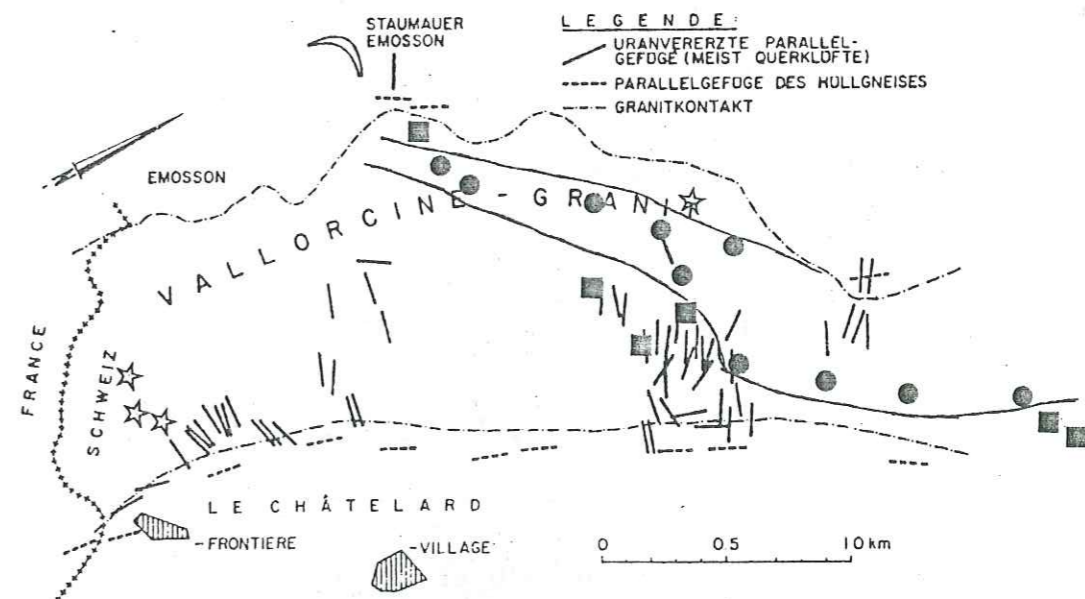


Fig. 38 - Zonalité géochimique du granite de Vallorcine entre La Gueula et Finhaut (ce travail).

La répartition de l'uranium dans le faciès du granite de Vallorcine respecte la zonalité géochimique définie plus haut. Les variations de teneur sont donc d'origine magmatique. LABHART et RYBACH (1972) avaient obtenu, sur une coupe NW-SE du granite de Vallorcine, au niveau de Le Chatelard, une distribution de l'uranium très comparable à la coupe SW-NE (Fig. 39). Ils ont donné une explication de cette répartition en invoquant un phénomène combiné de migration et de diffusion de l'U et du Th du coeur vers la périphérie du granite. La mise en évidence de l'existence de faciès à potentiels uranifères différents nécessite la révision d'une telle argumentation.

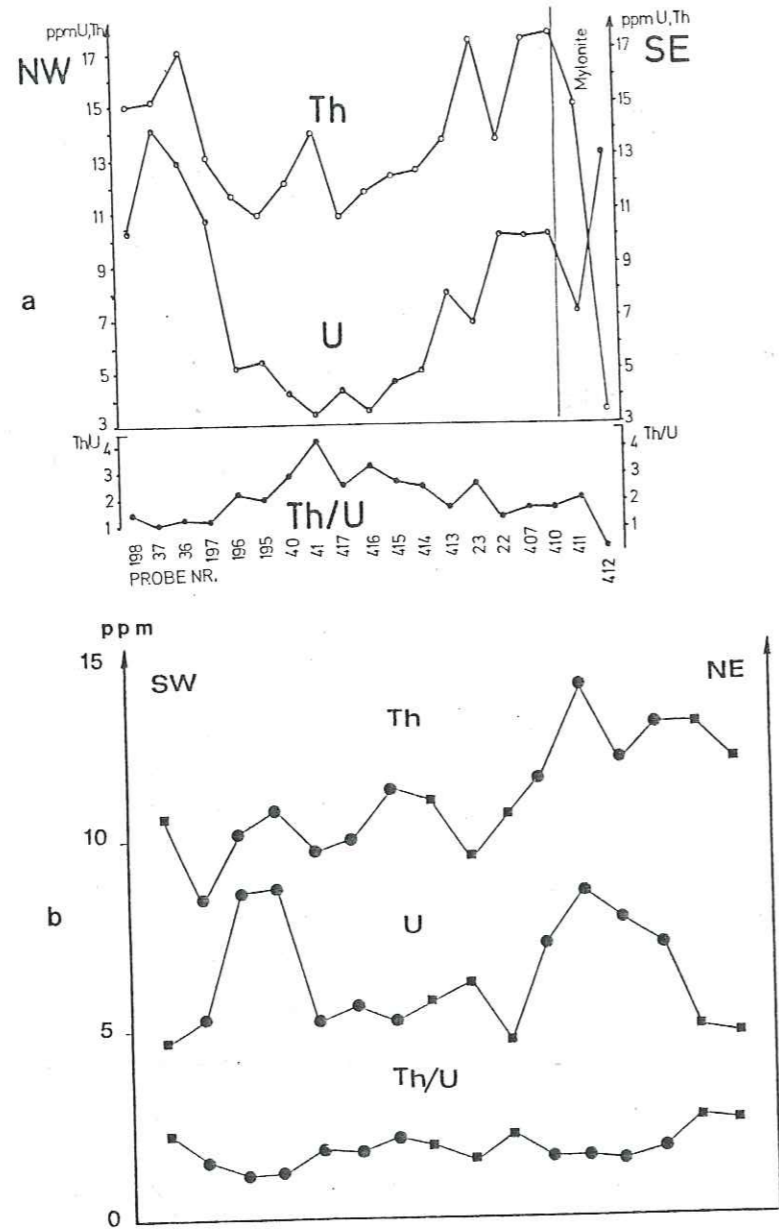


Fig. 39 a : Distribution de l'U et du Th à travers une coupe NW-SE du granite de Vallorcine au niveau de Le Chatelard (d'après LABHART et RYBACH, 1972).  
b : Distribution de l'U et du Th à travers une coupe SW-NE du granite de Vallorcine, allant de La Gueula à Finhaut (ce travail).

## C.2. L'encaissant métamorphique

### C.2.1. Introduction

Nous avons déjà rappelé les différents faciès qui composent la série polymétamorphique des Aiguilles Rouges et la présence, autour de La Creusa, de trois formations appartenant à cette même série (chapitre Pétrographie). Pour établir une comparaison entre la série des Aiguilles Rouges, représentée par l'échantillonnage de BELLIERE (1958), et nos échantillons qui représentent la formation de La Creusa et l'encaissant métamorphique au contact du granite lui-même, nous commençons par l'étude géochimique des premiers et terminons par les derniers. BELLIERE a sélectionné dans ses études géochimiques les roches quartzo-feldspathiques plus ou moins micacées, les moins chloritisées. Par contre, en ce qui concerne la série de La Creusa, tous les faciès importants sont représentés. Les autres échantillons qui correspondent probablement aux formations sous-jacentes de la formation de La Creusa représentent les faciès les plus fréquents. La chloritisation de la biotite et la séricitisation des plagioclases sont fréquentes dans la plupart des échantillons.

Les diagrammes géochimiques qui sont utilisés sont ceux de DE LA ROCHE (1968) et MOINE (1975) pour les éléments majeurs et des diagrammes binaires simples pour les éléments traces.

### C.2.2. Les éléments majeurs

#### - Les diagrammes géochimiques

Quatre diagrammes géochimiques sont utilisés pour l'étude de l'encaissant métamorphique du granite de Vallorcine. Leur vocation première est la reconstitution sédimentologique de séries sédimentaires. Ils peuvent également être appliqués à des études de séries sédimentaires métamorphisées, n'ayant pas subi de transfert important de matière. Les travaux de MOINE (1971) en sont une illustration. Dans le cas de la série des Aiguilles Rouges, les travaux de BELLIERE (1958) montrent que nous sommes en présence d'une série à dominante gneissique et micaschisteuse. Les autres faciès (calcaires, amphibolites, etc...) représentent un faible volume dans l'ensemble. Cette série métamorphique a été le siège d'une endomigmatisation (faible taux de fusion partielle), impliquant une mobilité chimique interne élevée dans la partie occidentale, c'est-à-dire dans les gneiss du type "Lac Cornu" et une mobilité beaucoup plus faible dans la partie orientale : dans les gneiss de type "Chesserys". Cette migmatitisation ne se produit pas partout et de manière homogène dans chacune des parties. La composition originelle est donc conservée dans certains niveaux non migmatitisés. La formation de La Creusa est exempte de migmatitisation. La chloritisation des biotites et la séricitisation des plagioclases, partielles et tardives n'engendrent pas une modification importante de la composition chimique initiale des roches et peuvent être détectées par les diagrammes qui nous permettent simultanément de déterminer la nature originelle des roches métamorphiques et d'évaluer les modifications survenues lors de la migmatitisation.

Deux diagrammes spécialement conçus par MOINE (1969) pour lever l'indétermination sur l'origine para ou ortho des faciès amphiboliques et pyroxéniques sont également utilisés.

Diagramme (Al/3 - K)/(Al/3 - Na) (LA ROCHE, 1968)

C'est un diagramme rectangulaire qui considère les trois éléments Al, Na et K et permet de discriminer, d'une part les roches sédimentaires des roches ignées, et d'autre part les sédiments matures des sédiments immatures. Le choix de ces éléments a été fait à cause de la différence des comportements de Na et K vis-à-vis de l'Al dans les roches magmatiques, dans les roches sédimentaires et lors de l'altération météorique.

Les roches ignées se placent donc dans le domaine à Al/3-Na négatif et les roches sédimentaires dans le domaine à Al/3-Na positif. Les sédiments immatures adoptent une position intermédiaire, il existe cependant des domaines de recouvrement entre le domaine des roches ignées et celui des roches détritiques.

Diagramme (Na/Al)/(K/Al) (MOINE, 1975)

Ce diagramme fait abstraction du quartz. Il est destiné à analyser la nature de la fraction feldspathique et à peser son importance vis-à-vis de la fraction argileuse.

Diagramme Si/3 - (Na + K)/Al - (Na + K) (MOINE, 1975)

Ce diagramme permet de classer les formations détritiques suivant les proportions de quartz, de feldspaths alcalins (et/ou de biotite) et des minéraux argileux.

Diagramme (Fe + Mg)/(Al - Na) ; K/(Al - Na) (MOINE, 1975)

Il permet de donner la composition théorique de la phase argileuse après avoir éliminé le quartz et l'albite.

Diagramme (Al + Fe + Ti)/3 - K/(Al + Fe + Ti)/3 - Na (MOINE, 1969)

Ce diagramme a été conçu spécialement pour déterminer l'origine para ou ortho des amphibolites. Il rappelle de beaucoup le premier diagramme (Al/3 - Na)/(Al/3 - Na) mais tient compte en plus des éléments sidérophiles, c'est-à-dire du Fe et du Ti qui caractérisent les roches ignées basiques. Par définition, les amphibolites sont des roches à hornblende et plagioclases avec souvent des pyroxènes, épidotes, grenat, biotite ou quartz en petites quantités, et accessoirement des minéraux tels l'apatite, sphène, opaques, etc... Les proportions des deux premiers minéraux étant de loin les plus importantes, avec une prédominance de la hornblende sur les plagioclases, on peut assimiler les amphibolites à des associations de hornblende et de plagioclases intermédiaires. Vue la position des hornblendes métamorphiques (trémolite, tschermakite, édénite, richtérite) dans le diagramme, cette association avec les plagioclases (et par conséquent les amphibolites) adopte une position nettement différente de celles des roches argilo-carbonatées ou arkoses carbonatées.

Il existe cependant une zone étroite de recouvrement entre les amphibolites et les grauwackes.

Diagramme Al + Fe + Ti / Ca + Mg

Ce diagramme a la même vocation que le précédent, mais il est spécialement adapté pour la discrimination des grauwackes dolomitiques des amphibolites. Les grauwackes ont des valeurs plus faibles de Al + Fe + Ti et Ca + Mg que celles des roches ignées basiques. Cependant le deuxième paramètre peut être augmenté par une charge carbonatée des grauwackes alors que le premier reste toujours inférieur aux roches basiques ignées. Ainsi, le champ des grauwackes sera limité à une bande qui se maintiendra toujours à un niveau en-dessous des champs des roches basaltiques.

**- Brefs rappels des travaux de BELLIERE (1958) sur la géochimie de la série des Aiguilles rouges**

Sur le plan géochimique, les travaux de BELLIERE se limitent à un bref commentaire de représentation des données analytiques dans un diagramme triangulaire al-fm-alk dû à P. MICHOT. Il conclut que les faciès quartzofeldspathiques et micacés, aussi bien des gneiss type "Cheserys" que du type "Lac Cornu", ont des compositions qui s'échelonnent entre des sédiments argileux et arkosiques. Il confirme également par ces mêmes représentations la similitude entre les faciès de la série des Aiguilles Rouges et ceux de la Montagne Noire (ROQUES, 1941) et de Staranger, en Norvège (GOLDSCHMIDT, 1921).

**- Reprise des données analytiques des échantillons de BELLIERE (1958) dans les diagrammes géochimiques précédents**

L'ensemble des échantillons de type "Lac Cornu" et de type "Cheserys" est reporté dans les diagrammes suivants.

Le diagramme (Al/3 - Na)/(Al/3 - K) (Fig. 40)

La plupart des points se répartissent autour de l'origine du diagramme, à cheval sur le domaine des roches détritiques et le domaine des roches ignées. Le caractère sodique est dominant dans l'ensemble, sauf pour le micaschiste qui se localise dans le domaine des shales (K > Na).

En se référant aux études pétrographiques faites par BELLIERE (1958), il est possible d'individualiser cinq ensembles :

- un premier ensemble qui se localise franchement dans le domaine des roches ignées ;

- un deuxième ensemble proche de l'origine du diagramme, avec cependant une tendance marquée vers le domaine des roches ignées ;

- un troisième ensemble qui gravite également autour de l'origine et qui montre une dérive vers le domaine des roches ignées, à tendance plus potassique, avec un enracinement dans le domaine sédimentaire ;

- un quatrième ensemble qui se positionne dans le domaine des roches détritiques immatures, grauwackeux ;

- Micaschiste
- Gneiss homogène
- Gneiss rubané
- Gneiss rubano-lenticulaire
- △ Roche granitique massive
- Gneiss granitique

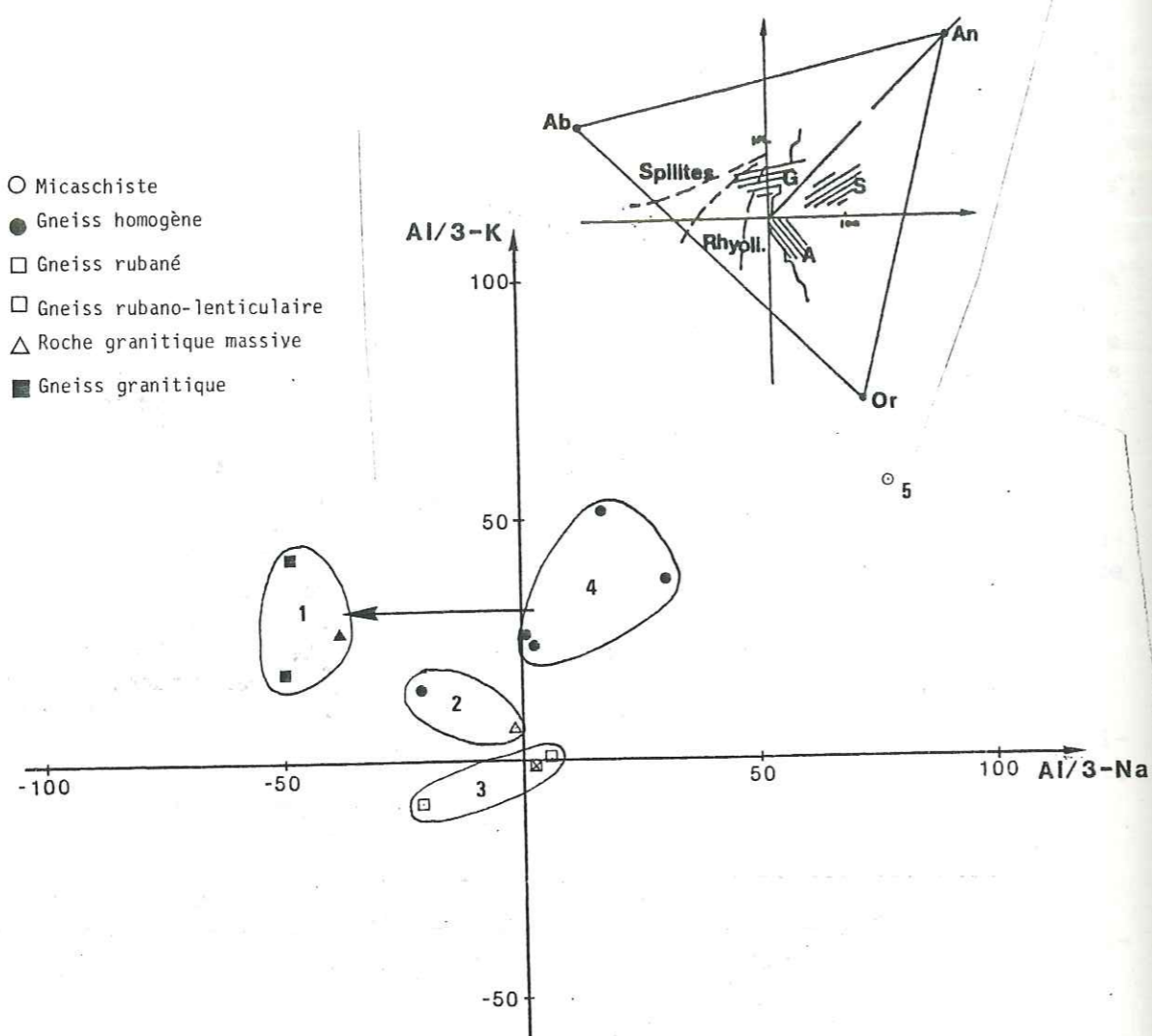


Fig. 40 - Répartition des gneiss types "Cheserys" et des gneiss type "Lac Cornu" dans le diagramme  $(Al/3-K)/(Al/3-Na)$

- et enfin, un cinquième ensemble qui compte l'unique échantillon de micaschiste et qui correspond à un ancien shale.

Le premier ensemble est constitué de faciès à tendance granitique ou leptynitique. Les premiers ont été le siège d'une mobilité chimique intense, conduisant à des faciès d'homogénéisation et un début de granitisation, voire à des individualités anatectiques. Ces gneiss granitiques peuvent être observés au contact de gneiss biotitiques ordinaires (gneiss homogènes) et semblent en dériver. Les faciès plus argileux (micaschistes), par contre, conservent toujours leur individualité vis-à-vis de ces gneiss granitiques. Les faciès leptynitiques ont été observés dans un environnement dépourvu de tout indice de migmatisation. Les deux types de faciès igné de cet ensemble proviennent donc de deux origines différentes :

- granitisation d'anciens gneiss
- mise en place de roche magmatique acide.

Le deuxième ensemble regroupe un faciès à tendance granitique isotrope et un autre à structure gneissique.

Sur le terrain, le premier apparaît au sein des gneiss, comme une relique, et présente une texture de roche éruptive typique. Il acquiert progressivement une structure gneissique.

Le troisième ensemble est constitué d'un gneiss rubano-lenticulaire et de gneiss rubanés dont l'un correspond à un ruban biotitique et l'autre à un ruban leucocrate. Rappelons que d'après BELLIERE (1958) les gneiss rubano-lenticulaires sont le produit d'homogénéisation d'une série rubanée ou litée. On peut donc considérer que la composition chimique du gneiss rubano-lenticulaire correspond à une moyenne de la composition des bancs leucocrates et des bancs biotitiques sombres.

Le gneiss rubano-lenticulaire se localise à la limite du domaine des arkoses, alors que les deux autres montrent une dérive, l'un vers le domaine des roches détritiques (ruban sombre), l'autre vers celui des roches ignées (ruban leucocrate). Cette situation traduit donc un enrichissement en alcalins (K et Na) dans le ruban leucocrate et un appauvrissement dans le ruban sombre. Elle témoigne d'une migration interne d'éléments d'un banc à un autre lors de la différenciation métamorphique.

Le quatrième ensemble compte quatre échantillons. Les deux qui se localisent proche de l'axe des ordonnées sont plus feldspathiques, alors que les autres montrent une plus grande richesse en biotite ± muscovite. Ce sont des méta-grauwackes avec une contribution argileuse originelle plus importante dans les deux derniers. Ils constituent les substrats des gneiss granitiques d'origine anatectique.

Le dernier ensemble correspond à un métashale ordinaire et semble traduire un paléoenvironnement de moins en moins agité.

#### Le diagramme $(Na/Al)/(K/Al)$ (fig. 41)

La plupart des échantillons se localisent également dans le domaine sodique ( $Na/K > 1$ ). Les gneiss granitiques et la leptynite ont les rapports les plus élevés (entre 2 et 3). La proportion des alcalins vis-à-vis de Al est également élevée ( $Na + K/Al \sim 0,7$  à  $0,8$ ). Ils témoignent donc d'une dominance feldspathique sur les autres minéraux, avec une prépondérance de l'albite sur le feldspath K. Les deuxième et troisième ensemble ont également un rapport  $Na + K/Al$  élevé, mais  $Na/K$  est nettement plus faible. Cela implique que les feldspaths sont toujours dominants mais la part du feldspath K augmente. Remarquons que l'ensemble des gneiss rubanés et rubano-lenticulaire s'enracine dans le domaine des arkoses. Dans les grauwackes  $Na + K/Al$  régresse mais  $Na/K$  reste à peu près le même que dans les faciès précédents. Ce regain en aluminium traduit donc une diminution des feldspaths au profit des phases argileuses. Le mica-schiste présente les plus faibles valeurs de  $Na/K$  et de  $Na+K/Al$ . Il est essentiellement argileux et potassique.

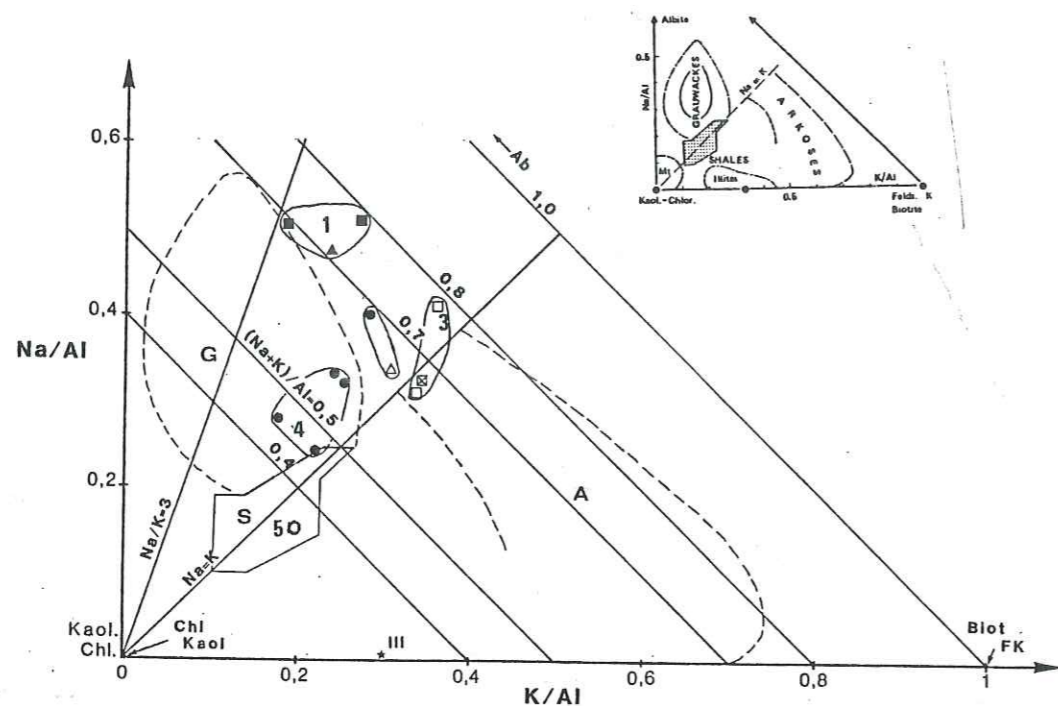


Fig. 41 - Répartition de gneiss type "Cheserys" et "Lac Cornu" dans le diagramme Na/Al K/Al

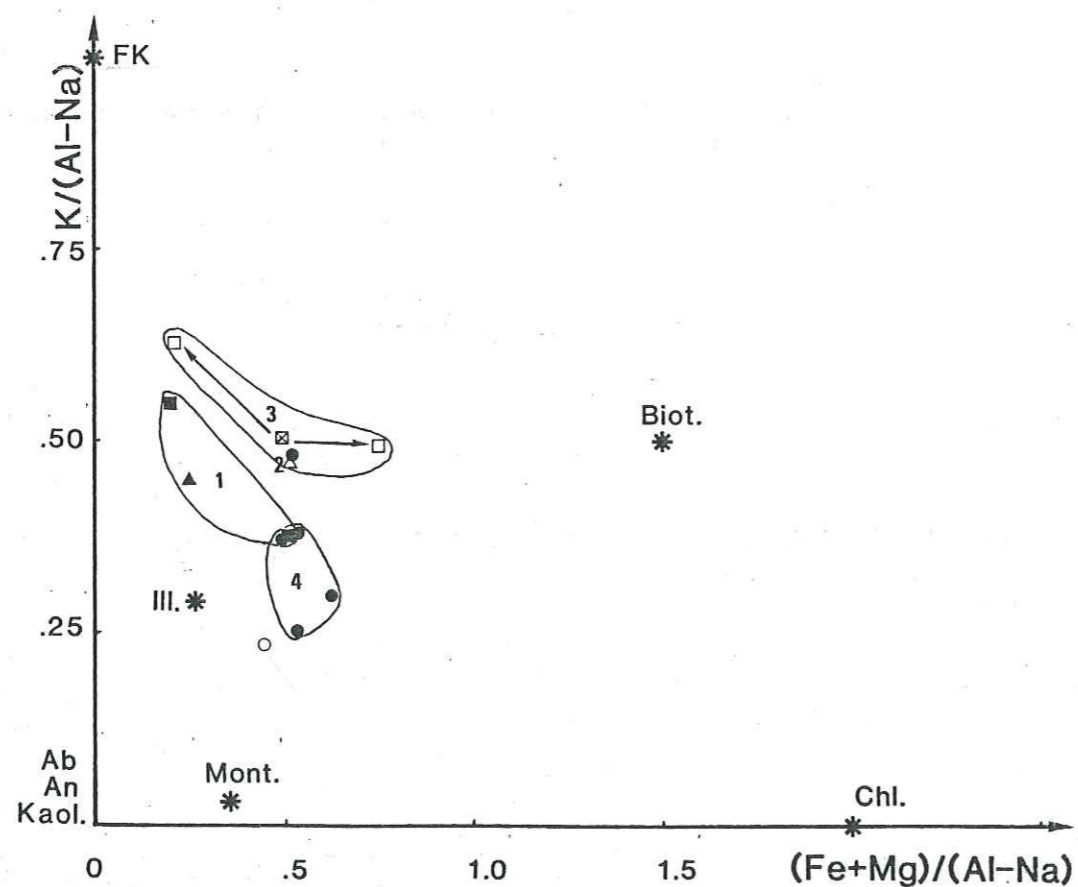


Fig. 42 - Répartition des gneiss type "Cheserys" et "Lac Cornu" dans le diagramme  $K/(Al-Na)/(Fe + Mg)/(Al-Na)$ .

Le diagramme  $K/(Al - Na)/(Fe + Mg)/(Al - Na)$  (Fig. 42)

Le caractère plus albitique des gneiss granitiques et de la leptynite par rapport aux autres faciès à dominance feldspathique ressortent encore une fois dans ce diagramme. Dans les gneiss rubanés la dérive vers le FK et la biotite des rubans leucocrate et biotitique respectivement est bien illustrée. Les grauwackes et le micaschiste se rapprochent davantage des pôles micacés et argileux. Le minéral argileux dominant à l'origine, dans les deux cas, semble être l'illite. Il y a également une certaine contribution de la chlorite et/ou de la biotite.

#### - Conclusion

La série des Aiguilles Rouges est caractérisée par une diversité de faciès d'origine sédimentaire détritique et ignée. Les premiers sont grauwackeux, shaleux et arkosique. Le métamorphisme a engendré l'anatexie dans certains niveaux grauwackeux. Cette anatexie s'est traduite par un enrichissement relatif en sodium, des mobilisats.

Dans le faciès ignés deux tendances sont exprimées. La première est représentée par la leptynite et se trouve interstratifiée dans une série micaschisteuse dans la partie occidentale du massif. Elle constituerait d'anciens niveaux volcaniques acides à dominance albitique. La seconde est représentée par le faciès granitique et son équivalent gneissifié du deuxième ensemble. Pour BELLIERE (1958), ce faciès correspondrait à des reliques d'anciens filons mis en place avant la blastomylonitisation et peut être même antérieure à la phase majeure du métamorphisme régional (anatexie I).

#### - Etude géochimique de la formation de La Creusa et des faciès de La Gueula, de Largeley et de Finhaut

##### Compositions chimiques des faciès de la formation de La Creusa

Les faciès de La Creusa, comme nous l'avons signalé plus haut, se composent d'un certain nombre de roches quartzo-feldspathiques plus ou moins micacées et de roches basiques, voire ultrabasiques. Leurs compositions moyennes sont indiquées dans le tableau XXI.

Entre les schistes à biotite seule et les schistes à biotite et grenat, on peut observer une différence de composition en un certain nombre d'éléments. Les concentrations en Al, Fe, Mg, Na et K sont légèrement plus élevées dans les premiers alors que celles en Si et Ca sont plus faibles. Cette différence de composition se traduit, comme nous le verrons plus loin, par une différence de paragenèse métamorphique. Le schiste minéralisé en uranium a été très affecté par une altération potassique (argilisation ou remplacement des plagioclases par le FK) qui se traduit par une teneur élevée en  $K_2O$ . Quand on le compare aux autres schistes à biotite, on remarque une différence de composition assez importante sur les éléments : Si, Al, Fe, Na, K, Ti et traces. Péetrographiquement, en dépit de l'altération importante, il s'apparente aux schistes à biotite seule. On peut penser par conséquent, que l'écart chimique que l'on observe est la conséquence de l'altération. Les leptynites à grenat et le gneiss leucocrate se distinguent des faciès à biotite par leur caractère plus siliceux et moins alumineux. Ils montrent également des teneurs en Rb

Faciès	% en poids d'oxyde													ppm													
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PF	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Rb	Th	U	S	C	N		
Schistes à biotite	61,32	16,73	0,58	5,22	0,10	3,04	1,38	3,44	3,82	0,84	0,16	3,07	505	10	25	10	10	179	151	306	5,6	2,6					2
Schistes à biotite + grenat	63,74	16,12	0,48	5,07	0,09	2,14	2,13	2,88	3,49	0,93	0,15	1,97	543	-	86	22	20	227	144	191	17,7	3,1					4
Schiste minéralisé U	52,14	15,55	3,89	5,54	0,09	2,63	1,46	2,58	4,70	2,38	0,80	6,46	386	23	35	50	28	92	212	342	2,6	2,65	4,58				1
Lepidolite à grenat	73,89	14,64	0,11	1,09	0,06	0,37	0,97	3,81	4,11	0,06	0,04	0,61	724	10	10	10	10	187	49	132	8,6	1,1					2
Gneiss leucocrate	73,79	14,12	0,18	1,36	0,04	0,63	2,16	3,31	3,49	0,37	-	0,84	1732	10	19	10	10	362	67	107	15	1					1
Gneiss amphiboliques	51,37	15,29	0,79	9,11	0,19	6,62	7,67	2,78	1,55	1,24	0,34	1,56	347	10	288	10	10	273	225	75	3,5	2,0					2
Amphibolite en boule	43,25	7,95	0,97	9,76	0,47	18,90	6,45	0,29	0,53	2,05	0,59	6,43	167	150	1039	150	328	260	391	21	1,8	1,1	1,4				1
Amphibolo-pyroxénite	40,15	11,57	0,02	14,34	0,32	9,44	12,45	0,57	1,43	4,47	1,23	1,57	2414	47	304	42	149	634	339	58	18	7					1
Pyroxénites	42,03	7,84	1,83	10,19	0,47	8,10	16,72	0,27	0,70	5,07	1,38	1,71	750	107	685	150	300	497	200	26	13,5	4,9	0,6				2
Gneiss rubané à grenat-pyroxène	61,13	15,36	0,73	5,18	0,11	3,43	5,58	2,54	2,23	0,99	0,22	1,62	569	10	157	34	52	346	170	111	15	3,7					1

Tableau XX1 - Compositions moyennes des faciès de La Creusa.

et V faibles, à cause de leur pauvreté en minéraux phylliteux. Entre eux, ces deux faciès ont des différences de composition ; la plus remarquable est celle concernant Ca et Ba. Le gneiss leucocrate est le faciès le plus riche en CaO et Ba parmi les roches quartzo-feldspathiques. Le gneiss à grenat-pyroxène, comme nous l'avons vu précédemment, est constitué de rubans à paragenèses contrastées. La composition chimique de cet échantillon reflète donc un mélange de plusieurs faciès. On peut remarquer leur pauvreté en alcalins et leur richesse en Ca et Mg par rapport aux faciès quartzo-feldspathiques.

Les autres faciès sont des niveaux basiques que l'on peut subdiviser en basiques et ultrabasiques en fonction de leur teneur en SiO<sub>2</sub>. On a retenu la limite arbitraire de 45% en SiO<sub>2</sub> entre les deux faciès, proposée par WILLIAMS et al. (1955). in GIROD et al. (1978), pour les roches volcaniques. Les roches basiques sont représentées par des gneiss amphiboliques (51% SiO<sub>2</sub>). Les roches ultrabasiques regroupent des pyroxénites, une amphibolo-pyroxénite et une amphibolite en boule. Les pyroxénites et l'amphibolite en boule ont des compositions assez comparables en éléments majeurs à l'exception du Mg, Ca et Ti. L'amphibolite en boule montre une teneur en Mg très élevée, presque trois fois celle en Ca. On retrouve à peu près l'inverse dans les pyroxénites. Celles-ci sont très titanifères, l'amphibolite en boule plus modérément. L'amphibolo-pyroxénite a des teneurs intermédiaires en ces trois éléments, elle est moins siliceuse, plus alumineuse et plus ferrifère ce qui pourrait expliquer la prépondérance de l'amphibole sur le pyroxène. Les teneurs en alcalins sont également légèrement plus élevées.

Deux points sont à remarquer :

. les faciès ultrabasiques sont paradoxalement les plus uranifères de toute la formation de La Creusa. Ils sont également les plus thorifères avec les schistes à biotite et grenat ;

. le rapport entre le Fe<sup>2+</sup> et le Fe total est, dans l'ensemble, élevé (> 0,8). Seul l'échantillon de schiste à biotite altéré et minéralisé en uranium a un rapport plus faible (0,58).

Compositions chimiques des faciès de La Gueula, de Largeley et de Finhaut

La subdivision faite sur la base pétrographique se confirme géochimiquement pour les faciès non cataclasés (cf. Tableau d'analyse en annexe). Nous présentons ici les moyennes de compositions chimiques pour chacun des faciès de La Gueula et de Largeley.

Faciès	% en poids d'oxyde													ppm													
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PF	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Rb	Th	U	S	C	N		
Gneiss fins à biotite + muscovite	63,34	15,08	0,86	3,10	0,05	1,20	0,79	3,15	4,39	0,64	0,27	2,16	786	10	30	10	10	153	77	210	14	4,5					6
Gneiss migmatitique	71,15	14,57	0,57	1,71	0,04	0,60	1,09	3,41	4,64	0,38	0,14	1,45	834	10	10	10	10	182	55	185	9,6	5,1					3

Tableau XXII - Compositions moyennes des faciès de Largeley et La Gueula

Les gneiss fins à biotite et muscovite et les gneiss migmatitiques appartiennent à la même formation, en contact direct avec le granite de Vallorcine. Les gneiss migmatitiques sont donc des équivalents de ces gneiss fins à biotite et muscovite faisant l'objet d'une migmatitisation commençante. Les variations des éléments majeurs sont dans le sens d'une augmentation des alcalins et de la silice et d'une diminution du Fe et du Mg. Ces mêmes évolutions se retrouvent dans les traces avec une augmentation du Ba et du Sr et une régression du Rb et du V. Les teneurs en U restent à peu près les mêmes dans les deux faciès. Le Th régresse dans les faciès migmatitisés.

Les compositions chimiques des faciès cataclasés sont variables (voir tableau XXIII). Le schiste cataclasé de La Gueula est très proche de la composition des schistes à biotite de la formation de La Creusa). Ceux de Finhaut, par contre, ne comportent pas d'équivalent parmi les faciès étudiés ici.

Faciès	% en poids d'oxyde													ppm													
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PF	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Rb	Th	U	S	C	N		
Schiste cataclasé La Gueula	62,76	15,77	1,49	5,38	0,11	3,25	0,13	2,28	4,18	0,87	0,13	3,09	665	10	96	29	22	102	164	245	13,5	3,7					1
Schiste à biotite cataclasé de Finhaut	70,72	13,70	1,00	3,17	0,06	1,45	0,46	2,94	2,66	0,62	0,15	2,37	470	10	64	10	17	130	109	114	9,5	2,2					2

Tableau XXIII - Compositions moyennes des faciès cataclasés.

Entre les faciès qui constituent la formation de La Creusa et ceux de La Gueula et de Largeley, on peut noter une différence de composition. Ces derniers appartiendraient à la formation des "quartzites verts" ou au "vieux socle migmatitique" observé autour de La Creusa.

Traitement des données analytiques par les diagrammes géochimiques

Al/3 - Na ; Al/3 - K (Fig. 43)

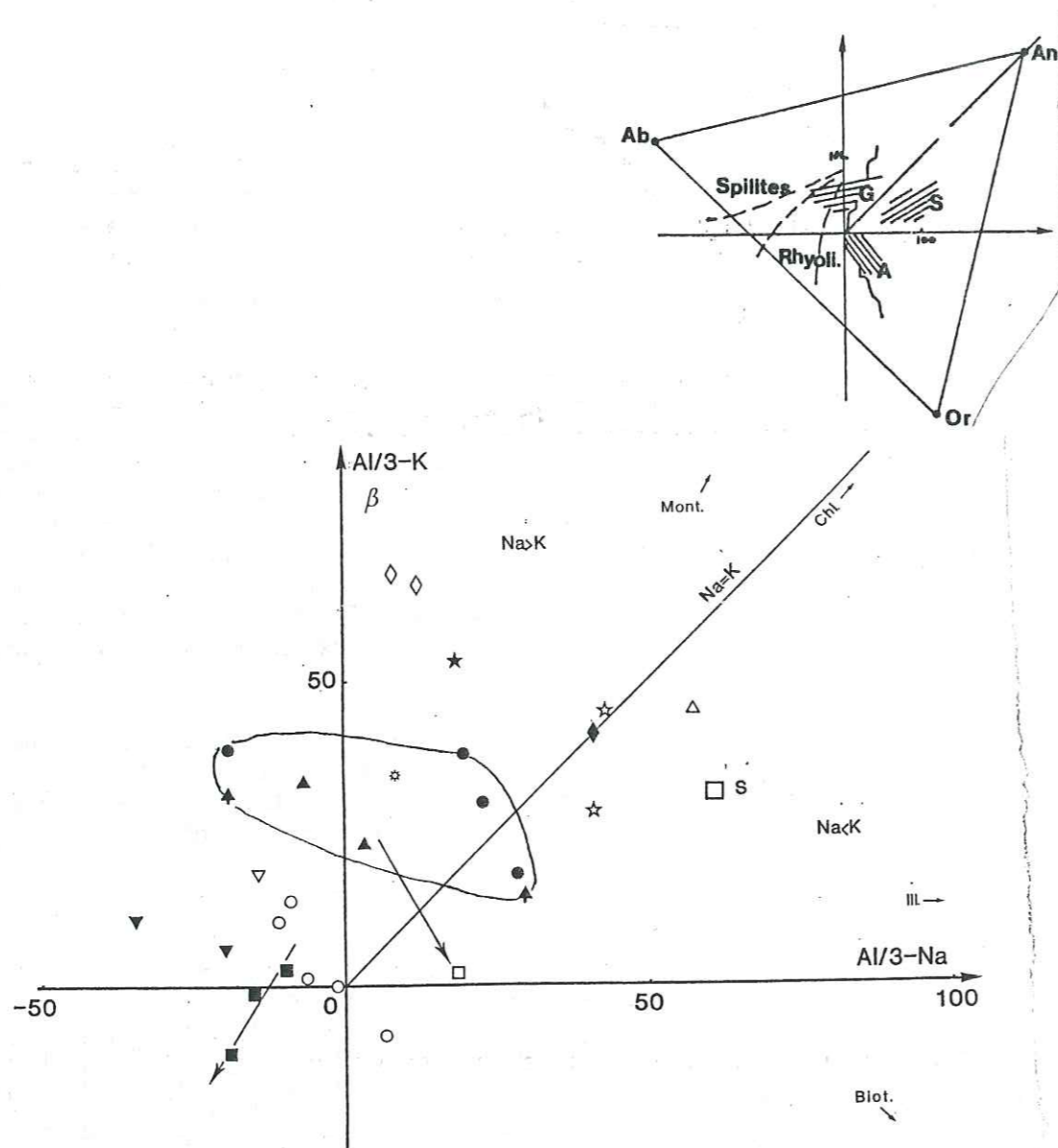


Fig. 43 - Répartition des faciès de La Creusa, La Gueula, Largeley et Finhaut dans le diagramme Al/3 - Na ; Al/3 - K.

Comme pour les échantillons de BELLIERE (1958), les points se répartissent dans le diagramme, à proximité de l'origine et la plupart dans le domaine  $Na > K$ . Les subdivisions faites précédemment sur la base pétrographique se retrouvent dans ce diagramme. Les schistes à biotite seule et à biotite + grenat occupent la position de grauwackes avec un léger débordement sur le domaine potassique, en direction de la biotite. Cet ensemble constitue en fait un alignement qui se parallélise à la droite rejoignant l'albite à la biotite, c'est-à-dire les deux composants principaux des échantillons. Le faciès altéré et minéralisé en U se met à l'écart de cet ensemble ; dans le domaine potassique. Cette position reflète l'altération potassique avec lessivage du sodium. Les gneiss à biotite + muscovite se distinguent très nettement et occupent une position intermédiaire entre les domaines des arkoses, des grauwackes et des roches ignées. Cependant, la plupart des points se localisent dans le domaine des roches ignées. Cette position intermédiaire de l'ensemble est probablement due, en partie, à la chloritisation des biotites qui provoque une attraction en direction du pôle anorthite, et la séricitisation des plagioclases. Cet ensemble constitue d'anciennes volcanites ou tuffs acides avec peut-être une certaine contribution sédimentaire. Les gneiss migmatisés sont nettement dans le domaine des roches ignées.

Par rapport aux gneiss fins à biotite + muscovite, les échantillons migmatisés se déplacent parallèlement à l'axe  $Na = K$  et d'autant plus que la migmatisation s'accroît. Ceci traduit par conséquent un enrichissement équivalent en Na et K vis-à-vis de l'Al.

Les leptynites à grenat et le gneiss leucocrate se localisent également dans le domaine des roches ignées.

Le faciès cataclasé de La Gueula se localise en prolongement de l'ensemble des schistes à biotite, en direction de l'orthose. Ceux de Finhaut tombent dans le domaine des grauwackes.

Le gneiss rubané à pyroxène et grenat se trouve également dans le domaine des grauwackes, mais est attiré davantage par le pôle des basaltes.

Les autres roches basiques et ultrabasiques constituent deux groupements. Le premier, proche du champ des basaltes, rassemble les gneiss amphiboliques, le second pénètre dans le domaine potassique, assez loin de l'origine et rassemble toutes les roches ultrabasiques (pyroxénites, amphibolites, pyroxéno-amphibolites). Cet enrichissement en potassium est probablement dû à l'apport potassique tardif sous forme d'adulaire que l'on observe dans les fissures et les pores.

Lorsqu'on fait la comparaison entre la répartition des échantillons de BELLIERE et celle qu'on vient de voir dans le diagramme Al/3 - K ; Al/3 - Na, on note un certain recouvrement des populations.

On retrouve dans les deux cas des faciès d'origine sédimentaire détritique, des faciès ignés et des faciès migmatitiques. Les faciès d'origine sédimentaire sont essentiellement grauwackeux, mais quelques faciès arkosiques et shaleux se trouvent également parmi les échantillons de BELLIERE. Dans la formation de La Creusa les faciès d'origine ignée sont des métatuffs ou des métavolcanites acides et basiques. Les faciès orthodérivés basiques n'ont pas été échantillonnés par BELLIERE, ils

existent cependant. Quant aux faciès acides ils sont nettement plus albitiques que ceux de La Creusa. Il existe également des reliques d'anciens filons granitiques. Les faciès migmatiques échantillonnés par BELLIERE dérivent des faciès biotitiques, donc grauwaqueux. Ils proviennent de la partie la plus migmatisée de la série des Aiguilles Rouges (Lac Cornu). Ceux de La Gueula et de Largeley proviennent de la fusion des métatuffs acides. La formation de La Creusa où prédominent les faciès biotitiques (métagrauwaques) n'a pas subi un tel phénomène. Dans le premier cas, la migmatisation a provoqué un enrichissement net de Na par rapport à K, alors que dans le second il y a eu remobilisation de K et de Na.

Cette dualité dans la migmatisation est certainement due à la composition initiale des substrats.

En effet, les échantillons de faciès mobilisés, prélevés par BELLIERE, sont associés soit à des gneiss riches en biotite, sans feldspath potassique, formé de lentilles assez bien différenciées, de plagioclase granulé, de biotite déchiquetée, de quartz imbriqué, discordant et lamellaire de grenat assez abondant... soit des gneiss formés essentiellement de plagioclase granulé, de biotite plus ou moins déchiquetée, de quartz discordant et de nombreux feldspaths potassiques apparaissant sous forme de porphyroclastes ocellés, partiellement granulés. Ces descriptions rappellent de beaucoup celles des schistes à biotites de la formation de La Creusa. Au cours de la fusion, ces niveaux biotitiques libèreront donc en priorité, les alcalins des feldspaths. Et étant donné la forte proportion du plagioclase, Na sera l'élément dominant du mobilisat alors que le K, essentiellement piégé dans les biotites, restera sur place.

Les niveaux à biotite + muscovite de La Gueula et de Largeley sont constitués d'autant de plagioclase que de feldspath potassique (cf. pétrographie). La migmatisation peut donc libérer aussi bien K que Na.

L'absence de migmatisation dans la formation de La Creusa coïncide avec sa position plus orientale dans le massif. Dans cette partie du massif, le métamorphisme principal est de plus faible degré que dans la partie occidentale (BELLIERE, 1958). La formation de La Creusa est donc restée réfractaire. Signalons, par ailleurs, que stratigraphiquement elle occupe une position élevée dans la série des Aiguilles Rouges.

Le caractère anté-blastomylonitique de cette migmatisation est attesté par l'étude pétrographique de l'ensemble des échantillons considérés ici. Par conséquent, cette phase de migmatisation peut être attribuée à l'anatexie I (cf. chapitre II).

$(Na/Al)/(K/Al)$  (fig. 44)

La plupart des échantillons quartzo-feldspathiques plus ou moins micacés se localise dans la partie sodique du diagramme. Ils sont également caractérisés par des rapports élevés de  $(Na + K)/Al$ . Ils ont, par conséquent, des proportions feldspathiques importantes. Les schistes à biotite et grenat ont le rapport le plus faible 0,50 à l'exception d'un échantillon (0,60). Les schistes à biotite seule ont une valeur de 0,60. Viennent après les gneiss à biotite et muscovite dont les valeurs sont comprises entre 0,60 et 0,70. Les gneiss migmatisés, les leptynites

et les gneiss leucocrates ont les valeurs les plus élevées (0,70 à 0,80). A partir de ce diagramme, on peut donc voir que, des schistes à biotite + grenat aux faciès mobilisés, les proportions des phases feldspathiques augmentent. Les faciès cataclasés sont solidaires des schistes à biotite ± grenat.

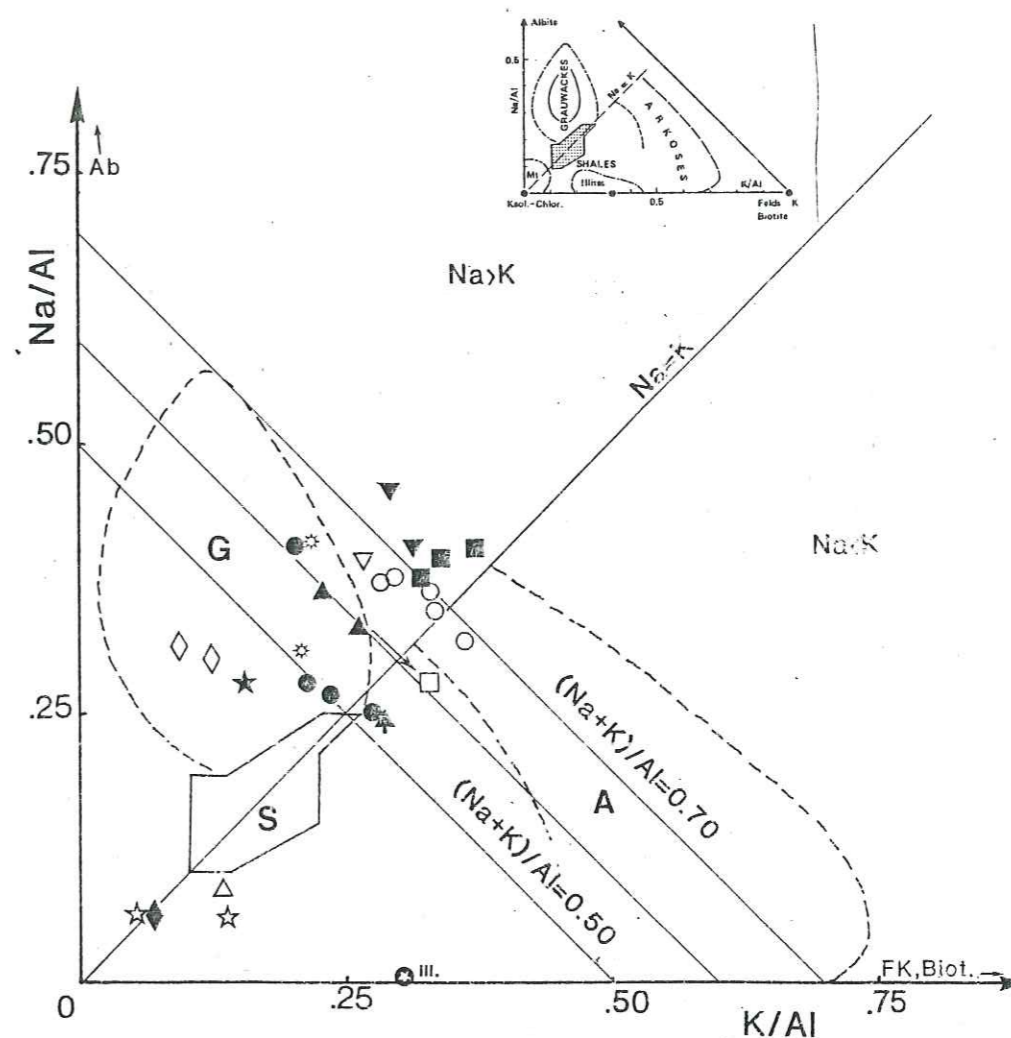


Fig 44 - Répartition des faciès de La Creusa, La Gueula et Largeley dans le diagramme  $Na/Al ; K/Al$ .

Dans chaque population, il y a une certaine variation du rapport  $Na/K$  sauf dans les gneiss mobilisés où il est constant. Les schistes à biotite + grenat montrent les variations les plus fortes. Ces variations reflètent, dans la plupart des cas, les proportions initiales des feldspaths et de la biotite, et dans l'ensemble le plagioclase domine. En ce qui concerne l'échantillon de schiste à biotite minéralisée en U, la dérive vers le domaine  $K > Na$  est due à l'altération potassique de la roche.

Globalement, la position des échantillons non basiques, dans ce diagramme est la même que les gneiss prélevés par BELLIERE. Les faciès franchement ignés sont cependant moins albitiques.



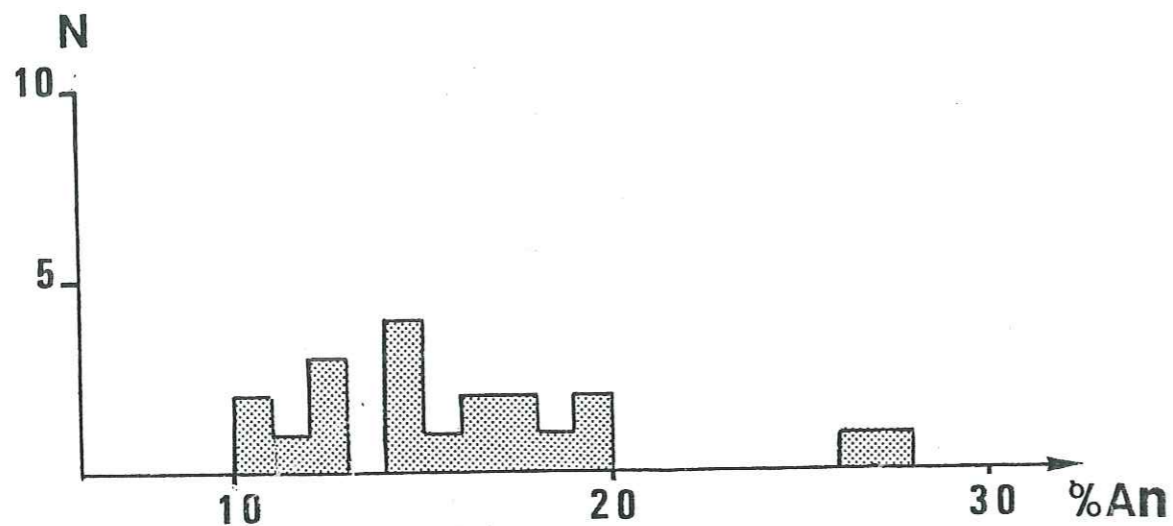


Figure 45 - Basicité des plagioclases dans un schiste à biotite + grenat. La méthode de mesure utilisée est celle des sections perpendiculaires à  $g^1(010)$ .

$Si/3 - (Na + K) ; Al - (Na + K)$  (Fig. 46)

Les différents ensembles quartzo-feldspathiques + micacés et non cataclasés se succèdent, à l'exception du gneiss leucocrate, dans une bande étroite, à pente légèrement négative, en direction de la chlorite et de l'illite, c'est-à-dire sans variation importante de la charge siliceuse depuis un pôle feldspathique vers un pôle plus argilo-micacé. L'ensemble des schistes à biotite seule et à biotite + grenat a la valeur de  $Al - (Na + K)$  la plus élevée, ce sont donc les plus argileux. Vient ensuite l'ensemble des gneiss fins à deux micas. Les gneiss migmatisés et les leptynites sont les plus feldspathiques, ils ont les plus faibles valeurs. Le gneiss leucocrate se distingue de ces derniers par une plus forte proportion de quartz. Quand on considère les positions de ces différents ensembles par rapport aux champs définis pour les grauwackes et les arkoses, on remarque que les schistes à biotite ± grenat occupent une position marginale. Cette situation semble être l'effet de la chloritisation des biotites et de la séricitisation des plagioclases qui exercent une attraction des points vers la chlorite et l'illite. Avant l'altération des échantillons, presque la totalité des constituants minéraux était composée de quartz, biotite, feldspath K et plagioclase. D'après les quelques mesures de basicité (Fig. 45) on peut donner une valeur maximale de An30 aux plagioclases, une analyse microsonde donne néanmoins An16.

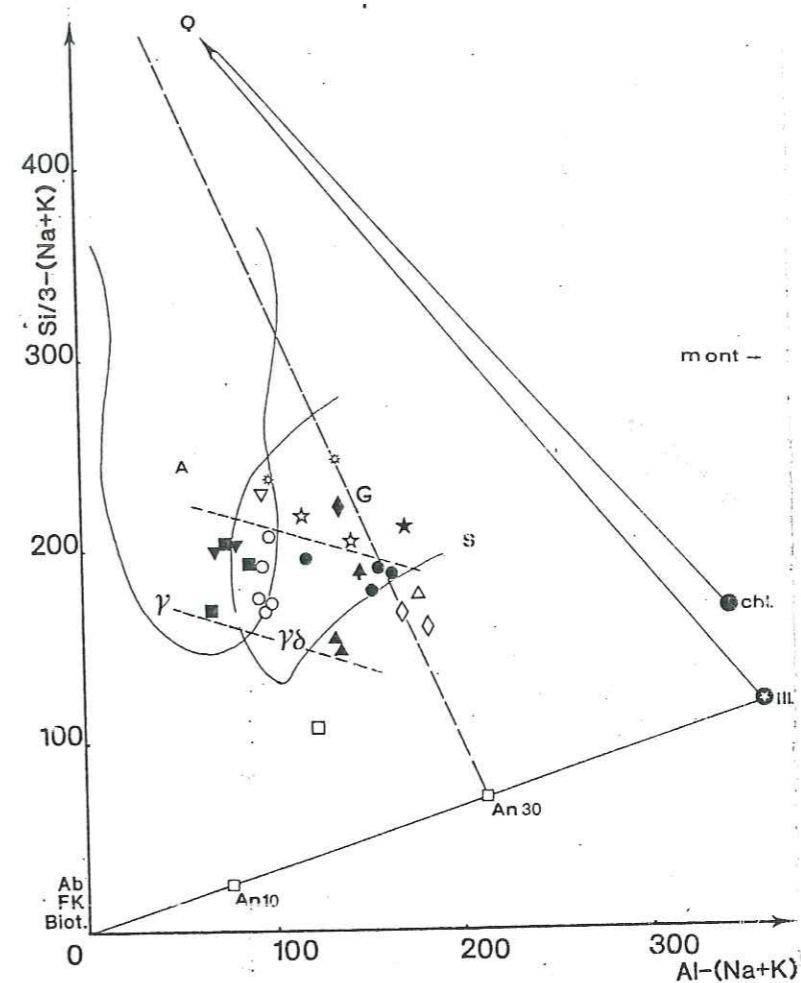


Fig. 46 - Répartition des faciès de La Creusa, La Gueula et Largeley dans le diagramme  $Si/3 - (Na + K) / Al - (Na + K)$

Vue la forte proportion de plagioclase et de biotite dans les schistes à biotite et à biotite + grenat (cf. pétrographie), dans le diagramme ci-dessus, les points représentatifs devraient par conséquent se localiser dans une position plus centrale du triangle Q-An30-(FK, biot) et loin du pôle Q (cf. Fig. 46). Ceci n'est pas tout à fait le cas. L'explication réside dans la chloritisation et la séricitisation invoquées plus haut. L'effet de ces phénomènes est moins important dans les autres faciès parce que la proportion de biotite diminue ainsi que celle de plagioclase alors que la proportion du feldspath potassique s'accroît.

Le schiste à biotite altéré et minéralisé en U se rapproche davantage vers l'axe des abscisses. Cette position correspond à un appauvrissement relatif en silice. L'altération qui s'est développée dans la roche a donc produit un lessivage assez important de cet élément.

Les faciès cataclasés se dispersent exclusivement dans le champ des grauwackes. Ceux de Finhaut sont les plus riches en quartz.

$K/(Al - Na) ; (Fe + Mg)/(Al - Na)$  (Fig. 47)

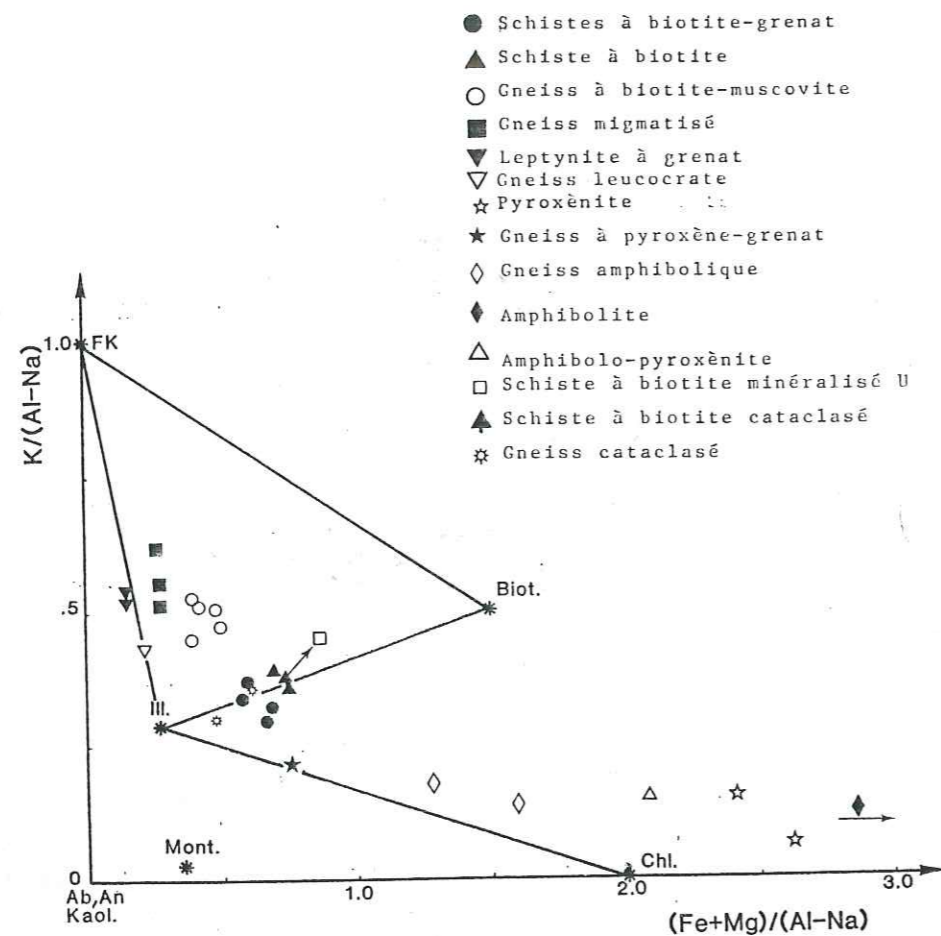


Fig. 47 - Répartition des faciès de La Creusa, La Gueula et Largeley dans le diagramme  $K/(Al - Na)/(Fe + Mg)/(Al - Na)$

Les faciès où les phases feldspathiques sont prédominants, adoptent une position plus rapprochée de l'axe des ordonnées, lequel joint le pôle FK et le pôle plagioclase. Les plus biotitiques parmi ces faciès tendent vers le pôle biotite. C'est le cas des gneiss fins à biotite + muscovite.

Les métagrauwackes se localisent sur la droite joignant l'illite et la biotite, mais plus proche de l'illite. La phase argileuse dominante, lors de la genèse des sédiments est donc l'illite. La chlorite existe en plus faible quantité.

L'échantillon de schiste à biotite altéré et minéralisé en U a une position plus proche du pôle biotite. Cette position reflète un enrichissement en K et Fe, dû respectivement à une altération potassique et une minéralisation importante en sulfures de fer (cf. pétrographie).

s'alignent suivant la bissectrice  $Na = K$ . Ces positions correspondent à un léger écart en direction de la zone  $Na > K$  par rapport aux références ultrabasiques, ex : la hornblendite. Si l'on recense alors les phases minérales tardives d'altération ou fissurales, on se rend compte qu'il y en a un certain nombre qui se positionnent sur la bissectrice  $Na = K$  proche du pôle anorthite (chlorite, épidote, idocrase) et d'autre, l'adulaire, qui se localise à l'opposé, dans le secteur où  $K > Na$ . Les effets conjugués de ces minéraux justifient par conséquent la migration des points représentatifs des échantillons ultrabasiques suivant une direction moyenne, indiquée par la flèche, les écartant ainsi des positions plus attendues. La déviation des roches amphiboliques par rapport au champ des amphibolites ne s'est pas faite dans le même sens que les roches ultrabasiques. Ceci se comprend aisément car les minéraux de départ et leurs produits d'altération ne sont pas les mêmes. En effet, dans les gneiss basiques, les minéraux les plus importants sont la hornblende et le plagioclase. La biotite vient en troisième position (cf. pétrographie). Les produits d'altération de ces trois minéraux sont respectivement la trémolite-Mg actinote, la séricite et la chlorite. L'action de l'altération de la hornblende et du plagioclase étant plus lourde, l'attraction des points vers l'origine du diagramme est justifiée.

Si nous tenons compte des effets de l'altération, les roches basiques et ultrabasiques de la formation de La Creusa rejoignent l'ensemble des amphibolites et les domaines des roches ultrabasiques de ce diagramme, et par conséquent leur origine est orthodérivée.

Pour ce qui concerne le gneiss à grenat-pyroxène, malgré l'influence certaine de l'altération, il s'apparente davantage à l'ensemble des grauwackes qu'à celui des amphibolites. Le diagramme suivant nous permet de mieux cerner la nature de cet échantillon.

$Al + Fe + Ti ; Ca + Mg$  (Fig. 49)

Les roches basiques et ultrabasiques ont des positions plus conformes par rapport aux ensembles des amphibolites et aux positions des roches ultrabasiques. Ceci peut être compris si l'on examine les positions des minéraux secondaires des différents faciès. Ceux des ultrabasites sont la chlorite, l'épidote, l'idocrase et l'adulaire. Les trois premiers se trouvent dans des positions opposées à celle de l'adulaire par rapport aux roches ultrabasiques. Les effets des premiers sont donc compensés par celui de l'adulaire. Pour les gneiss amphiboliques, la même situation se produit cette fois en opposant l'effet de la séricite à celui de l'actinote-trémolite. Quant au gneiss à grenat-pyroxène, il se trouve encore une fois loin des domaines des roches basiques ignées. Il montre également un écart par rapport au domaine des grauwackes à proprement dit, en direction de la bande des grauwackes dolomitiques métamorphisées. La simple lecture de ce diagramme permettrait d'identifier cet échantillon à une grauwacke dolomitique métamorphisée. Mais on peut avancer également l'hypothèse selon laquelle cet échantillon se trouve sur la droite de mélange entre une amphibolite et une métagrauwacke de même nature que ceux de la formation de La Creusa. Ceci est graphiquement possible. Les valeurs des éléments en traces et majeurs confirment cette hypothèse. En effet, quand on examine le tableau on se rend compte que ce gneiss à grenat-pyroxène a des valeurs intermédiaires aussi bien en éléments majeurs qu'en traces entre celles de méta-

On peut remarquer que les métagrauwackes échantillonnés par BELLIERE sont originellement plus riches en illite que ceux de La Creusa.

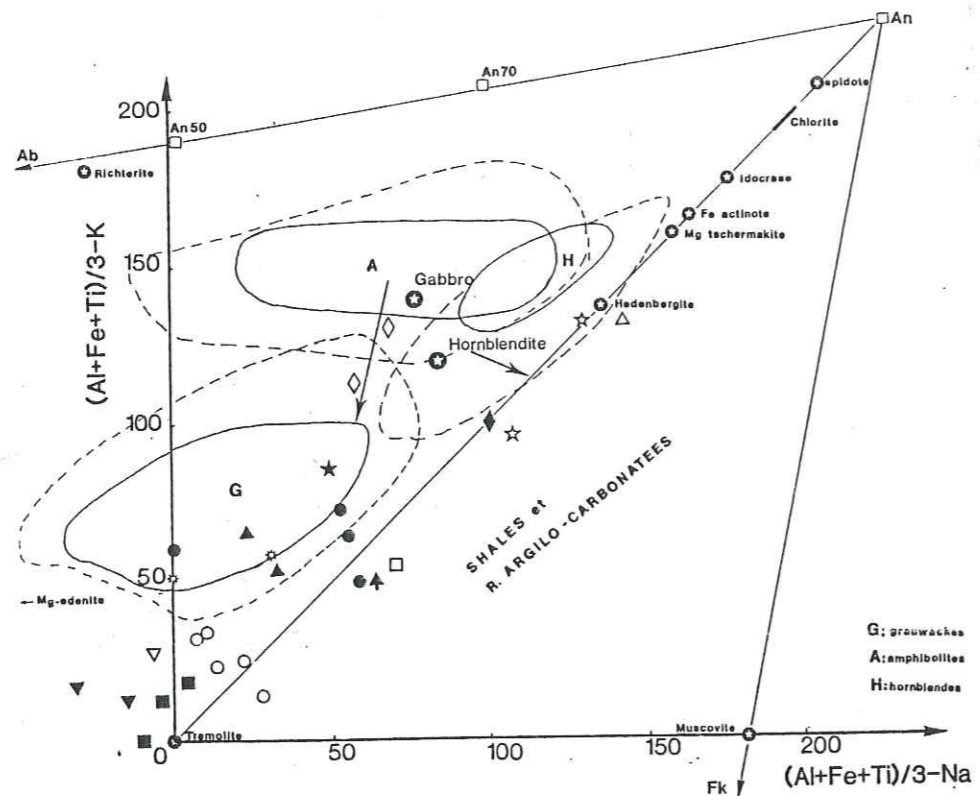


Fig. 48 - Répartition des faciès de La Creusa, La Gueula et Largeley dans le diagramme  $(Al + Fe + Ti)/3 - K / (Al + Fe + Ti)/3 - Na$ .

$(Al + Fe + Ti)/3 - K ; (Al + Fe + Ti)/3 - Na$  (Fig. 48)

La plupart des points se répartissent dans le domaine sodique. Les roches ultrabasiques se dissocient bien des roches basiques. Le gneiss à grenat-pyroxène se localise dans le champ des grauwackes. L'ensemble des points montre une certaine marginalisation par rapport aux domaines établis classiquement pour différents faciès pétrographiques. Nous avons déjà discuté des causes probables de ce fait en ce qui concerne les roches quartzo-feldspathiques plus ou moins micacées. Pour les roches basiques et ultrabasiques, nous pouvons avancer les mêmes arguments, c'est-à-dire les effets de l'altération tardive. En effet, les roches ultrabasiques

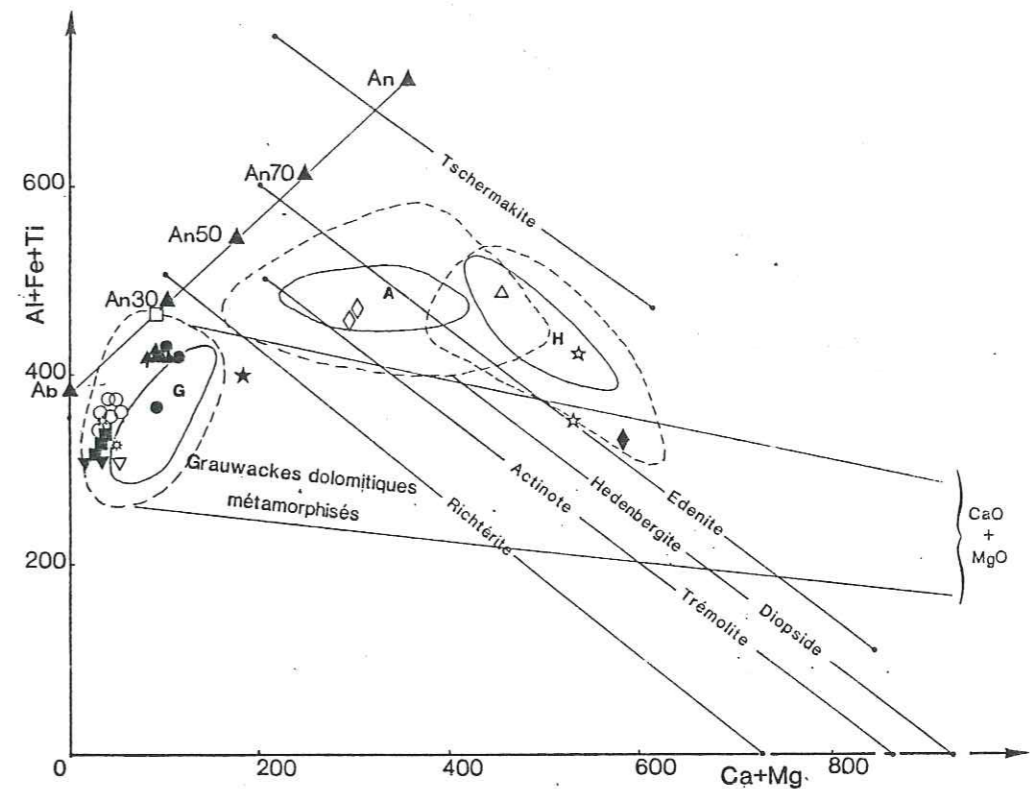


Figure 50 : Répartition des faciès de l'encaissant du granite de Vallorcine dans le diagramme  $Al + Fe + Ti / Ca + Mg$  (MOINE, 1969).

grauwackes (schistes à biotites ± grenat) et celles des roches basiques, ce qui est en contradiction avec l'hypothèse d'une grauwacke dolomitique. En effet, d'après les travaux de LEAKE (1964, in MOINE, 1969) les éléments sidérophiles comme le Ni, Co et Cr tendent à se concentrer avec le caractère mélanocrate de l'amphibolite alors que dans une "grauwacke dolomitique", les mêmes éléments sont concentrés dans la phase détritique et l'augmentation de la phase dolomitique se traduira par une décroissance des teneurs des éléments considérés.

Par conséquent, si on avait affaire à une "grauwacke dolomitique", les teneurs de ces éléments devraient être plus basses que celles des métagrauwackes, ce qui n'est pas le cas.

CHAPITRE II : GEOCHIMIE MINERALE, ALTERATION ET METAMORPHISME

A - LE GRANITE DE VALLORCINE

A.1. Introduction

Pour BELLIERE (1958), le granite de Vallorcine s'est formé dans l'épizone, à la suite d'une remontée générale du bâti. Il a fondé ses arguments sur la présence de plagioclase à zonation concentrique et l'existence de stockwerk granitique, aplitique et pegmatitique au contact.

Certaines paragenèses minérales, notamment dans le faciès B et C, permettent d'approcher les conditions de cristallisation du granite. Le devenir de ces mêmes paragenèses ont également permis de cerner les phénomènes postérieurs à la mise en place du granite.

A.2. Les minéraux des faciès évolués du granite de Vallorcine

Ces minéraux sont énumérés dans la partie pétrographique du chapitre. Des renseignements supplémentaires sur certains d'entre eux ont été obtenus à partir d'analyses à la microsonde électronique.

Les biotites

Nous disposons de deux analyses de biotite de la partie la moins différenciée du faciès A (KERRICK et al., 1980) et d'une analyse provenant du faciès C (cf. Géochimie granite). Les formules structurales montrent que la biotite du faciès C a une plus forte teneur en Al octaédrique. Par contre, les taux de substitution de Si par Al<sup>IV</sup> sont comparables

	faciès	formules structurales
Vallorcine	A : moins évolué	$[Si_{5,43} Al_{2,56}^{IV}] [Al_{0,70}^{VI} Fe_{2,77} Mg_{1,91} Mn_{0,03} Ti_{0,45}] (K_{1,90} Na_{0,05} Ca_{0,01})$
	C : évolué	$[Si_{5,42} Al_{2,58}^{IV}] [Al_{1,12}^{VI} Fe_{2,64} Mg_{1,25} Mn_{0,06} Ti_{0,37}] (K_{1,77} Na_{0,06} Ca_{0,00})$
Guérande (OUDDOU, 1984)	moins évolué	$[Si_{5,48} Al_{2,52}^{IV}] [Al_{0,71}^{VI} Fe_{2,52} Mg_{1,92} Mn_{0,04} Ti_{0,40}] (K_{1,77} Na_{0,04})$
	évolué	$[Si_{5,72} Al_{2,28}^{IV}] [Al_{1,72}^{VI} Fe_{2,46} Mg_{0,71} Mn_{0,04} Ti_{0,24}] (K_{1,70} Na_{0,02})$
St-Sylvestre (FRIEDRICH 1983)	moins évolué	$[Si_{5,44} Al_{2,56}^{IV}] [Al_{0,84}^{VI} Fe_{2,80} Mg_{1,64} Mn_{0,00} Ti_{0,35}] (K_{1,77} Na_{0,02})$
	évolué	$[Si_{5,84} Al_{2,16}^{IV}] [Al_{1,93}^{VI} Fe_{2,45} Mg_{0,36} Mn_{0,03} Ti_{0,20}] (K_{1,87} Na_{0,05})$

- Tableau XXIV - Tableau comparatif des biotites de quelques massifs granitiques français.

dans les deux faciès. On remarque également une tendance plus magnésienne des biotites du faciès A et une teneur importante en Ti. Cette évolution est tout à fait classique dans les leucogranites. Les compositions des biotites des faciès les moins évolués aux faciès les plus évolués du massif de Guérande - le Croisic (OUDDOU, 1984) et de Saint Sylvestre (FRIEDRICH, 1983) sont présentées pour comparaison. (Tableau XXIV).

#### Les muscovites

Pétrographiquement, on a pu distinguer trois catégories de muscovite, en fonction de leur habitus et de leur association avec d'autres minéraux. Ces trois catégories de muscovite sont caractérisables chimiquement.

Les muscovites I (muscovite primaire bien développée mais rare) et II (muscovite aciculaire se développant principalement aux dépens d'autres minéraux primaires) ont des compositions semblables, excepté pour le  $TiO_2$  qui est très faible dans la première. La muscovite III regroupe la muscovite résultant de la chloritisation de la biotite ainsi que le mica blanc phengitique provenant de l'altération de l'andalousite. Dans cette partie du chapitre, on parlera de la muscovite III provenant de l'altération de l'andalousite. Les autres muscovites III n'ont pas été analysées.

Dans les micas dioctaédriques, la substitution de l' $Al^{IV}$  par Si est accompagnée d'une introduction d'ions divalents dans les sites octaédriques pour conserver l'équilibre électrostatique. La muscovite est un mica dioctaédrique de formule théorique  $K(Si_3Al)^{IV}Al_2^{VI}O_{10}(OH)_2$ . Cette substitution fait donc évoluer la muscovite vers la céladonite ( $K(Si_4)^{IV}(AlR^{2+})^{VI}O_{10}(OH)_2$ , c'est la substitution phengitique. Les cations divalents octaédriques qui l'accompagnent sont essentiellement le  $Fe^{2+}$  et le  $Mg^{2+}$ . Le  $Fe^{3+}$  peut également se substituer à  $Al^{VI}$ , et dans ce cas  $Al^{VI}$  devient déficitaire. Ce déficit peut être décelé par un diagramme mettant en relation  $Al^{IV}$  avec  $Al^{VI} - 1 + 2Ti$ , dû à SALIOT (1978) et modifié par RAMBOZ (1980), en assumant l'équilibre des charges (Fig. 51).

Un autre diagramme  $Mg/Si - 3 + Ti$  (RAMBOZ, 1980) (Fig. 52) nous permet également de mettre en évidence si tout le fer de la muscovite est exclusivement sous forme trivalente et en substitution avec  $Al^{VI}$ , ou s'il y a une contribution du fer divalent en substitution du  $Mg^{2+}$ .

Dans le cas des muscovites des faciès B et C du granite de Vallorcine, les générations I et II ont un taux de céladonite de l'ordre de 10%, alors que la troisième génération a un taux très variable et plus élevé, comme l'indique la figure

Dans cette figure, la substitution phengitique de la muscovite se traduit par un déplacement des points suivant la droite de pente 1. Celle de  $Al^{VI} = Fe^{3+}$ , par contre, montre un écartement des points vers la gauche de cette droite. Ce dernier phénomène ne s'observe dans aucun des trois générations, par contre la substitution phengitique est très importante dans la muscovite III (phengite).

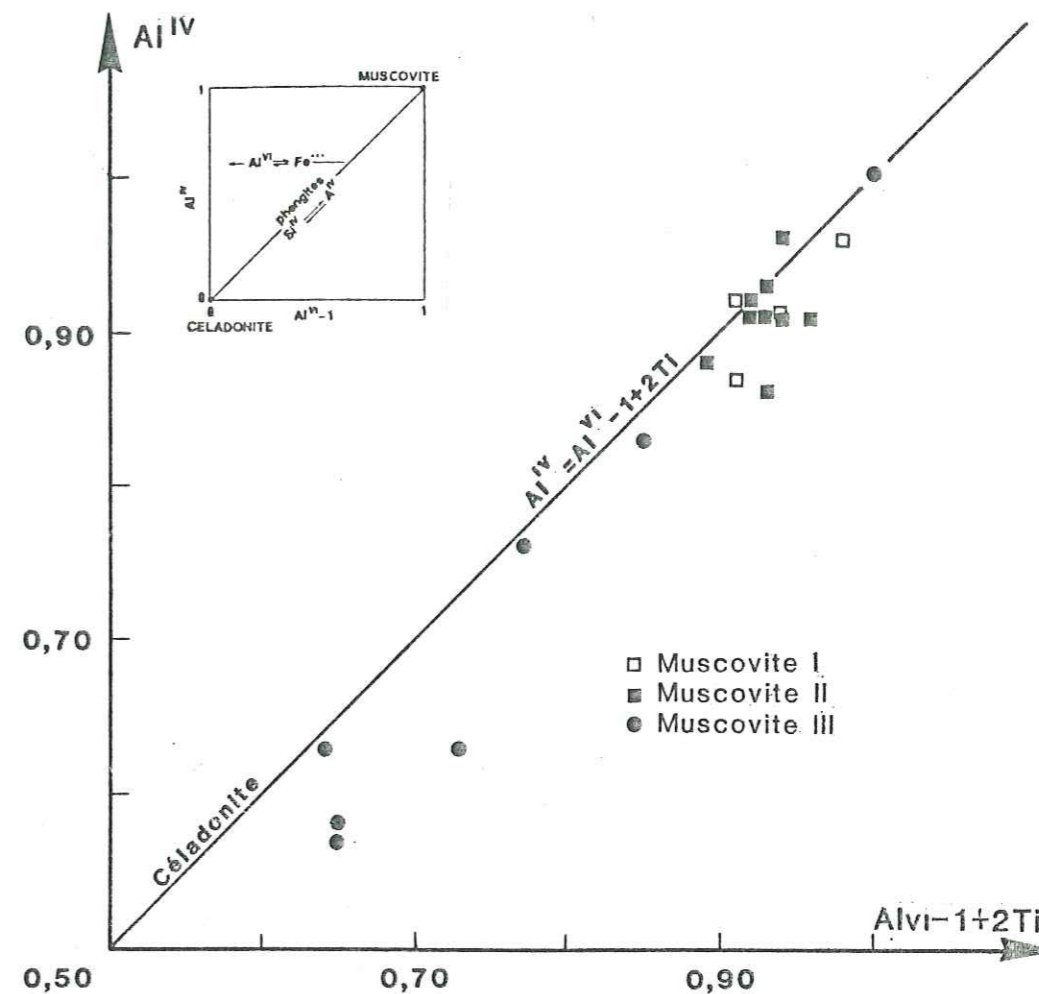


Fig. 51 - Relations de  $Al^{IV}$  et  $Al^{VI} - 1 + 2Ti$  dans les trois générations de muscovite des faciès évolués du granite de Vallorcine. La substitution  $Al^{VI} = Fe^{3+}$  est inexistante.

L'existence d'une substitution  $Mg^{2+} \rightleftharpoons Fe^{2+}$  se traduit par un écartement des points en-dessous de la droite de substitution "phengitique", dans le diagramme  $Mg/Si - 3 + Ti$ . Ceci est le cas pour les muscovites du granite de Vallorcine. Suivant les générations, cet écartement est variable. La muscovite I s'éloigne peu de la droite, la compensation divalente est donc essentiellement assurée par  $Mg^{2+}$ . Dans la muscovite II la contribution du  $Fe^{2+}$  est plus élevée ainsi que dans la "muscovite" III.

L'ensemble des muscovites montre une bonne corrélation entre les paramètres  $Mg + Fe$  et  $(Si - 3) + Ti$  (Fig. 53, RAMBOZ, 1980). Cette corrélation se retrouve dans chacune des trois générations de muscovite. L'existence d'une substitution entre le fer divalent et le magnésium est ainsi attestée. En effet, dans ce diagramme, une telle corrélation signifie une substitution entre le fer divalent et le magnésium alors qu'un déplacement des points au-dessus de la droite à pente = 1 indique une contribution du fer trivalent et une contribution d'autres cations divalents que le Fe et le Mg, dans le cas inverse.

La substitution paragonitique entre la muscovite et la paragonite est le remplacement du K par Na, mais elle est discontinue. Le taux de substitution est exprimé en  $\% Na/(Na + K)$ , et dans le cas présent il varie entre 1 et 10% (Fig. 54b).

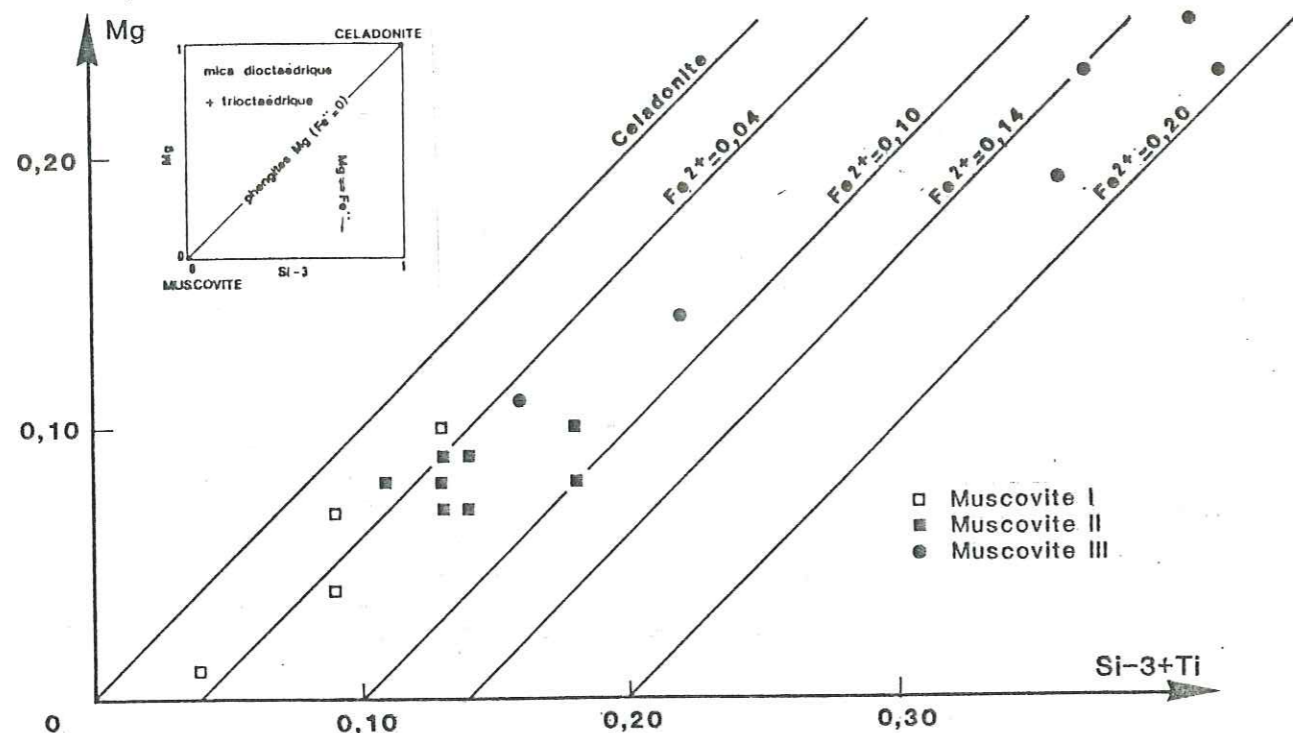


Fig. 52 - Relations de Mg et Si-3+Ti dans les trois générations de muscovite des faciès évolués du granite de Vallorcine. Dans la muscovite III, la substitution  $Mg \rightarrow Fe^{2+}$  est plus importante.

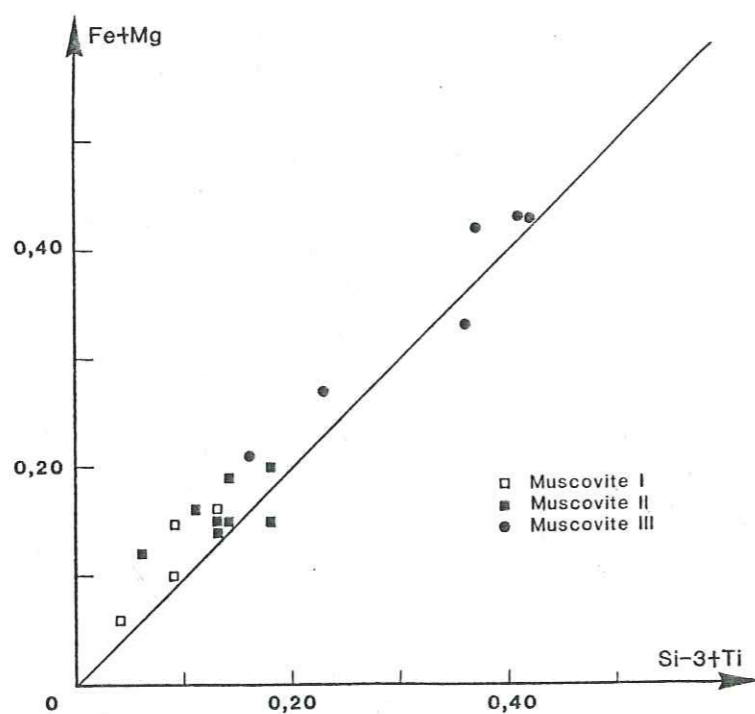


Fig. 53 - Relations entre Mg+Fe et Si-3+Ti dans les trois générations de muscovite des faciès évolués du granite de Vallorcine.

Au sein de chaque génération de muscovite, les valeurs du taux de paragonite sont très fluctuantes (Fig. 54b). Pour la muscovite I, elles varient de 1,00% à 9,78%. Pour la muscovite II de 4,39 à 10,22% et pour la muscovite III de 0 à 3,6%.

La substitution paragonitique dans la muscovite a été utilisée comme géothermomètre par LAMBERT (1959). Il a montré que la teneur croissante de paragonite correspond à une augmentation de la température de cristallisation de la muscovite (Fig. 54a). Les valeurs de température obtenues par cette méthode sur les muscovites du granite de Vallorcine s'échelonnent entre moins de 200°C et 465°C. Mais ces températures sont peu significatives dans le contexte géologique du granite. En effet, plusieurs épisodes métamorphiques se sont succédés depuis la mise en place du granite. Des phénomènes de rééquilibrage, plus ou moins partiels, se sont donc produits dans les minéraux, les plus précoces les ayant subi à plusieurs reprises. Ces rééquilibrages ont eu lieu dans un contexte rétro-morphique et donc de baisse de température. Par conséquent, on peut admettre que les valeurs du taux de paragonite les plus élevées dans chacune des générations de muscovite sont les plus proches de la température réelle de cristallisation. Cependant, pour la muscovite I magmatique, le géothermomètre de LAMBERT (1959) ne peut être utilisé, car à haute température la teneur en Na tend à diminuer dans la muscovite (CIPRIANI et al., 1968 ; THOMPSON, 1974).

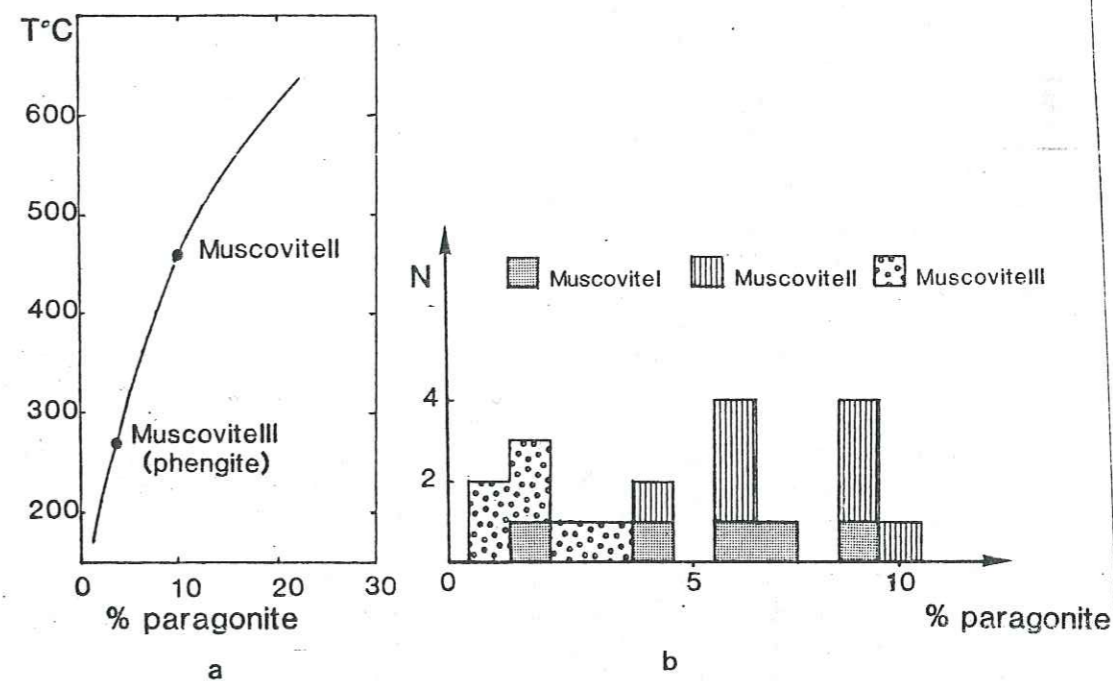


Fig. 54a - Températures approchées de cristallisation des différentes générations de muscovite des faciès évolués du granite de Vallorcine (méthode LAMBERT, 1959).  
b - Taux de paragonite des trois muscovites.

La température de cristallisation de la muscovite II serait proche de 465°C et celle de la muscovite III (phengite) proche de 275°C (Fig. 54a).

L'absence d'une contribution du fer ferrique dans la constitution des différentes générations de muscovite et de températures différentes indique l'évolution du granite dans un milieu relativement réducteur, du moins pendant une partie de son histoire.

La muscovite III a une composition phengitique. VELDE (1965, 1967) a réalisé des études expérimentales sur les phengites magnésiennes et en a déduit que la teneur en Si est un indicateur de température et de pression régnant au moment de la formation de ces minéraux, indépendamment de la composition chimique de la roche encaissante. La muscovite III se localise quelque part sur la courbe d'isoteneur Si = 3,39 du diagramme P - T (VELDE, 1965) (Fig. 185). La position exacte sera connue lorsque l'un des deux paramètres sera précisé.

Ce géothermobaromètre ne peut cependant être appliqué strictement à la phengite (ou muscovite III) dans le cas présent. Comme nous l'avons vu précédemment, une partie du Mg a été substituée par  $Fe^{2+}$ , et les travaux de VELDE (1965) concernent le pôle magnésien. Cependant, le rapport Mg/Fe est toujours supérieur à 1 (1,07 à 1,4), le pôle magnésien est donc dominant. En admettant une certaine marge d'erreur on pourrait par conséquent extrapoler.

#### L'ilménite

La formule chimique de l'ilménite est  $FeTiO_3$ . Dans la nature les ilménites contiennent toujours, en faible quantité soit du Mn, soit du Mg, soit les deux à la fois. La formule plus générale peut donc s'écrire  $(Fe, Mg, Mn) TiO_3$ . Les pôles magnésiens et manganésifères existent également et sont respectivement la geikielite et la pyrophanite. Les compositions de ces oxydes de titane en fonction de la nature de la roche observée dans la nature sont représentées dans la figure 57. Et l'on peut remarquer que dans les roches granitiques la contribution magnésienne est très faible et que, par contre, la contribution manganésifère peut être très importante.

Les "ilménites" des roches intrusives acides sont les plus riches en pyrophanite. Au sein de ces roches intrusives les ilménites les plus pyrophanitiques, en coexistence avec la titanomagnétite se trouvent, comme le montre la figure 57, dans les granodiorites, monzonites, pegmatites et syénites. Les ilménites des granites au sens strict sont par contre les plus appauvries en MnO.

Dans le cas où seule l'ilménite cristallise, la teneur en MnO doit être encore plus importante. TSUSUE (1973) a calculé pour quatre roches granitiques de la péninsule d'Osumi (Sud Kyushu) le coefficient de partage du Mn entre l'ilménite (seul oxyde opaque primaire du granite) et le magma (en considérant que la composition du granite correspond à la composition du magma). Il obtient une valeur de  $K_D = 5,5$  en faveur de l'ilménite (Fig. 56). Les travaux de NEUMANN (1974) ont également montré, sur l'exemple des roches ignées de la région d'Oslo l'existence d'un  $K_{DMn}$  toujours favorable vis-à-vis de l'ilménite ( $K_D = 2,1 \pm 0,4$ ) et ceci en présence de la magnétite, contemporaine à l'ilménite. Il a par ailleurs calculé le coefficient de partage de Mn entre l'ilménite et la magnétite et obtenu une valeur plus élevée  $[(Mn/Fe^{2+})_{Ilm} / (Mn/Fe^{2+})_{Mt}]_{GR} \approx 4$ . La coexistence

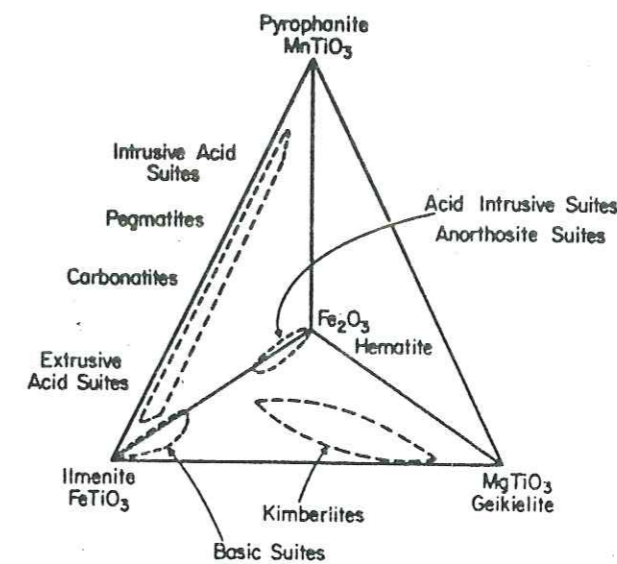


Fig. 55 - Répartition des oxydes de la famille de l'ilménite en fonction de la nature des roches magmatiques (HAGGERTY, 1981, dans DOUGLAS RUMBLE, 1981).

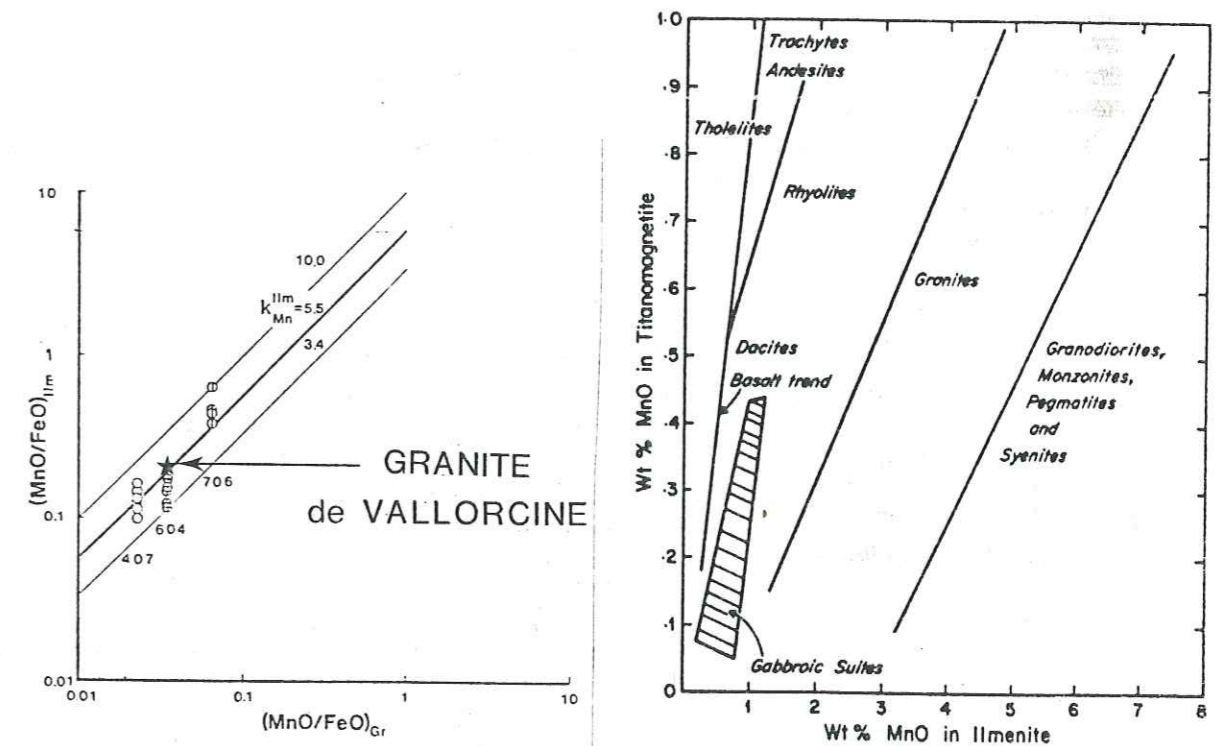


Fig. 56 - Distribution de  $Mn^{2+}$  et  $Fe^{2+}$  ilménite et magma de certains granodiorites du Japon (TSUSUE, 1973).

Fig. 57 - Classification des roches magmatiques en fonction des teneurs en MnO de l'ilménite et de la titanomagnétite.

de la magnétite avec l'ilménite exerce donc une certaine influence sur le coefficient de partage de Mn, mais le principal minéral concentrateur de Mn reste l'ilménite. NEUMANN (1976) a également noté que l'ilménite est d'autant plus riche en Mn que le rapport  $Mn^{2+}/Fe^{2+}$  du magma est élevé, et que la température de cristallisation est basse. Le  $K_D$  est fonction d'un certain nombre d'autres facteurs encore, comme les conditions d'oxydo-réduction du milieu, la composition initiale du magma, etc... Par conséquent, il ne peut être utilisé comme un critère distinctif précis entre les différents types de granites, mais, on note, dans l'ensemble, une tendance favorable vis-à-vis de l'ilménite par rapport au magma. Cette tendance semble être plus accentuée dans les granodiorites, monzonites, pegmatites et syénites, si l'on se réfère à la classification de la figure 57. Cette classification est grossière, comme le précise d'ailleurs son auteur.

L'ilménite du faciès B du granite de Vallorcine s'est révélée riche en MnO, de l'ordre de 6 à 8%.

Dans le diagramme  $(MnO/FeO)_{ilm}/(MnO/FeO)_{gr}$  de la figure 56, le faciès B du granite de Vallorcine se localise proche de la droite  $K_D = 5,5$ , calculée par TSUSUE (1973) pour des granodiorites japonais. L'ilménite du faciès B est donc comparable à celle des granodiorites, monzonites...

On a vu précédemment que le faciès B constituerait un mélange entre un magma intermédiaire calco-alkalin-subalkalin (faciès A) et un magma aluminopotassique (faciès C). La présence de cette ilménite, caractéristique des granites calco-alkalins et subalkalins témoigne donc de l'implication de tels magmas dans la constitution du granite de Vallorcine.

Actuellement, les données manquent pour définir les caractéristiques chimiques des ilménites des leucogranites. A titre de comparaison voici les compositions des ilménites des granites d'anatexie de Brême-Saint-Sylvestre (FRIEDRICH, données non publiées) et de Guérande-le-Croisic (OUDDOU, 1984).

Localisation	FeO <sub>t</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	N
Vallorcine : faciès B	37,00	53,26	6,57	6
St-Sylvestre (faciès moins évolué)	43,97	51,91	1,53	8
Brême (faciès moins évolué)	42,27	51,74	3,55	4
Guérande-le-Croisic (faciès à grain fin moins évolué)	43,86	52,83	1,45	19

Tableau XXV. Tableau comparatif des compositions chimiques des ilménites du faciès B du granite de Vallorcine et des granites d'anatexie de Brême-Saint-Sylvestre (FRIEDRICH, données non publiées) et de Guérande-le-Croisic (OUDDOU, 1984).

### A.3. Les associations minérales paragenétiques et d'altération des faciès évolués du granite de Vallorcine

Les différentes associations minérales sont décrites plus haut. Il s'agit ici de préciser, dans la mesure du possible, les conditions dans lesquelles elles ont été formées. Dans la nature, les réactions chimiques entre minéraux se produisent par l'intermédiaire d'un magma ou d'un fluide. Les réactions entre solides seuls sont très lentes et atteignent rarement l'équilibre, sauf pour des transformations polymorphiques ou des transformations du type ordre-désordre ou des modifications dans le degré de miscibilité de certaines phases (FONTEILLES, 1978). La composition du fluide intermédiaire est variable suivant la nature de la roche et son environnement, mais les constituants les plus importants sont en général l'eau et le CO<sub>2</sub>. Dans le cadre d'un métamorphisme prograde, les volatils (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>...) intégrés initialement dans les minéraux hydroxydés, carbonatés... des sédiments sont libérés et viennent enrichir la phase fluide. Ce sont des réactions de décarbonatation ou de deshydratation. (L'inverse se produit au cours d'un métamorphisme rétrograde). Ces réactions se produisent en général en milieu fermé. Au cours de l'altération hydrothermale ou météorique, les réactions se produisent en milieu ouvert entre des minéraux et les constituants d'une phase aqueuse. Ces constituants peuvent être des ions dissous (K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, etc...) ou des molécules telles le CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, etc... Suivant que le milieu réactionnel est un système ouvert ou fermé, le type de réaction dans lequel les minéraux sont engagés est différent, et les mêmes restrictions ne s'appliquent pas dans les deux cas.

Au cours de la cristallisation d'un magma granitique, il existe plusieurs étapes. BURNHAM et OHMOTO (1980) en ont défini trois :

- orthomagmatique
- transitionnelle
- hydrothermale.

La première étape correspond à la formation de cristaux à partir d'un magma qui s'enrichit progressivement en eau. Cette coexistence d'une phase visqueuse et d'une phase solide est ensuite relayée par l'étape transitionnelle qui correspond à la séparation d'une phase fluide, à partir du magma, par suite de saturation en eau de ce dernier, c'est ce que BURNHAM et OHMOTO (1980) appellent la "seconde ébullition". La dernière étape est la coexistence d'une phase solide et d'une phase fluide qui d'ailleurs s'accompagne le plus souvent par une fracturation due à l'expansion volumique de la phase fluide. L'intensité de la fracturation est fonction d'un certain nombre de facteurs tels la profondeur de mise en place du granite, la teneur initiale en eau du magma. Cette étape de l'évolution du magma granitique permet par conséquent une circulation d'eau à l'intérieur du granite et dans l'encaissant et les réactions chimiques ont lieu en milieu ouvert. Au cours de l'étape magmatique, par contre, les réactions se déroulent en milieu clos.

Dans le granite de Vallorcine on retrouve ces deux types de réaction.



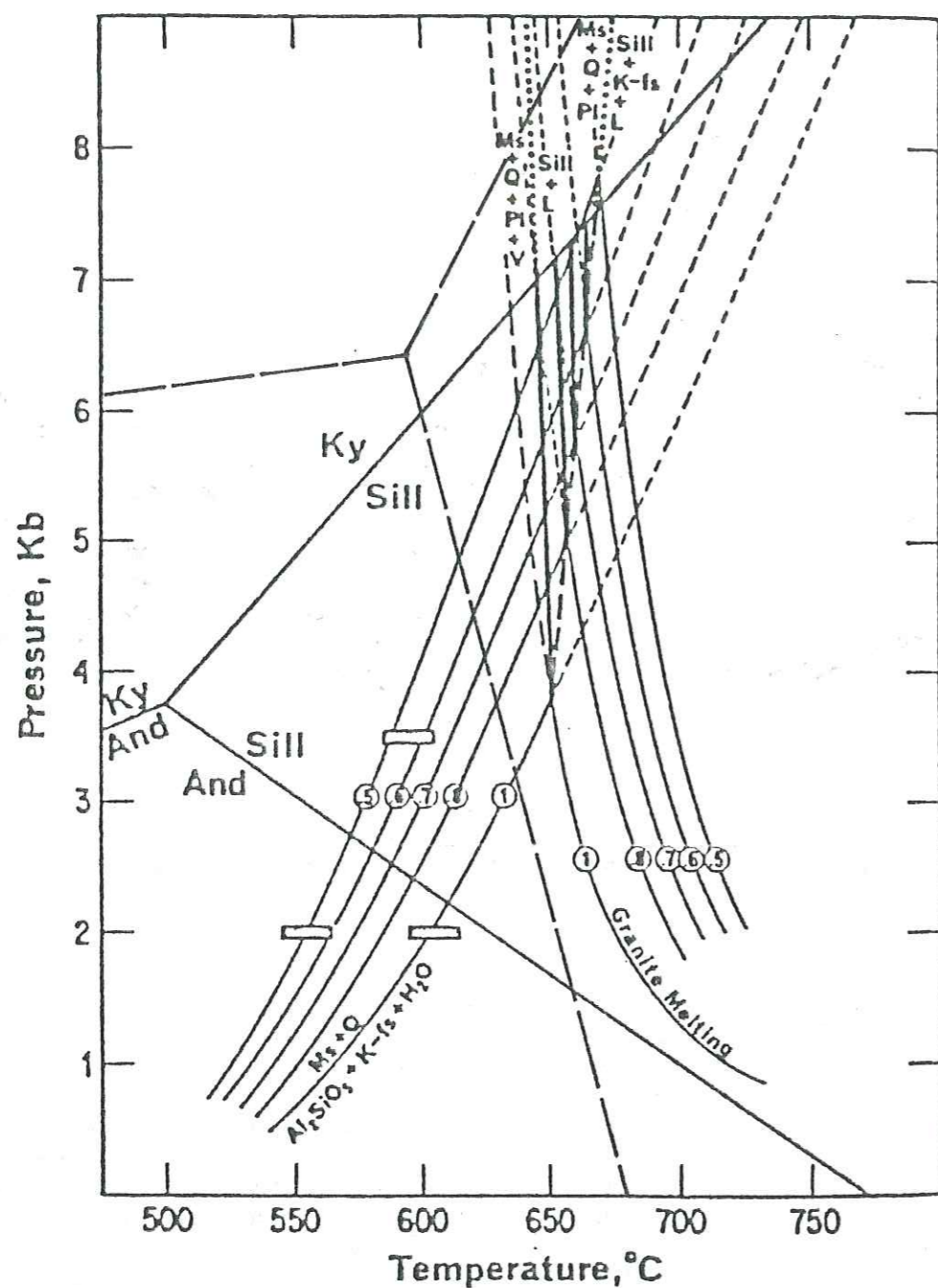


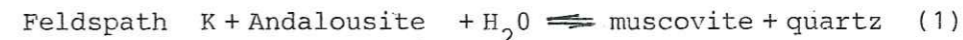
Fig. 58 - Diagramme de phases du système  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  avec  $X_{H_2O}$  variable (KERRICK, 1972).

. Les paragenèses primaires :

Ce sont les paragenèses qui se sont formées au cours de l'étape magmatique de cristallisation du granite.

+ La paragenèse à silicates d'alumine :

Le problème des domaines de stabilité des trois polymorphes andalousite - sillimanite - disthène n'est pas encore résolu d'une façon satisfaisante. Les nombreux travaux qui se sont succédés depuis une vingtaine d'années n'ont pas permis d'établir avec précision les différents champs de stabilité. Il semble que les derniers résultats obtenus par HOLDAWAY (1971) soient plus en accord avec la réalité, d'après les nombreuses comparaisons avec d'autres géothermobaromètres, faites par divers auteurs (ESSENE, 1982). La fiabilité reste cependant médiocre. L'observation, dans un même échantillon de deux ou trois des polymorphes, ne signifie pas non plus systématiquement que l'on peut considérer cet assemblage comme reflétant des conditions de transition entre deux domaines de stabilité ou des conditions correspondant au point triple. Car, dans certains cas, ces coexistences peuvent être le résultat d'une succession de plusieurs phases métamorphiques et que les premiers polymorphes aient subsisté à l'état métastable au cours des phases ultérieures. Dans le granite de Vallorcine, l'andalousite et la sillimanite sont primaires et contemporaines car elles apparaissent dans les mêmes sites, elles se sont donc formées dans des conditions limites des deux domaines de stabilité, c'est-à-dire à basse ou moyenne pression. Localement, ces silicates d'alumines entrent en réaction avec d'autres minéraux (cf. Planche I, photo 5). Ces réactions peuvent être symbolisées par :

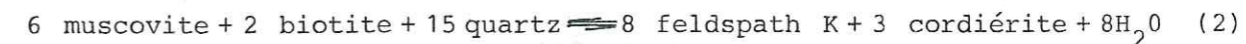


+ Sillimanite :

Cette réaction a été étudiée par plusieurs auteurs (EVANS, 1965 ; ALTHAUS et al., 1970 ; KERRICK, 1972 ; DAY, 1973 ; CHATTERJEE et JOHANNES, 1974) et les courbes d'équilibre obtenues par ces différents auteurs sont très proches les unes des autres pour  $X_{H_2O} = 1$ . KERRICK (1972) a également obtenu des courbes d'équilibre à différentes valeurs de  $X_{H_2O}$ , elles décroissent en température en fonction de  $X_{H_2O}$ . Elles intersectent toute la courbe andalousite-sillimanite (Fig. 58). La réaction (1) dans le granite de Vallorcine s'est donc produite à l'intersection entre ces courbes. Cette intersection ne constitue pas un point précis mais une zone assez approximative étant donné l'incertitude sur les domaines de stabilité des silicates d'alumine et la méconnaissance de  $P_{H_2O}$  à ce moment.

+ La paragenèse à cordiérite :

Elle peut être symbolisée par la réaction :



Cette réaction a également fait l'objet d'une étude expérimentale (dans WINKLER, 1976, p. 86). En effet, dans des conditions de pressions inférieures à 3,5 kb, la réaction (2) se produit en même temps que la réaction (1). Dans des conditions de pression supérieures à 3,5 kb ou bien avec une composition de la biotite où le rapport  $Fe/(Fe+Mg)$





vites I et II, reflète des conditions de plus basse température.

La sillimanite ne montre pas de séricitisation. L'altération de l'andalousite s'est donc produite sélectivement. Ce phénomène est fréquemment observé dans la nature. KWAK (1971) en a proposé une explication. La réaction de muscovitisation des silicates d'alumine suivant la réaction (6) a une constante d'équilibre variable en fonction du polymorphe engagé. Par conséquent, trois courbes d'équilibre différentes caractérisent les trois réactions de muscovitisation. Dans le diagramme  $\log aK^+/T$  à pression constante, ces trois courbes d'équilibre délimitent chacune un domaine de stabilité correspondant à l'andalousite + solution, à la sillimanite + solution et au disthène + solution. Ces trois courbes d'équilibre s'intersectent et les points d'intersection délimitent des portions de ces trois courbes dont l'ordre de succession suivant l'axe de température est variable d'une portion à l'autre. Cela revient à dire

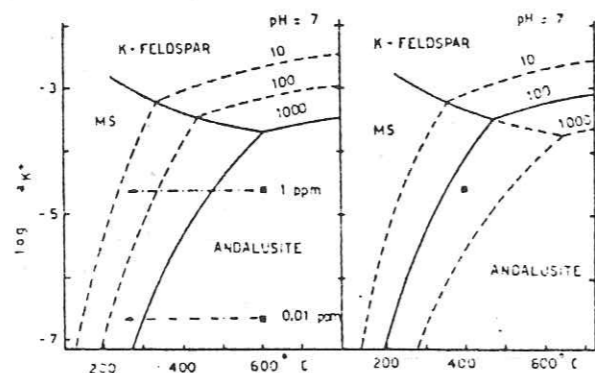


Fig. 60 - Processus de muscovitisation de l'andalousite (EUGSTER, 1970).

- a) par diminution de la température ;
- b) par augmentation de  $fH_2O$ .

qu'à des valeurs de  $\log aK^+$  variables, la stabilité d'un des trois polymorphes peut être plus ou moins grande qu'un autre polymorphe. Dans l'exemple de la figure 61, pour des valeurs élevées de  $\log aK^+$ , la stabilité des polymorphes est décroissante de la sillimanite au disthène. C'est-à-dire que dans ces conditions, le polymorphe qui s'altère en premier est le disthène puis l'andalousite et après seulement la sillimanite. Cet ordre de succession est le plus souvent réalisé dans les conditions géologiques. En ce qui concerne le granite de Vallorcine, la stabilité de la sillimanite a été plus grande que celle de l'andalousite.

KWAK (1971) montre également la nécessité d'un effet tampon vis-à-vis de  $K^+$  et de  $H^+$  de la première réaction de muscovitisation (c'est-à-dire responsable de l'altération du premier polymorphe) sur le fluide d'altération pour le maintenir à une composition constante, et assurer la décomposition d'un seul polymorphe à la fois. La composition du fluide change lorsque le polymorphe en question est complètement altéré. La seconde réaction de muscovitisation est alors engagée. Le même processus peut se poursuivre jusqu'à l'altération complète du troisième polymorphe. L'altération simultanée de deux ou trois polymorphes peut également se produire et dans ce cas deux explications sont proposées :

- l'incapacité de la première réaction de muscovitisation de tamponner le fluide d'altération ;
- la diminution de la température.

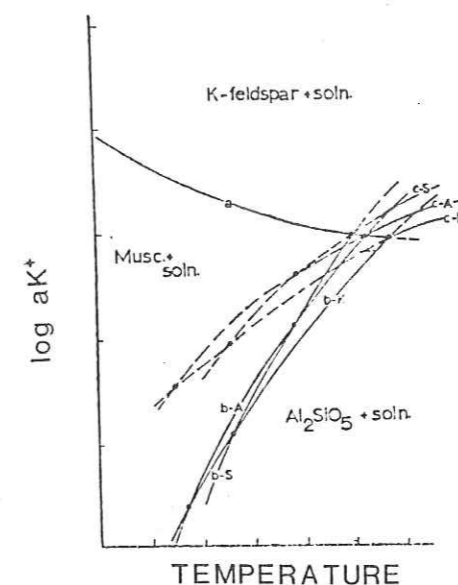
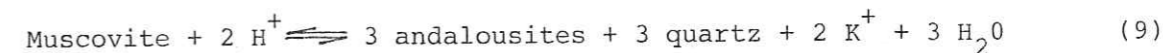


Fig. 61 - Domaines de stabilité des polymorphes des silicates d'alumines dans le diagramme  $\log aK^+/T$  /  $T^\circ C$  à pression constante.

Dans le granite de Vallorcine, l'altération de l'andalousite s'est produite au cours du métamorphisme alpin (voir ci-après), c'est-à-dire bien après sa mise en place et son émergence probable au Permien. C'est donc un contexte de réchauffement et l'altération sélective s'est opérée par un fluide tamponné par la réaction :



Le produit d'altération de l'andalousite n'est pas de la muscovite au sens strict, comme on l'a vu précédemment. C'est une muscovite phengitique. CIPRIANI et al. (1968) ont proposé un critère de distinction entre la muscovite et la phengite, soit à partir des mesures aux rayons X, soit à partir de l'analyse chimique en utilisant la relation :

$$bo = 8,990 + 0,327 RM$$

bo = paramètre de maille  
 $RM = 2 Fe_2O_3 + FeO + MgO$  (en proportion molaire).

La muscovite aurait une valeur de  $bo \leq 9,025 \text{ \AA}$  et la phengite  $bo > 9,025 \text{ \AA}$  ou bien  $RM \leq 0,10$  pour la première et  $RM \geq 0,10$  pour la seconde. Dans le cas présent, la valeur de RM la plus fréquente des micas est de 0,10, elle se trouve donc à la limite entre muscovite et phengite selon CIPRIANI et al. (1968).

FREY (1983), en utilisant ce même paramètre RM, a obtenu une corrélation entre RM et la zonéographie métamorphique dans les Alpes

Centrales. Les valeurs de RM les plus élevées ( $RM > 0,12$ ) se rapportent grossièrement au métamorphisme éo-alpin, les valeurs moyennes ( $0,08 < RM < 0,12$ ) au métamorphisme méso-alpin et les valeurs basses ( $RM < 0,08$ ) au métamorphisme hercynien (Fig. 62).

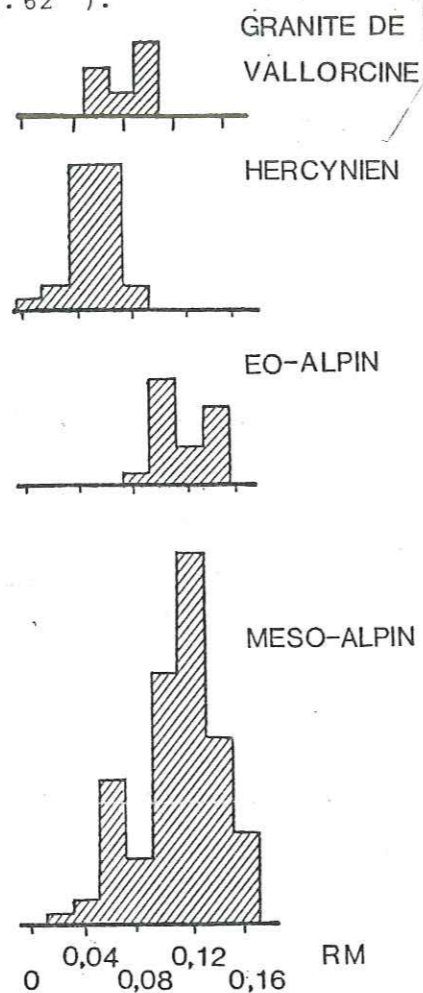


Fig. 62 - Histogrammes des valeurs RM des micas blancs des roches granitoïdes des Alpes Centrales, se rapportant aux événements hercyniens et alpins. Comparaison avec ceux du granite de Vallorcine.

La comparaison des histogrammes RM (Fig. 62) établis pour les micas blancs des roches granitoïdes des Alpes Centrales et celui du granite de Vallorcine permet de rattacher les phengites au métamorphisme alpin et plus particulièrement à la phase méso-alpine.

#### . Altération du plagioclase

Les produits d'altérations sont la séricite, l'épidote (zoïste), la calcite et très rarement la tourmaline bleu-verdâtre. Cette altération associe également la formation de la pyrite et dans certains cas de l'arsénopyrite. La présence de minéraux d'altération potassique et ferro-magnésiens implique nécessairement un fluide d'altération chargé en ces éléments, c'est-à-dire un fluide analogue au précédent. La présence de calcite est également un indicateur d'une certaine fugacité en  $CO_2$ .

#### . Chloritisation de la biotite

D'après les paragenèses d'altération, on peut individualiser deux étapes dans la chloritisation de la biotite. La première correspond à la superposition des événements tardihercyniens et alpins, et la seconde est à rattacher des processus d'altération superficielle.

La première étape de chloritisation montre une variation dans les associations des produits d'altération. Ceci n'est pas le fait de la succession de paragenèses tardihercyniennes et alpines. Ce serait plutôt dû à des hétérogénéités locales. Ces hétérogénéités peuvent provenir des petites variations de composition minéralogique ou chimique du site de réaction ou bien des variations du taux de fracturation de la roche à proximité du lieu d'échantillonnage, etc...

#### - Chloritisation I de la biotite :

Les produits d'altération de cette phase de chloritisation sont la chlorite, la muscovite, le feldspath K, la calcite, l'épidote (zoïsite), l'allanite, l'ilménite, l'anatase et ou le rutile, le sphène, la pyrite, la pyrrhotite et le quartz. L'ilménite, l'anatase et ou le rutile et la muscovite sont toujours présents. Les autres minéraux sont très fréquents mais n'apparaissent pas ensemble systématiquement (cf. pétrographie). Le fluide responsable de la chloritisation de la biotite affecte en même temps certains minéraux en inclusions (monazite, brannérite ?) (voir plus loin). La formation de certains minéraux lors de la chloritisation implique l'apport de certains éléments par le fluide. C'est le cas du calcium, du soufre et du  $CO_2$ . On remarque fréquemment que l'épidote (zoïste) apparaît dans une biotite chloritisée au contact d'un plagioclase séricitisé. On peut comprendre cela comme une mobilisation d'éléments par l'intermédiaire du fluide à partir du plagioclase et de la biotite. Le calcium de l'épidote ou de l'allanite proviendrait du composant anorthite du plagioclase et le potassium de la séricite, de la biotite. Très fréquemment on observe du feldspath potassique en fuseau au sein de la chlorite. CHAYES (1955) a étudié la réaction :



qu'il a observé dans un granite à biotite altérée et a conclu qu'une proportion importante du potassium de la biotite est évacué au cours de l'altération. Le potassium produit par la chloritisation des biotites dans le granite de Vallorcine pourrait donc être fixé par la séricitisation des plagioclases ou de l'andalousite.

Dans d'autres sites de réaction, l'épidote et l'allanite sont absents. La calcite cristallise souvent à la place, avec parfois de fines inclusions d'ilménite.

Si l'on considère les différents minéraux qui sont apparus avec la chloritisation I de la biotite on peut dire que le fluide responsable de cette altération est un fluide relativement réducteur (présence d'ilménite = minéral à  $Fe^{2+}$ , de pyrite et de pyrrhotite), et chargé d'une certaine quantité de  $CO_2$  et de S. La coexistence de la zoïsite et de la calcite dans le même échantillon implique une faible activité du  $CO_2$  dans le fluide car la zoïsite n'est stable que dans un fluide à  $H_2O$  domi-

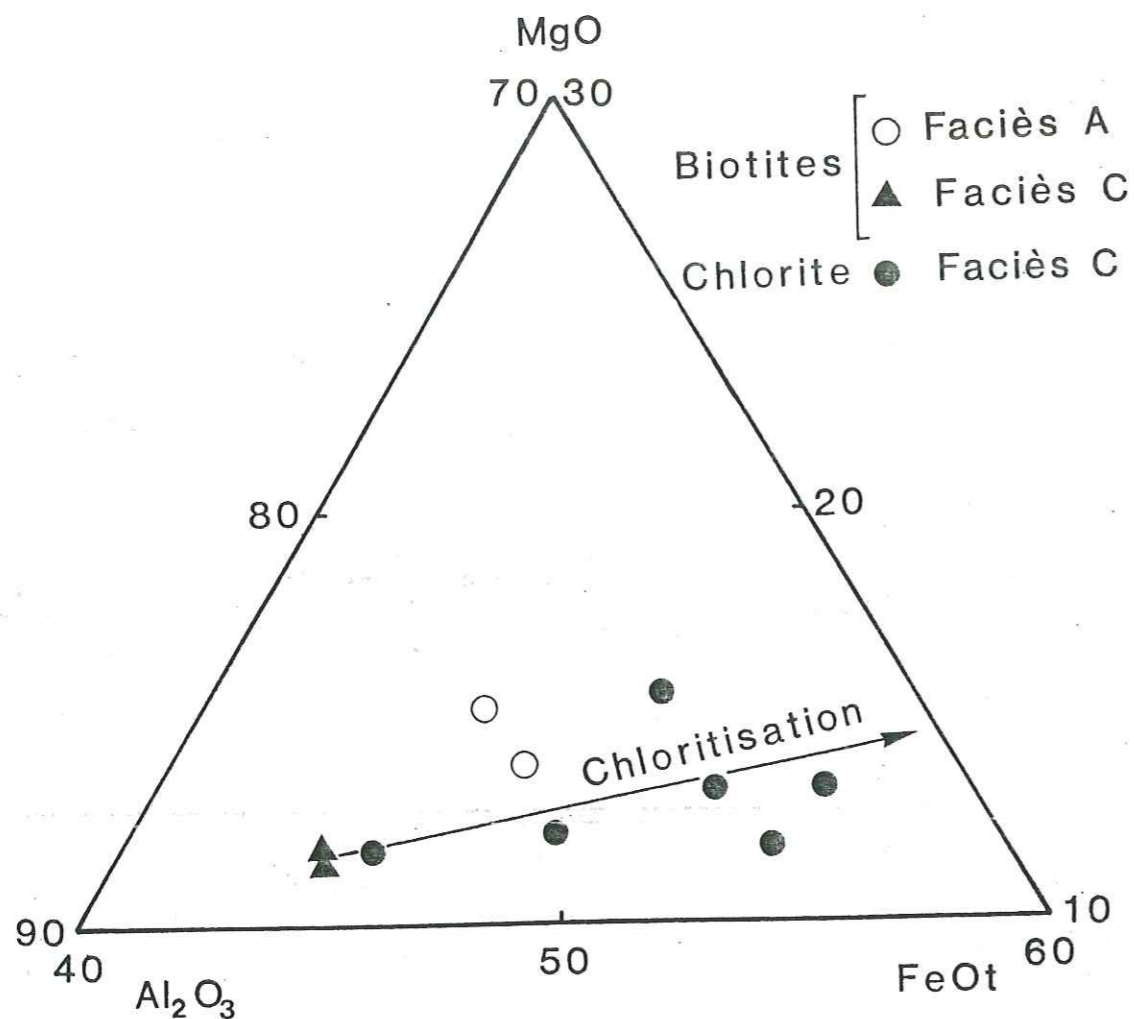


Fig. 63 - Evolution de la biotite au cours de la chloritisation dans le diagramme  $Al_2O_3 - FeO_t - MgO$

nant. Il est intéressant de signaler que, classiquement, la coexistence de la chlorite et de la zoïsite définit la limite entre le faible degré et le très faible degré de métamorphisme et cela se situe à une température minimale de  $350^\circ C$  (WINKLER, 1979).

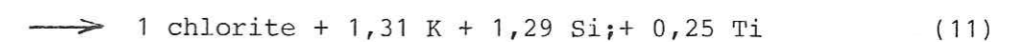
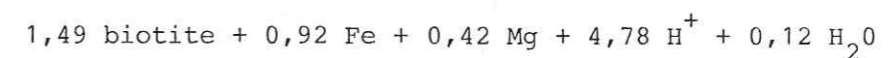
- Chloritisation II de la biotite :

La deuxième phase de chloritisation de la biotite montre une association minérale composée de quartz, hématite, anatase-rutile, calcite. Elle provoque également la déstabilisation de certains minéraux antérieurs contemporains ou non de la chloritisation I, à savoir l'oxydation de la pyrite, de la pyrrhotite et de l'ilménite. Le fluide responsable de cette altération est par conséquent plus oxydant que le précédent.

Il est difficile d'estimer le taux de chloritisation relatif à chaque phase de chloritisation, néanmoins, il est possible de faire le bilan global des éléments échangés au cours des deux étapes de chloritisation.

La chloritisation complète de la biotite aboutit à une composition proche du pôle ferrifère de la ripidolite. Dans le diagramme Fe-Mg-Al, l'axe de chloritisation montre un enrichissement relatif du Fe par rapport au Mg.

PARRY et DOWNEY (1982) ont montré au cours de leur étude sur la chloritisation de la biotite d'une monzonite quartzifère de Gold Hill, Utah, que ce phénomène se produit avec une variation volumique et la conservation de l'aluminium. Dans le cas d'une altération d'une phlogopite en clinocllore, une perte volumique de 31% peut se produire et ce changement de volume est compensé par une augmentation de la porosité, par la précipitation d'autres minéraux d'altération ou par un réajustement au niveau des fractures (PARRY et DOWNEY, 1982). Dans le cas du granite de Vallorcine, ce changement de volume est compensé suivant le type de réaction, par la précipitation entre les clivages de la chlorite de feldspath potassique, calcite, pyrite, épidote ou allanite. Le bilan chimique calculé à partir des moyennes de composition de la biotite et de la chlorite correspondante, et en considérant la conservation de l'aluminium, est le suivant :



La chloritisation de la biotite a donc nécessité un apport d'eau, d'hydrogène, de fer et de magnésium et un départ de potassium, de silicium et de titane. Cet échange d'éléments s'est fait par l'intermédiaire d'une phase fluide qui aurait fourni fer et magnésium ainsi que le  $CO_2$  et le soufre pour la formation de la calcite et des sulfures. La chloritisation produit du potassium silicium et du titane. Le potassium (au moins en partie) se recombine pour former la muscovite ou le feldspath potassique, le titane donne des oxydes de titane (rutile/anatase) ou de l'ilménite en cas d'un excès de fer et en milieu de réducteur. Le silicium quant à lui forme du quartz. La présence de l'allanite lors de la chloritisation s'explique par la déstabilisation de certains minéraux accessoires primaires riches en terres rares tels que la monazite.

. Altération des minéraux accessoires

La biotite renferme une forte proportion de minéraux accessoires primaires : monazite, zircon, apatite, ilménite, pyrite, allanite, (brannérite ?). Certains de ces minéraux comme la monazite, l'ilménite, la pyrite et la brannérite ont été affectés lors de la chloritisation de la biotite.

- La monazite :

La déstabilisation de la monazite en allanite a été observée au microscope à lumière transmise et au microscope électronique à balayage. Elle se produit exclusivement dans la biotite plus ou moins complètement chloritisée et se caractérise par une auréole brunâtre qui correspond à l'allanite (Photo 5, planche II). Souvent, la déstabilisation est complète, c'est-à-dire que la monazite disparaît complètement au profit de l'allanite. L'apatite provenant de déstabilisation de la monazite est très discrète et il est très difficile de la discerner de l'apatite primaire, le phosphore libéré pendant la réaction pouvant contribuer à l'accroissement épitaxial des apatites initialement présentes. Les photos prises à partir des images X au microscope électronique à balayage (Planche VI) montrent une distribution d'un certain nombre d'éléments qui confirme la déstabilisation de la monazite au profit de l'allanite. Ce, P et U sont plus concentrés dans la partie intacte de la monazite. Al, Ca et Si montrent par contre une concentration plus élevée dans la partie déstabilisée. Le Th reste identique dans les deux minéraux.

L'altération de la monazite en allanite nécessite un apport de Ca, Al, Fe et Si. Le fait qu'elle se soit produite simultanément à la déstabilisation du plagioclase et de la biotite a permis de fournir les éléments nécessaires.

	Allanite seule	Allanite + Monazite	Monazite seule
Lee and Dodge (1964) (Californie et Nevada)	CaO > 1.8 %	0.7 % < CaO < 1.8 %	CaO < 0.7 %
Lisitsina et al. (1965) (Tienschan)	Ca > 1.39 %	1.17 % < CaO < 1.39 %	CaO < 1.17 %
France Ballons (Pagel, 1980)	CaO = 2.78 %	CaO ≈ 0.95 % Bois Noirs Nord (Lee, 1975 ; Cuney 1978°)	CaO < 0.9 % St-Sylvestre (Ranchin, 1971)
Vallorcine			0,25 % < CaO < 0,61%

Tableau XXVI: Relations entre teneur de CaO et formation d'allanite et de monazite dans certains granites (CUNNEY 1981). Comparaison avec le granite de Vallorcine.

L'absence de l'allanite à l'état primaire dans le granite est liée au chimisme de la roche (CUNNEY, 1981). L'auteur a dressé un tableau (Tableau XXVI) à partir de la littérature réunissant les conditions chimiques dans lesquelles apparaissent l'allanite et la monazite dans les roches granitoïdes. Ceci est conforme à ce que l'on observe dans les faciès évolués du granite de Vallorcine où seule la monazite est stable à l'état primaire avec des teneurs en CaO entre 0,25 et 0,61% poids d'oxyde.

- L'ilménite :

Trois générations d'ilménite existent dans le granite. Chacune d'elles a été affectée par une altération. Le processus d'altération de l'ilménite magmatique à haute température a fait l'objet d'un certain nombre de travaux rapportés par RUMBLE (1981). C'est un processus complexe qui est fonction de la composition initiale du magma, de la composition initiale des autres oxydes primaires associés, du degré de décomposition atteint, des variations de température et de  $fO_2$  au cours de la cristallisation et des phénomènes deutériques lors du refroidissement du magma. A ce stade là, l'ilménite aboutit à un assemblage où la pseudobrookite est dominante. A plus basse température, l'oxydation de l'ilménite aboutit à l'association rutile + hématite. TEMPLE (1966) a étudié le processus d'altération à la température ambiante. Il a décrit les différentes étapes par lesquelles l'ilménite aboutit, en fin de processus d'altération au  $TiO_2$  seul. Dans tous les cas, l'altération de l'ilménite est caractérisée par une oxydation du  $Fe^{2+}$  en  $Fe^{3+}$  et l'expulsion de celui-ci hors de la structure du minéral. Ces deux phénomènes se produisent progressivement ainsi peut-on obtenir toute une gamme de composition chimique entre le pôle ilménite et  $TiO_2$ . Le départ progressif du  $Fe_2O_3$  du réseau de l'ilménite nécessite, après un certain taux d'évacuation, une nouvelle structuration en pseudorutile pour passer en fin de transformation au  $TiO_2$ . Les grains d'ilménite altérés du granite de Vallorcine montre au microscope presque toute la gamme de coloration des réflexions internes observées par TEMPLE (1966), le blanc est toutefois dominant. L'auteur a identifié ces différentes teintes à leur composition chimique qui, du gris foncé au blanc en passant par le rouge et le jaune, correspond à une décroissance du fer (37% à 0%) et une augmentation corrélative en  $TiO_2$  (52% à 100%). Des analyses chimiques n'ont pas été faites sur ces produits d'altérations mais on peut dire dans l'ensemble que l'altération de l'ilménite est assez poussée et s'est produite dans des conditions de relativement faible température.

- La pyrite et la pyrrhotite :

Elles sont toutes les deux hématisées, de rares reliques subsistent cependant.

A.4. Les filonnets à quartz-pyrite-hématite du granite de Vallorcine :

Les seules altérations qu'on peut observer dans les différents filonnets du granite sont l'oxydation de la pyrite en hématite et la corrosion des feldspaths K par des argiles.

#### A.5. Conditions P - T - $fO_2$

Sur la base de la chronologie des différentes paragenèses établies à partir des observations pétrographiques et les arguments physico-chimiques en faveur de cette chronologie, on peut essayer de reconstituer en terme de P - T -  $fO_2$  l'enchaînement des différents événements qui se sont succédés dans le granite. Rappelons tout d'abord que le granite de Vallorcine s'est mis en place au Carbonifère ( $\sim 320$  Ma) dans un contexte syn à post-tectonique et qu'une ascension de l'ensemble socle-granite s'est poursuivie au Carbonifère-Permien jusqu'à, selon certains auteurs (cf. notice carte Dent de Mordes 1/25.000, 1971), l'émersion de ce dernier. Cet événement va de pair avec la constitution de bassins sédimentaires guidés par des failles tardihercyniennes normales. La tectonique alpine compressive débute après une période de sédimentation importante continentale et marine.

Les différentes modifications minéralogiques se sont donc produites, dans un premier temps, dans un contexte de baisse de pression et de température mais aussi avec une contribution d'un fluide de plus en plus superficiel dans les phénomènes d'altération.

Les paragenèses primaires du granite peuvent être attribuées à la fin de la cristallisation du magma et reflètent par conséquent les conditions en pression et température de la mise en place du granite. Elles seront précisées après l'étude des métamorphismes de l'encaissant, mais on peut d'ores et déjà fixer la pression maximale à 3,5 kb. En effet, les deux réactions (1) et (2) relatives aux paragenèses primaires du granite ne peuvent se produire qu'à des conditions de pressions inférieures à 3,5 kb (WINKLER, 1979).

La  $fO_2$  peut être appréciée grâce à la présence d'une ilménite primaire riche en MnO et de la pyrite, minéraux à  $Fe^{2+}$  et donc reflétant des conditions plutôt réductrices.

Les altérations de haute température se sont produites à la suite d'une baisse de pression et de température et avec l'intervention d'un fluide en déséquilibre avec le granite.

L'albitisation du feldspath K s'est produite avant la muscovitisation (muscovite II) qui atteint ce dernier, l'albite et la biotite. En utilisant le géothermomètre de LAMBERT (1959), on a obtenu une température de 465°C qui serait proche de la température de formation de la muscovite II (Fig. 54a). Si on admet cette température, on peut dire que l'albitisation s'est produite à une température plus élevée.

La déstabilisation de la cordiérite a également eu lieu à des températures supérieures à 465°C pour des pressions inférieures à 3,5 kb (Fig. 54a). Les observations pétrographiques n'ont pas permis d'établir une chronologie relative entre les deux phénomènes. On ne peut donc se prononcer sur la contemporanéité de ces deux phénomènes, on peut cependant dire qu'ils se sont déroulés à plus de 465°C.

Plusieurs arguments développés plus haut montrent le caractère tardif de la déstabilisation de l'andalousite, du plagioclase et de la biotite, mais ne correspondent pas toutes à un seul événement. En effet, les deux dernières sont le résultat des rétro-morphoses tardihercyniennes

et alpine. Par contre, la phengitisation de l'andalousite est, comme on l'a vu, alpine. Dans certains échantillons cet événement alpin est étroitement associé à une arsénopyrite. Ce minéral et la phengite, en plus de la chloritisation de la biotite et de la déstabilisation du plagioclase permettent de caractériser et d'approcher les conditions de P et T de l'événement alpin. En ce qui concerne l'événement tardihercynien, on peut tout au plus fixer la température minimale qui est celle de l'apparition de la zoïsite ( $\sim 350^\circ C$ , (WINCKLER, 1979).

La température de formation de l'arsénopyrite est estimée à 300-350°C au moyen du géothermomètre de KRETSCHMAR et SCOTT (1976) (cf. partie B du chapitre). Pour ces températures, la pression de formation de la phengite, également alpine, est de l'ordre de 4 kb sur le géothermomètre de VELDE (1965), avec une certaine marge d'erreur.

La phengite a été identifiée comme appartenant à la phase méso-alpine du métamorphisme alpin ( $\sim 40$  Ma), en se basant sur les travaux de FREY (1983). Rappelons que les paragenèses de la phase éoalpine n'ont pas été décelées dans les massifs cristallins externes et que les seuls indices de l'existence de cette phase dans ces régions sont les âges obtenus pour les rejeux tectoniques. Le granite de Vallorcine a donc été soumis à la phase mésoalpine du métamorphisme alpin dans des conditions de P =  $\sim 4$  kb et T = 300-350°C. Elle y a accentué la chloritisation des biotites, la déstabilisation du plagioclase, de la monazite, de la brannerite (?) avec l'apparition de sulfures et l'altération de l'andalousite.

Les conditions des phases tardives du métamorphisme alpin n'avaient pas encore été définies pour le granite de Vallorcine. POTY (1969) a établi à partir des études des fentes alpines du Mont-Blanc, et leurs inclusions fluides piégées dans le quartz, les conditions de pression et de température de la phase alpine la plus tardive : P = 2,5 à 3,3 kb et T = 400 et 450°C. Ces fentes alpines ont été datées, avec les méthodes isotopiques Rb/Sr et K/Ar, sur des muscovites et adulaires à  $13,4 \pm 2$  Ma et  $18,3 \pm$  Ma (miocène moyen), (LEUTWEIN et al., 1970). D'autres valeurs de P et T ont également été données par WEISBROD et al. (1974) pour le même métamorphisme dans l'Aar, Gothard et Pelvoux (Fig. 61). Des travaux en cours (MULLIS et al., à paraître) ont établi par ailleurs des conditions de P et T respectivement de 5 kb et 400°C à partir des études d'inclusions fluides des quartz de fentes alpines des massifs Aar-Gothard. Ces données nouvelles font apparaître une différence de pression de l'ordre de 2 kb pour les mêmes températures par rapport aux valeurs admises précédemment.

Les conditions de métamorphisme obtenues dans le cadre de cette étude, pour la phase méso-alpine, sont plus élevées en pression par rapport aux données de WEISBROD et al. (1974). LEIKINE et al. (1983) ont par ailleurs mis en évidence, dans des unités dauphinoises, entre Belle-donne et Mont Blanc, une phase probablement oligocène supérieure (méso-alpine) à pression plus élevée que la phase Miocène moyen (néo-alpine). VON RAUMER (1974) a également décrit ces deux mêmes épisodes dans des metabasites du socle du Mont Blanc, avec toujours le premier à pression plus importante.



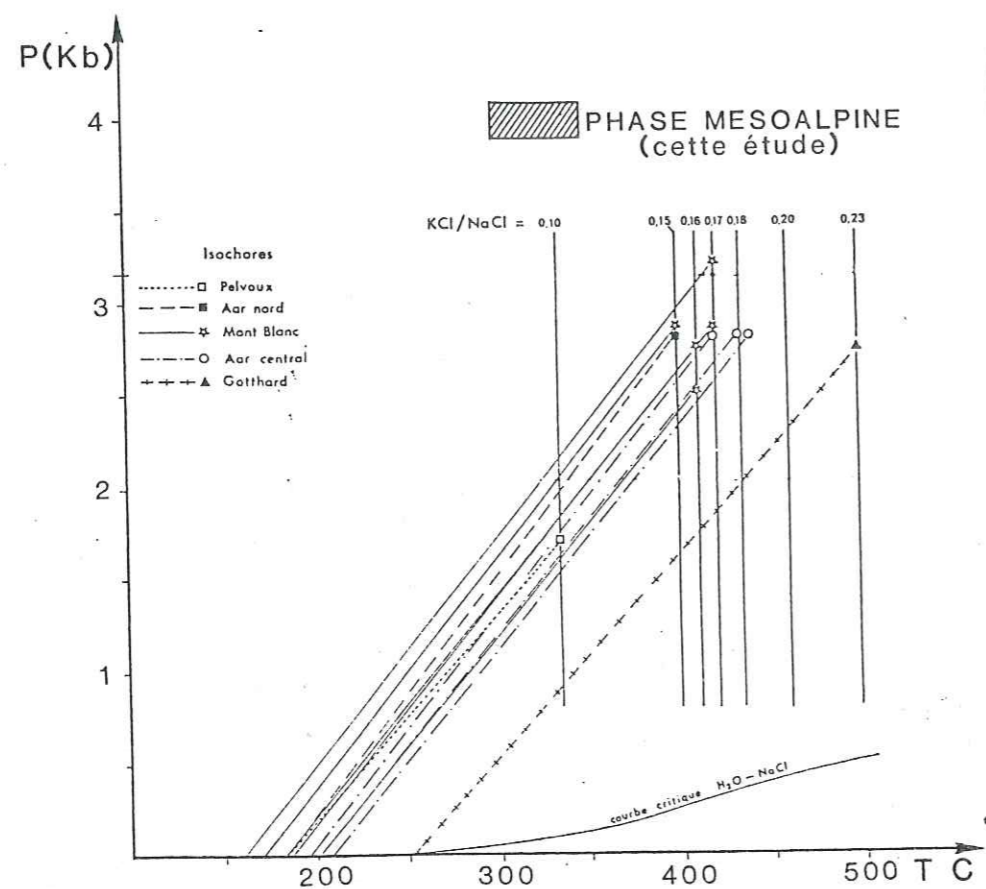


Fig. 64 - Conditions de métamorphisme alpin dans différents massifs de la chaîne alpine d'après WEISBROD et al. (1976).

#### CONCLUSION

Cette étude de la géochimie minérale et du métamorphisme du granite de Vallorcine a permis de retracer les grands traits de son histoire. Le granite serait donc mis en place dans des conditions de faible pression et a été le siège de circulations hydrothermales, de fluide sodique au départ puis potassique. Cette étape hydrothermale qui s'est déclenchée, probablement tout de suite après la mise en place, s'est déroulée au cours du refroidissement du granite.

La tectonique tardihercynienne a provoqué une rétomorphose qui se marque par la chloritisation de la biotite et la déstabilisation du plagioclase, mais aussi par l'altération des minéraux accessoires uranifères tels la monazite, la brannérite (?).

Plus tardivement, à l'alpin, la phase méso-alpine affecte le granite dans des conditions de moyenne pression-basse température. Les transformations minéralogiques engagées au cours de la phase précédente se poursuivent.

Jusqu'à ce stade le granite a évolué dans des conditions relativement réductrices. Plus tard, les conditions de  $fO_2$  se sont accrues en

donnant lieu à des transformations en régime oxydant : oxydations des sulfures, des ilménites dont la première génération est riche en uranium.

## B - L'ENCAISSANT METAMORPHIQUE

### B.1. Introduction

Nous avons déjà vu (chapitre II, B) que l'ensemble de la série des Aiguilles Rouges a subi trois phases métamorphiques plus ou moins bien marquées selon les régions considérées. La phase la plus précoce (haute pression) ainsi que la phase de basse pression (anatexie II) sont les moins représentées. Il semble que la phase à moyenne pression (anatexie I) est celle qui a laissé l'empreinte la plus importante parmi les phases métamorphiques anciennes. Son degré d'intensité est du mésozonal profond (faciès amphibolite à almandin) BELLIERE 1980.

La formation de La Creusa et les gneiss de Largeley et de La Gueula montrent des paragenèses métamorphiques anté-blastomylonitiques, c'est-à-dire contemporaines à la phase métamorphique principale de moyenne pression (anatexie I). Rappelons que tous ces faciès ont une position orientale dans le massif des Aiguilles Rouges et sont en contact avec le granite de Vallorcine.

Dans ce paragraphe nous essayons de définir le degré de métamorphisme atteint par les terrains étudiés à partir des associations paragenétiques précoces et de préciser dans la mesure du possible les conditions des rétro-morphoses ultérieures.

### B.2. Les paragenèses primaires

#### - Les paragenèses à grenat :

Il existe deux types de grenat selon la composition de la roche hôte :

- grenat riche en almandin dans les faciès quartzo-feldspathique ± micacés ;
- grenat riche en grossulaire dans le gneiss calcique à pyroxène-grenat.

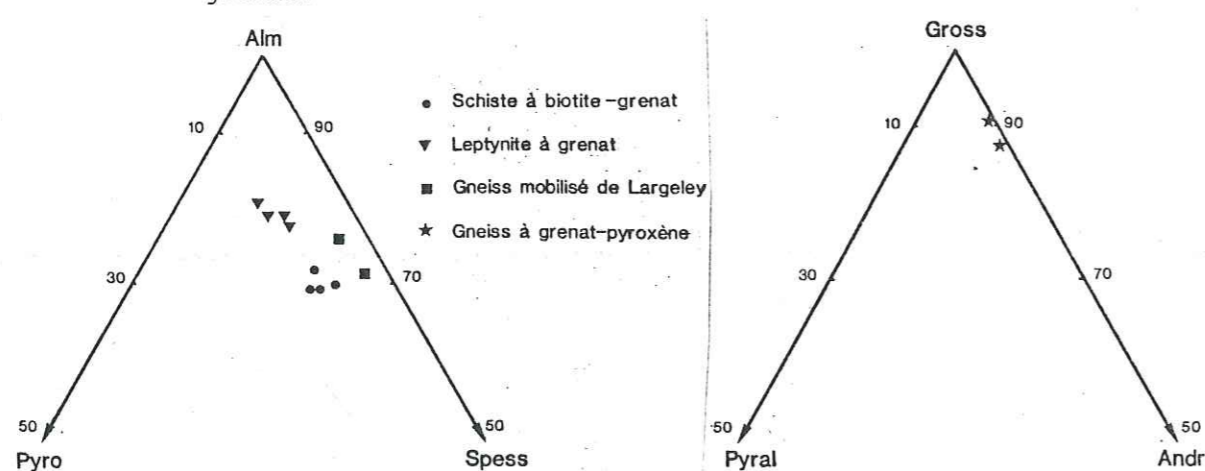


Fig. 65 a : Les grenats riches en almandin dans les faciès de La Creusa et Largeley.

b : Le grenat riche en grossulaire dans le gneiss à grenat-pyroxène de La Creusa.

. Les paragenèses à grenat, riche en almandin, des faciès quartzo-feldspathiques plus ou moins micacés :

Les différents facteurs qui contrôlent la formation de l'almandin dans une roche métamorphique sont :

- le degré du métamorphisme
- la fugacité en oxygène
- la composition chimique de la roche et la minéralogie de son environnement.

Dans la nature, ce minéral apparaît le plus souvent dans les roches ayant subi un métamorphisme de moyenne ou haute pression. A basse pression, il est peu fréquent aussi bien dans les métapélites que dans les metabasites. La composition et la  $fO_2$  de la roche contrôlent également sa stabilité.

Les travaux expérimentaux de HSU (1968) ont permis de définir le domaine de stabilité de l'almandin en fonction de la température, de la pression et de la fugacité en oxygène (Fig. 66). Il s'élargit dans les conditions de  $fO_2$  basses, alors que dans les conditions oxydantes ( $fO_2$  élevée) l'almandin ne se forme pas. L'influence de la pression est très limitée ; elle accroît la température d'équilibre de l'ordre de  $10^\circ C/kb$  quand  $P > 1 kb$ .

Le rôle de la composition chimique de la roche sur l'apparition ou la non apparition de l'almandin a été attesté par WISEMAN (1934), BINNS (1965) in MYASHIRO (1979). En effet, ces deux auteurs ont observé, dans un même affleurement, des metabasites avec et sans cristaux d'almandin. Cette différence de paragenèse a été attribuée à la différence de composition chimique de la roche. Les metabasites porteurs d'almandin ont un rapport  $Fe^{2+}/Mg$  plus élevé. Dans les métapélites ce rapport  $Fe^{2+}/Mg$  est également un des facteurs qui déterminent la formation de l'almandin (THOMPSON, 1957 ; HENSEN, 1971).

Dans la figure 65 sont représentés les grenats appartenant à trois faciès différents de la formation de La Creusa et de Largeley (schiste à biotite + grenat, leptynite à grenat, gneiss mobilisé de Largeley). Les compositions chimiques ont été obtenues à partir d'analyses à la microsonde électronique et sont très voisines. Leur haute teneur en almandin (70 - 80% Alm) permet l'application des travaux expérimentaux réalisés avec le grenat almandin.

Les schistes à biotite + grenat sont interstratifiés avec des schistes à biotite seule, dans la formation de La Creusa. Les prélèvements ont été effectués dans un périmètre restreint (voir plan, fig. 3), ils ont donc subi un métamorphisme dans des conditions T, P voisines. La  $fO_2$  est également du même ordre au cours de ce métamorphisme ; les deux faciès contiennent du graphite et des minéraux de milieu réducteur comme l'ilménite et la pyrrhotite. La différence de composition chimique de la roche justifie donc la présence ou l'absence de l'almandin dans ces deux faciès. En effet, le rapport  $Fe^{2+}/Mg$  est de 2,34 dans les schistes à biotite + grenat et de 2,09 dans les schistes à biotite.

Dans le chapitre précédent nous avons montré que les schistes à biotite + grenat proviennent du métamorphisme d'un sédiment grauwaqueux



BINNS (1965 b) la teinte brunâtre des hornblendes est due à une teneur élevée en Ti.

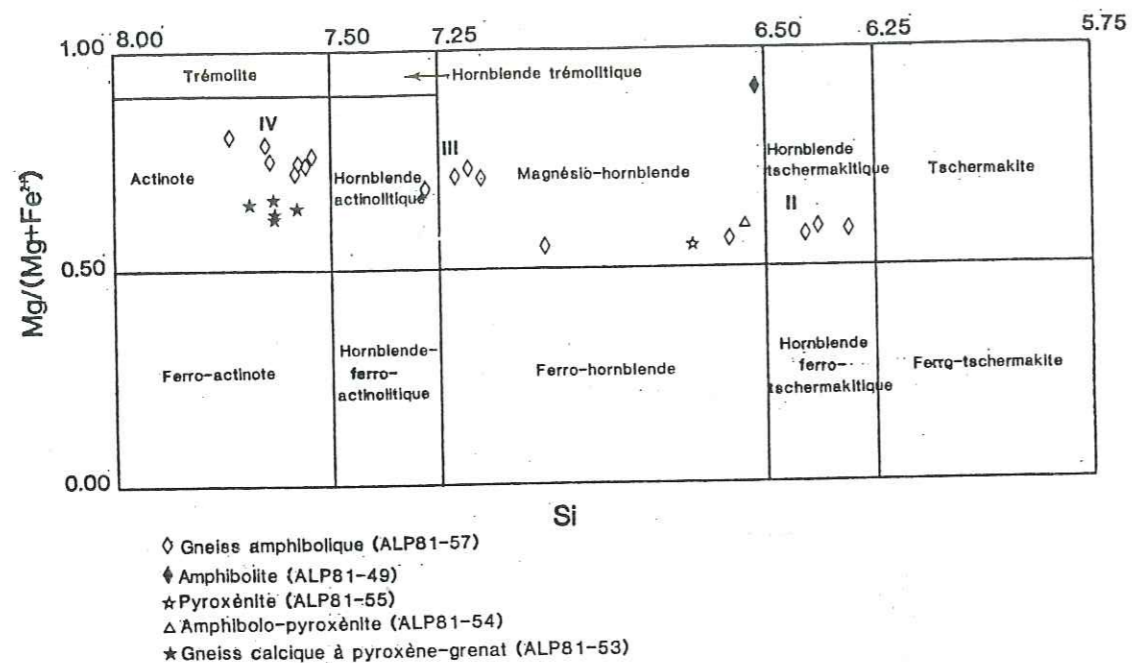


Fig. 68 - Les amphiboles des faciès de la formation de La Creusa dans le diagramme de classification de LEAKE (1978).

Dans les gneiss amphiboliques de la formation de La Creusa, deux types d'amphiboles, l'une de couleur brunâtre et l'autre de couleur verte ont été observées. La première (amphibole I) représente de rares reliques, témoins soit d'un métamorphisme ancien de haut degré, antérieur au métamorphisme principal (anatexie I), soit d'une cristallisation magmatique synchrone de la mise en place de la roche. Elle n'a pas fait l'objet d'analyse. La seconde est de composition magnésio-tschermakitique dans la classification de LEAKE (1978)(Fig. 68). Elle est associée à un plagioclase andésique (An 35-40) et correspond par conséquent à un métamorphisme de degré fort (faciès amphibolite)(MYASHIRO, 1979), en l'occurrence au métamorphisme principal antéblastomylonitique (anatexie I).

- Les paragenèses à pyroxène :

Les pyroxènes ont été observés dans les pyroxénites, l'amphibolo-pyroxénite et le gneiss calcique à grenat-pyroxène. Les deux premiers faciès sont orthodérivés.

. Dans les pyroxénites

Les compositions chimiques des pyroxènes des pyroxénites sont représentées dans le diagramme triangulaire Ca, Mg, (Fe+Mn). Les points

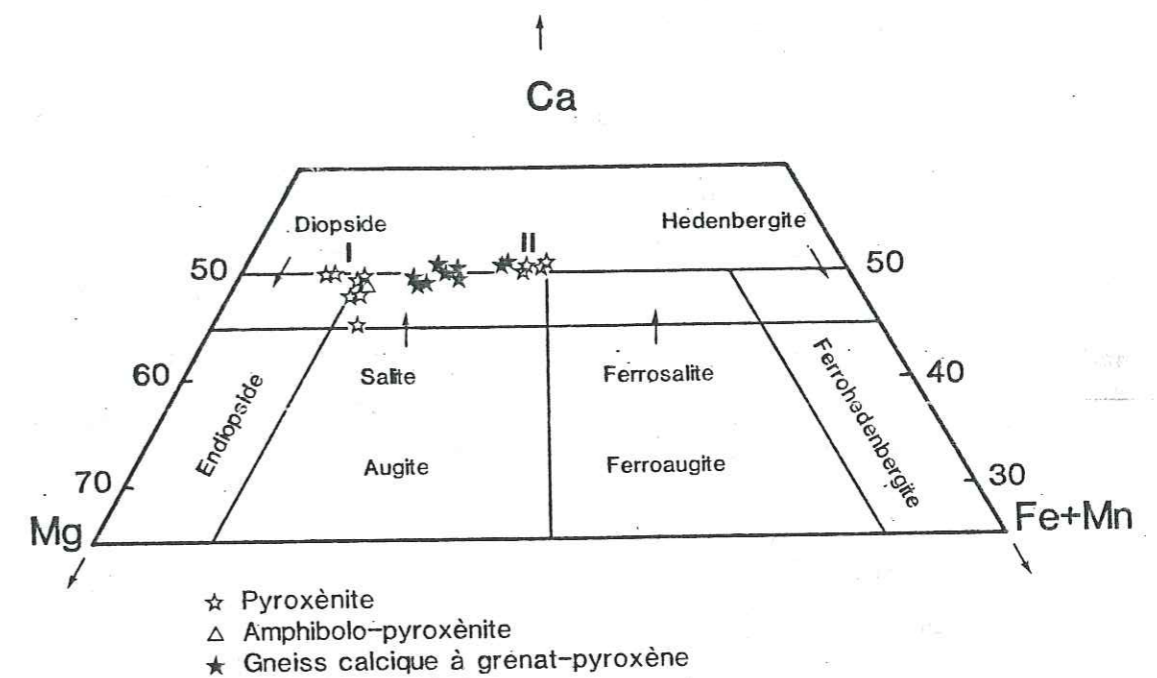


Fig. 69 - Répartition des pyroxènes des faciès de La Creusa dans le diagramme de classification des pyroxènes.

se répartissent entre le domaine du diopside et celui de la salite. Le pyroxène qui a une composition de diopside-salite (cf. analyses en annexe) est le plus répandu et le plus précoce. C'est le pyroxène I. L'autre

pyroxène salite-ferrosalitique se trouve exclusivement au contact des filonnets à sulfures de fer-fluorine. La différence de composition chimique avec le pyroxène I est donc le résultat d'une altération du diopside au contact du fluide ayant déposé les sulfures et la fluorine.

Le diopside I a subi plusieurs phases métamorphiques et par conséquent sa composition chimique initiale a été modifiée. Le premier indice qui révèle ces rééquilibres est la pauvreté en titane. Des travaux antérieurs ont montré (VERHOOGEN, 1962, etc...) que la composition des clinopyroxènes magmatiques est fonction de la composition du magma. Par exemple, les clinopyroxènes de basaltes alcalins sont riches en Al et Ti et pauvre en Si par rapport aux clinopyroxènes des basaltes tholéitiques. Dans le cas des pyroxénites de la Creusa la composition des pyroxènes ne reflète pas la composition de la roche, en effet la teneur en Ti atteint près de 7% en poids dans ces derniers alors que les pyroxènes sont dépourvus de Ti. Les arguments en faveur de la perte en Ti du pyroxène I sont :

- l'abondance des grains de sphène qui jusqu'ici n'ont pas été décrits dans les roches ultrabasiques de composition semblable ;

- l'observation pétrographique qui permet d'associer ce minéral dans la plupart des cas à des minéraux secondaires tels que l'amphibole, l'allanite, l'épidote, etc... (cf. photo 1, planche IV) ;

- la mise en évidence par OHNENSHTETTER (1983) de l'apparition du sphène, de l'amphibole brune et de l'allanite primaires dans les édifices ophiolitiques qu'à partir du ferrogabbro, donc des roches qui ont déjà atteint un certain degré de différenciation magmatique.

Le pyroxène I a donc été partiellement rééquilibré par une phase métamorphique postérieure et ne reflète plus la composition initiale du minéral.

Le pyroxène de l'amphibolo-pyroxénite est également une salite proche du diopside (Fig. 69). Il est intimement associé à la hornblende.

Celui du gneiss à grenat-pyroxène est une salite et se trouve souvent associé au grossulaire, plagioclase et quartz.

### B.3. Les paragenèses rétro-morphiques

Dans la formation de la Creusa et la formation présumée sous-jacente la rétro-morphose s'est produite en plusieurs phases : rétro-morphose I, II etc... Parfois, il est difficile d'affecter tel ou tel minéral à l'une de ces phases, surtout quand il est de basse température. Malgré cela, il a été possible de dégager les grands traits de ces différents événements qui sont très répandus et assez constants. En ce qui concerne la rétro-morphose II, plusieurs événements plus ou moins indépendants ont été regroupés.

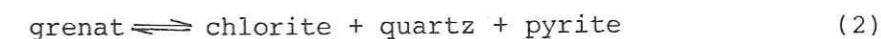
Ces rétro-morphoses reflètent des mouvements de surrections qui ont débuté dès la fin de l'hercynien et qui se sont poursuivis jusque dans l'alpin.

### - La rétro-morphose I:

#### . La rétro-morphose I dans le faciès à grenat :

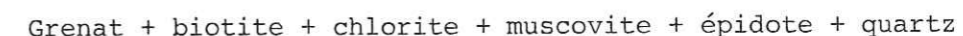
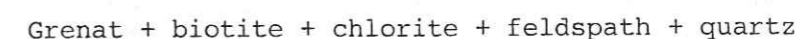
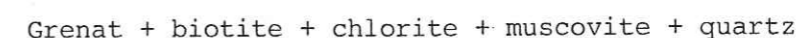
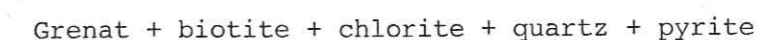
##### La déstabilisation du grenat :

La paragenèse rétro-morphique la plus fréquente et commune à la plupart des faciès quartzo-feldspathiques peut être symbolisée par la réaction :



La chlorite réactionnelle est une ripidolite-brunsvigite. Cette décomposition du grenat en chlorite ferrifère a été étudiée par HSU (1968). Pour une pression de 2 kb, la réaction se produit à des températures comprises entre 540 et 610°C, pour des  $f_{O_2}$  qui s'échelonnent entre  $10^{-20}$  et  $10^{-29}$  (Fig. 66). Dans la formation de la Creusa on peut limiter la  $f_{O_2}$  entre deux valeurs maximales de  $10^{-20}$  (limite maximale de la stabilité du graphite) et  $10^{-27}$  (tampon  $Fe_3O_4 - Fe$ , dans les roches métamorphiques le fer natif n'a jamais été observé, ce couple correspond donc à la valeur minimale de  $P_{O_2}$ ). Cela implique par conséquent une température comprise entre 560 et 610°C. Les variations de température et de  $f_{O_2}$  pour l'équilibre de la réaction sont très faibles pour des variations importantes de la pression. On peut donc estimer raisonnablement la température du début de l'événement rétro-morphique à  $580 \pm 25^\circ C$ .

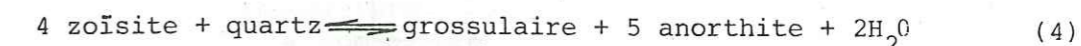
Les autres paragenèses de rétro-morphose du grenat + biotite observées sont :



Toutes ces associations sont contemporaines à la réaction (2) et par conséquent les mêmes conditions de P et T ont présidé à leur formation. L'assemblage almandin + chlorite + muscovite est considéré comme marqueur du début d'un métamorphisme de degré moyen (WINKLER, 1979), c'est-à-dire un métamorphisme où la température minimale est de  $500^\circ C$  (Fig. 70).

L'altération du grenat aussi bien dans la formation de la Creusa que dans la formation présumée sous-jacente s'est produite à une température maximale de  $580^\circ \pm 25^\circ C$ . La chloritisation des biotites est un phénomène nettement indépendant et postérieur à cette phase rétro-morphique. Ceci s'observe très bien dans certains échantillons de schiste à biotite + grenat (cf. chapitre III).

Le grossulaire du gneiss rubané à pyroxène-grenat a été déstabilisé et donne de la zoïsite et du quartz. La réaction





décrit cette paragenèse et semble être contemporaine de la rétro-morphose des almandins des faciès quartzo-feldspathiques.

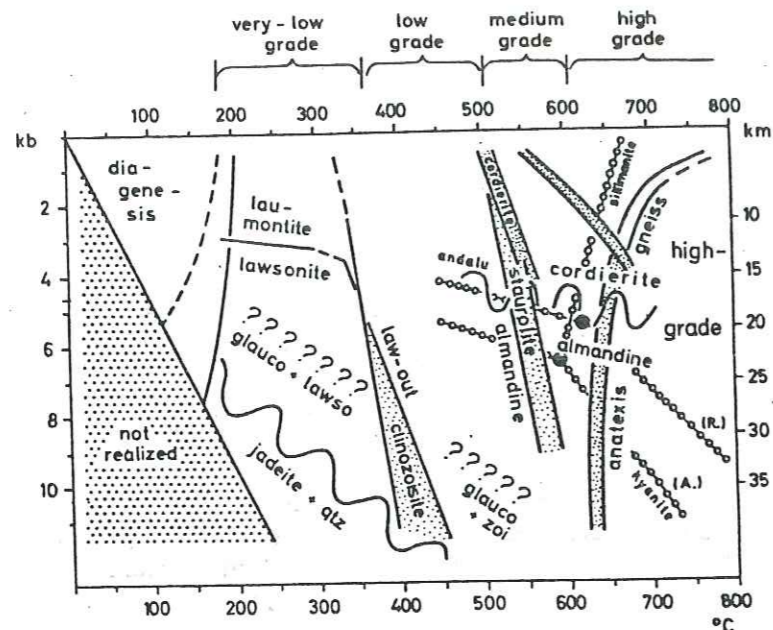
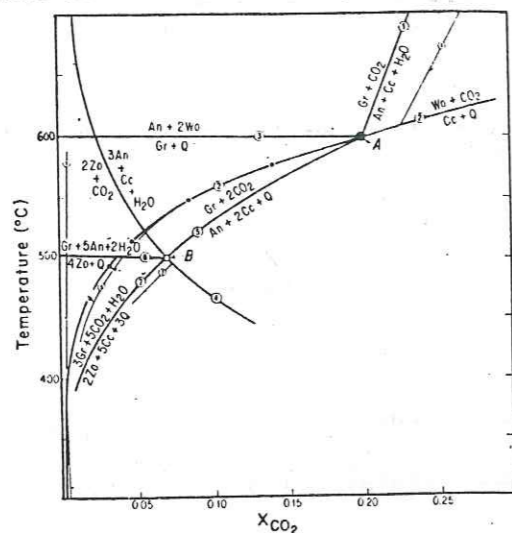


Fig. 70 - Les différents degrés de métamorphisme (WINKLER, 1979).

La courbe de stabilité est représentée dans la figure 71. Si l'on retient la température de rétro-morphose du grenat définie précédemment, on peut à partir de la courbe de stabilité de la réaction (4) déduire une fourchette de la pression pour la phase rétro-morphique qui a affecté l'ensemble de la formation de la Creusa et la formation présumée sous-jacente. Cette fourchette de pression est de 3 à 4 kb (Fig. 67).

La réaction 4 reflète un milieu réactionnel pauvre en  $\text{CO}_2$  comme on peut le voir sur la figure 71, à  $P_f = 2 \text{ kb}$ .



La topologie dans ce diagramme vis-à-vis de  $X_{\text{CO}_2}$  est peu modifiée jusqu'à  $P_f = 7 \text{ kb}$ . La fraction molaire du  $\text{CO}_2$  reste donc faible dans la réaction 4, inférieure à 0,10 (courbe 6, dans le diagramme).

Fig. 71 - Courbes de stabilité de certaines réactions en présence de  $\text{CO}_2$  (KERRICK, 1974).

### La déstabilisation du plagioclase

On a signalé dans l'étude pétrographique de la formation de la Creusa la présence d'une muscovitisation importante des plagioclases en présence de biotite parfaitement stable, dans certains faciès des schistes à biotite et grenat. BELLIERE (1958) observe ce même phénomène développé aux dépens du feldspath K dans le faciès qu'il appelle "granulite" et aux dépens des plagioclases dans les "granulites à diopside". Il l'attribue au stade "ultime des processus métamorphiques anciens", postérieur à la cristallisation des autres minéraux et aux déformations anciennes. Il explique ce phénomène par l'intervention de l'eau libérée à la fin des processus d'anatéxie naissante qui serait responsable de la déstabilisation et de la muscovitisation des feldspaths.

La muscovitisation des plagioclases dans les schistes à biotite + grenat de La Creusa résulterait donc de ce même phénomène.

Pour l'instant il n'a pas été possible de montrer s'il y a eu contemporanéité ou non entre ce processus et la rétro-morphose I.

La phase de déformation post-viséenne et anté-westphalienne, mise en évidence par BELLIERE et STREEL (1980) dans les Aiguilles Rouges pourrait s'accommoder avec ces événements et constituer ainsi le début du processus rétro-morphique.

### - L'albitisation dans la série des Aiguilles Rouges :

Comme dans le gneiss de type "Cheserys" de BELLIERE, les faciès de la formation de La Creusa montre d'anciens porphyroblastes de feldspath potassique fragmentés, avec de l'albite interstitielle entre les fragments (cf. photo 2, planche III). BELLIERE (1958) estime que cette albite ne correspond pas à un ciment qui aurait relié les fragments lors de la granulation. Elle serait très tardive, au même titre que la muscovite secondaire, que l'on vient de voir.

### . La rétro-morphose dans les faciès à amphibole

D'après les travaux de HELZ (1973) la variation de la composition chimique des hornblendes est fonction de la température, de  $f_{\text{O}_2}$  et de la composition de la roche encaissante. Cette variation de composition peut être décrite en terme de substitution avec de l'Al ou de la Ti-tschermakite, de l'édenite, de la richtérite et d'autres substitutions plus simples entre Mg et  $\text{Fe}^{2+}$ , entre Na et K. Pour une  $f_{\text{O}_2}$  donnée l'augmentation de la température favorise la substitution avec l'Al et la Ti-tschermakite, ainsi qu'avec l'édenite, c'est-à-dire dans le sens d'un enrichissement en Ti,  $\text{Al}^{\text{IV}}$  et Na. Ces substitutions se font d'une part en respectant une proportionnalité entre  $\text{Al}^{\text{IV}}$  et  $\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Ti}$ , et d'autre part une augmentation de  $\text{Al}^{\text{IV}}$  trois fois supérieure aux alcalins. Ces substitutions se traduisent par une corrélation positive dans le diagramme  $\text{Al}^{\text{IV}}/(\text{Na} + \text{K})$ . Le mécanisme de ces contraintes n'est pas encore très bien compris. L'augmentation de  $f_{\text{O}_2}$  a des effets inverses de ceux de l'augmentation de la température. Indépendamment des substitutions complexes, la variation de la composition de la roche totale a un effet sur les substitutions simples telles Fe-Mg et Na-K.

Les amphiboles calciques des faciès basiques de la formation de La Creusa sont caractérisées par une variation de composition chimique qui dans une certaine mesure se corrélient avec les variations de teintes. Dans le diagramme  $Al^{IV}/Na+K$  on retrouve une bonne corrélation positive avec un rapport  $Al^{IV}/(Na+K) = 3$  pour les gneiss amphiboliques (Fig. 72). L'évolution qui part d'une position proche du pôle pargasite vers le pôle trémolite correspond à un éclaircissement de teinte de l'amphibole du coeur vers la périphérie. Dans la classification de LEAKE (1978) (Fig. 68) ces amphiboles ont des compositions qui s'échelonnent d'une tschermakite-hornblende à une actinote, avec une augmentation régulière de Mg vis-à-vis de Fe (substitution Fe - Mg). Cette évolution traduit exactement l'effet d'une diminution de la température ou l'augmentation de  $fO_2$  pour une même composition de la roche.

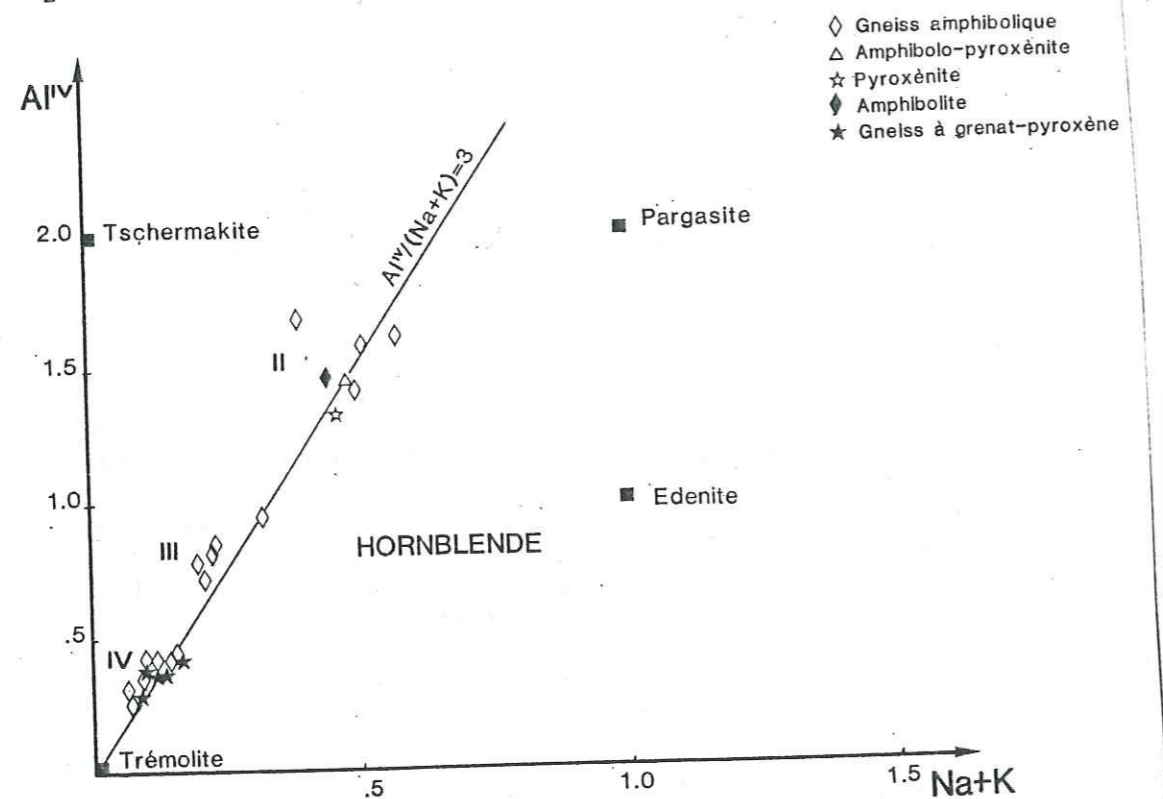


Fig. 72 - Les amphiboles des faciès de La Creusa dans le diagramme  $Al^{IV}/(Na+K)$  (HELZ, 1973). Les chiffres romains correspondent aux différentes générations d'amphiboles dans le gneiss amphibolique (cf. texte).

Les amphiboles primaires des autres faciès se regroupent avec l'amphibole II des gneiss amphiboliques. Par contre, l'amphibole provenant de l'ouraltisation des pyroxènes du gneiss à grenat-pyroxène s'associe à l'amphibole IV, dans la figure 72.

Des exemples géologiques qui illustrent l'effet de l'augmentation de la température au cours d'un métamorphisme prograde sur les amphiboles ainsi que l'effet de l'accroissement de  $fO_2$  existent dans la littérature (BINNS, 1965a, CZAMANSKE et WONES, 1972, etc...). Dans le cas des

roches basiques de la formation de La Creusa, l'évolution de la composition des amphiboles se produit dans un contexte de rétro-morphose et par conséquent l'effet de la diminution de la température est incontestable. La détermination des teneurs en  $Fe_2O_3$  à partir des formules structurales

montre une baisse du rapport  $\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$  en fonction de  $\frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$ . Ce der-

nier paramètre a été utilisé par LEAKE (1978) pour établir une classification des différents types d'amphibole. Dans le cas présent l'augmentation de ce rapport caractérise les amphiboles rétro-morphiques. La corrélation négative obtenue dans la figure 73 correspond par conséquent à une augmentation relative de la proportion de  $Fe^{3+}$  par rapport à celle de  $Fe^{2+}$  au cours de la rétro-morphose exprimant ainsi une oxydation croissante du fer de l'amphibole.

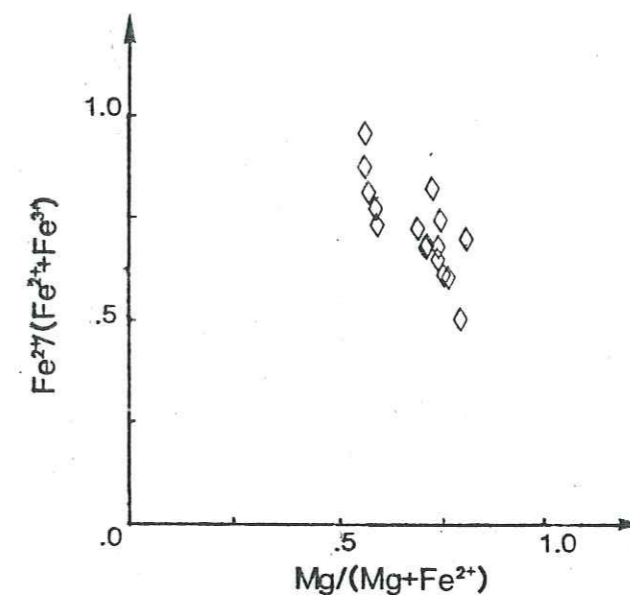


Fig. 73 - Les amphiboles des gneiss amphiboliques de La Creusa dans le diagramme  $Mg/(Mg + Fe^{2+})/Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ .

Cette oxydation du fer de l'amphibole peut être due à la baisse de la température seule ou bien à l'effet combiné de la baisse de la température et de l'accroissement de  $fO_2$ .

Dans le diagramme de classification de LEAKE (1978) (Fig. 68) s'individualisent nettement trois types d'amphiboles, l'amphibole II (contemporaine de l'anatexie I, vue précédemment) : hornblende magnésio-tschermakite, l'amphibole III : hornblende magnésio-actinolite et l'amphibole IV : actinote. La composition chimique de l'amphibole I, antérieure à l'anatexie I n'est pas connue. Ces différentes amphiboles se regroupent également en trois ensembles dans le diagramme  $Al^{IV}/(Na + K)$  (Fig. 72) et  $Al^{IV}/Al^{VI} + 2Ti$ . La rétro-morphose qui résulte donc d'une baisse

de température et peut-être d'un accroissement de  $f_{O_2}$ , n'a pas évolué de façon continue. Les discontinuités chimiques que nous venons de voir témoignent de ruptures de l'évolution rétro-morphique, elle s'est donc produite en deux temps. L'amphibole II (amphibole verte) reflète un métamorphisme de degré fort (faciès amphibolite), elle s'identifie au métamorphisme principal (anatexie I), contemporaine aux paragenèses almandin + biotite ou grossulaire + plagioclase des autres faciès de la formation de La Creusa. Les amphiboles III et IV peuvent, quant à elles, être attribuées respectivement à la phase rétro-morphique I et à une phase ultérieure responsable de la chloritisation des biotites, (rétromorphose II).

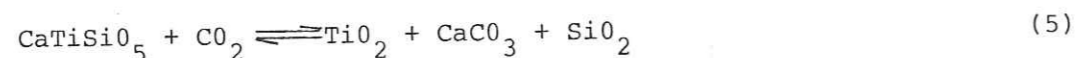
La rétro-morphose I correspond à un métamorphisme de degré moyen (faciès épidote-amphibolite), comme on l'a vu précédemment. L'amphibole III est contemporaine à cette phase ; elle a une coloration vert pâle-bleutée.

La perte progressive du titane de l'amphibole I à l'amphibole IV (cf. en annexe) semble être à l'origine de la formation d'une partie des nombreux grains de sphène dans les roches amphiboliques.

#### Le sphène :

Deux types de sphènes ont été décrits dans les roches amphiboliques. Le premier type correspondrait au métamorphisme principal (anatexie I) et à la rétro-morphose I. Le second correspondrait à la rétro-morphose II. Dans ce dernier cas Ti est fourni par l'amphibole et la biotite. Cela proviendrait du plagioclase, dont la teneur en anorthite diminue. La formation du sphène nécessite un milieu relativement appauvri en  $CO_2$ .

Dans le cas inverse le sphène est déstabilisé selon la réaction :

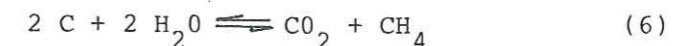


La mise en évidence dans un faciès donné d'une paragenèse impliquant cette réaction et la connaissance de la pression et de la température qui ont régné pendant cette réaction permettent de préciser la limite supérieure de  $X_{CO_2}$  dans le fluide réactionnel et ceci grâce aux travaux de HUNT et KERRICK<sup>2</sup> (1977). Les conditions de P et T de la rétro-morphose I ont été définies respectivement à 3-4 Kb et  $580 \pm 25^\circ C$ . Le report de ce domaine dans la figure 74 permet d'estimer le  $X_{CO_2}$  maximal pour les faciès dans lesquels le sphène a été formé au cours de cette phase rétro-morphique. Cela concerne la plupart des faciès basiques et ultra-basiques. La valeur maximale de  $X_{CO_2}$  est estimée à 0,5.

L'apparition de l'épidote au cours de la rétro-morphose I, dans ces mêmes faciès, permet d'estimer  $X_{CO_2}$  à des valeurs plus faibles. Ce minéral est incompatible avec un milieu riche en  $CO_2$ .

La réaction (4) qui s'est produite dans le gneiss rubané à grenat-pyroxène permet par ailleurs d'évaluer  $X_{CO_2}$  à  $< 0,10$  pour les mêmes conditions de pression et de températures.

L'origine du  $CO_2$  peut être recherchée dans les schistes à biotite ± grenat qui renferment du graphite. Avec un apport d'eau suffisant le graphite peut se décomposer suivant la réaction :



La formation de minéraux hydroxylés au cours de la rétro-morphose I (chlorite, amphibole, muscovite...) témoigne de la présence d'eau.

Malgré cela, la proportion du  $CO_2$  dans le fluide reste minime comme on vient de le voir. On peut donc formuler deux conclusions :

- soit la production de fluide carboné à partir du graphite des faciès de La Creusa a été très faible ;
- soit l'apport de l'eau de l'extérieur a été très important au cours de la rétro-morphose I.

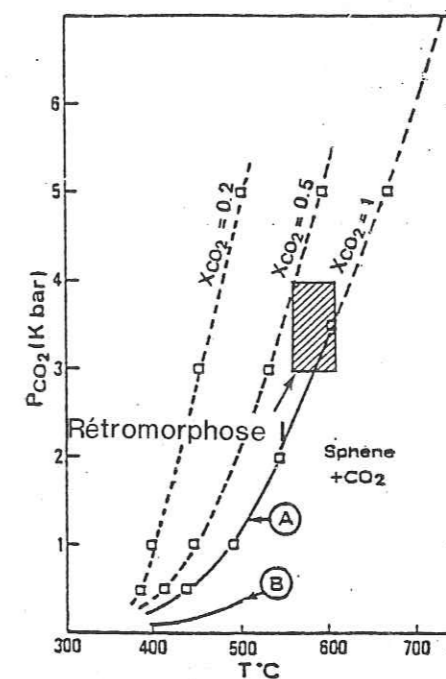


Fig. 74 - Domaine de stabilité du sphène en présence de  $CO_2$  (HUNT et KERRICK, 1977).

#### - La rétro-morphose II :

Dans certains faciès, il est difficile de distinguer la rétro-morphose II de la rétro-morphose I. Mais grâce à des paragenèses qui caractérisent en particulier la rétro-morphose I, il a été possible de les individualiser.

La rétro-morphose II est surtout caractérisée par la chloritisation de la biotite et la déstabilisation du plagioclase (séricitisation, saussuritisation). Dans les faciès amphiboliques et pyroxéniques se forment des minéraux tels l'épidote, l'actinote, le sphène etc.. aux dépens de la hornblende ou du pyroxène. Des minéraux métalliques (sulfures) apparaissent également. Dans les fissures se forment des minéraux comme l'adulaire, la chlorite, l'épidote, la calcite. Certains minéraux accessoires comme la monazite sont déstabilisés.



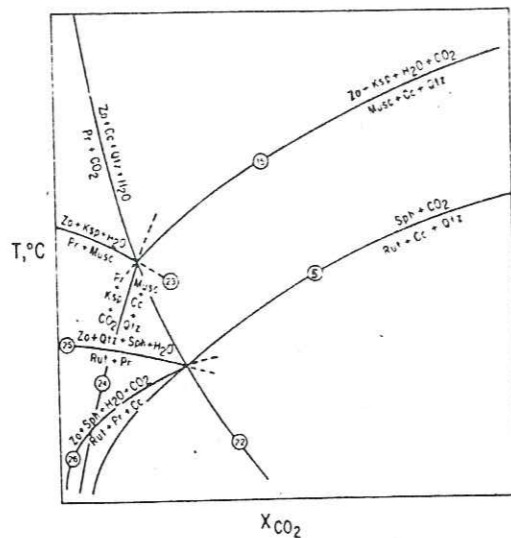


Fig. 75 - Courbe de stabilité de la réaction (5)

Au cours de cette même phase rétro-morphique, les grains de sphène formés antérieurement se déstabilisent dans un grand nombre d'échantillons. Selon les échantillons, on peut observer soit une déstabilisation du sphène en une association à rutile (ou anatase) + quartz ± calcite (photo 6, planche V) (selon la réaction (5)), soit une pseudomorphose en ilménite (photo 6, planche IV). La pseudomorphose en ilménite se trouve essentiellement dans les roches basiques.

La formation et la destruction du sphène au cours de la rétro-morphose II, implique une modification de la composition chimique du fluide.

Si nous nous référons aux travaux de HUNT et KERRICK (1977), dans les conditions de la rétro-morphose II, une très faible quantité de  $CO_2$  dans le fluide suffit pour décomposer le sphène. On peut voir sur la figure 75, à basse température qu'une faible fraction molaire de  $CO_2$  dans le fluide déstabilise le sphène en rutile + calcite + quartz. On peut donc conclure, que le fluide de la rétro-morphose II, dans un premier temps, était très pauvre en  $CO_2$ . Notons que dans une brèche de La Creusa, il a été mis en évidence un fluide précoce très riche en  $CH_4$  et qui progressivement s'enrichit en  $CO_2$  (cf. chapitre sur les inclusions fluides). Ce fluide semble dater de l'événement tardihercynien. Cet enrichissement progressif en  $CO_2$  pourrait être la cause de la déstabilisation des cristaux de sphène, dans l'ensemble des échantillons.

Les réactions de carbonatation de l'actinote dans les gneiss amphiboliques et de l'épidote (plus rare) dans les schistes à biotite peuvent être rattachées à ce fluide carbonique.

La déstabilisation de la monazite :

Dans le granite comme dans l'encaissant, la monazite est déstabilisée en même temps que la chloritisation de la biotite et l'altération du plagioclase. Plus particulièrement, dans l'encaissant (schistes à biotite ± grenat, gneiss à grenat-pyroxène, leptynite à grenat, gneiss leucocrate) la monazite se décompose en apatite et allanite qui couronnent successivement les reliques de cristaux de monazite (photo 5, planche III). Dans le granite, la monazite est transformée, sans variation de volume en allanite (planche VI). Par contre, dans les faciès métamorphiques il est difficile de l'affirmer. La contemporanéité de celle-ci avec les deux types d'altérations que l'on retrouve au cours de la rétro-morphose II suppose l'existence d'un fluide aqueux enrichi en Ca dans des conditions épizonales.

	OVERSTREET	1967	Autres
	Roches méta-sédimentaires	Roches migmatisées	Roches métamorphiques
Très faible à faible degré	0,4%	-	Mistamisk 0 à 2% (CUNEY, 1981)
Moyen degré (albite-épidote)	3%	-	Pénaran 2 à 3% (VALOIS, 1975)
Moyen degré (amphibole)	4,9%	-	
Fort degré (amphibolite)	-	6,1%	Rössing ≈ 8% (CUNEY, 1981) Mortagne - gneiss 3 à 8% - granite 8 à 14% (GUINEBERTEAU, 1982)
Granulite	8,9%	9,4%	La Creusa ~ 6,5% (Cette étude) Laponie 5 à 13% (CUNEY, 1981)

Tableau XXVI - Teneurs en  $ThO_2$  de monazites en fonction du degré de métamorphisme, d'après les données de la littérature.



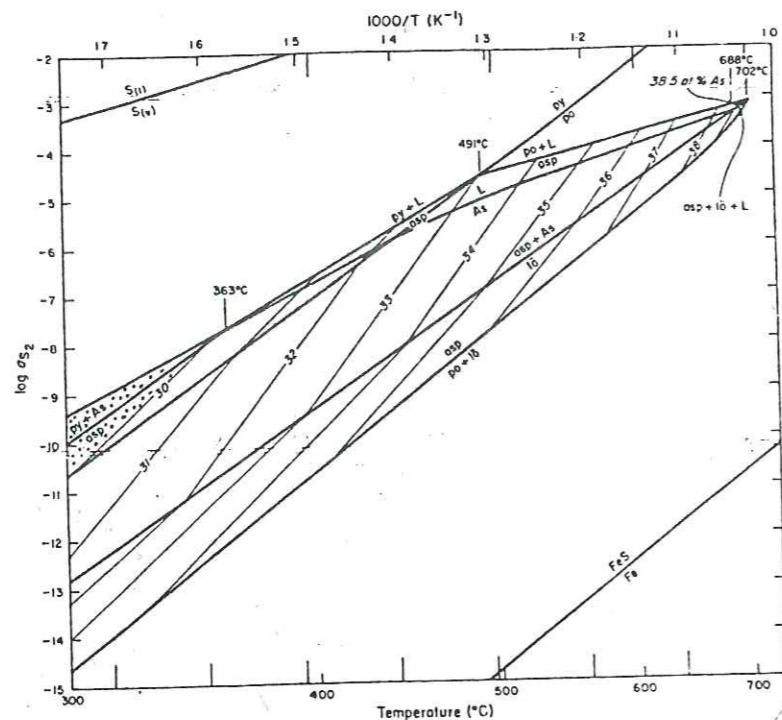


Fig. 77 - Température de formation de l'arsénoopyrite du schiste minéralisé de La Creusa (ALP 81-8 a) (KRETSCHMAR et SCOTT, 1976).

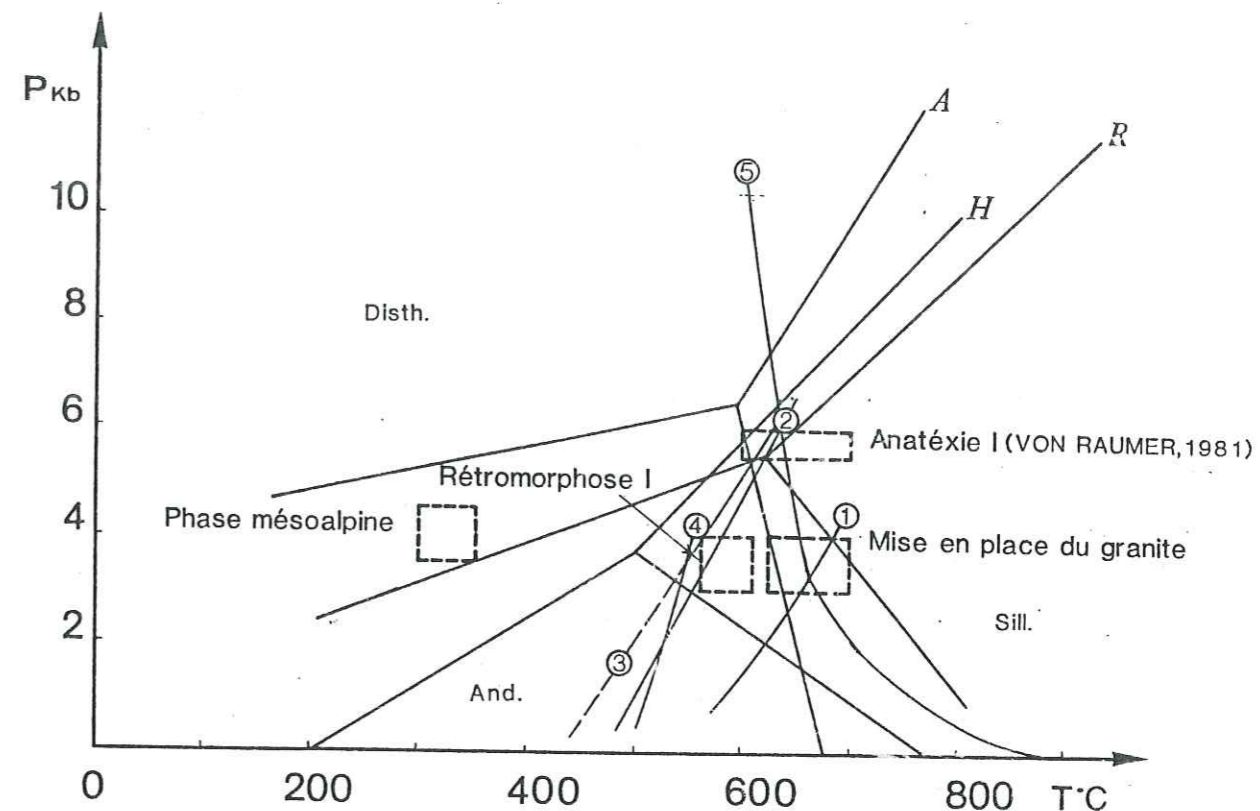
#### B.4. La place de la rétro-morphose I et II dans l'histoire de la géologie du secteur de Vallorcine

##### - La rétro-morphose I :

Comme nous l'avons vu précédemment, la rétro-morphose I correspond à un métamorphisme type moyenne pression et de degré moyen. Cette phase rétro-morphique I ne correspond pas à la tectonique tardihercynienne que BELLIERE (1958) place au niveau de l'épizone au même titre que le métamorphisme alpin. Plus récemment BELLIERE et STREEL (1980) ont mis en évidence l'existence d'une nouvelle phase tectonique post-viséenne et anté-westphalienne, c'est-à-dire, dans la même fourchette de temps que la mise en place du granite de Vallorcine. La rétro-morphose I pourrait donc correspondre à cette phase de déformation hercynienne. Il est par conséquent possible de rapprocher les conditions de pression et température de cette phase rétro-morphique avec celles de la mise en place du granite (rappelons que ce granite a été décrit comme syn à post-tectonique). Dans cette hypothèse on peut donc limiter les conditions de mise en place du granite à 3-4 kb comme pour l'encaissant.

Pour ce qui est de la température de mise en place du granite, elle est plus élevée que celui de l'encaissant à cause de la chaleur apportée par le magma lui-même. Elle correspondrait à un domaine qui se situe dans la figure 78 autour de l'intersection du solidus (5) et de la courbe (1). Cette température est de l'ordre de 630 à 700°C.

L'écart de température entre celui de l'encaissant et celui du granite lors de la mise en place serait donc de quelques dizaines de degrés. Un métamorphisme de contact paraît donc peu probable dans ce contexte.



Courbes d'équilibre des polymorphes des silicates d'alumine:

A:Althaus,1967

R:Richardson et al,1969

H:Holdaway,1971

1:AS+FK+H2O Mm+Q (Althaus et al,1970)

2:Cd+Phl+H2O Chl+Mm+Q (Seifert 1969)

3:Cd+Bi+H2O Chl+Mm+Q (Seifert 1969)

4:Cd+Bi+AS=H2O Chl+Mm+Q (Winkler et Hirschberg,1968,in Winkler,1979)

5:Solidus granite saturé en eau (Willye et al,1976)

Fig. 78 - Domaine des différentes phases métamorphiques et de la mise en place du granite de Vallorcine.

##### - La rétro-morphose II :

Elle englobe la rétro-morphose tardihercynienne et alpine, et est accompagnée de phases tectoniques importantes. Elle se manifeste aussi bien dans le granite que dans l'encaissant et développe des zones mylonitiques le long des accidents récents ou anciens comme la faille de Remua par exemple. Ces réseaux de fractures facilitent la circulation de fluides et donc les transferts de matière. Ainsi l'on peut voir des remplissages de fractures par un dépôt de minéraux épizonaux : épidote, chlorite, carbonates (calcite, dolomite, autunite et aragonite), phyllites, quartz etc... mais aussi des minéraux métalliques.

La rétro-morphose II s'inscrit également dans un cadre de structuration régionale importante.

### B.5. Conclusion

La formation antéhercynienne de La Creusa présente des paragenèses métamorphiques de haut degré (amphibolite profond). Ce sont des paragenèses à almandin + biotite dans les schistes à biotite, à hornblende + labrador dans les gneiss à amphiboles. Quelques reliques probables d'un métamorphisme antérieur et de degré plus élevé ont également été observées (hornblende brune dans les gneiss amphiboliques).

La rétro-morphose I est responsable de la décomposition à haute température, d'un certain nombre de minéraux, tels que le grenat almandin et grossulaire, la hornblende, le diopside. Elle est assez répandue et s'est développée dans des conditions maximales de pression et de température respectivement de 3 à 4 kb et  $580 \pm 25^\circ\text{C}$ . La métamorphose II vient se superposer à la première mais dans des conditions de température plus faibles. Les altérations sont plus importantes et plus systématiques aussi bien au niveau des minéraux essentiels que des accessoires. Les événements minéralogiques les plus marquants de cette rétro-morphose sont la chloritisation de la biotite et de l'amphibole, la séricitisation et saussuritisation du plagioclase, l'ouralitisation du pyroxène. La phengitisation de l'andalousite, dans le granite de Vallorcine, s'est produite plus tardivement au cours de cette rétro-morphose, lors de la phase mésoalpine. Celle-ci s'est manifestée dans des conditions de pression d'environ 4 kb et de température de l'ordre de 300-350°C. La rétro-morphose II est également caractérisée par des remplissages fissuraux en quartz, adulaire, chlorite, épidote, calcite, sphène.

Les événements postérieurs sont peu significatifs minéralogiquement. Ils se manifestent par des oxydations de minéraux opaques sulfurés (pyrite, pyrrhotite, etc...) et par des remplissages de fissures en quartz, chlorite, calcite.

En ce qui concerne les phénomènes d'oxydo-réduction, le milieu est resté relativement réducteur jusqu'à la phase mésoalpine, comme l'atteste les minéraux sulfureux (pyrite, pyrrhotite, arsénopyrite, etc...).

## CHAPITRE III : GEOCHIMIE DE L'URANIUM ET DU THORIUM

### A. LE GRANITE DE VALLORCINE

#### A.1. Introduction

Nous avons évoqué précédemment (chapitre I, 2ème partie), l'existence d'une relation spatiale entre les teneurs en U et Th et les différents faciès du granite. Ce paragraphe est consacré au comportement de ces éléments dans chacun des faciès. Notons tout d'abord que le granite de Vallorcine est le moins thorifère et l'un des moins uranifères des Alpes franco-suisse (cf. fig. 79). Paradoxalement, il est le plus grand porteur d'indices de tous les granites suisses.

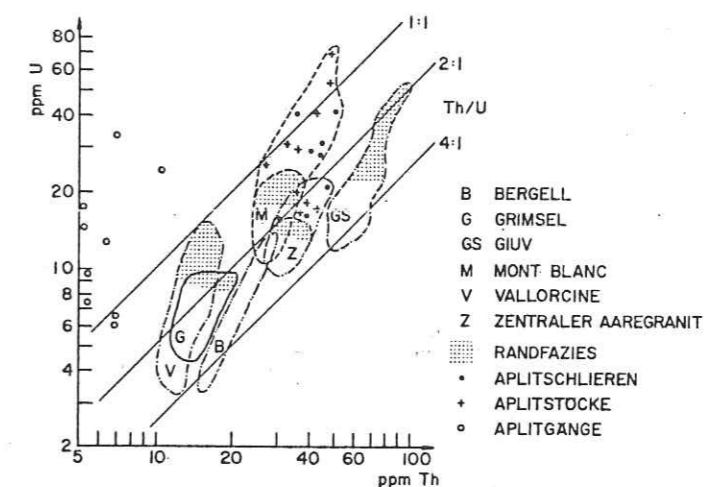


Fig. 79 : Relation U-Th de quelques massifs granitiques du territoire suisse (LABHART et RYBACH, 1974)

#### A.2. Les diagrammes géochimiques

Les diagrammes binaires U-élément majeur et Th-élément majeur (Fig. 80) montrent que le faciès B occupe une position intermédiaire par rapport aux faciès A et C. Cependant une discontinuité évolutive entre A et C est visible (Fig. 80-81). Ces corrélations confirment l'hypothèse avancée plus haut. C'est-à-dire une intrusion d'un magma relativement évolué dans un autre magma moins évolué qui aurait produit à leur contact un magma hybride, de composition intermédiaire.

Dans la plupart des diagrammes binaires ci-après le faciès A montre une tendance d'évolution qui lui est propre. La tendance du faciès C est souvent discordante sur la précédente alors que le faciès B fait le

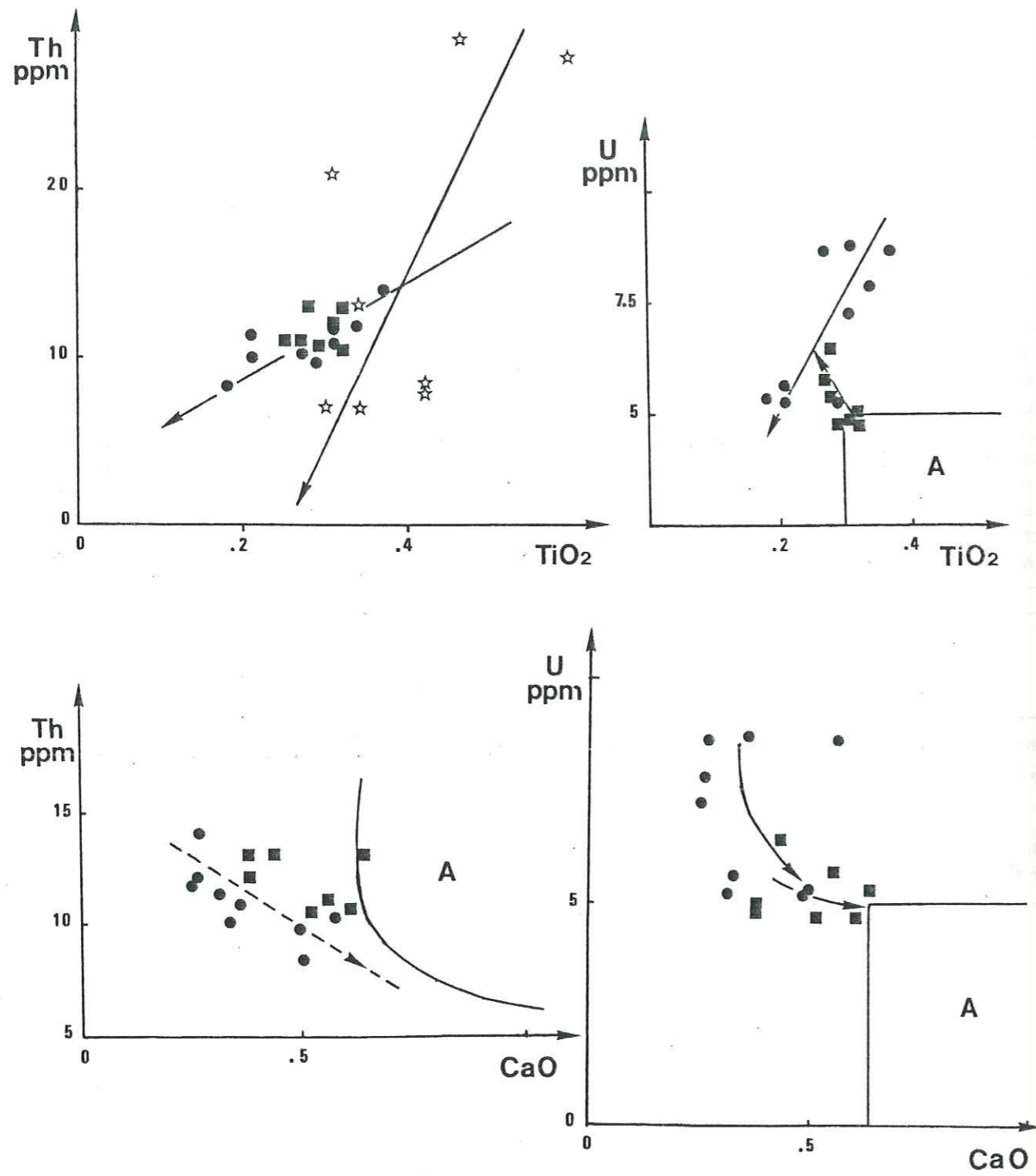


Fig. 80 : Relations  $\text{Th}/\text{TiO}_2$ ,  $\text{Th}/\text{CaO}$ ,  $\text{U}/\text{TiO}_2$ ,  $\text{U}/\text{CaO}$  dans les trois faciès du granite de Vallorcine.

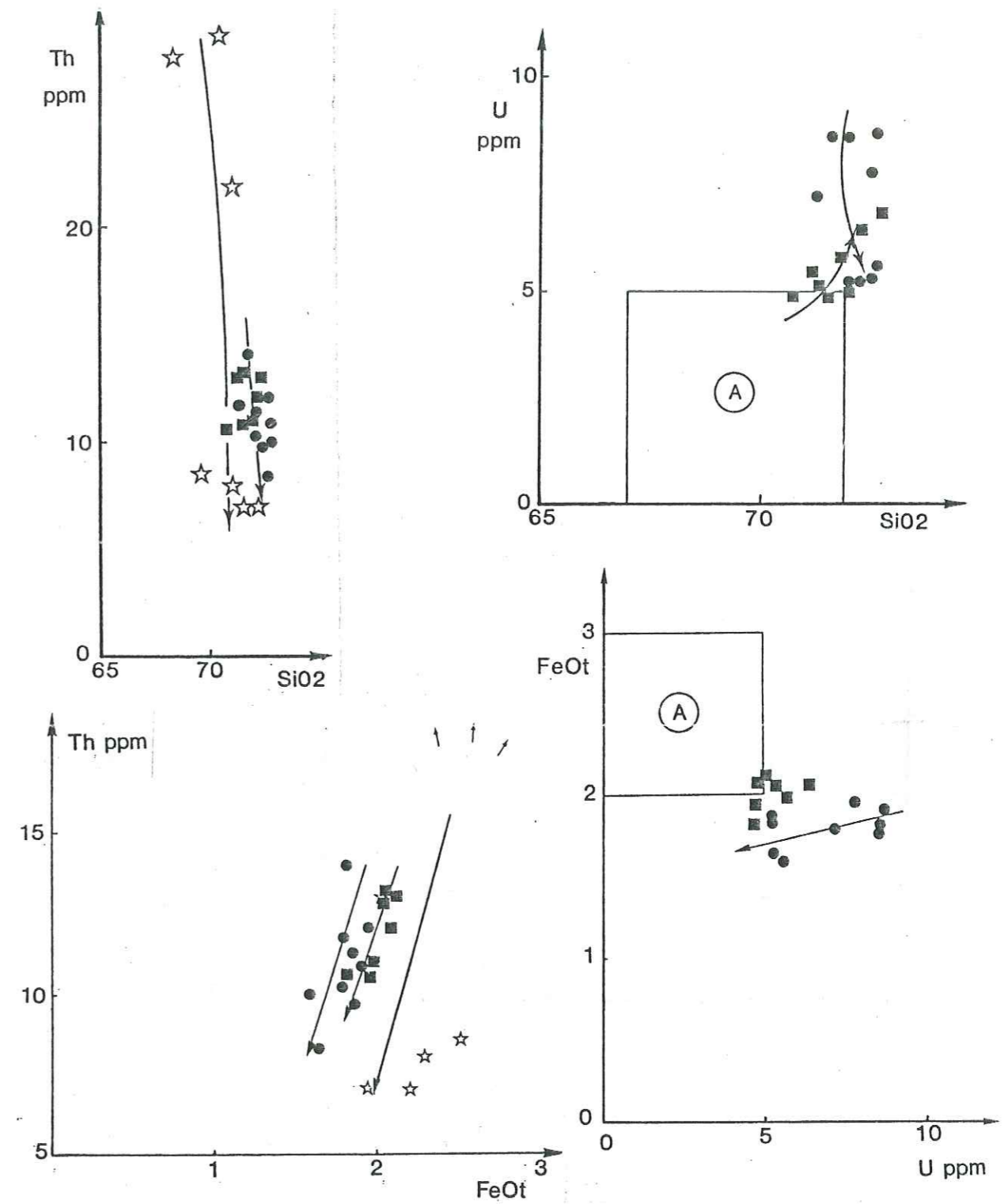


Fig. 81 : Relations  $\text{Th}/\text{SiO}_2$ ,  $\text{Th}/\text{FeO}_t$ ,  $\text{U}/\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}_t/\text{U}$  dans les trois faciès du granite de Vallorcine.

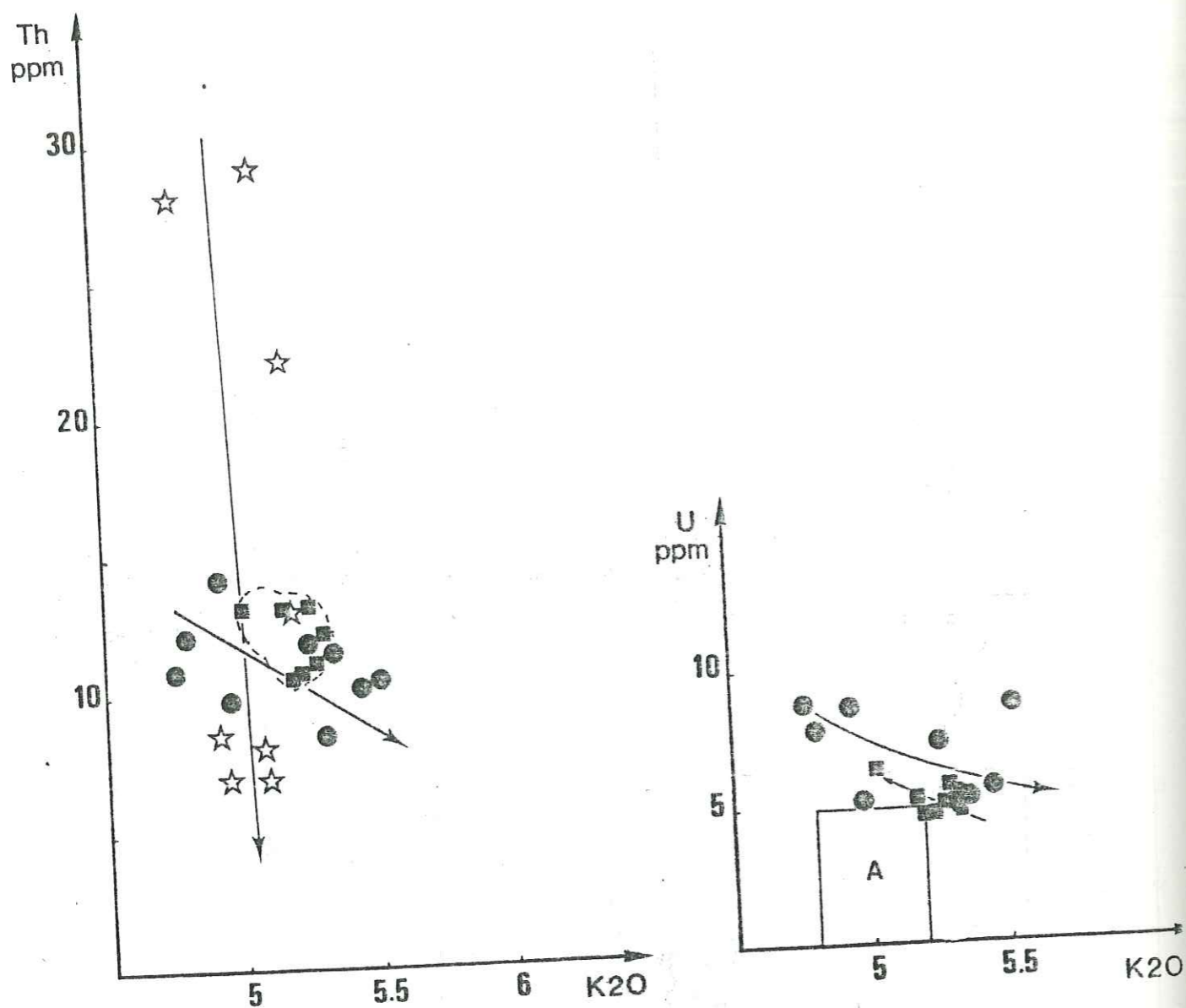


Fig. 81 bis : Relations  $\text{Th}/\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{U}/\text{K}_2\text{O}$  dans les faciès A, B, C du granite de Vallorcine.

le lien entre les deux tendances (ex : diagrammes  $\text{U}/\text{TiO}_2$ ,  $\text{U}/\text{SiO}_2$ ,  $\text{U}/\text{FeO}$  total) ou adopte une position à l'intersection des deux tendances (ex : diagrammes  $\text{Th}/\text{TiO}_2$ ,  $\text{Th}/\text{K}_2\text{O}$ ).

Globalement il y a une augmentation de l'U et diminution de Th du faciès A vers le faciès C. Par contre, si l'on considère l'évolution au sein de chacun des faciès cette tendance ne se retrouve pas toujours. On peut admettre a priori que l'augmentation de Si et la diminution de Fe, Mg, Ca, Ti correspondent à une différenciation au sein d'un même faciès. Il suffit par conséquent de suivre le comportement de l'U et du Th parallèlement à ces évolutions pour voir s'il y a un enrichissement ou appauvrissement en radioéléments au cours de la différenciation.

Dans le faciès C le calcium se comporte inversement par rapport à Fe et Ti (comparer fig.80-81). Ceci n'est pas conforme à une tendance de différenciation magmatique. La tendance à la corrélation négative que l'on observe entre CaO et P.F. dans la figure 82 permet d'attribuer ce phénomène à l'altération hydrothermale. En effet, l'altération des plagioclases évacue une partie du Ca vers l'extérieur tandis que l'autre partie est incorporée dans les minéraux hydroxylés tel l'épidote ou dans les carbonates. Elle s'accompagne également de formation de minéraux argileux. Tout ceci aboutit à une augmentation de la perte au feu (P.F.) dans la roche et une diminution de Ca si la proportion de carbonates formés n'est pas trop importante.

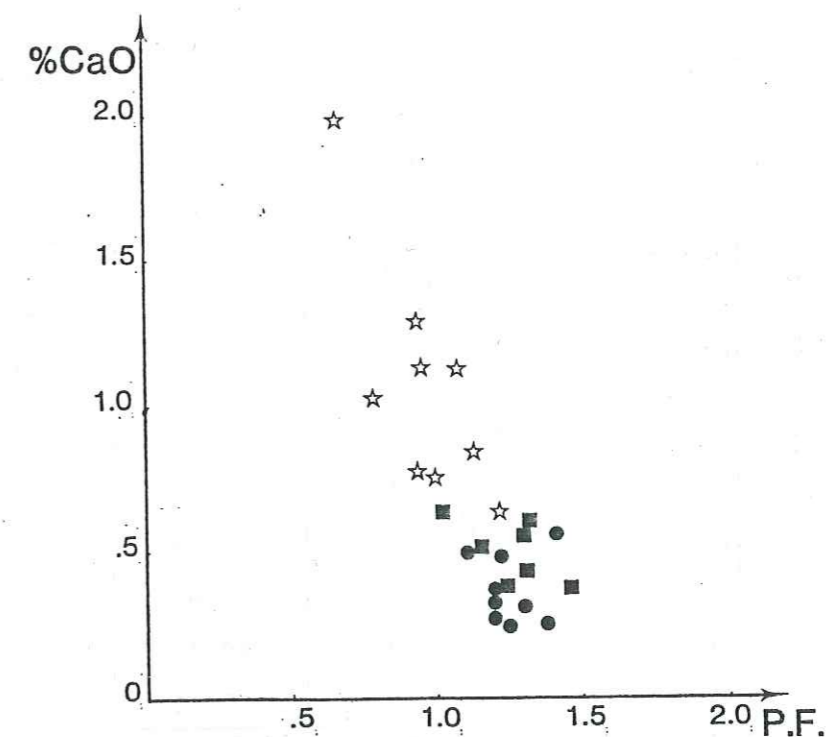


Fig. 82 : Relation entre CaO et P.F.. Le point souligné correspond à un échantillon riche en calcite, ce qui explique le décalage par rapport aux autres points du faciès C.

U et Th se corrélient positivement avec FeO et TiO<sub>2</sub> et négativement avec SiO<sub>2</sub>, CaO et K<sub>2</sub>O. On déduit donc que dans ce faciès U et Th diminuent au cours de la différenciation. Ils ont eu une évolution conjointe au cours de la différenciation.

Les teneurs en thorium des échantillons les moins différenciés du faciès A sont les plus élevées. Ceci est illustré sur les trois diagrammes Th/SiO<sub>2</sub>, Th/FeO<sub>total</sub>, Th/TiO<sub>2</sub>, cependant la qualité des corrélations est nettement perturbée par l'altération. Dans ces mêmes diagrammes on peut noter également que pour des teneurs équivalentes de SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>total</sub> et TiO<sub>2</sub> dans les faciès A et C les teneurs en Th sont nettement plus élevées dans le faciès C.

Dans les diagrammes binaires les meilleures corrélations positives entre les éléments sont celles de Th avec TiO<sub>2</sub>, Th avec FeO<sub>total</sub>, U avec TiO<sub>2</sub> et U avec FeO<sub>total</sub> pour le faciès C. Ces corrélations reflètent les minéraux accessoires tels l'ilménite primaire et un autre minéral à Fe-Ti-U, probablement d'anciennes brannérite (cf. plus loin). Les compositions chimiques de ce minéral sont présentées dans le tableau XXVII, ainsi que les spectres des éléments obtenus au dispersif en énergie (Fig. 83). Les deux analyses ont été faites sur un même cristal. Elles montrent une hétérogénéité de composition qui résulte d'une altération du minéral. La variation en uranium est la plus importante. Les éléments tels Si, Ca, Al, Th et P sont en quantité mineure. La comparaison avec

	1	2	3
FeO <sub>tot</sub>	13,31	9,94	0,34
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,64
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,00	0,17
MnO	0,01	0,09	0,00
SiO <sub>2</sub>	2,89	2,46	0,00
CaO	1,24	1,52	1,28
TiO <sub>2</sub>	27,81	25,88	37,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,26	2,00	0,01
UO <sub>2</sub>	18,87	27,35	53,83
ThO <sub>2</sub>	2,24	2,18	1,18
PbO	0,74	0,72	0,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,16	2,01	0,00
Total	71,64	74,16	95,91

Tableau XXVII : 1, 2 : compositions chimiques du minéral à Fe-Ti-U  
3 : composition d'une brannérite des schistes noirs des Pyrénées

avec une brannérite bien cristallisée des schistes noirs des Pyrénées montre un enrichissement en fer et un appauvrissement en U et Ti. Dans le diagramme de classification des titanates d'uranium de STUPP et SAAGER (1982) les deux analyses se localisent, l'une à la limite du domaine de la brannérite et du rutile/leucoxène uranifère, et, l'autre dans le domaine du rutile/leucoxène uranifère. Il est possible que le minéral ait été

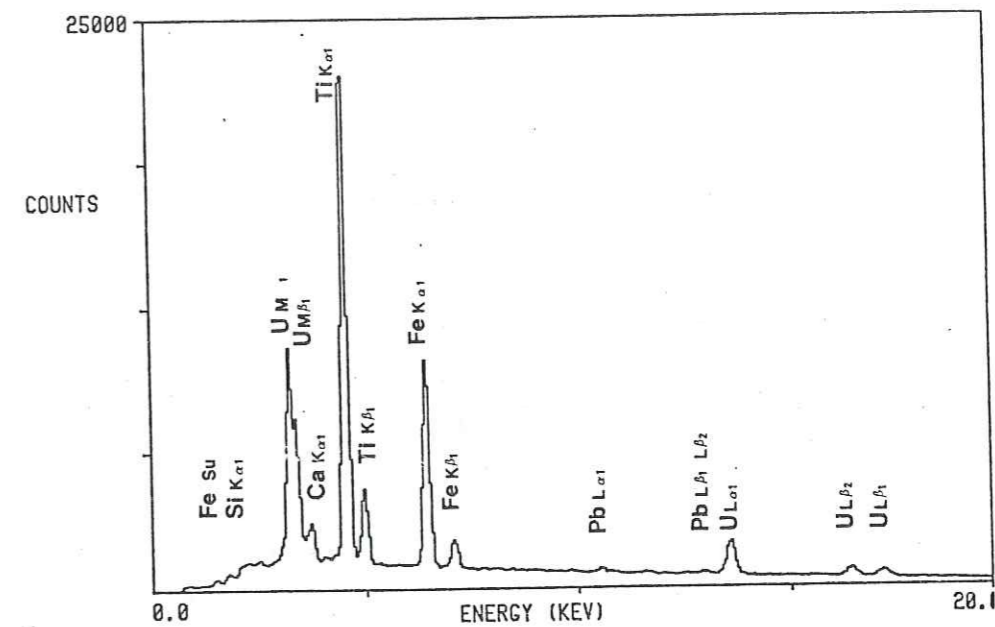


Fig. 83 Spectres des éléments du minéral à Fe-Ti-U obtenus au dispersif en énergie.

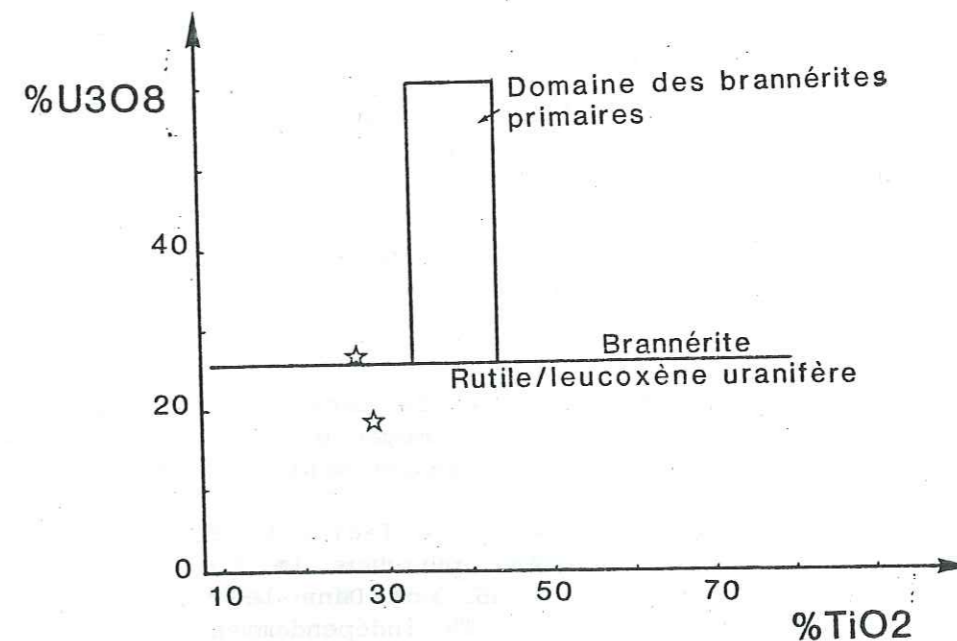


Fig. 84 : Report des analyses (cf. tableau XXVII) du minéral à Fe-Ti-U dans les diagrammes de classification des titanates d'uranium de STUPP et SAAGER (1982).

initialement de la brannérite, et dans ce cas la perte en U a été importante. L'ilménite primaire renferme jusqu'à 560 ppm d'U. U et Th sont également corrélés positivement dans le faciès C (Fig. 80-81). Cette corrélation reflète également les minéraux accessoires. Le minéral à Fe-Ti-U renferme en quantité mineure, mais non négligeable, du Th ( $\text{ThO}_2 \approx 2\%$ ). Les autres minéraux qui contrôlent les deux éléments U et Th sont la monazite (cf. planche VI) et l'allanite secondaire.

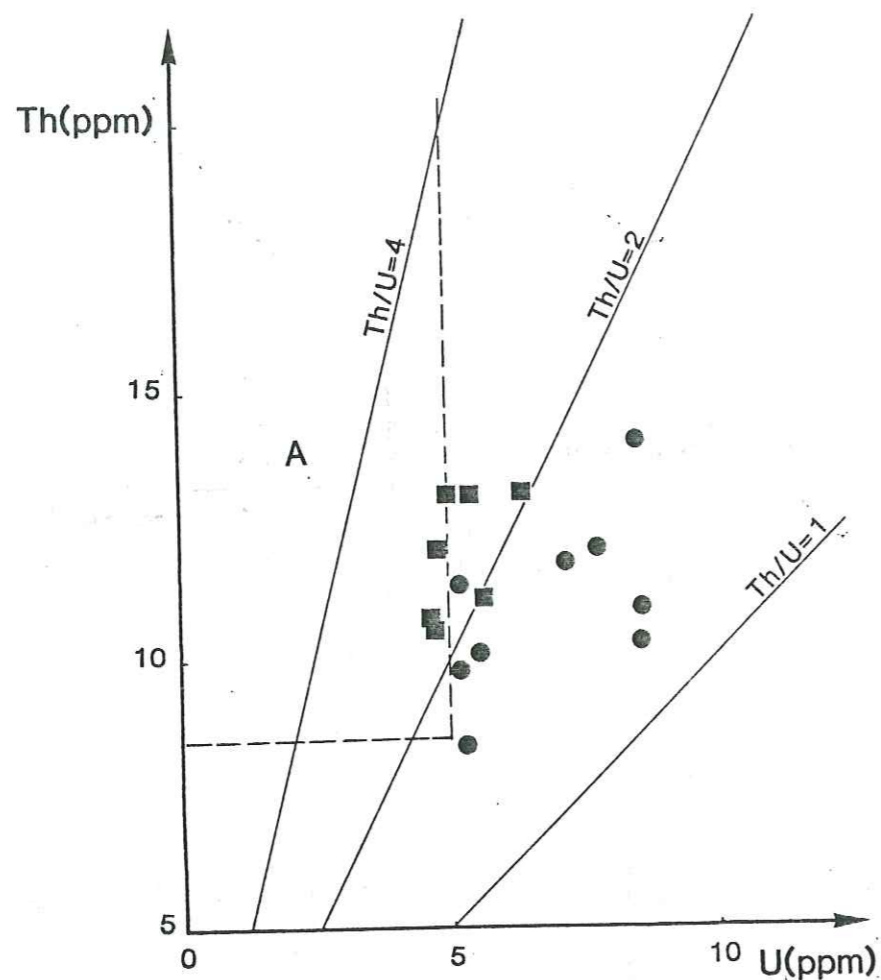


Fig. 85 : Relations entre U et Th dans les faciès évolués du granite de Vallorcine.

Le rapport Th/U dans le faciès C est inférieur à 2. Si l'on compare cette valeur au rapport moyen de la croûte ( $\text{Th/U} \approx 4$ ) on constate que le faciès C montre un enrichissement relatif de U par rapport à Th.

Pour ce qui concerne le faciès B, Th et U ne se comportent pas toujours de la même manière que dans le faciès C vis-à-vis des autres éléments (cf. figures 80-81-85). Dans le diagramme U/Th (Fig. ) on observe une augmentation de Th indépendamment de U et le rapport Th/U est plus élevé que celui du faciès C. Cependant, les minéraux accessoires sont les mêmes dans les deux faciès, à l'exception d'un minéral à Fe-Ti-Th-U que l'on a retrouvé en inclusion dans une biotite légèrement chlori-

tisée. Si l'on analyse la distribution spatiale des éléments dans ce minéral, présentée dans la planche IV, il est possible de mettre en évidence une superposition des images de U, Th et Ti avec également un peu de Fe. Ces éléments correspondent aux cristaux clairs de la photo 1. Fe est surtout concentré en une autre phase indépendamment de la présence de Fe liée à la biotite encaissante. Ti montre également des concentrations ponctuelles indépendantes de U et Th, et correspond probablement à de l'anatase. Si se superpose au quartz qui provient de la chloritisation débutante de la biotite. Cette configuration montre donc clairement l'existence d'une phase à Fe-Ti-Th-U. Celle-ci ne présente pas les caractères d'un minéral primaire mais semble résulter de la désagrégation d'un minéral contenant initialement les mêmes éléments, et préalablement inclus dans la biotite et dont le fantôme est encore visible sur la photo 1. La forte variation de composition (Tableau XXVIII) est probablement due à des analyses à la microsonde, de phases mixtes cristallisées très finement. Ces analyses ont été effectuées sur une même plage.

n°	FeO <sub>T</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	UO <sub>2</sub>	ThO <sub>2</sub>	PbO	ZrO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Tot.
1	3,86	0	0,36	19,00	1,51	8,42	4,73	10,22	9,94	0,57	0,31	0,95	60,01
2	3,09	0	0,27	10,07	4,20	2,17	3,20	4,92	21,99	0,50	0	5,23	55,63
3	15,15	0	0,13	24,00	0,75	4,51	12,87	5,73	2,15	0,17	0	0,23	66,01
4	4,00	0	0,35	8,99	8,24	1,11	2,89	2,64	26,33	0,48	0	12,20	67,23

Tableau XXVIII : Compositions chimiques du minéral à U-Th-Ti-Fe du faciès B, obtenues à partir d'analyse à la microsonde électronique.

Quand on examine les analyses du tableau XXVIII on se rend compte que globalement la teneur en Th est supérieure à celle de U dans le minéral. Dans le minéral à U-Ti-Fe du faciès C la proportion de l'uranium est par contre beaucoup plus importante que celle du thorium (cf. tableau ).

Tous les autres minéraux accessoires étant les mêmes dans les faciès B et C, seules les phases les plus uranifères semblent être différentes. Toutefois, un approfondissement des études concernant les minéraux accessoires, notamment sur des échantillons plus frais, serait utile pour une meilleure connaissance de la distribution de U et Th dans les deux faciès du granite. A ce stade de l'étude nous pouvons rattacher la différence du comportement géochimique de U et Th dans les deux faciès du granite à :

- la présence de minéraux uranifères et thorifères de nature différente (minéral à  $\text{Th} > \text{U}$  dans le faciès B et minéral à  $\text{U} > \text{Th}$  dans le faciès C) ;

- des variations de composition chimique de certains minéraux communs aux deux faciès, telle la monazite. Ce deuxième cas n'a pas été vérifié, mais il peut être envisagé. Signalons que les teneurs en uranium



de certains minéraux accessoires du faciès C ont été dosées par traces de fission. Le zircon a une teneur supérieure à 1000 ppm alors que l'apatite renferme de 70 à 90 ppm d'uranium (6 mesures). En ce qui concerne l'ilménite I, elle est riche en uranium dans les deux faciès.

Dans les granites les rapports Th/U reflètent essentiellement la nature des minéraux accessoires qu'ils contiennent et qui sont eux-mêmes dépendants du chimisme initial du magma, des conditions de mise en place et de cristallisation du magma. PAGEL (1982) a procédé à une classification des paragenèses des minéraux accessoires en fonction du chimisme des associations magmatiques. Pour les "leucogranites" riches en uranium par exemple, le minéral accessoire principal est la monazite souvent associée à la biotite. Le zircon, l'apatite et l'uraninite pauvre en  $\text{ThO}_2$  sont toujours présents. Le xénotime et les oxydes de titane se trouvent également en proportions variables, suivant le granite. Dans les faciès B et C du granite de Vallorcine le minéral accessoire principal est également la monazite. Le zircon et l'apatite ainsi que les oxydes de titanes sont présents. Par contre, l'uraninite et le xénotime sont absents. La paragenèse des minéraux accessoires s'apparente donc davantage à celle des "leucogranites" qu'à celle des autres associations (subalcaline ou calcoalcaline), l'absence de l'uraninite pouvant être compensée par la présence du minéral à Fe-Ti-U. Cependant, ni le faciès B ni le faciès C ne répondent aux critères définis pour les "leucogranites" selon LA ROCHE et STUSSI ou selon DEBON et LEFORT. En effet, dans le diagramme x, Or-MM de LA ROCHE et al. (1980) les "leucogranites" se localisent classiquement dans le domaine dit "alumineux" c'est-à-dire à Or-MM < 0. Dans le diagramme AB de DEBON et LEFORT (1983) (cf. fig. 30) le domaine des "leucogranites" correspond à une bande parallèle à l'axe des ordonnées et large de B = 38,8. La plupart des échantillons du faciès B n'y pénètre pas et ceux du faciès C sont tout à fait marginaux. Les faciès évolués du granite de Vallorcine paraissent donc peu commodes pour une classification à partir de la minéralogie des accessoires, mais l'ordre textural de cristallisation de ces minéraux est assez proche de celui établi par PAGEL (1982) pour les "leucogranites". Cet auteur a également proposé, en se basant sur les exemples de "leucogranite" de la région de Viseu-Guarda (Portugal), un mécanisme possible conduisant à la formation de l'uraninite. Au cours de la cristallisation du magma leucogranitique l'apatite et le zircon se forment en premier. Puis la monazite apparaît avec la biotite. Le rapport élevé de Th/U de la monazite va alors enrichir de plus en plus le magma en uranium. Quand le magma arrive à sursaturation vis-à-vis de l'uraninite, celle-ci précipite et on la retrouve en inclusion dans les minéraux essentiels du granite.

Un tel mécanisme peut être également envisagé dans le cas des faciès évolués du granite de Vallorcine, mais faisons tout d'abord quelques remarques :

- l'uraninite n'a pas été observée dans les faciès B et C du granite de Vallorcine ;

- les minéraux les plus uranifères sont des minéraux à Fe-Ti-U ou Fe-Ti-Th-U ;

- l'ilménite est riche en uranium alors qu'elle ne peut intégrer de l'uranium dans son réseau cristallin. Le problème des relations U-Ti a déjà été abordé par RUHLMAN (1980) et paraît assez complexe. Quant

à la relation ilménite-uranium ANIEL (1983) a montré, dans le cas de la formation Nopal (Mexique), que l'uranium, intimement associé à l'ilménite, correspond en réalité à un dépôt dans des microfissures guidées par le réseau d'exsolution à hématite. Dans le cas présent l'enrichissement de l'ilménite en uranium pourrait provenir de micro-inclusions des minéraux à Fe-Ti-U ou Fe-Ti-Th-U. Toutefois, rien ne permet actuellement de supporter cette hypothèse ;

- l'ilménite riche en U semble avoir cristallisé pendant un grand intervalle de temps. Elle apparaît soit associée à l'apatite et au zircon (photo 1, planche II), soit incluse aussi bien dans la biotite (comme la monazite) que dans les feldspaths ou le quartz.

Dans l'hypothèse d'un enrichissement de l'ilménite en uranium, dû à des micro-inclusions de minéraux à Fe-Ti-U ou Fe-Ti-Th-U, ces derniers peuvent avoir résulté d'une précipitation à la suite d'une sursaturation du magma vis-à-vis de l'uranium, comme pour les "leucogranites".

Les relations entre U et Th dans les faciès B et C sont également fonction de la monazite, car celle-ci est le minéral accessoire thorifère le plus fréquent. Le thorium n'a pas été dosé mais d'après la littérature la monazite peut renfermer communément de 4 à 12% de  $\text{ThO}_2$  (DEER et al, 1980). L'uranium, quoique plus faible peut représenter jusqu'à quelques pour cents.

La corrélation positive entre Th et U que l'on observe dans le faciès C (Fig. 85) reflèterait donc la présence des deux éléments dans les mêmes minéraux accessoires. L'absence de corrélation dans le faciès B par contre pourrait refléter une perturbation due au mélange de deux magmas, dans l'hypothèse du modèle proposé plus avant.

### A.3. Oxydo réduction dans les faciès évolués

Un des meilleurs paramètres qui permet de tester l'état d'oxydation d'une roche est la proportion de  $\text{Fe}^{2+}$  et de  $\text{Fe}^{3+}$ . Les diagrammes binaires  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$  en fonction de U et Th présentent des corrélations négatives pour les faciès B et C (Fig. 86 et 87). Ces corrélations vont dans le sens d'une réduction du fer avec la diminution des teneurs en Th et U. Pour le faciès C la diminution des teneurs en Th et U correspond, nous l'avons vu, à la différenciation du granite. On peut aussi remarquer que l'état d'oxydo-réduction du faciès B (faciès de mélange) est le même que celui du faciès C. Les deux points du faciès B représentant de faibles valeurs du rapport  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$  sont localisés à la proximité de la faille de Remua.

### A.4. Proposition d'un modèle de mise en place du granite de Vallorcine

La mise en évidence de trois faciès principaux dans le granite de Vallorcine et les relations existant entre eux sur le plan géochimique et géographique nous conduit à envisager un nouveau modèle de mise en place. Les arguments qui sont à la base de ce modèle sont les suivants :

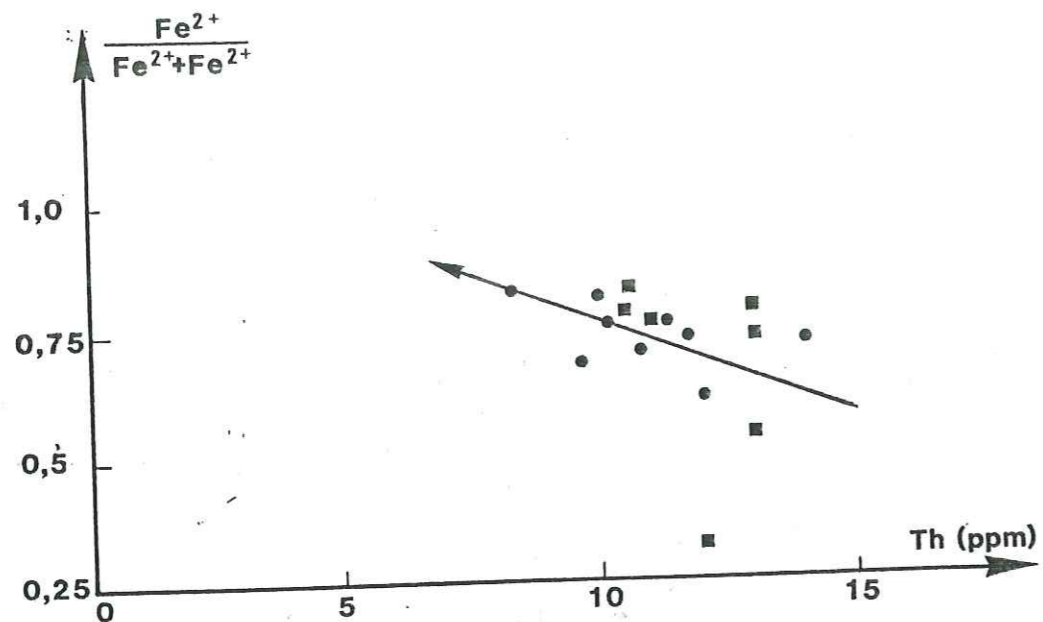


Fig. 86 : Relation entre Th et le rapport  $\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$  dans les deux faciès B et C du granite de Vallorcine. La flèche correspond à la différenciation au sein du faciès C.

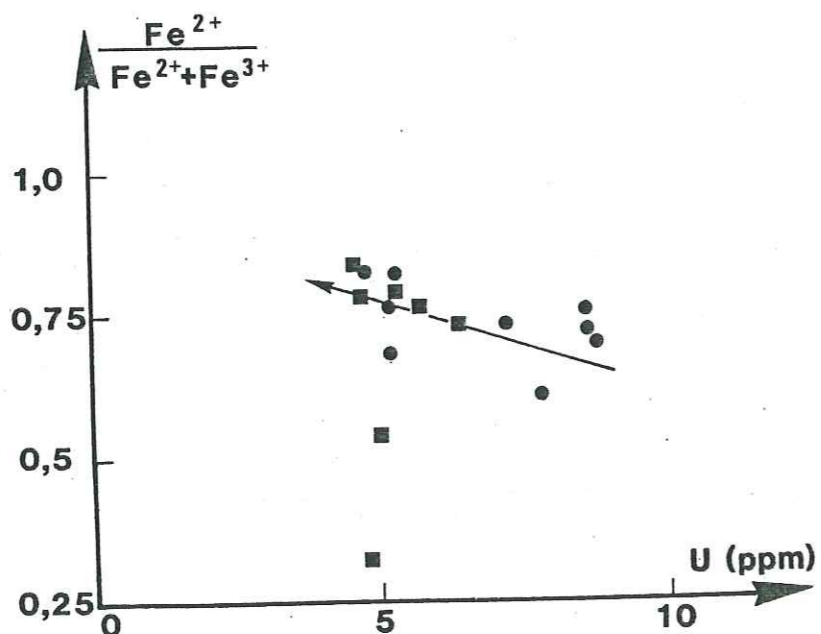


Fig. 87 Relation entre U et  $\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$  dans les deux faciès B et C du granite de Vallorcine. La flèche correspond à la différenciation au sein du faciès C.

- au niveau du massif granitique la distribution spatiale des trois faciès A, B et C est zonaire (Fig. ). Le faciès le plus évolué, c'est-à-dire le faciès C, se localise dans la partie médiane. Le faciès B (faciès intermédiaire) s'intercale entre le faciès A (faciès le moins évolué) et le faciès C ;

- sur le plan géochimique la quasi totalité des diagrammes géochimiques concernant les faciès du granite de Vallorcine montrent une distribution des points représentatifs du faciès B ;

- sur le plan géochimique, les points représentatifs du faciès C dans les diagrammes géochimiques concernant les faciès du granite de Vallorcine adoptent, dans la plupart des cas, une position qui exclue une différenciation magmatique normale par rapport aux faciès A et C. Le comportement du faciès B dans les diagrammes présentent trois cas :

- + soit il adopte une position indépendante par rapport aux deux autres faciès A et C ;
- + soit il se localise à l'intersection de deux évolutions distinctes liées au faciès A et au faciès C ;
- + soit il constitue un lien suivant une droite de mélange entre le faciès A et le faciès C.

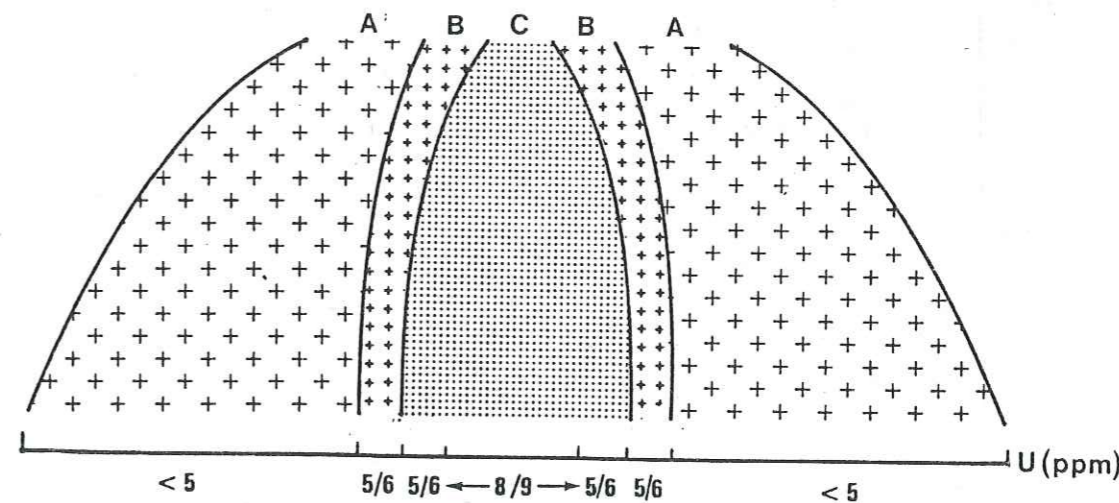


Fig. 88 : Modèle de mise en place proposé des trois faciès A, B et C du granite de Vallorcine.

Dans ce modèle, le granite de Vallorcine est plus réduit au contact entre le faciès B et le faciès C. L'oxydation s'accroît vers les parties du granite les moins différenciées. On ne peut affirmer si cette distribution de l'état d'oxydo-réduction reflète les conditions au moment de la mise en place du granite ou si la rétro-morphose qui est assez importante a eu une influence. Paradoxalement les teneurs en U croissent avec le degré d'oxydation du fer.

## B. L'ENCAISSANT METAMORPHIQUE

### B.1. Relations entre l'uranium et le thorium

Ces relations sont représentées dans la figure 89

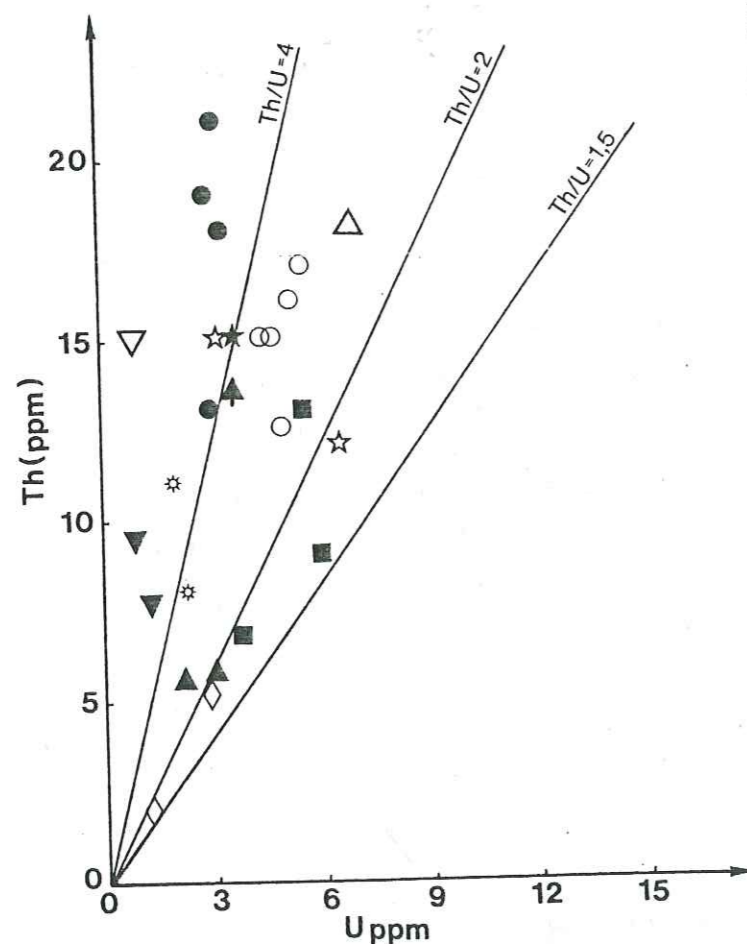


Fig. 89 : Relations U/Th dans les faciès de La Creusa, La Gueula, Largeley et Finhaut.

L'uranium et le thorium présentent une variation importante dans les faciès métamorphiques du secteur de Vallorcine (21 à 2 ppm pour le thorium et 1 à 9 ppm pour l'uranium). En ce qui concerne les rapports Th/U ils varient de 1,5 à plus de 4 (rapport moyen de la croûte) (Fig. 89). Les roches basiques et ultrabasiques ont  $Th/U < 4$ . Les schistes à biotite ± grenat et les métavolcanites ont  $Th/U > 4$ . Les faciès de la formation sous-jacente ont également  $Th/U < 4$ .

Les faciès basiques et ultrabasiques ont des teneurs en uranium beaucoup plus élevées que le clark. Elles varient, pour les ultrabasites de 1 à 7 ppm. Les ultrabasites calciques étant les plus enrichies (3 à 7 ppm) alors que l'ultrabasite magnésienne est la plus appauvrie (1 ppm). Les gneiss amphiboliques qui sont d'anciens niveaux basaltiques ont des teneurs jusqu'à 3 ppm. On ne sait pas si toutes ces roches basiques et ultrabasiques appartiennent à la même lignée volcanique, mais probablement à un volcanisme de type distensif, alcalin (teneur en Ti très élevée). A titre de comparaison le clark d'un basalte alcalin est de 0,99 ppm (ROGERS et ADAMS, 1969).

En ce qui concerne le thorium les ultrabasites calciques (pyroxénite et amphibolo-pyroxénite) ont des teneurs également plus élevées (13,5 et 18 ppm respectivement) que la clark. L'ultrabasite magnésienne (amphibolite en boule) a par contre une teneur faible (1,8 ppm). Les gneiss amphiboliques ont par contre une teneur de 3,5 ppm (clark basalte alcalin = 4,6 ppm ROGERS et ADAMS, 1969).

Les teneurs en U des métavolcanites acides de La Creusa sont faibles, pour des roches acides. Elles ne dépassent guère 2 ppm.

Les schistes à biotite et les schistes à biotite + grenat ont des teneurs en thorium très différentes (5,6 ppm et 17,7 ppm respectivement) malgré leurs caractères géochimiques proches. En ce qui concerne leurs teneurs en U elles sont moyennes par rapport à l'ensemble des faciès de La Creusa.

Les gneiss fins à biotite + muscovite de la formation sous-jacente (faciès de Largeley et de la Gueula) sont avec les ultrabasites les faciès les plus riches en U (4,9 ppm). Les faciès qui en dérivent par migmatitisation montrent des teneurs en Th plus faibles (9,6 ppm contre 14 ppm dans les schistes à biotite + muscovite).

En résumé on peut retenir trois faits :

- un enrichissement important en U des faciès basiques et surtout ultrabasiques de la formation de La Creusa ;
- appauvrissement en U des métavolcanites acides de la formation de La Creusa ;
- une différence de l'ordre de 5 ppm en Th entre les faciès à biotite + muscovite de la formation sous-jacente et leurs équivalents migmatitiques.

Comme nous allons le voir plus loin, les rétro-morphoses tardi-hercynienne et alpine n'ont pas engendré un enrichissement des roches en U et Th. Au contraire, elles ont provoqué une redistribution de ces

éléments dans des structures tectoniques (filons, fissures, etc...). Par conséquent l'enrichissement en U des roches basiques et ultrabasiques doit être imputé à des événements antérieurs aux phases rétro-morphiques.

Dans ces roches les minéraux porteurs d'uranium sont essentiellement les nombreux cristaux de sphène et les cristaux d'allanite qui sont plus rares. Par ailleurs, nous avons vu dans le chapitre de géochimie minérale que ces cristaux de sphène ne sont pas primaires mais qu'ils résultent d'une néoformation au cours d'événement métamorphique responsable de rééquilibrage de certains minéraux primaires comme le pyroxène. On peut donc admettre que l'enrichissement en U des faciès basiques et ultrabasiques de La Creusa est dû à une incorporation de l'uranium dans les cristaux de sphène au cours du métamorphisme, à partir du fluide métamorphique. Quant à la source de cet uranium on peut l'attribuer aux niveaux de métavolcanites qui maintenant en sont anormalement appauvri.

Les gneiss fins à biotite + muscovite qui montrent une atténuation des teneurs en Th au cours de la migmatisation peut également se rapporter à un métamorphisme antérieur aux événements rétro-morphiques.

## B.2. Localisation de U et Th

En dehors des minéraux accessoires l'uranium se localise dans certains faciès dans les joints entre les grains liés à des phases oxydés (oxydes de fer), des fissures ou bien en adsorption sur un certain nombre de minéraux tels que les oxydes ou les phyllites. L'uranium qui se localise dans ces sites provient probablement à partir de piégeage de l'uranium contenu dans des fluides qui ont circulé dans les roches et cela dans un contexte superficiel. Les proportions sont quantitativement faibles par rapport à l'uranium lié aux minéraux accessoires.

Les phases minérales dans les faciès de La Creusa qui contiennent de l'uranium en quantité appréciable et du thorium sont le zircon, la monazite, le sphène, l'apatite et l'allanite. Ces minéraux se répartissent en plus ou moins grande quantité selon le faciès considéré. Le sphène et l'apatite sont particulièrement abondants dans les roches basiques et ultrabasiques. La monazite se trouve surtout dans les leptynites et les schistes à biotite + grenat et atteint de grandes tailles. L'allanite peut se présenter soit en tant que minéral secondaire dans les faciès contenant la monazite, soit en tant que minéral primaire dans les gneiss amphiboliques.

## C. LES MINERALISATIONS URANIFERES

### C.1. Les sources possibles de l'uranium pour les indices du secteur de Vallorcine

Les différentes sources possibles sont le granite de Vallorcine et l'encaissant métamorphique, spécialement la formation de La Creusa.

Dans le granite de Vallorcine certains minéraux ont, au cours des rétro-morphoses successives tardihercynienne et alpine, libéré une certaine quantité d'uranium.

D'autre part LABHART et RYBACH (1972) ont montré que 40 à 60% de l'U contenu dans les faciès évolués du granite sont lessivables par attaque à l'acide nitrique à ébullition et jusqu'à 80% dans les faciès de bordure (faciès à pinitite).

## C.2. Mécanismes de libération de l'uranium

### - En provenance du granite :

Une des causes de la libération de l'uranium du granite est l'altération dont ont fait l'objet les minéraux accessoires du granite tels que la monazite et l'ilménite.

### Les minéraux à Fe-Ti-U et Fe-Ti-Th-U

Ces minéraux constituent la source potentielle la plus importante en provenance du granite. Comme nous l'avons vu précédemment ils ont été altérés avec une perte en uranium importante (comparer les deux tableaux d'analyses...).

### La monazite

L'altération de la monazite a été décrite précédemment et s'est produite à volume constant (photo 1, planche VI). C'est un remplacement plus ou moins complet en allanite. Le phosphore de la monazite libéré au cours de l'altération s'est fixé sur d'anciens grains d'apatite en croissance épitaxiale (cf. pétrographie). La teneur en U de la monazite diminue dans les parties les plus affectées. Par contre, le thorium garde apparemment une homogénéité (une étude plus fine serait nécessaire pour en être certain). Il y aurait donc eu départ de l'uranium consécutivement à l'altération de la monazite. A partir des traces de fission la teneur en uranium de la monazite a été estimée à plus de 1000 ppm. Celle de l'allanite secondaire est de l'ordre de 500 ppm (497 ppm sur une mesure).

### L'ilménite

L'altération de l'ilménite primaire en "pseudorutile" et anatase est également liée à une perte en uranium. Etant donné l'impossibilité pour l'ilménite d'incorporer de l'uranium en quantité appréciable, le départ de l'U serait plutôt dû à l'altération des phases uranifères en "micro-inclusions", conjointement à celle de l'ilménite. Le dosage par traces de fission d'ilménite primaire relativement peu altérée et de la même ilménite altérée en "pseudorutile" et anatase font apparaître des teneurs moyennes respectives de 550 ppm, 300 ppm et 80 ppm. Ces teneurs dégressives impliquent donc une perte en uranium de l'ordre de 500 ppm pour une altération complète de l'ilménite.

La libération de l'uranium à partir de ces différents minéraux ne s'est pas produite en même temps. En effet, la déstabilisation de la monazite a eu lieu au cours de la rétro-morphose II, en même temps que l'apparition de sulfures de fer et de l'ilménite II dépourvue d'uranium, et donc dans un milieu relativement réducteur. L'altération de l'ilménite primaire s'est produite, par contre, plus tardivement et à plus faible température lors de la circulation de solutions oxydantes. Cet uranium

n'a pas été intégralement acheminé vers l'extérieur. En effet, on observe fréquemment des fissures à oxydes de fer provenant probablement de l'altération de l'ilménite avec des teneurs en U, principalement en adsorption, qui atteignent 100 à 150 ppm. Dans ce contexte-ci le lessivage de l'uranium est facile car le milieu est oxydant. L'uranium est hexavalent et se solubilise dans le fluide circulant. Dans le premier cas, par contre, l'évacuation de l'uranium extrait des réseaux des minéraux paraît, a priori, moins propice du fait du milieu relativement réducteur. Cependant certaines conditions permettent d'envisager une possibilité. Nous avons admis précédemment que la chloritisation de la biotite ainsi que la déstabilisation du plagioclase et donc celle de la monazite se sont produites au cours des rétro-morphoses tardihercynienne et alpine. Nous n'avons pas pu déterminer les conditions de température et de pression de la rétro-morphose tardihercynienne alors que l'alpine s'est produite à  $T = 300 - 350^\circ\text{C}$  et  $P \approx 4\text{Kb}$ . Il est fort probable que la première se soit déroulée également à une température supérieure à  $300^\circ\text{C}$ .

Dans ces conditions de température nous avons pu savoir par ailleurs que la solution responsable des transformations hydrothermales contenait du Fe, S, Ca, Mg entre autres éléments, en provenance de l'extérieur ou de la dissolution de minéraux du granite. L'arsenic a également été en partie introduit à l'alpin. Il peut également provenir de l'altération de pyrites préexistantes et riches en arsenic. C'est probablement le cas dans l'échantillon ALP81-8 (cf. pétrographie).

Sur le plan minéralogique les activités hydrothermales ont provoqué la déstabilisation de la monazite et l'altération d'un certain nombre de minéraux comme la biotite, le plagioclase, etc... D'autres minéraux ont également été formés : la pyrite, la pyrrhotite, l'épidote, l'allanite, le sphène, la chlorite, etc...

La déstabilisation de la monazite libère l'uranium de son réseau cristallin. Mais sa solubilisation par le fluide nécessite certaines contraintes. La forme sous laquelle l'uranium est la plus soluble est la forme hexavalente puis la forme pentavalente. L'uranium quadrivalent est très peu soluble.

Dans un contexte où la pyrite et la pyrrhotite précipitent et à une température de l'ordre de  $300^\circ\text{C}$  l'uranium en solution ne peut se trouver à l'état hexavalent. Le milieu est trop réducteur. Par contre, si le milieu est suffisamment acide l'uranium peut acquérir l'état de  $\text{U}^{\text{V}}$ . Dans la figure 90 on peut noter que la pyrite et la pyrrhotite sont plus stables en milieu à pH inférieur à 5 et  $\log f_{\text{O}_2}$  est de -32,5. Dans ces conditions l'uranium peut être solubilisé à l'état  $\text{U}^{\text{V}}$  et transporté si le fluide est complexant.

Dans ces mêmes conditions et en présence de pyrite et de pyrrhotite, l'uranium dans les phases solides est sous forme de  $\text{U}^{\text{IV}}$  (Fig. 90). Au contact d'une solution acide l' $\text{U}^{\text{IV}}$  passera sous forme de  $\text{U}^{\text{V}}$ .

En ce qui concerne la monazite, l'uranium qui se trouvait sous forme de  $\text{U}^{\text{IV}}$  dans le réseau cristallin, a été libéré et mis en contact d'un fluide dans les conditions décrites plus haut. L' $\text{U}^{\text{IV}}$  passe alors à l'état de  $\text{U}^{\text{V}}$  et si le fluide est complexant il sera transporté.

Dans le diagramme de la figure 90 le domaine de stabilité des espèces d'uranium a été tracé pour le système  $\text{UO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . L'application stricte de ce diagramme à des cas naturels présente donc des incertitudes car dans la nature le système est toujours plus compliqué. Un fluide aqueux en contact d'une roche est toujours chargé d'ions.

Dans le cas du granite de Vallorcine, la présence aléatoire de calcite liée à ces phases d'altération est indicatrice de  $\text{CO}_2$ . La présence de  $\text{CO}_2$  augmente la solubilité de l'uranium (LEGRET, 1975; NGUYEN et POTY, 1980).

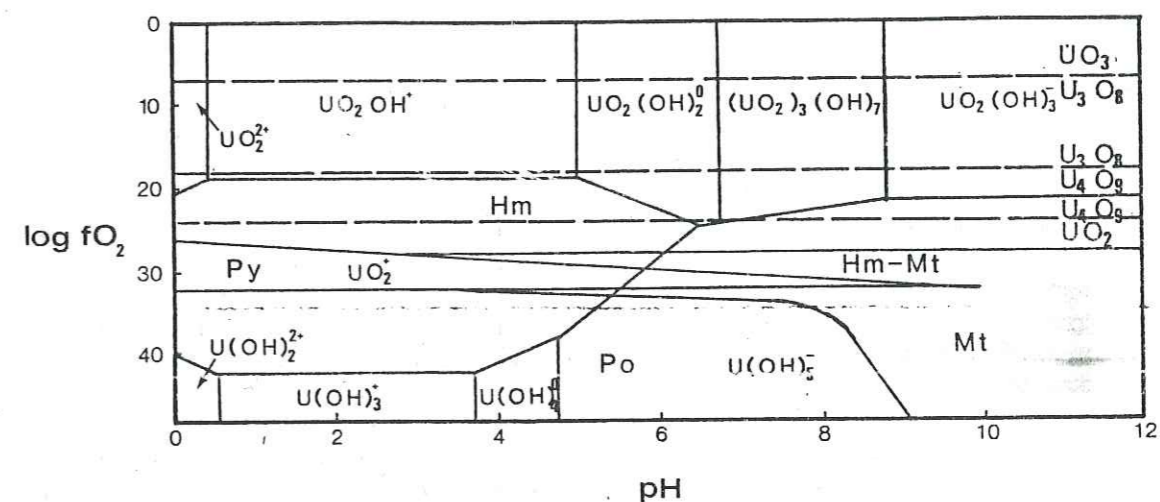


Fig. 90 : Superposition des diagrammes  $\log f_{\text{O}_2}$  des systèmes Fe-S-O,  $\Sigma S = 10^{-2}\text{M}$  (données de CRERAR et BARNES, 1976),  $\text{UO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  (NGUYEN, à paraître) et des espèces solides de l'uranium.

- En provenance de l'encaissant métamorphique

Les mêmes phases de rétro-morphoses que celles observées dans le granite sont également à l'origine de la libération de l'uranium contenu dans les minéraux des roches métamorphiques. La fracturation accompagnant ces rétro-morphoses a facilité l'évacuation de cet élément. Selon le faciès considéré le piège primaire de l'uranium est différent.

#### La monazite

Elle se trouve surtout dans les faciès acides, les schistes à biotite et dans la partie biotitique du gneiss à grenat-pyroxène.



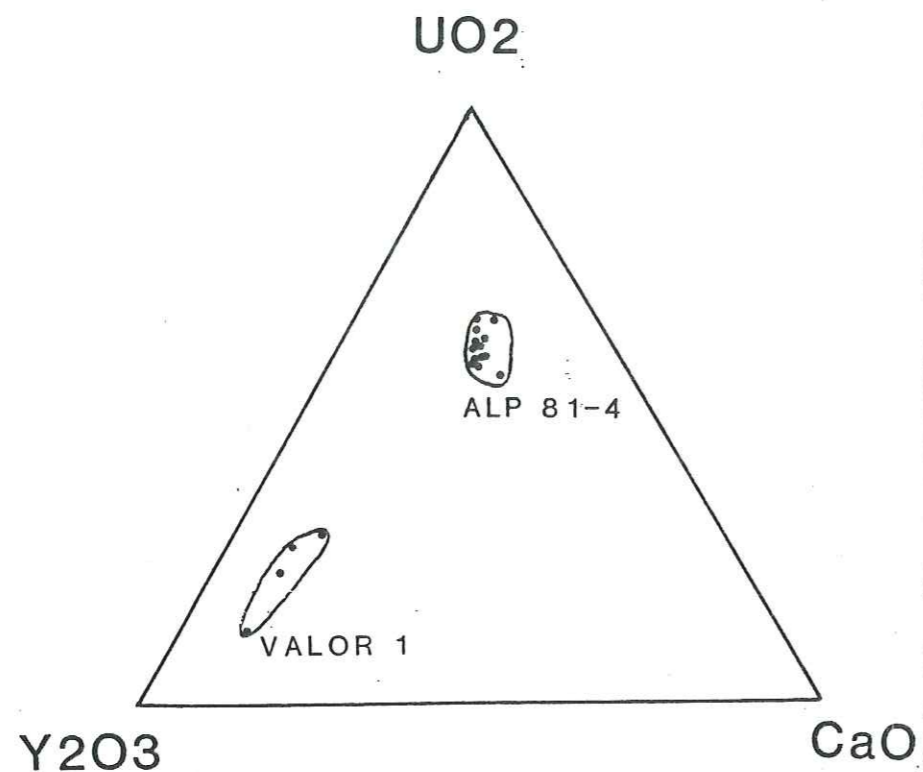


Fig. 91 : Compositions chimiques des pechblendes de La Creusa (ALP 81-4) et du Mont Oreb (Valor 1).

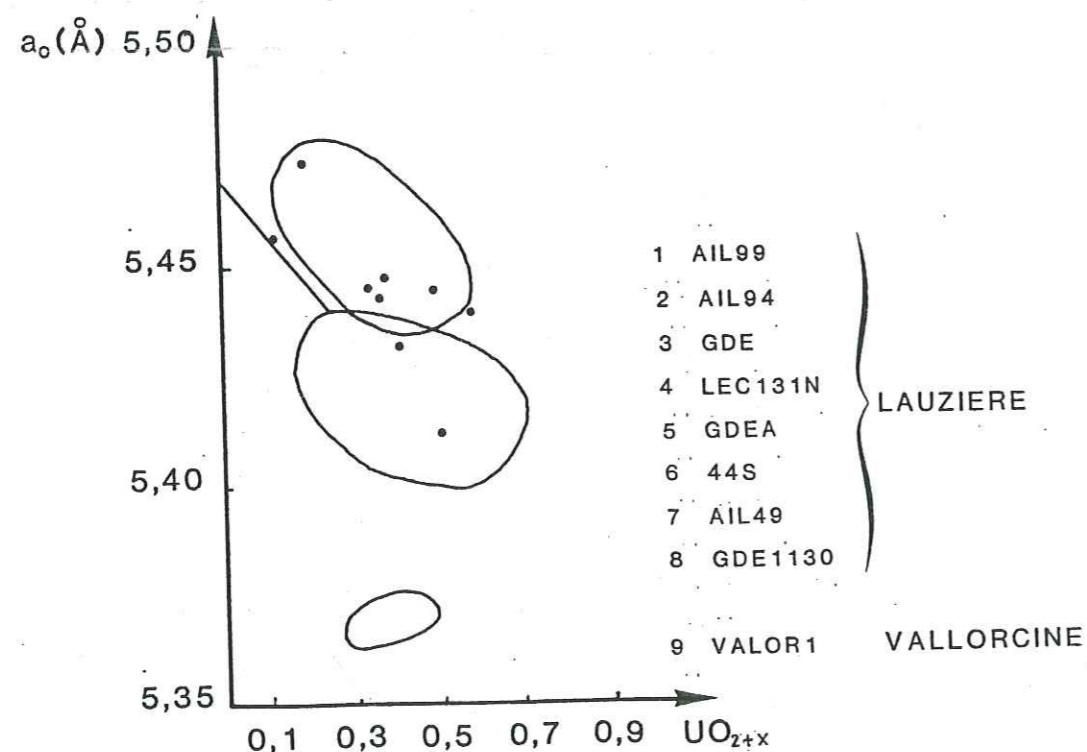
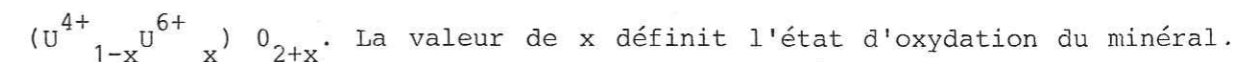


Fig. 92- Relation entre  $x$  et  $a_0$  des pechblendes et uraninites de gisements d'Europe, d'Amérique du Nord, d'Afrique et d'Australie (CATHELINÉAU et al. 1980).

de la pechblende dans des filons de Fanay et Margnac (Limousin) formés à 345°C alors que CUNEY (1981) décrit de l'uraninite déposée entre 300 et 350°C dans les veines à albite-uranium de Mistamisk (Québec). Ces différentes valeurs se chevauchent plus ou moins et sont indicatives des conditions de température de passage pechblende-uraninite aux environs de 300±50°C. Cependant d'autres facteurs que la température régissent également cette transition. PAGEL (1983) a fait remarquer le rôle que peuvent jouer le milieu de dépôt, pH,  $f_{O_2}$ . La vitesse de dépôt (comme pour la silice colloïdale) joue aussi.

Les pechblendes naturelles ne répondent pas exactement à la formule théorique de  $UO_2$ . En effet, une proportion plus ou moins importante de l'uranium se trouve à l'état hexavalent sous la forme



Les valeurs extrêmes connues jusqu'à présent sont comprises entre 0,15 et 0,72. Sans pouvoir fournir une explication concluante sur le mécanisme CATHELINÉAU et al. (1981) ont pu obtenir une relation entre le paramètre  $a_0$  et l'âge du minéral, et cela pour un grand nombre de gisements d'Europe, d'Amérique du Nord, d'Afrique et d'Australie (Fig. 92). Comme les auteurs eux-mêmes le précisent, cette relation n'a pas pour autant de valeur strictement géochronologique. En effet, trop d'inconnues subsistent encore sur les causes de variation de  $a_0$  même si un certain nombre de facteurs sont clairement établis (teneurs en certains éléments comme Th, Ca, Pb, Si...). La relation simple  $a_0$  - âge du minéral ne peut être utilisée efficacement dans le cas des Alpes (chapitre III, 3ème partie). Entre les pechblendes de La Creusa et celles du Mont Oreb on observe une différence de  $a_0$  de 0,014 Å. Elles se localisent toutes les deux dans le domaine des pechblendes hercyniennes (Fig. 92).

L'analyse chimique à la microsonde électronique des deux pechblendes montre des teneurs différentes en  $Y_2O_3$ , CaO et  $UO_2$ . La pechblende de la brèche est plus pauvre en  $Y_2O_3$  et plus riche en CaO (1,9%) (cf. tableaux en annexe). Cette teneur en CaO est cependant plus basse que celle des pechblendes hercyniennes (FOREZ et MORVAN ~ 3%, Limousin et Millevaches ~ 4%, Vendée 6,5% (CATHELINÉAU et al., 1979).

Les âges chimiques ont été calculés pour les deux pechblendes. Ils ne dépassent guère les 70 millions d'années. La méthode de calcul utilisée est celle de CAMERON SCHIMANN (1978), basée sur les constantes de désintégration de l'uranium et du thorium en plomb. L'équation est la suivante :

$$T \text{ (millions d'années)} = \frac{Pb \times 10^{10}}{1,612U + 4,95Th}$$

La pechblende de la brèche est étroitement associée à de la galène secondaire. Celle-ci développe parfois des contacts de corrosion avec la pechblende ou apparaît en mouchetures dans la pechblende. On l'observe également en inclusion dans l'arsénopyrite tardive, sécante sur la pechblende associée à de la pyrite et de la pyrrhotite altérée, et contemporaine de la phengite alpine.

Il est donc fort probable qu'une partie du plomb de la galène ait été extrait de la pechblende. L'âge obtenu par la méthode

chimique ne reflète donc pas l'âge réel de la minéralisation mais bien celui du rééquilibrage alpin. La minéralisation serait à rattacher à l'épisode tectonométamorphique plus ancien, probablement tardihercynien.

La pechblende du filon à carbonate par contre ne montre pas de relation avec de la galène ni d'autre minéral contenant du plomb. Elle semble s'être déposée sur la calcite. La galène décrite par SAINT-JOANIS (1981, rapport interne, Minatome S.A.) dans un échantillon de filon analogue est associée à la cérusite, des sulfures et de minéraux secondaires d'uranium. La pechblende de ce filon ne semble pas avoir perdu son plomb. L'âge chimique reflète par conséquent très vraisemblablement l'âge de la minéralisation, c'est-à-dire entre 10 et 40 Ma. L'étude structurale menée sur les filons à carbonates du Mont Oreb (COVES, 1981) confirme cet âge alpin.

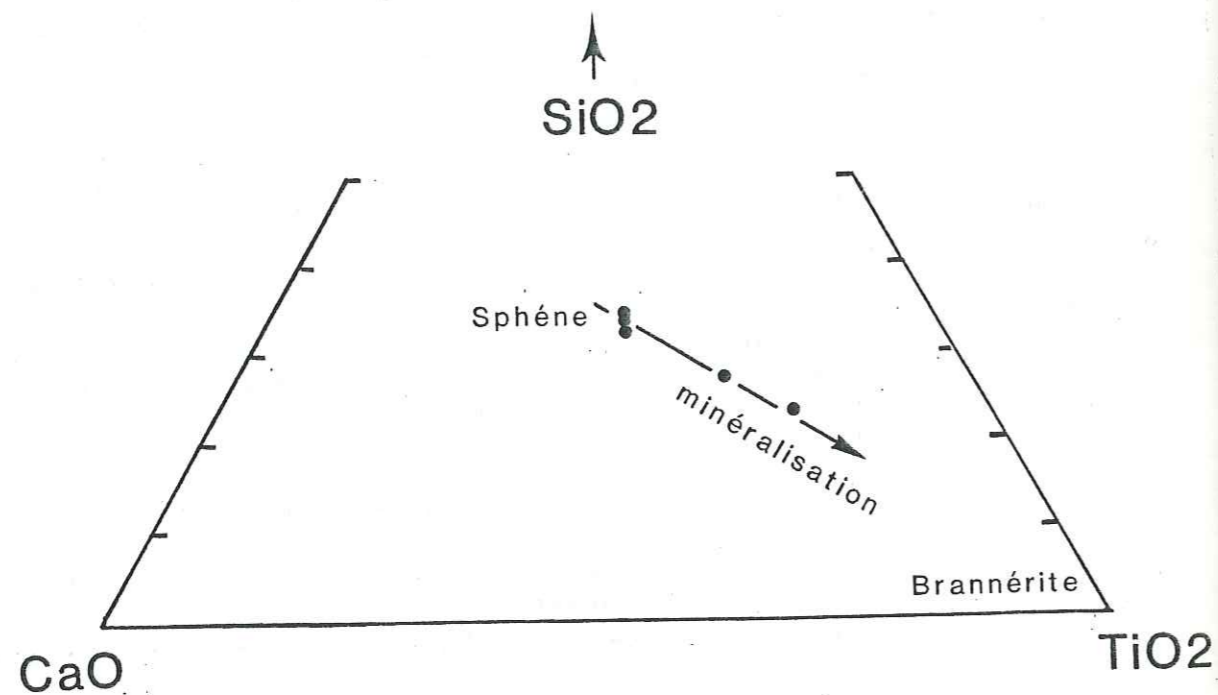


Fig. 93 : Composition du minéral uranifère dérivant de l'altération du sphène dans la brèche uranifère de La Creusa (ALP 81-2).

### Les minéraux à uranium (IV) et titane

Dans le cadre de cette étude des phases minérales associant l'uranium au titane ont été observées depuis le stade magmatique dans le granite jusqu'à des conditions de métamorphisme de faible degré dans la masse du granite et dans les indices étudiés.

La brannérite a été observée dans les faciès épi-syénitisés et fracturés du granite. Elle apparaît consécutivement à la chloritisation de la biotite. Son domaine de stabilité est très vaste comme le fait constater RUHLMANN (1980), il s'étend depuis les plus faibles températures jusqu'au seuil de la fusion partielle et peut-être plus.

La composition de la brannérite de Vallorcine est homogène (voir tableau en annexe n° ). Elle ne contient pas d'yttrium, par contre, le cérium atteint 1,5% en poids.

L'autre minéral à uranium-titane est une phase intermédiaire entre le sphène et la brannérite qui a été observée dans une brèche tectonique. Les proportions entre  $U^{IV}$  et  $U^{VI}$  n'ont pas été déterminées mais dans les analyses à la microsonde électronique où l'uranium est exprimé entièrement sous forme de  $U^{IV}$ , le total est très proche de 100%. Ceci permet de penser qu'une forte proportion de l'uranium est sous forme de  $U^{IV}$ . Ce minéral se forme aux dépens du sphène, celui-ci étant déstabilisé par le fluide carbonique contemporain du dépôt de la pechblende. L'augmentation de la concentration en uranium dans le minéral va de pair avec la perte de  $CaO$  et  $SiO_2$  (Fig. 93). On note également l'accroissement de  $P_2O_5$ ,  $PbO$  et  $FeO_t$  et la diminution de  $Al_2O_3$ .

#### Les minéraux à $U^{VI}$

##### + Solution solide bassétite-autunite

La bassétite et l'autunite sont deux phosphates d'uranyle. La première contient du fer, la seconde du calcium. Elles appartiennent toutes les deux au groupe de la torbernite et répondent respectivement aux formules chimiques :

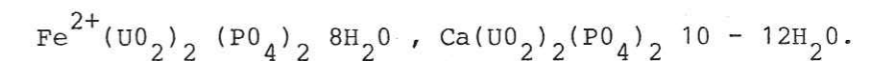


Tableau XXVIII bis : Composition chimique de l'autunite de la bassétite et de la bassétite-autunite.

	1	2	3
FeO	0,10	7,60	3,41
CaO	5,31	-	3,63
$UO_3$	60,84	61,99	61,51
$P_2O_5$	13,40	15,21	15,67
$H_2O$	20,33	14,49	15,78 (par différence)
Total	99,88	100,20	100,00



- 1 : Autunite. Autun, France (CHURCH, 1875, dans FRONDEL, 1958)
- 2 : Bassetite. Wheel Basset, Cornouaille (FRONDEL, 1954, dans FRONDEL, 1958)
- 3 : Bassetite-autunite, La Creusa, moyenne de 5 analyses (cette étude).

La bassetite est monoclinique à pseudosymétrie quadratique très marquée. L'autunite est quadratique. Elles présentent toutes les deux une structure en feuillets. A La Creusa le minéral présente les mêmes caractères morphologiques, et sa composition chimique, comme on peut le voir dans le tableau XXVIII bis est intermédiaire entre celle de la bassetite et celle de l'autunite. On peut également remarquer sur les cinq analyses présentées en annexe que Ca et Fe varient corrélativement. Ce minéral représente donc une solution solide entre bassetite et autunite. La bassetite-autunite s'est déposée, nous l'avons vu, dans des cavités de corrosion ménagées dans la pyrite, ou bien en remplacement complet de celle-ci.

L'intégration du fer de la pyrite dans ce minéral sous forme de  $Fe^{2+}$  implique que le fer n'a pas été oxydé. Dans ce contexte-ci le couple  $Fe^{II}/Fe^{III}$  reste oxydant vis-à-vis du couple  $U^{IV}/U^{VI}$ . La présence de P et Ca dans la bassetite-autunite implique également que le fluide minéralisateur était chargé de ces éléments en plus de l'U.

#### + Le phosphate hydraté d'uranyle et d'aluminium

Un certain nombre de minéraux de ce nom sont reconnus dans la nature :

- la phuralumite  $Al_2(UO_2)_3 (PO_4)_2 (OH)_6 10 H_2O$
- l'upalite  $Al(UO_2)_3 (PO_4)_2 (OH)_3 6 H_2O$
- la mundite  $Al(UO_2)_3 (PO_4)_2 (OH)_3 \sim 5,5 H_2O$

Le phosphate de La Creusa se présente en remplacement de la pechblende et la moyenne de la composition chimique de deux analyses à la microsonde électronique figure dans le tableau XXIX

	La Creusa	phuralumite	mundite	upalite
$Al_2O_3$	5,10	7,60	4,33	4,30
$UO_3$	66,64	64,20	72,90	72,30
$P_2O_5$	10,21	10,60	12,06	12,00
$H_2O$	18,05	17,60	10,71	11,40
	100,00			

Tableau XXIV : Le phosphate hydrate d'uranyle et d'aluminium de La Creusa. Comparaison avec la mundite et l'upalite.

L'eau est obtenue par différence.

La comparaison avec les compositions des autres phosphates (tableau XXIX) permet de le rapprocher à la phuralumite. La différence que l'on peut y voir est une légère baisse en  $Al_2O_3$  et une légère hausse en  $UO_3$  dans l'échantillon de La Creusa par rapport à la phuralumite de Kobokobo (Zaïre). Nous n'avons pas de résultat par diffractométrie RX mais les caractères morphologiques (enchevêtrement de cristaux en minces plaquettes) confirment l'identification.

#### + L'uranophane

Elle présente un habitus fibroradié typique. Sa composition chimique est la suivante :

FeO	$Y_2O_3$	$Ce_2O_3$	$SiO_2$	CaO	$Al_2O_3$	$UO_2$	$ThO_2$	PbO	$P_2O_5$	$H_2O$	Total
0,18	0,27	0	13,75	5,79	0,35	67,74	0,00	0,28	0,21	11,43	100,00

Moyenne de composition de 3 analyses à la microsonde électronique.  $H_2O$  est obtenue par différence.

Le domaine de stabilité de l'uranophane à température ambiante a été étudié par NGUYEN TRUNG (travaux en cours). L'uranophane se forme dans un milieu riche en silicium et à pH basique.

#### C.4. Relations fracturation-minéralisation

L'essentiel de la minéralisation uranifère dans le secteur de Vallorcine est lié à des zones fracturées, broyées. Cependant certaines concentrations ponctuelles et conformes à une schistosité existent et ceci toujours dans des zones où la déformation est importante (phyllonites, ultramytonites...). Elles ne témoignent en rien d'une préconcentration synsédimentaire. Elles correspondraient plutôt à d'anciennes minéralisations, en filonnets par exemple, et reprises par une déformation ultérieure, comme on peut le voir dans certains cas en Lauzière. Il peut s'agir également de minéralisations syndéformations.

Les études structurales menées par COVES (1981) dans le secteur de la Forêt Verte et du Mont Oreb ont permis d'établir une certaine chronologie des différentes directions de fracturation et de voir la distribution de l'U en fonction de ces directions (cf. tableau XXX). Dans le premier les directions N 50°E et N 80°E dominant alors que dans le second N 110-120°E sont les plus représentées. Les indices uranifères se répartissent suivant toutes les directions représentées dans le tableau.

Les fractures N 50°E et N 80°E correspondent à des mouvements dextres et s'observent essentiellement à l'Est de la faille de Remua, dans le secteur de la Forêt Verte (Fig. 94) (COVES, 1981). A l'échelle régionale on peut noter l'importance de la direction N 50°E dans la tectonique tardihercynienne (cf. chapitre II).

Age	Evénements
- Hercynien	. Encaissant Aiguilles Rouges : fracturation N-S puis N 20
- Début Carbonifère	. Intrusion du granite de Vallorcine le long d'un accident N 20 - jeu normal de la Remua compartiment W monte - rejeu dextre de la Remua fracturation associée N 50 N 80
- Alpin	. Fracturation N 110 - N 120 décrochement sénestre

Tableau XXX : Chronologie des évènements dans le massif des Aiguilles Rouges.

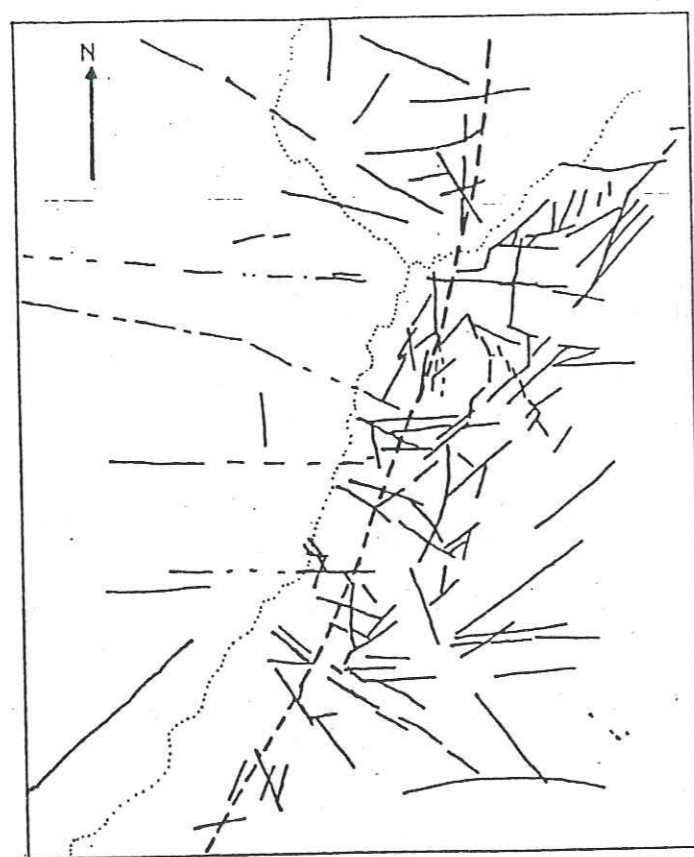


Fig. 94 : Carte tectonique établie à partir de photointerprétation de photographies aériennes au 1/25.000 (secteur Forêt Verte) (COVES, 1981).

Sur la carte au 1/250.000 des Alpes occidentales (M. GIDON) on observe deux accidents importants, de même direction, décrochant le granite de Vallorcine et la faille de la Remua. Ce décrochement est également dextre. La direction N 50°E dont la valeur régionale est reconnue en tant que direction tardihercynienne serait donc en relation avec une minéralisation uranifère.

D'après PONCERRY (1981) les indices de la série des Aiguilles Rouges se disposent le long de zones fracturées de direction N 60 à 140°E et sont de deux types :

- Type 1 : pechblende + carbonates N 130 - 140°E
- Type 2 : produits secondaires (chalcolite, arséniate d'U) + quartz + carbonates + sulfures N 60 - 130°E.

Le premier type de minéralisation serait antérieur au second. D'après les observations faites dans le cadre de cette étude il semble que l'arsenic fasse son apparition tardivement. Dans certains cas son âge alpin est certain. Si l'on considère la brèche tectonique de La Creusa, l'antériorité de la première bréchification par rapport à l'arsenic et sa direction N 140°E permettent de l'assimiler aux indices de type 1 anté-alpin. Quant à la relation entre les directions N 50-80°E tardihercynienne et celle des indices de type 1 (N 130-140°E), on ne peut, à l'heure actuelle se prononcer. Elles sont toutefois toutes deux plus précoces que les fractures N 110-120°E.

Les directions plus tardives (alpines) N 110-120°E du secteur de la Forêt Verte, sont représentées par des fractures ouvertes et sans remplissage. Un jeu sénestre a été mis en évidence (COVES, 1981). Au-delà de la frontière franco-suisse, entre Emosson et Finhaut cette direction est celle qui correspond à la plupart des indices à uranium rapportés par LABHART et RYBACH (1974). Ces minéralisations se trouvent dans des fractures également ouvertes, d'âge probablement alpin d'après les auteurs. A ces indices on peut ajouter ceux du Mont Oreb qui sont contrôlés par une direction alpine N 110-120°E et renferment de l'arsénopyrite dans la gangue carbonatée.

#### C.5. Relations minéralisation - nature de l'encaissant

##### - Dans le granite

On est frappé par le contraste entre l'abondance des indices dans le granite du Nord de la ligne Emosson-Le Chatelard et la rareté des indices au Sud de cette ligne. Cette répartition est à mettre en relation avec la présence des faciès évolués B et C plus riches en U que le faciès A et comportant des minéraux à U primaires dans le premier cas et l'absence de ces faciès dans le second. Des indices uranifères ont également été observés dans cette partie mais associés à des faciès de microgranites tardifs par rapport au granite lui-même.

##### - Dans l'encaissant

Les rapports d'activités des géologues de Minatome S.A., font état d'une relation entre les indices uranifères et des faciès type "La

Creusa" en particulier dans la galerie de La Creusa. C'est le cas aussi bien des indices du Mont Oreb (VALSARDIEU, 1981, rapport interne) que ceux de la faille de Remua (VALSARDIEU, 1981, rapport interne, PONCERY, 1981).

### C.6. Interprétation

#### - Comportement de l'uranium au cours du métamorphisme hercynien

##### + Le granite de Vallorcine

La mise en place de ce granite s'est produite à la fin des manifestations hercyniennes et probablement en même temps que le début des phénomènes rétro-morphiques. Le métamorphisme hercynien n'a donc eu aucun rôle sur le comportement de l'uranium lié au granite de Vallorcine. On peut noter cependant que ce granite comportant des faciès où les teneurs en uranium sont relativement élevées et leurs paragenèses de minéraux accessoires sont celles d'un granite fertile source d'après la définition donnée par PAGEL (1982) (granite fertile = granite dans lequel l'uranium ne peut se substituer dans les minéraux habituels et forme des phases minéralogiques solubles au cours des processus d'altérations endogènes ou exogènes. Cette distribution peut résulter d'un processus magmatique primaire ou d'une redistribution secondaire).

##### + L'encaissant métamorphique

Les travaux réalisés au cours de cette étude montrent qu'aucun indice uranifère ne peut être mis en relation avec un métamorphisme prograde hercynien dans le secteur de Vallorcine. Cependant on a pu constater un enrichissement anormal en uranium de certains faciès, notamment les faciès basiques et ultrabasiques de La Creusa et parallèlement de très faibles valeurs dans les faciès acides associés, d'origine volcanique. Cette situation paradoxale nous a permis alors de penser qu'il y a eu une redistribution de l'uranium pendant le métamorphisme hercynien. La modalité de cette redistribution n'a pas pu être précisée à cause des transformations que les roches ont subies au cours des phases rétro-morphiques postérieures. Mais il est possible que la fugacité de l'oxygène ait joué un rôle important.

Dans les faciès à muscovite + biotite de Largeley et La Gueula on a pu également constater une différence importante dans les teneurs en Th entre les faciès non migmatisés et les faciès migmatisés. Ceux-ci ont les teneurs les plus faibles. Les teneurs en uranium sont équivalentes. On peut donc dire, que dans ce cas, la migmatisation au cours du métamorphisme hercynien n'a pas favorisé la mobilisation du thorium.

#### - Comportement de l'uranium au cours de rétro-morphoses tardihercynienne et alpine (rétromorphose II).

Un certain nombre de faits se dégage des observations réalisées au cours de ce travail. Il semble que la rétro-morphose II ait engendré une dualité de comportement vis-à-vis des minéraux. En effet, certains minéraux accessoires (monazite, sphène, ilménite...) aussi bien du granite que de l'encaissant expulsent leur uranium sous l'effet de cette rétro-

morphose II. D'autres comme l'allanite et le zircon primaires stables mais métamictes cèdent leur uranium aux fluides circulants du fait de leur état métamicté. La libération de l'uranium des structures minérales s'est produite de deux manières. La première est tout simplement la destruction du réseau des minéraux porteurs par la radioactivité liée à la teneur en uranium. C'est le cas des minéraux métamictes. La deuxième par contre nécessite la présence d'un fluide et des contraintes physico-chimiques qui ont été précisées plus haut. Pour la déstabilisation de la monazite ce sont une activité de Ca importante du fluide, une température adéquate (~300-350°C).

Les fournisseurs les plus importants de cet uranium sont les faciès évolués (faciès B et C) du granite de Vallorcine, la plupart des faciès de la formation de La Creusa (les faciès acides, basiques et ultrabasiques).

La redistribution de l'uranium libéré des structures minérales ont nécessité des conditions particulières pour leur solubilisation et leur transport jusqu'à leur milieu de dépôt. Les facteurs principaux sont le pouvoir oxydant du fluide vis-à-vis de l'uranium (pour augmenter la solubilisation dans le fluide), la présence de certains éléments capables de complexer l'uranium pour faciliter le transport, la température (300-350°C), et la présence de structures favorables à la circulation des fluides, c'est-à-dire les fractures et fissures qui se sont produites dans les roches lors des épisodes rétro-morphiques.

Les modalités de déstabilisation de la monazite, la solubilisation et le transport de l'uranium que nous venons de rappeler sont surtout valables pour la rétro-morphose tardihercynienne. Pour ce qui est de l'alpin les paragenèses diffèrent légèrement : formation de l'arsénopyrite, absence de pyrrhotite. De la même façon les conditions de dépôt de la minéralisation uranifère ne seront pas les mêmes.

Lors de l'étude pétrographique nous avons décrit un échantillon de l'indice lié à une brèche tectonique et un autre échantillon de l'indice filonien carbonaté du Mont Oreb. Nous avons par ailleurs montré que le premier était tardihercynien et le second alpin à partir des datations chimiques des pechblendes. Ces deux types de minéralisation se sont produits dans des conditions différentes. La nature des minéraux associés aux pechblendes, la composition chimique des pechblendes elles-mêmes et les fluides contemporains, piégés dans les inclusions peuvent renseigner sur l'environnement physico-chimique qui a présidé au dépôt de chacune des deux minéralisations.

La pechblende de l'indice du Mont Oreb est contemporaine à la calcite et est moins calcique que la pechblende de la brèche uranifère de La Creusa. Dans les deux cas les preuves d'une activité du CO<sub>2</sub> sont présentes : dans le filon carbonaté la calcite et la dolomite sont présentes, dans la brèche le sphène s'est décomposé en anatase + quartz et les inclusions fluides associées sont carboazotées (cf. chapitre IV, 2ème partie). Au Mont Oreb la pechblende s'est déposée avec la calcite postérieurement à la dolomite. La formation de la dolomite nécessite une PCO<sub>2</sub> plus élevée que pour la calcite (MYASHIRO, 1979). Une baisse de PCO<sub>2</sub> décompose la dolomite en calcite et chlorite. La pechblende est donc apparue au cours d'une baisse de PCO<sub>2</sub>. Le calcium provenant de la

décomposition de la dolomite s'est recombinaé avec le  $\text{CO}_2$ . A La Creusa par contre  $\text{PCO}_2$  du fluide est croissant quand la pechblende s'est déposée (cf. chapitre IV, 2ème partie). Les minéraux sensibles à  $\text{PCO}_2$  se sont alors décomposés c'est le cas du sphène, par exemple. Le calcium provenant de ce sphène a été alors incorporé dans la pechblende.

La différence importante en Y entre les deux pechblendes montre également une différence de l'environnement physico-chimique de la minéralisation. La richesse en Y de la pechblende à matrice carbonatée permet de penser un apport de cet élément par un fluide carbonaté sous forme de  $[\text{REE}(\text{CO}_3)_3]^{3-}$  en même temps que l'U, qui lui pourrait être transporté sous forme de  $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$ . Comme l'ont suggéré MC LENNAN et TAYLOR (1979) ce mode de transport des terres rares est le plus vraisemblable dans les fluides hydrothermaux de milieu carbonaté. L'origine de Y serait le lessivage par le même fluide de niveaux de roches ignées acides.

La faible teneur en  $\text{Y}_2\text{O}_3$  de la pechblende de La Creusa indique plutôt une différence dans le mode de transport de l'uranium et de terres rares par les fluides qu'une différence de l'environnement lithologique. En effet, les mêmes faciès que ceux de La Creusa se retrouvent dans le secteur du Mont Oreb.

Ces deux modes de dépôt de l'uranium se sont déroulés l'un à l'hercynien tardif, l'autre à l'alpin. Les autres indices du secteur de Vallorcine, étudiés dans ce mémoire, sont pour la plupart des remobilisations superficielles. Les minéraux d'uranium associés sont de basse température (uranotile, bassétite). Ces minéraux de basse température à  $\text{U}^{6+}$  représentent soit des produits d'altérations de pechblende d'indices uranifères préexistants soit des minéraux provenant de lessivage de l'uranium adsorbé sur des minéraux non radioactifs (oxydes de Ti, oxydes de fer, etc...). Le lessivage de l'uranium par les fluides rétro-morphiques n'ont pas épuisé tout le stock lessivable (cf. LABHART et RYBACH, 1974).

## CHAPITRE IV : LES INCLUSIONS FLUIDES

### A. INTRODUCTION

Des études d'inclusions fluides ont été réalisées dans quatre échantillons provenant d'un filonnet tardif à quartz-pyrite-hématite, de brèches à gangue quartzreuse stérile et minéralisées en U et d'un filon carbonaté. Il est difficile de donner un âge relatif à ces filons et brèches à partir de leur disposition sur le terrain. Par contre, comme on l'a vu dans le chapitre précédent, les brèches seraient tardihercyniennes. Le filon carbonaté serait alpin (COVES, 1981, rapport interne Minatome) ainsi que le filonnet à quartz-pyrite-hématite.

Elles concernent exclusivement les inclusions localisées dans les grains de quartz de la gangue, dans le cas du filonnet et des brèches, et dans la calcite dans le cas du filon carbonaté.

### B. LES INCLUSIONS FLUIDES DANS LE FILONNET A QUARTZ-PYRITE-HEMATITE : (éch n° ALP 81-63) :

Trois générations d'inclusions fluides ont été distinguées. Sur une lame épaisse taillée perpendiculairement au filonnet on observe des cristaux de quartz automorphes avec le grand axe perpendiculairement aux épontes (Fig. 95). Ces cristaux deviennent de plus en plus gros vers le coeur du filonnet. Les cristaux de pyrite sont concentrés à proximité des épontes et sont soit inclus dans le quartz, soit intergranulaires. La première génération d'inclusions fluides ne montre pas de disposition particulière par rapport aux cristaux de quartz. Les inclusions sont dispersées mais avec une plus forte fréquence vers le bord des épontes.

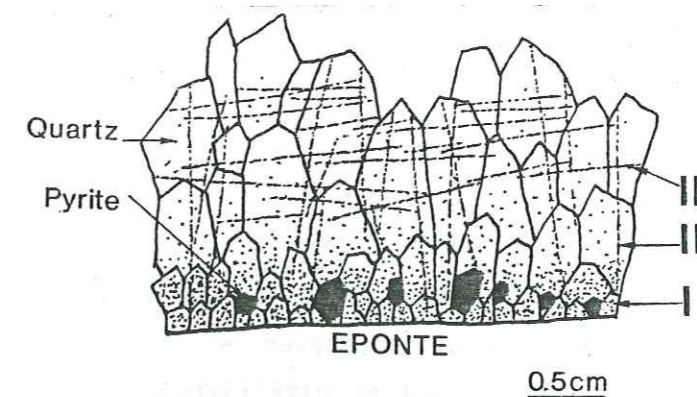


Fig. 95 . Répartition des trois générations d'inclusions fluides dans le filonnet à quartz-pyrite-hématite (éch. n° ALP 81-63) sécant sur le granite de Vallorcine (localisation : carrière d'Emonson).

La seconde génération est localisée suivant des fissures parallèles au grand axe avec des cristaux de quartz. La troisième génération se trouve suivant une direction grossièrement parallèle aux épontes (Fig. ). La chronologie relative entre ces deux dernières générations d'inclusions fluides ne peut être établie à partir de l'observation microscopique. Elle a été obtenue, comme on le verra par la suite, à partir de l'existence d'une évolution continue du fluide des inclusions de la première génération et du fluide piégé le long des fissures perpendiculaires aux épontes.

#### . Morphologie

Les inclusions de la première génération ont une forme plus géométrique que celles des autres générations. Ces dernières ont plutôt un contour amiboïde. Leur taille varie entre 1 et quelques dizaines de microns.

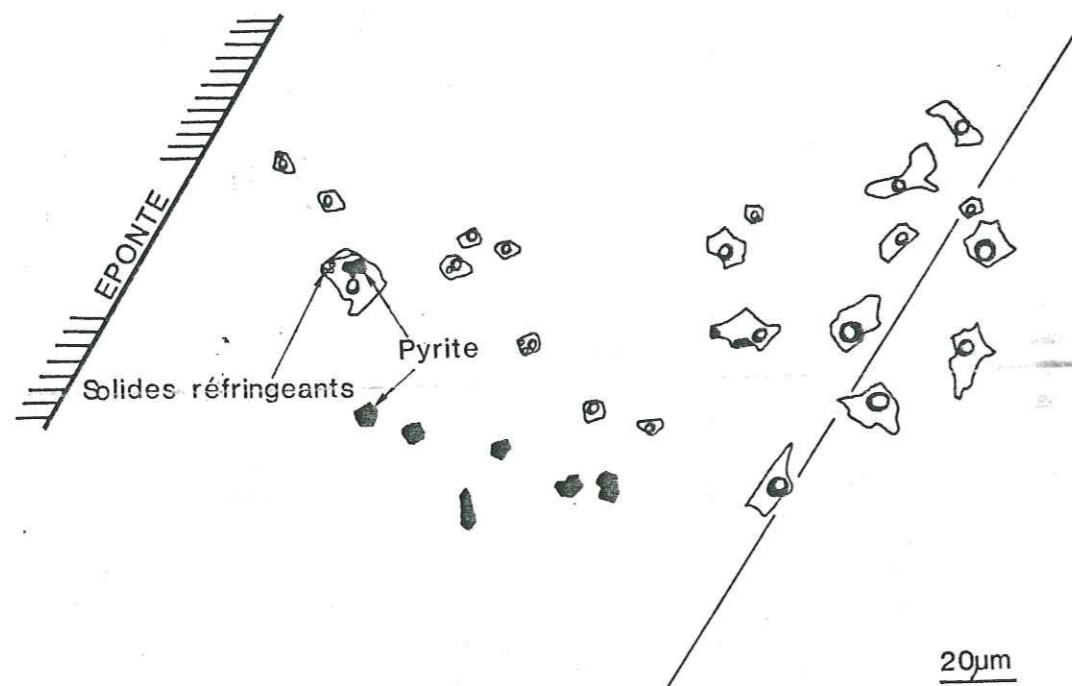


Fig. 96. Répartition de la première et troisième génération d'inclusions fluides (éch. ALP 81-63)

#### . Contenu

Le contenu fluide est biphasé, exceptionnellement monophasé, dans les trois générations d'inclusions fluides. Le rapport volumique  $V_{\text{gaz}}/V_{\text{total}}$  est partout constant et de l'ordre de 10 à 20%. Des phases solides y sont fréquemment observées et sont de deux types (fig. 96) :

- solide transparent et biréfringent,
- solide opaque. Le solide opaque est très probablement de la pyrite, car dans une même plage on peut observer une traînée d'inclusions de pyrite qui se poursuit par des inclusions de minéraux opaques.

Seules les inclusions de la première génération contiennent les deux types de solide simultanément. La pyrite n'a pas été observée dans les inclusions de la deuxième et troisième génération. Celles-ci renferment par contre des solides biréfringents, parfois on peut compter plusieurs cristaux dans la même inclusion, mais la nature de ces solides n'est pas connue. La tentative d'analyse à la microsonde MOLE RAMAN n'a pas donné de résultat.

#### . Mesures microthermométriques et caractérisation du contenu fluide :

Les valeurs maximales et minimales de la température de fusion ( $T_f$ ) et de la température d'homogénéisation ( $T_h$ ) oscillent globalement et respectivement entre  $-3,3^\circ\text{C}$  et  $-8,4^\circ\text{C}$  et entre  $+194^\circ\text{C}$  et  $123^\circ\text{C}$  (Fig.

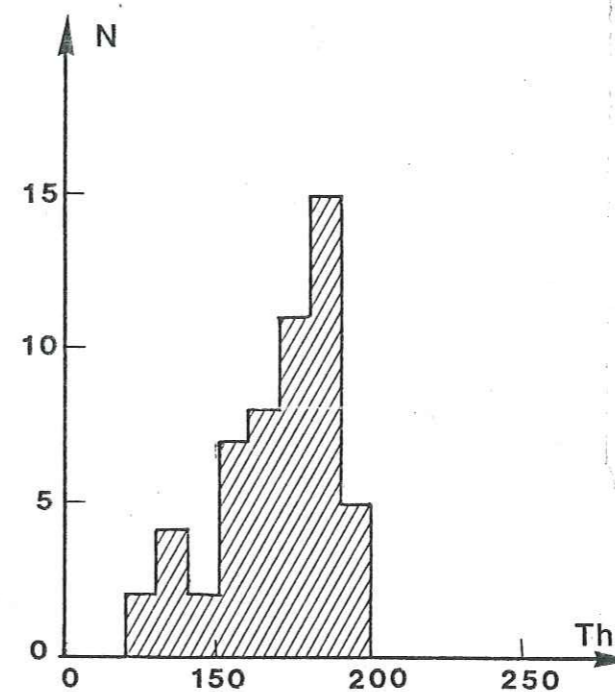


Fig. 97 Histogramme cumulé des  $T_h$  des inclusions fluides aqueuses du filonnet à quartz-pyrite-hématite (éch. ALP 81-63)

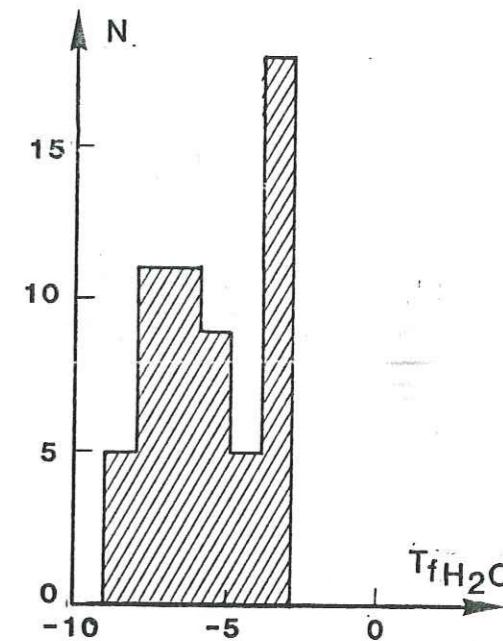


Fig. 98 Histogramme cumulé des  $T_f$  de la phase aqueuse des inclusions fluides du filonnet à quartz-pyrite-hématite.

Dans ces deux histogrammes apparaissent plusieurs maxima. Dans la figure 97 le maxima représente la  $T_h$  ( $180^\circ\text{C} - 190^\circ\text{C}$ ) la plus fréquente pour l'ensemble des générations de fluide. Dans la figure 98 par contre apparaissent deux maxima (à  $-7^\circ\text{C}$  et  $-3,5^\circ\text{C}$ ) et chacun correspond à une génération de fluide.

Dans le diagramme  $T_f - T_h$  (Fig. 99) les inclusions des trois générations se répartissent dans un ordre croissant de  $T_f$  (ou salinité décroissante). Il semble qu'il y ait une continuité évolutive entre les inclusions des générations I et III. En effet, si on exclut les deux points cerclés dans la figure 99 on peut voir une relation positive

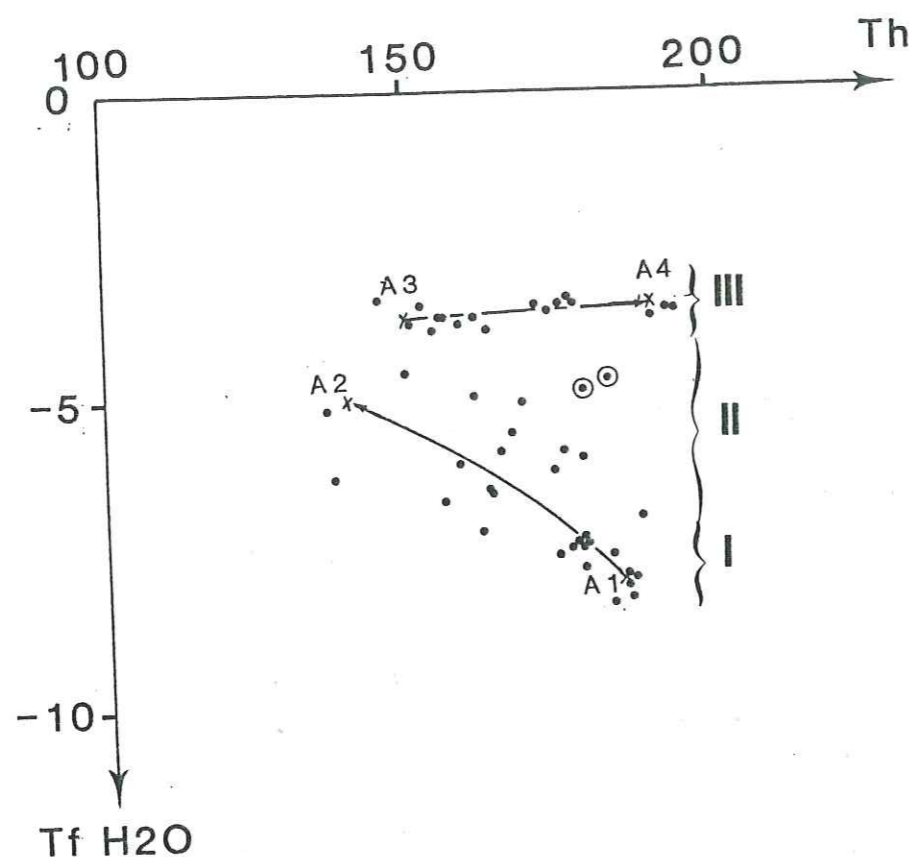


Fig. 99 Relation Tf - Th pour les inclusions des trois générations (I, II, III) observées dans le filonnet à quartz-pyrite-hématite.

entre Th et Tf pour les fluides des générations I et II. Les inclusions de la deuxième génération présentant les Th les plus faibles.

Les inclusions de la troisième génération présentent une salinité plus faible ( 6% eq. pds NaCl). Elles montrent de plus une forte variation des Th pour une salinité constante ou légèrement décroissante.

### C. LES INCLUSIONS FLUIDES DANS LA BRECHE STERILE A QUARTZ LAITEUX (éch. n° ALP 81-9, localisation = galerie de LA CREUSA) :

Il a été possible de distinguer deux générations d'inclusions fluides. Les inclusions de la première génération se sont formées au cours de la croissance des cristaux de quartz. Elles soulignent les faces de croissances. Ce sont les inclusions I. Celles de la deuxième génération s'alignent suivant d'anciennes fissures cicatrisées, traversant plusieurs grains (inclusions II).

#### . Morphologie

Les deux générations d'inclusions ont la même morphologie, quelconque et la taille varie de 1 à quelques dizaines de microns.

### D. LES INCLUSIONS FLUIDES DANS LES BRECHES MINERALISEES EN URANIUM DE LA GALERIE DE LA CREUSA :

#### Remarque :

Ce paragraphe concerne deux échantillons (n°<sup>OS</sup> ALP 81-2 et ALP 81-4) issus d'un même niveau bréchique, prélevés à 50m d'intervalle (cf. chap. I). Les inclusions fluides, présentent les mêmes caractères dans les deux échantillons.

La plus forte densité d'inclusions se localise au coeur des cristaux de quartz automorphes et surtout dans ceux qui sont au contact des fragments bréchiques et par conséquent les plus précoces. Les parties les plus externes sont en général, plus limpides car les inclusions sont plus rares. Les traînées d'inclusions qui soulignent d'anciennes fissures se rencontrent également et recoupent parfois plusieurs grains.

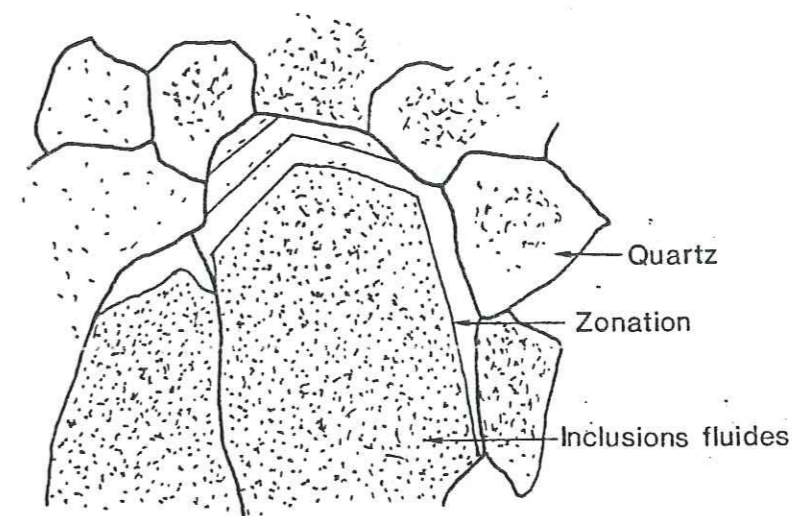


Fig. 100 Inclusions fluides dans les quartz matriciels de la brèche uranifère de La Creusa

Dans ces échantillons la pechblende se localise au contact des fragments bréchiques ou au sein des premiers cristaux de quartz formés après la bréchification.

Dans certaines parties de la roche, les inclusions fluides montrent un allongement et sont orientées dans la même direction. Ceci est le résultat d'une déformation postérieure qui se manifeste dans certaines parties de la roche par des recristallisations du quartz matriciel.

On peut distinguer deux familles d'inclusions en fonction du type de leur remplissage et de leurs teintes. La première famille est monophasée, exceptionnellement biphasée et d'aspect assez sombre. Dans la seconde, les inclusions sont caractérisées par un remplissage systématiquement biphasé et une teinte plus claire.

. Contenu

Il est essentiellement aqueux et biphasé avec un rapport volumique  $V_{\text{gaz}}/V_{\text{total}}$  de 10 à 20%. Deux types de solides peuvent être observés, comme l'échantillon précédent, c'est-à-dire un solide transparent et biréfringent et un solide opaque : de la pyrite.

. Mesures microthermométriques et caractérisation du contenu fluide :

Les températures de fusion de l'ensemble des inclusions s'étalent de  $-23^{\circ}\text{C}$  à  $-4^{\circ}\text{C}$  (Fig. 102).

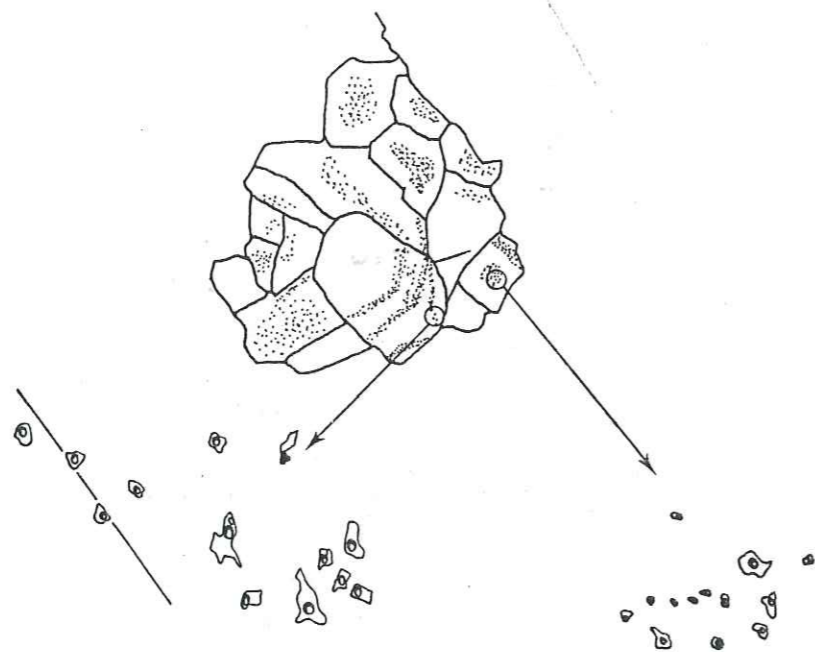


Fig. 101 Répartition des deux générations d'inclusions fluides dans les cristaux de quartz.

L'histogramme se situe entre  $-5$  et  $-6^{\circ}\text{C}$  ( $\approx 9\%$  pds éq. NaCl). Il correspond aux inclusions tardives secondaires (inclusions II) (Fig. 95). Les températures de fusion les plus basses se rapportent aux inclusions primaires qui se sont formées au cours de la croissance du quartz (Fig. 95). Les inclusions du début de croissance sont les plus salées. Globalement, la salinité décroît avec une augmentation de la température d'homogénéisation (Fig. 99), c'est-à-dire la même tendance que celle observée pour les inclusions de la 3ème génération du filon à quartz-pyrite-hématite, mais nettement mieux marquée.

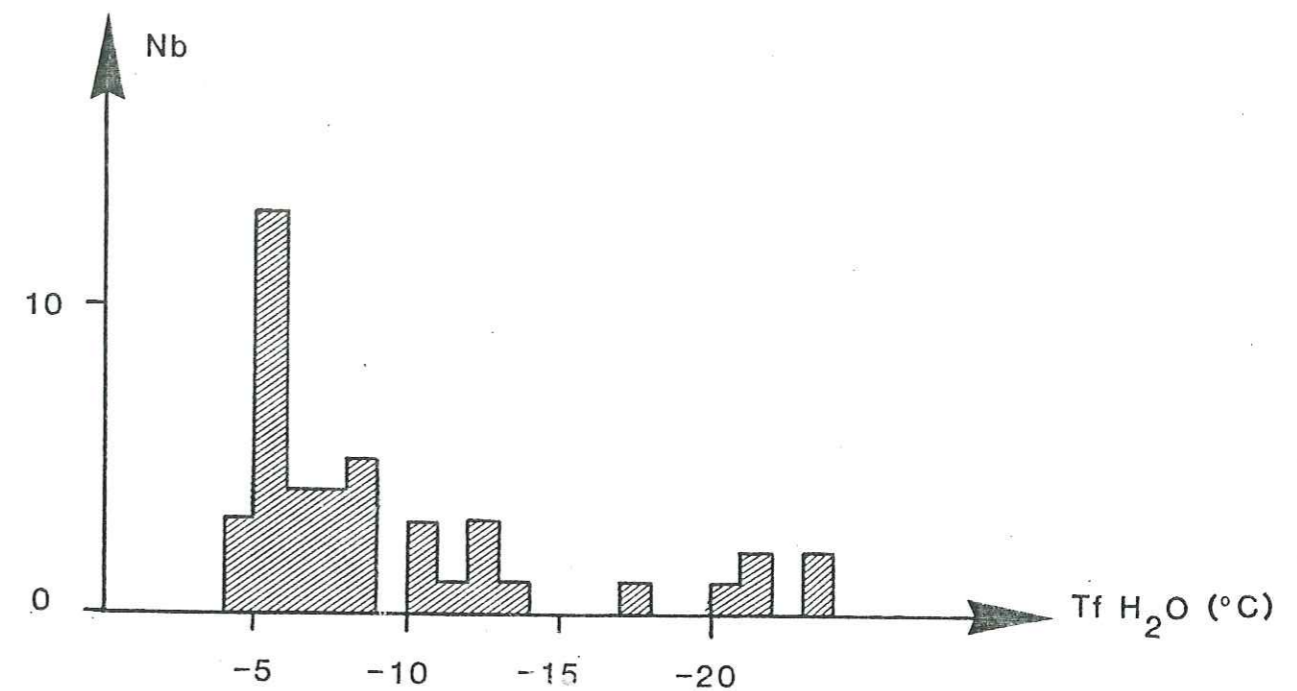


Fig. 102 Histogramme de Tf des inclusions aqueuses de la brèche stérile à quartz laiteux (éch. n° ALP 81-9)

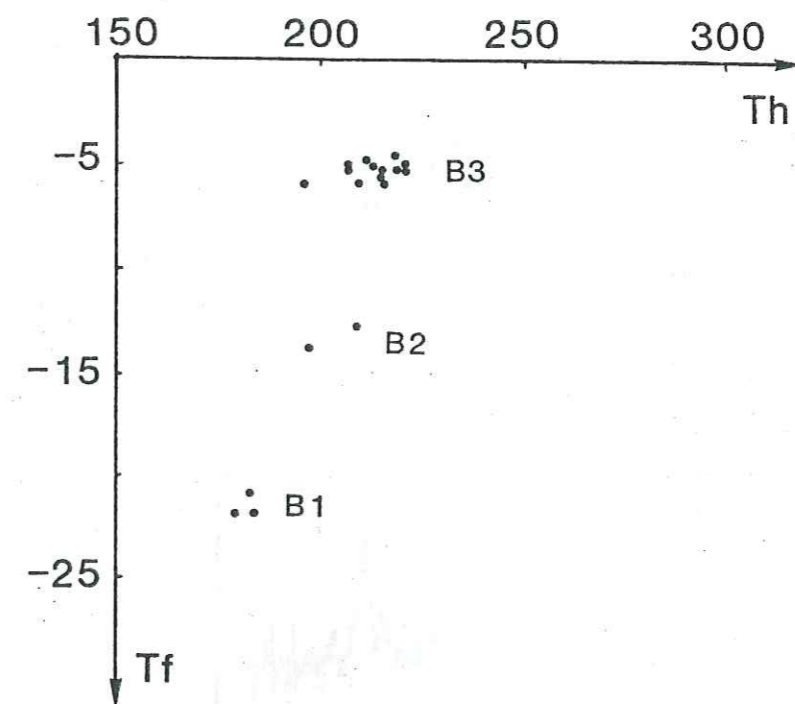


Fig. 103 Diagramme Tf-Th des inclusions I et II de la brèche stérile à quartz laiteux (ALP 81-9)

. Morphologie

On ne peut pas distinguer les deux familles d'inclusions à partir de leur morphologie. Elles sont souvent de petite taille et de forme plus ou moins arrondie. Assez fréquemment des signes de décrépitation, partielle ou complète, ont été observés dans ces inclusions :



Fig. 104 Figures de décrépitations des inclusions carbo-azotées

Les inclusions les plus tardives sont de plus grosses tailles et ont très souvent décrépité.

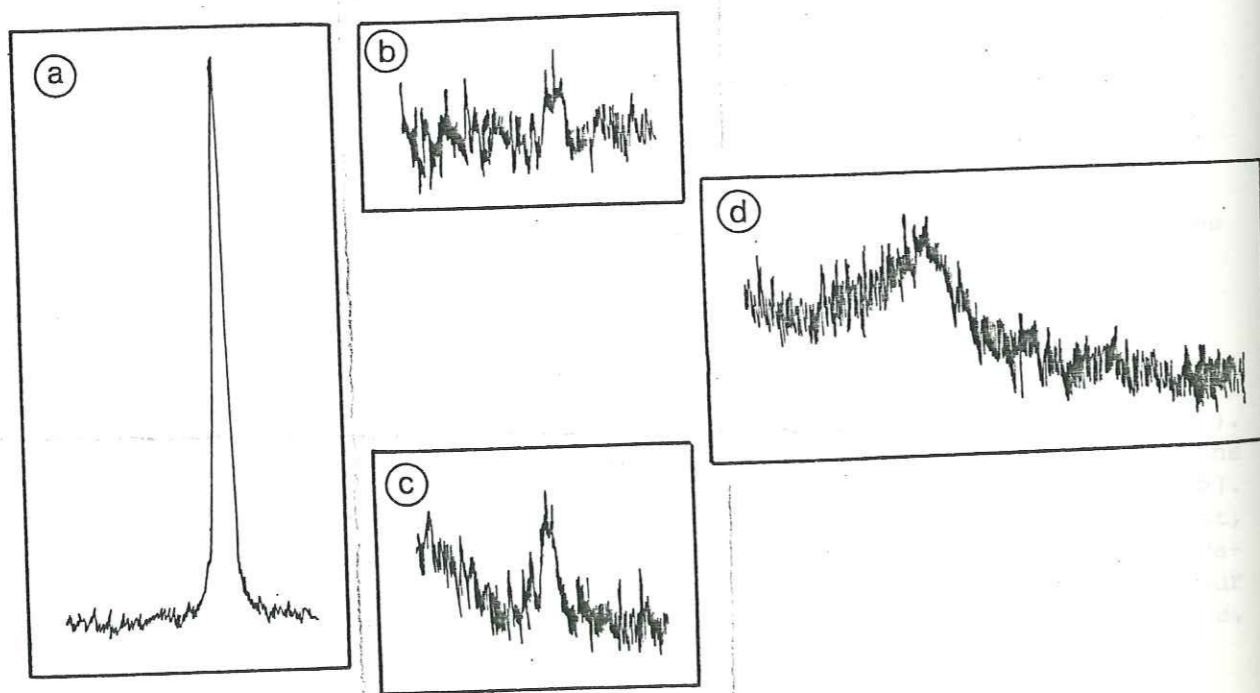


Fig. 105 Spectres Ramans obtenus dans la phase vapeur d'une inclusion aqueuse de la brèche uranifère de La Creusa (ALP 81-2) :  
a)  $\text{CH}_4$  ; b)  $\text{N}_2$  ; c)  $\text{CO}_2$  ; d)  $\text{H}_2\text{O}$ .

. Contenu

Les inclusions biphasées présentent un remplissage essentiellement aqueux. Dans certaines d'entre elles on a pu mettre en évidence, dans la phase vapeur,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  et  $\text{N}_2$  à la microsonde MOLE RAMAN. Dans

certaines inclusions des solides réfringents dont la nature n'est pas encore connue ont été observés.

Les inclusions monophasées, par contre, contiennent essentiellement du  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  et  $\text{N}_2$  en phase liquide. L'eau existe en très faible quantité et n'est pas visible au microscope dans la plupart des cas. Le seul solide observé dans ces inclusions est un graphitoïde peu évolué identifié par analyse à la microsonde Raman (Fig. 106). On a également noté la formation, au cours de l'analyse à la microsonde Raman, de graphitoïde, présentant des spectres Raman analogues, dans certaines inclusions sous l'effet de rayons Laser.

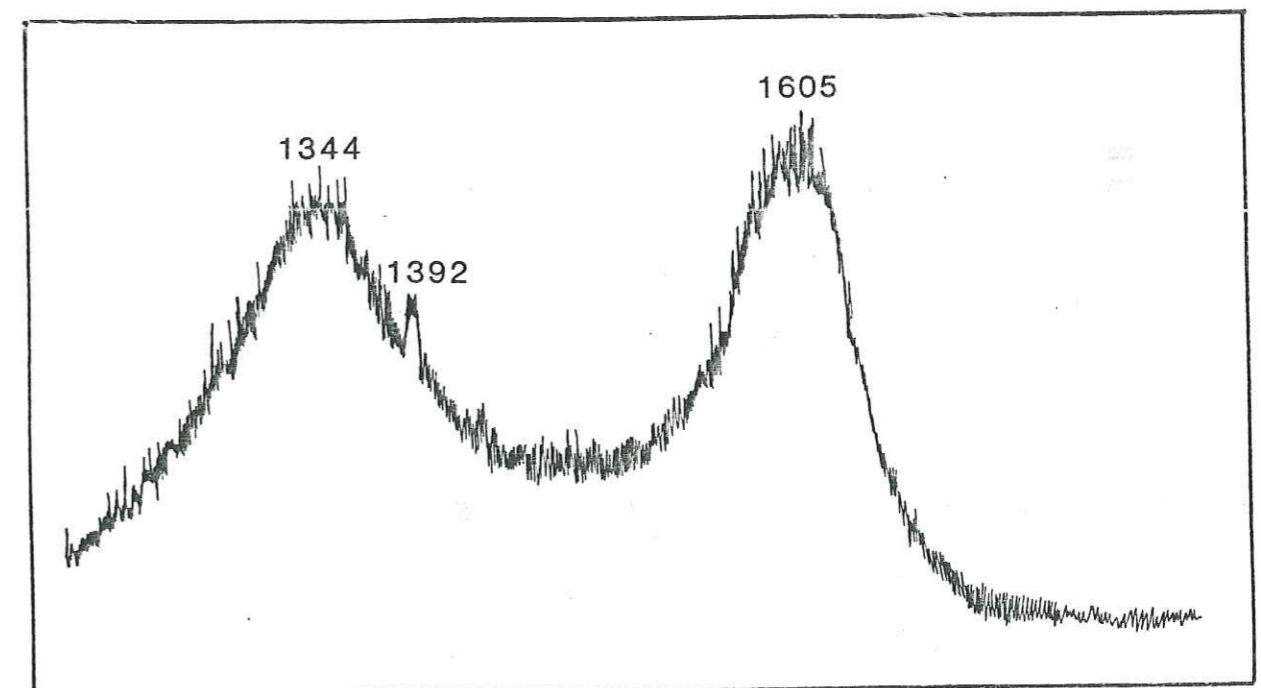


Fig. 106 Spectre Raman du graphitoïde des inclusions carboniques de la brèche uranifère de La Creusa.



Mesures microthermométriques et caractérisation du contenu fluide :

- Les inclusions carboazotées :

Les températures de fusion ( $T_f$ ) et les températures d'homogénéisation ( $T_h$ ) en phase liquide de ces inclusions présentent une nette corrélation (Fig. 107).

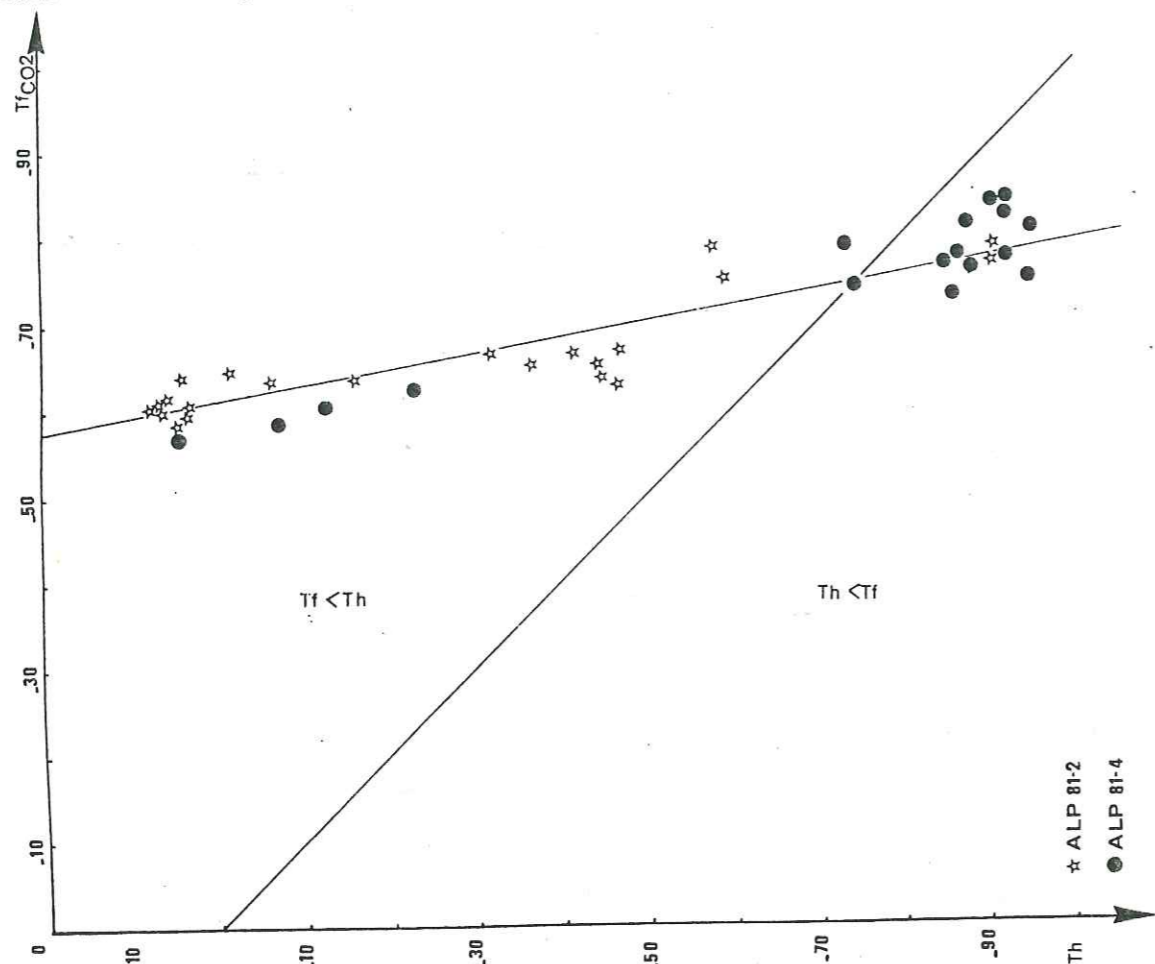


Fig. 107 Relation  $T_f_{CO_2}/T_h_{CO_2}$  des inclusions fluides carboazotées des brèches minéralisées en uranium (ALP 81-2 et ALP 81-4).

$T_f$  est comprise entre  $-56,6^\circ\text{C}$  et  $-84^\circ\text{C}$ .  $T_h$  est comprise entre  $+17,20^\circ\text{C}$  et  $-121^\circ\text{C}$  (Fig. 107). Au cours du refroidissement des inclusions on observe la démixion d'une phase vapeur avant la solidification. Au réchauffement, les inclusions à basse  $T_h < -75^\circ\text{C}$  homogénéisent avant la fin de la fusion des solides. Les inclusions à  $T_h > -75^\circ\text{C}$  homogénéisent par contre après la fusion complète des solides.

La température maximale de fusion mesurée est celle du  $\text{CO}_2$  pur ( $T_f = -56,6^\circ\text{C}$ ).

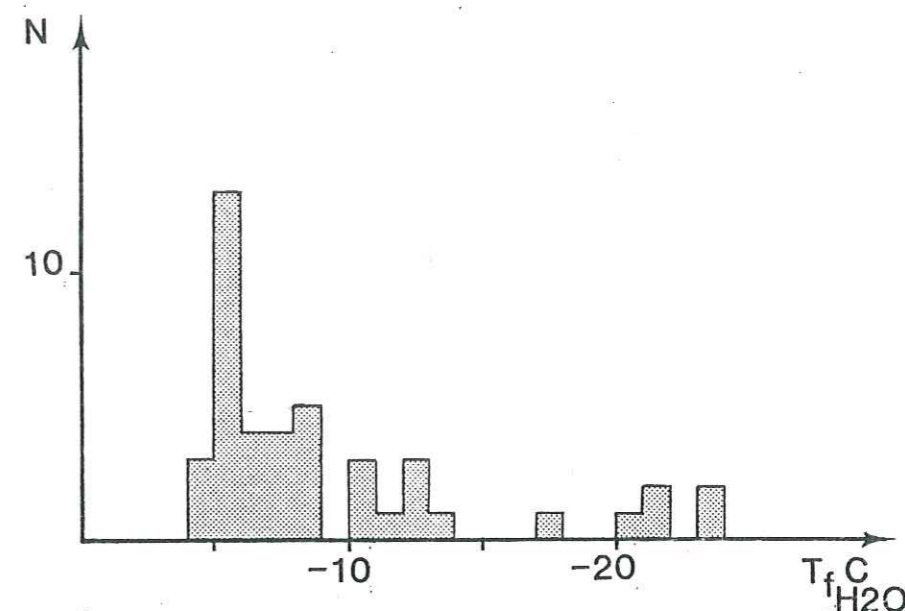


Fig. 108 Histogramme des températures de fusion ( $T_f$ ) des fluides carboniques dans les brèches minéralisées en uranium (ALP 81-2 et ALP 81-4).

$\text{CH}_4$  et  $\text{N}_2$  ont des points triples ( $P_T$ ) et des points critiques ( $P_C$ ) beaucoup plus bas que ceux du  $\text{CO}_2$  ( $P_{T_{\text{CH}_4}} = -183,5^\circ\text{C}$ ,  $P_{T_{\text{N}_2}} = -210^\circ\text{C}$ ,  $P_{C_{\text{CH}_4}} = -82,5^\circ\text{C}$ ,  $P_{C_{\text{N}_2}} = -147^\circ\text{C}$ )

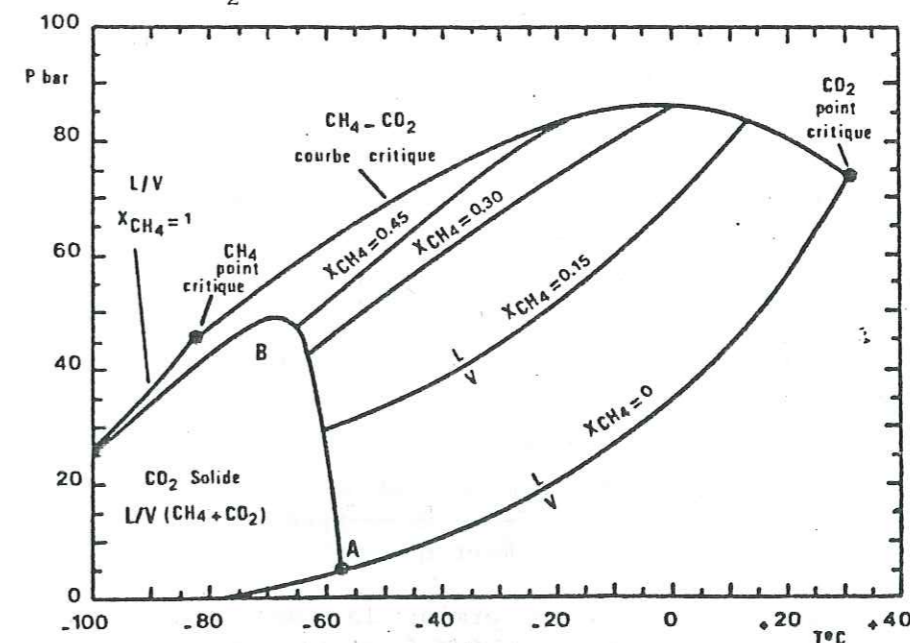


Fig. 109 Diagramme de phase du système  $\text{CO}_2\text{-CH}_4$  à basse température, d'après HOLLISTER et BURUSS, 1975. Point A : point triple du  $\text{CO}_2$ . B : courbe de l'équilibre à trois phases S + L + V.

Notons toutefois qu'un mélange de très faibles quantités de  $\text{CH}_4$  ou de  $\text{N}_2$  avec du  $\text{CO}_2$  ne modifie pas ou très peu la  $T_f$  du  $\text{CO}_2$  (SWANENBERG, 1979 ; GUILHAUMOU et al., 1981). Les analyses à la microsonde MOLE à effet RAMAN, des phases fluides dans certaines inclusions de la brèche ont donné des compositions résumées dans le tableau

Ech n°	Th	T <sub>f</sub>	XCO <sub>2</sub>	Raman XCH <sub>4</sub>	XN <sub>2</sub>	Méthode HEYEN et al. (1982) XCO <sub>2</sub>	HCH <sub>4</sub>	v	ρ eq CO <sub>2</sub>
ALP-81-2 1	-1,6	-59,1	0,091	-		0,875	0,125	51,5	0,78
ALP-81-2 2	16,2	-60,00				0,815	0,185	64	0,61
ALP 81-2 3	+5,6	-59,8				0,805	0,195	60	0,64
ALP 81-2 4	+2,9	-60,3				0,830	0,170	61	0,64
ALP 81-2 5	+4,4	?				0,915	0,085	52	0,80
ALP 81-4 6	-12,8	-60,5				0,810	0,190	41,25	0,78
ALP 81-4 7	-7,1	-58,6				0,905	0,095	58	0,85
ALP 81-4 8	+3,9	-56,6	0,956	0,001	0,042	0,988	0,012	48,75	0,89
ALP 81-4 9	-95,4	-80	0,307	0,591	0,100				
ALP 81-4 10	-86,2	-77,4	0,520	9,480	-				
ALP 81-4 11	-93,2	?	0,457	0,479	0,062				
ALP 81-4 12	-94,5	-80	0,308	0,591	0,101				
ALP 81-4 13	-78,1	?	0,257	0,676	0,067				

Tableau XXXI Compositions des fluides de certaines inclusions carboniques monophasées et aqueuses biphasées.

On remarque dans les inclusions carboazotées que les proportions des trois constituants  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$  et  $\text{CH}_4$  sont variables.  $\text{N}_2$  ne dépasse pas 10% du mélange. Certaines inclusions ne contiennent pas de  $\text{N}_2$ . Une inclusion est très pauvre en  $\text{CH}_4$ . Les fortes variations de  $T_f$  et  $T_h$  observées dans les inclusions reflètent donc essentiellement les variations des proportions de  $\text{CO}_2$  et de  $\text{CH}_4$ . L'inclusion n° 8 présente une  $T_f = -56,6^\circ\text{C}$  malgré l'existence d'environ 4% de  $\text{N}_2$ . Les faibles teneurs en  $\text{N}_2$  et  $\text{CH}_4$  influencent davantage  $T_f$  que  $T_h$  (GUILHAUMOU et al., 1981). Ainsi quand la proportion de l'un des deux constituants devient importante vis-à-vis du  $\text{CO}_2$ ,  $T_h$  baisse plus rapidement que  $T_f$ .

On a également déterminé la composition et le volume molaire des fluides à  $T_f$  élevée ( $-61 < T_f < -56,6$ ) c'est-à-dire riches en  $\text{CO}_2$  par la méthode indirecte de HEYEN et al. (1982) (Tableau XXXD). Elle consiste à reporter les données microthermométriques dans le diagramme de la figure 109 qui permet de déterminer la fraction molaire  $X\text{CH}_4$  à partir de la connaissance  $T_h$  et du volume molaire. Elle est applicable au système  $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$  et  $\text{CO}_2 - \text{CH}_4 - \text{N}_2$  quand  $X\text{N}_2$  est inférieur à  $\sim 0,20$ , en assimilant  $\text{N}_2$  à  $\text{CH}_4$ .

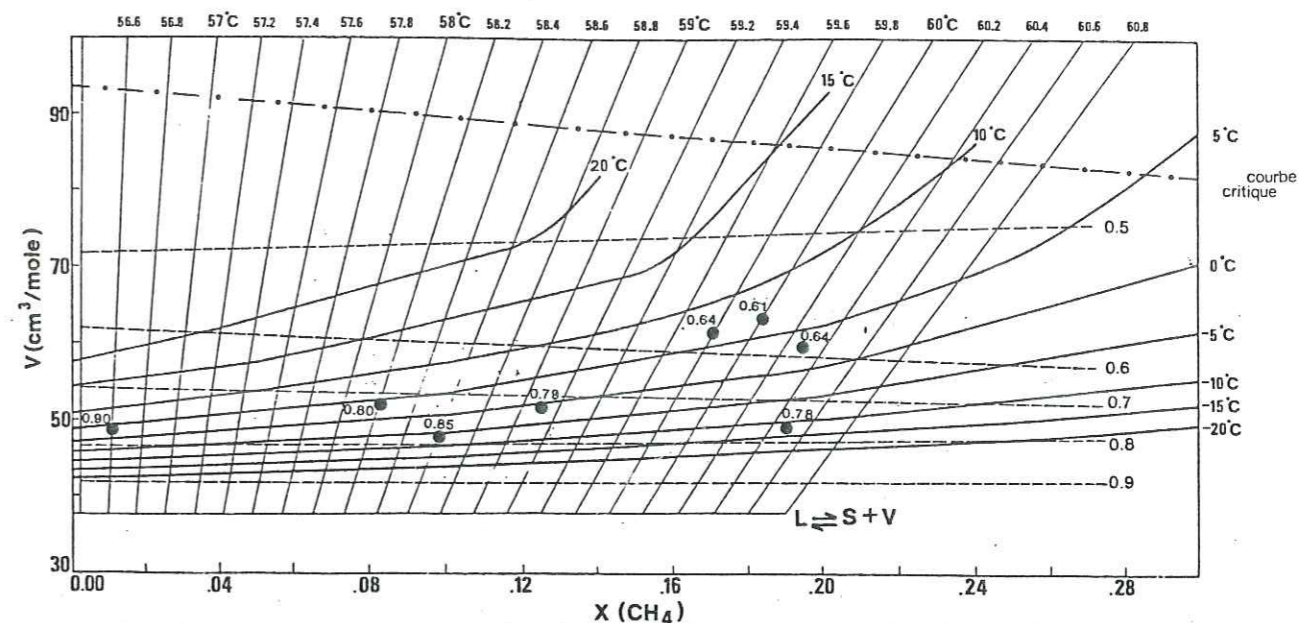


Fig. 110 Estimation des proportions  $X\text{CO}_2 - X\text{CH}_4$  à partir des données microthermométriques des inclusions carboazotées des brèches à uranium de La Creusa. Méthode HEYEN et al. (1982).

Le volume molaire, la densité et  $X\text{CH}_4$  des inclusions à dominance  $\text{CO}_2$  sont présentés dans le tableau XXXI. Les valeurs de la densité sont valables que dans le cas où l'eau est absente ou très faiblement représentée.

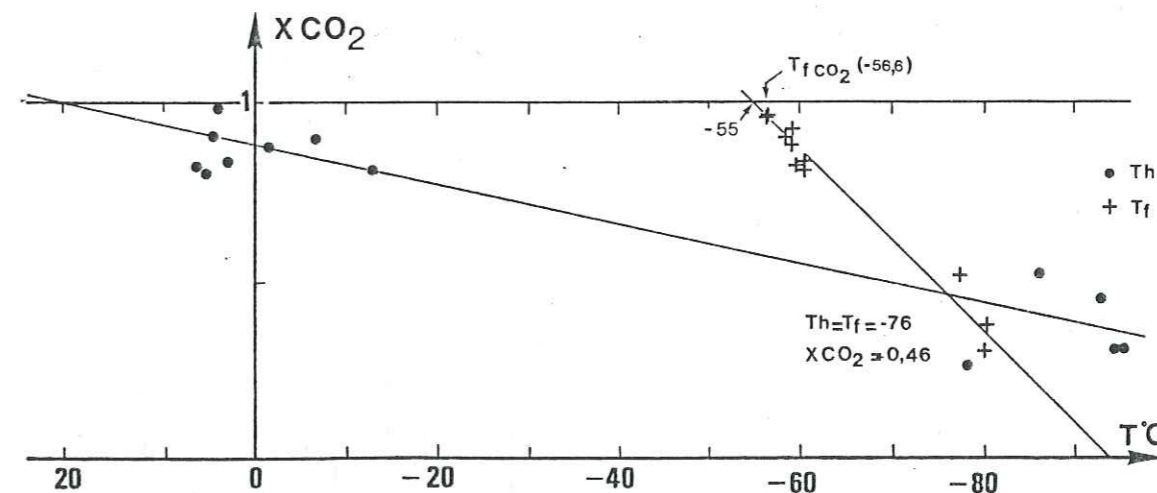


Fig. 111 Relation entre les compositions chimiques des inclusions fluides carboazotées de la brèche uranifère de La Creusa et  $T_h - T_f$ .

tée. Lorsque le degré de remplissage d'une inclusion à  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$  est faible,  $V_{\text{H}_2\text{O}}/V_{\text{Total}} \ll 0,2$ , et en l'absence d'autres gaz, le calcul de la densité peut se faire en assimilant le système à du  $\text{CO}_2$  pur. L'erreur introduite est faible (SWANENBERG, 1980). Dans le cas présent toutes les inclusions considérées ci-dessus sont monophasées (du moins à l'observation microscopique). Cependant la microsonde RAMAN a permis la mise en évidence de l'eau dans une inclusion apparemment monophasée. Si nous admettons par hypothèse que les quantités d'eau restent inférieures à 20% en volume, les densités en équivalents  $\text{CO}_2$  obtenues ci-dessus représentent une bonne approximation. Dans la figure on note une diminution de densité quand la fraction molaire  $X_{\text{CH}_4}$  de l'inclusion augmente. La densité des fluides où  $\text{CH}_4$  est plus élevé d'environ 0,20, n'a pas pu être déterminée. Cependant, étant donné l'homogénéisation systématique en phase liquide de des inclusions fluides, la densité reste relativement élevée. Dans la figure 110 on a reporté la fraction molaire de  $\text{CO}_2$  en fonction de  $T_h$  et de  $T_f$ . Le point où  $T_h = T_f = -76^\circ\text{C}$  correspond à une composition où le  $\text{CO}_2$  équivaut environ à 46% en moles. C'est-à-dire que les inclusions qui contiennent grossièrement moins 46% en moles de  $\text{CO}_2$  par rapport au  $\text{CH}_4$  et  $\text{N}_2$  présentent une  $T_f$  supérieure à  $T_h$  et inversement. L'influence de  $\text{N}_2$  est négligeable étant donné qu'il est faiblement représenté (cf. tableau n° XXXI).

Les inclusions fluides de la brèche uranifère de La Creusa ont donc des compositions comprises entre un pôle à  $\text{CO}_2$  presque pur (l'inclusion analysée la plus proche du pôle à  $\text{CO}_2$  pur est à  $X_{\text{CO}_2} = 0,956$ , cf analyse n° 8, tableau n° XXXI et un pôle à  $\text{CH}_4$  dominant. Il n'a pas été possible de faire suffisamment de mesures quantitatives à la microsonde RAMAN à cause des problèmes de fluorescence liés aux inclusions et au quartz lui-même. Des analyses par chromatographie en phase gazeuse ont été faites par N. MASSON pour déterminer les proportions globales des constituants fluides carbonés et azotés et voir si la responsabilité de cette fluorescence pouvait être imputée aux hydrocarbures. Les proportions de ces derniers peuvent être significatives et responsables de la fluorescence, mais on ne peut se prononcer à cause des incertitudes des mesures concernant les hydrocarbures.

Echantillons		ALP 81-2	ALP 81-4
Constituants			
%	$\text{CO}_2$	96,95	95,93
	$\text{CH}_4$	0,80	1,13
	$\text{N}_2$	1,82	1,30
	éthane	-	0,27
	propylène	0,14	0,69
	butane	0,28	0,65

Tableau XXXII Compositions globales des fluides des deux échantillons de brèches à uranium de La Creusa. Analyses faites par N. MASSON par chromatographie en phase gazeuse (CREGU).

Les inclusions les plus riches en  $\text{CO}_2$  ont des densités en équivalent  $\text{CO}_2$  comprises entre 0,8 et 0,9 (cf. tableau XXXI). Ces inclusions s'observent exclusivement en périphérie des grains de quartz précoces ou bien au coeur de grains tardifs. On peut donc admettre qu'elles représentent un fluide plus tardif par rapport à ceux piégés au coeur des premiers cristaux de quartz. Ces derniers sont représentés par les inclusions riches en  $\text{CH}_4$ .

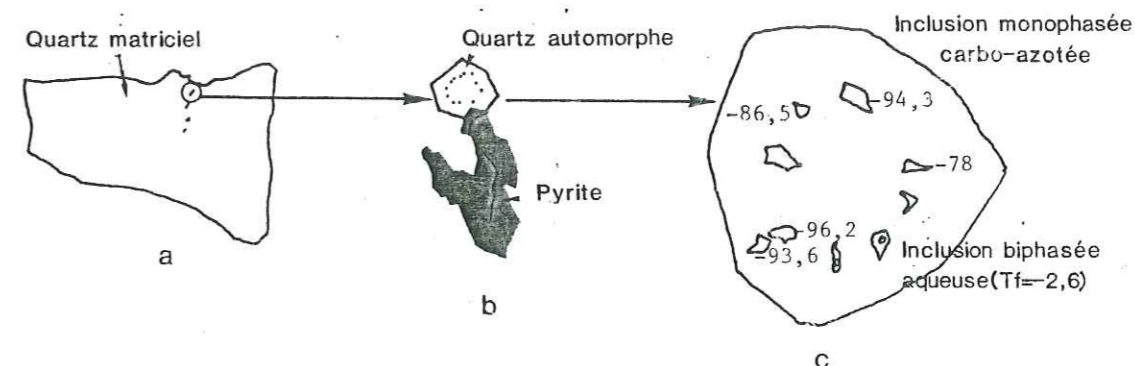


Fig. 112 : Répartition d'inclusions fluides dans les quartz de la brèche uranifère de La Creusa.

- Les inclusions aqueuses :

En fonction de la taille et de la localisation on peut distinguer deux types d'inclusions aqueuses. Les premières sont de petite taille et systématiquement présentes dans le même contexte que les inclusions carboazotées. Elles ne sont pas toujours associées à ces dernières et aucun critère ne permet d'établir une chronologie entre elles. Les secondes sont de taille généralement plus importante. Elles apparaissent soit alignées suivant d'anciennes fissures cicatrisées, soit au coeur de grains de quartz automorphes ayant poussé dans des ouvertures plus tardives (Fig. 113).

$T_h$  et  $T_f$  présentent une corrélation positive bien marquée (Fig. 114). Les points correspondant aux inclusions aqueuses qui sont associées aux inclusions carboazotées se répartissent dans le domaine à faible salinité et haute  $T_h$ . La densité est donc plus faible que le fluide aqueux plus tardif. L'ensemble semble définir une évolution. Elle se fait dans le sens d'une augmentation de densité, donc d'un piégeage au cours de contrainte de plus en plus importante.

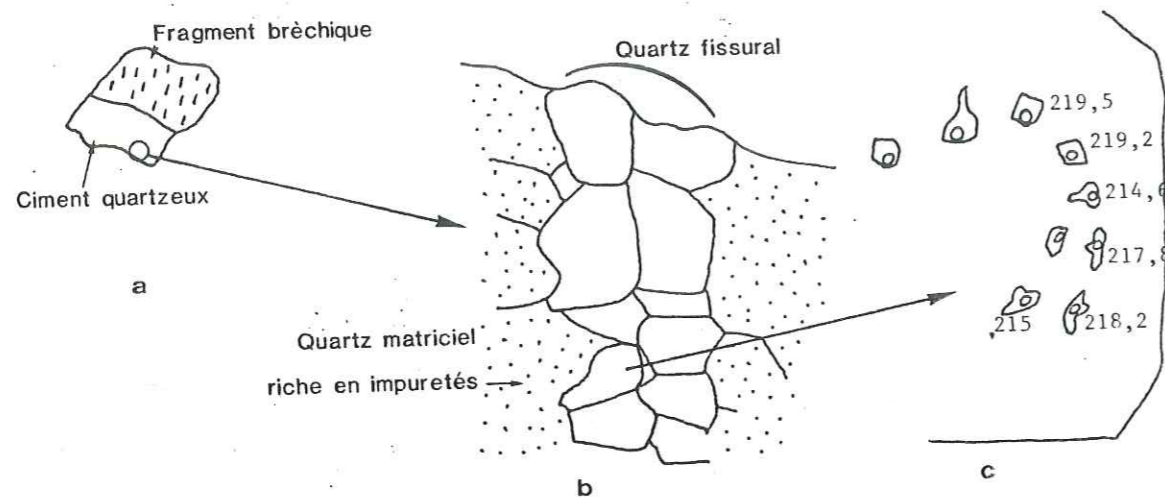


Fig. 113 Disposition des inclusions fluides aqueuses tardives dans les cristaux de quartz ayant cru dans les ouvertures tardives (éch. n° ALP 81-2)

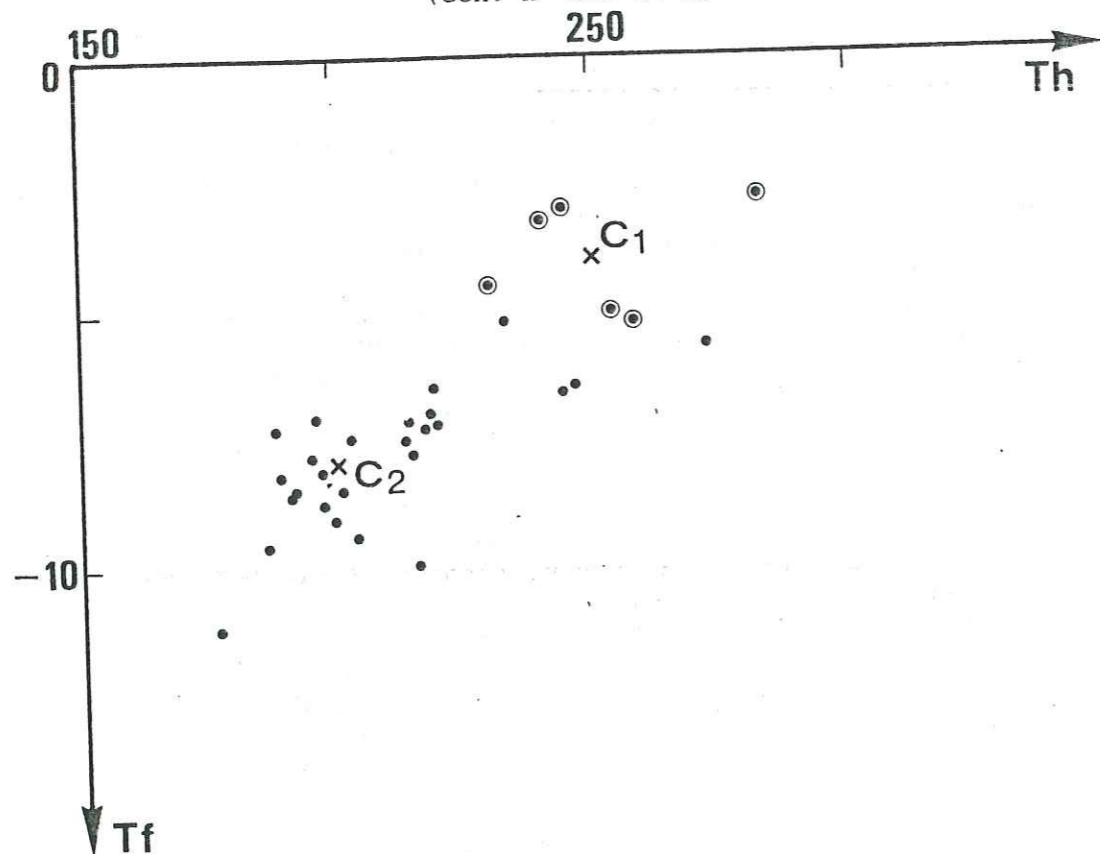


Fig. 114 Relations entre Tf - Th des inclusions aqueuses des brèches uranifères de La Creusa (ALP 81-2, ALP 81-4).

. Relations entre inclusions aqueuses et inclusions carboazotées :

Les deux familles d'inclusions présentent une décroissance de densité des fluides des plus tardifs aux fluides les plus précoces. Les inclusions aqueuses contiennent d'autre part des traces de  $CH_4$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$  et se répartissent, pour les plus précoces d'entre eux dans les mêmes sites que les inclusions carboazotées. Tout ceci permet par conséquent d'envisager un synchronisme des deux familles de fluide. Cependant, selon WEISBROD et al. (1976) l'existence d'inclusions fluides à composition contrastée peut être expliquée par le phénomène de piégeage hétérogène mais seulement quand elle répond à certains critères :

- les deux types d'inclusions fluides en résultant sont l'un à forte densité et salinité, l'autre à faible densité et salinité ;
- le premier est à dominance liquide, et homogénéise en phase liquide, le second est à dominance vapeur et homogénéise en phase vapeur.

Dans le cas présent, la salinité des inclusions aqueuses n'est pas élevée et les deux familles d'inclusions homogénéisent en phase liquide.

E. LES INCLUSIONS FLUIDES DANS LE FILON CARBONATE, MINERALISE URANIUM DU MONT OREB :

Elles sont localisées dans la gangue calcitique et se répartissent d'une façon aléatoire et parfois suivant un alignement, probablement d'anciennes fissures cicatrisées.

La pechblende est contemporaine à la calcite et l'arsénopyrite. Cette paragenèse s'est formée après bréchification du filon initial dolomitique. Le fluide piégé à l'état primaire dans la calcite est donc responsable de la précipitation de la pechblende.

. Morphologie

Elles sont souvent de formes géométriques simples : rectangulaires ou sublosangiques. La taille varie de 5 à 10  $\mu m$ .

. Contenu

C'est un fluide aqueux biphasé. Le rapport volumique  $V_{gaz}/V_{total}$  est d'environ 0,15 - 0,20.

. Mesures microthermométriques et caractérisation du contenu fluide.

Huit mesures de Th et de Tf ont été effectuées. La valeur de Th la plus fréquente est de 160 - 170°C (Fig. 116) et de Tf de -5,0 à -6,0°C (Fig. 117).

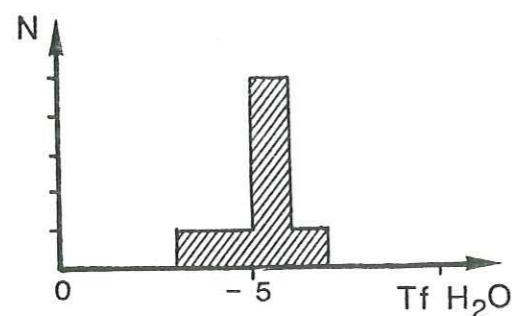


Fig. 115: Températures de fusion des inclusions aqueuses dans la calcite de l'échantillon VALOR 1 (localisation : Mont Oreb)

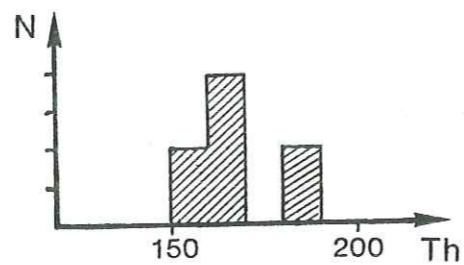


Fig. 116: Températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses dans le même échantillon.

#### F.. LES ISOCHORES :

Un certain nombre d'isochores se rapportant à presque toutes les familles d'inclusions fluides étudiées dans les trois échantillons sont rassemblés dans la figure 117. Les isochores ont été tracés pour les inclusions de début et de fin d'évolution de chacune des familles d'inclusions ou pour une inclusion représentative quand l'ensemble ne présente pas une évolution importante.

. Les isochores des fluides du filonnet à quartz-pyrite-hématite (ALP 81-63) :

Quatre isochores  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $A_3$  et  $A_4$  ont été tracés (Fig. 117). Ils correspondent au début et à la fin de l'évolution de chaque fluide (cf. Fig. 99) et à des densités respectives de 0,97 ; 0,98 ; 0,96 et 0,93 g/cm<sup>3</sup>. Le fluide correspondant à l'isochore  $A_1$  a une densité plus faible que le fluide correspondant à l'isochore  $A_2$ . Il y a donc augmentation de densité au cours de l'évolution. Le passage de  $A_1$  à  $A_2$  peut se faire par une diminution de température ou une augmentation de pression.

Le fluide correspondant l'isochore  $A_3$  a une densité plus élevée que le fluide le plus tardif. Le passage de  $A_3$  à  $A_4$  se fait par une augmentation de température ou une diminution de pression. Pétrographiquement il n'a pas été possible d'identifier ce filonnet à l'une des phases de métamorphisme épizonal. On peut noter que l'un des quatre isochores intersecte le domaine de la phase mésoalpine du métamorphisme alpin, définie précédemment, mais ceci n'est pas suffisant pour voir une contemporanéité entre cette phase de métamorphisme et la formation du filonnet à quartz-pyrite-hématite. Le remplissage de ce filonnet ne s'est pas fait au cours d'une évolution P-T régulière.

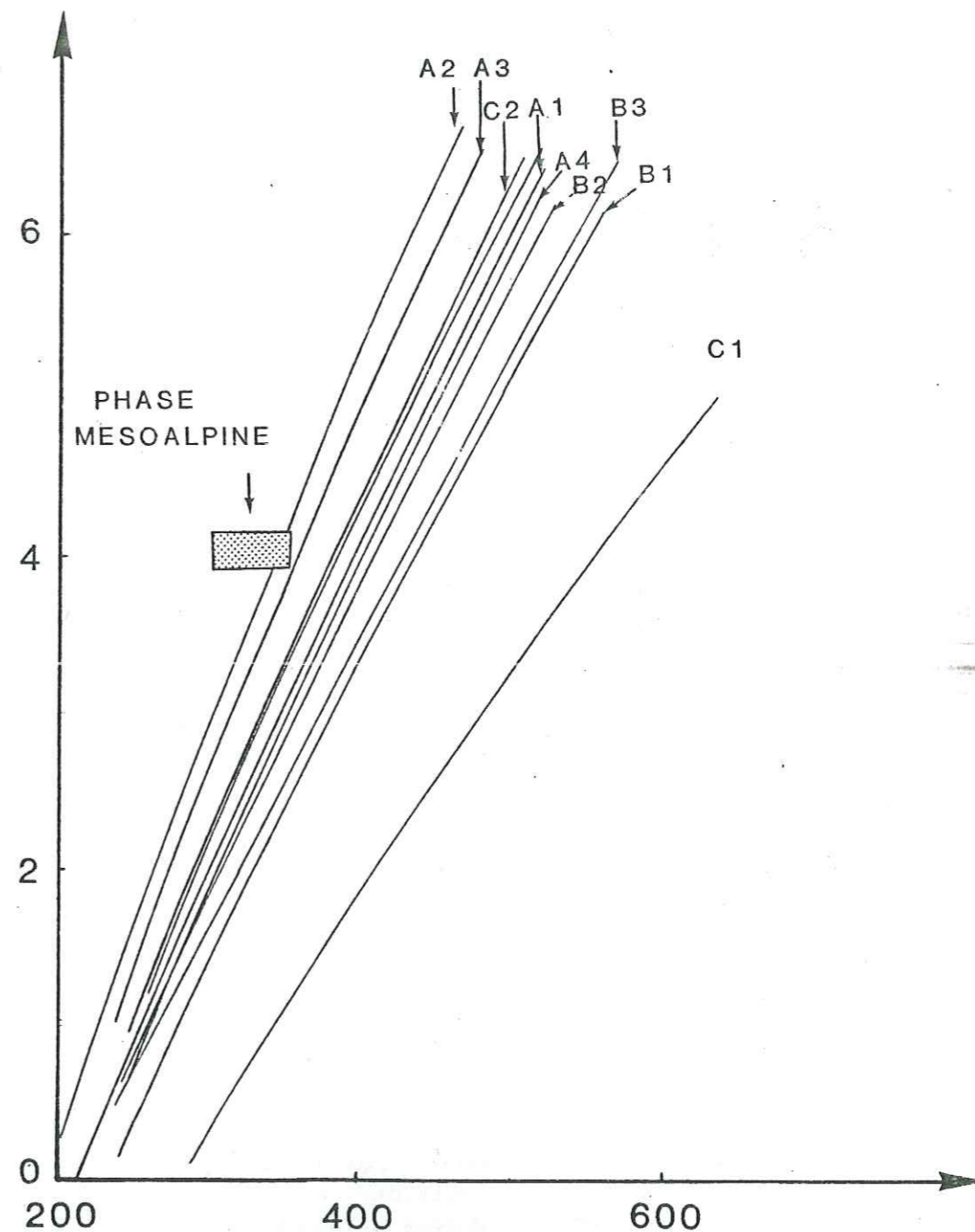


Fig. 117: Isochores des inclusions fluides étudiées précédemment.

. Les isochores des fluides de la brèche stérile de La Creusa (ALP 81-9) :

Les trois isochores  $B_1$ ,  $B_2$ ,  $B_3$  (Fig. 117) correspondent au trois ensembles d'inclusions fluides de l'échantillon (Fig. 112). Ces trois ensembles d'inclusions fluides représentent en fait l'évolution d'un même fluide au départ. Les isochores sont plus éloignés du domaine mésoalpin vers les hautes températures que les isochores des fluides de l'échantillon précédent. La densité du fluide le plus précoce est la moins élevée (0,92). Au cours de l'évolution la densité du fluide augmente (1,00 puis 1,05).

. Les isochores des fluides de la brèche uranifère de La Creusa ALP 81-2) :

- Les isochores des fluides aqueux :

Deux isochores,  $C_1$  et  $C_2$ , ont été tracés et correspondent respectivement au début et à la fin de l'évolution apparente du fluide. L'évolution se fait dans le sens d'une augmentation de densité.

L'isochore  $C_2$  correspond au fluide des quartz formés dans des ouvertures tardives de la brèche (cf. Fig. 117). Il se mêle aux isochores du filonnet à quartz-pyrite-hématite (ALP 81-63). Les fluides respectifs peuvent donc être contemporains et selon cette hypothèse la brèche minéralisée en uranium pourrait être apparue antérieurement, au cours d'une phase plus précoce.

- Les isochores des fluides carboniques :

Seuls les isochores  $D_1$  et  $D_2$  des inclusions les plus riches en  $CO_2$  ont été tracés et ceci en négligeant l'eau qui, probablement, se trouve associée, mais en quantité mineure. Ils sont nettement moins pentés que tous les autres isochores.

- L'isochore du fluide du filon à carbonates (VALOR 1) :

Il est comparable aux isochores du filonnet à quartz-pyrite-hématite. La densité du fluide correspondant est de 0,99.

. Conclusion

Dans le secteur de Vallorcine la seule phase de métamorphisme de degré épizonal dont les conditions P-T sont connues est la phase mésoalpine ( $T^\circ = 300 - 350^\circ C - P \sim 4 \text{ kb}$ ). La phase tardihercynienne ainsi que les autres phases alpines n'ont pas été définies. Par rapport au domaine de la phase mésoalpine les isochores des fluides des corps filoniens sont plus rapprochés que ceux des fluides des brèches.

Les arguments ne sont pas suffisants pour rattacher les corps filoniens à la phase mésoalpine. Les analyses structurales COVES, 1981, rapport interne Minatome) ont cependant montré que le filon carbonaté du Mont Oreb (VALOR 1) est alpin.

Les brèches correspondent à un métamorphisme de plus haute température et plus basse pression que les corps filoniens. La reprise des brèches par une phase de fracturation a permis le piégeage d'un fluide dont l'isochore ( $C_2$ ) est comparable à ceux des fluides des corps filoniens. Ces derniers seraient donc plus tardifs.

#### G. ORIGINE DES FLUIDES CARBOAZOTES :

Deux sources principales sont reconnues généralement pour l'origine des fluides carboazotés :

- magmatique (et mantellique),
- métamorphique ou diagénétique.

Dans le cas présent la première alternative est fort peu probable. En effet, dans le secteur étudié l'existence d'une activité magmatique importante tardihercynienne ou alpine n'a pas été signalée. Les fluides carboniques ne sont pas non plus en relation avec des accidents majeurs profonds comme l'accident de la Remma par exemple.

En ce qui concerne l'origine métamorphique ou diagénétique deux mécanismes principaux peuvent être invoqués pour générer un fluide carbo-azoté :

- maturation de la matière organique,
- réaction de décarbonatation.

De tels fluides d'origine métamorphique ont déjà été mis en évidence par de nombreux auteurs : MULLIS (1979), DHAMELIN-COURT et al. (1979), GUILHAUMOU (1982), TOURET (1977), KREULEN et SCHUILLING (1981), BASTOUL (1983).

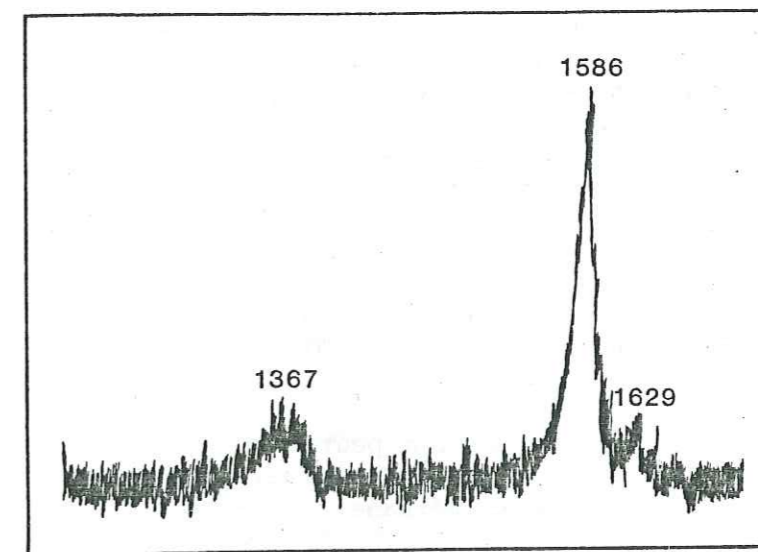


Fig. 118 : Pics du graphite d'un échantillon des schistes à biotite (ALP 81-48) à la microsonde MOLE RAMAN.

A La Creusa, la formation métamorphique elle-même ne semble pas être à l'origine des fluides. En effet, les épisodes métamorphiques calédoniens et hercyniens ont déjà transformé la matière organique en graphite (comparer figure 106 et figure 118). Ainsi, dans les conditions P, T plus faibles correspondant au métamorphisme tardihercynien et/ou alpin, il semble que ce graphite ne puisse pas conduire à la formation des quantités significatives de CO<sub>2</sub>. Il n'a pas été non plus observé de niveaux carbonatés. D'autre part, le graphitoïde détecté dans les inclusions fluides montre une faible maturité de la matière organique liée à ces fluides (Fig. 118). Cela suppose donc que les fluides carboniques en équilibre avec un graphitoïde peu évolué ne pouvaient provenir de l'encaissant immédiat, métamorphisé dans des conditions de haut degré. Il est fort probable que ces fluides proviennent du métamorphisme des niveaux sédimentaires permo-carbonifères riches en matière organique.

Le Carbonifère affleure dans la région, surtout à l'Est de la faille de Remma (cf. chapitre II). Au Nord, à partir de Finhaut le Houiller est en contact avec le granite lui-même. L'histoire de la faille de Remma est assez complexe, mais il semble qu'elle ait joué en mouvement chevauchant dextre postérieurement au dépôt du Carbonifère (PONCERRY, 1981). Il est donc vraisemblable d'envisager dans ce cadre tectonique la provenance du fluide carboazoté de l'indice de La Creusa des niveaux organiques permo-carbonifères.

L'intrusion du granite de Vallorcine n'a pas induit un métamorphisme de contact et les indices sont sécants aussi bien sur l'encaissant que sur le granite. On ne peut donc envisager une origine des fluides par métamorphisme de contact.

Le fluide carboazoté de la brèche uranifère de La Creusa a une composition très variable, allant d'un pôle à CO<sub>2</sub> presque pur à un autre où le CH<sub>4</sub> est largement dominant. Cette variation de composition se produit régulièrement au cours du temps. Les inclusions les plus chargées en CH<sub>4</sub> apparaissent en premier et deviennent de plus en plus riches en CO<sub>2</sub>. Cette évolution peut avoir plusieurs explications mais aucune ne peut être retenue à cause du manque de données. L'enrichissement progressif du fluide en CO<sub>2</sub> peut être le résultat d'une oxydation du fluide initial suivant la réaction :



(Notons que les rares inclusions biphasées (H<sub>2</sub>O + fluide carboazoté) observées sont riches en CO<sub>2</sub>, ex. Th = +6,2 ; Tf = -60 ou Th = +5,7 ; Tf = -61,4).

Une autre explication peut être l'apport, à partir d'une source différente, de CO<sub>2</sub> qui se mélangerait d'une manière progressive avec le fluide initial, riche en méthane.

#### H.. CONCLUSION :

Les études microthermométriques ont permis la mise en évidence de deux groupes de fluides, piégés dans les corps d'origine tectonique, dans le secteur de Vallorcine :

	TfCO <sub>2</sub>	TfH <sub>2</sub> O	NaCl eq. pds	ThCO <sub>2</sub>	ThH <sub>2</sub> O
ALP 63	-	-6 - 8 et -3 -4	8 à 12 5 à 6		140 - 185 145 - 195
ALP 9		- 22 - 13 - 5	> 23 17 8		180 - 185 200 205 - 220
ALP 2		- 8 - 4	12 6,5		200 250
ALP 2	-56,6 à -84	-	-	+17 à -121	
VALOR 1		-5, -6	-8 -9		160 - 170

Tableau XXXIII: Tableau récapitulatif des données microthermométriques des inclusions fluides des échantillons du secteur de Vallorcine

- des fluides carbo-azotés
- des fluides aqueux.

Le fluide carbonique est exclusivement localisé dans la brèche minéralisée en uranium au contact du granite et de l'encaissant métamorphique. Sa composition oscille entre un pôle CO<sub>2</sub> et un pôle à CH<sub>4</sub> dominant avec toujours une certaine proportion de N<sub>2</sub>. Dans la brèche stérile qui est également à matrice quartzo-chloriteuse, ce fluide carboazoté n'a pas été détecté. Sur le terrain cette brèche constitue une bande d'épaisseur pluridécimétrique et est orientée suivant une même direction que la brèche uranifère. Il y aurait donc, a priori, une contemporanéité des deux brèches et ceci confirmerait l'existence d'un lien entre la minéralisation uranifère et les fluides carbo-azotés.

Les fluides aqueux montrent dans l'ensemble une faible salinité et des températures d'homogénéisation moyennement élevées. Dans la brèche uranifère les relations entre les fluides carboazotés et les fluides aqueux ne sont pas claires pour l'instant mais il semble que la minéralisation uranifère résulte d'une certaine interaction entre les deux types de fluide. La contemporanéité du dépôt de la pechblende et du piégeage dans les cristaux de quartz des fluides carboazotés est très claire. Des inclusions aqueuses ont également été mises en évidence avec les inclusions carboazotées. Le rôle de transport de l'uranium jusqu'au lieu de dépôt ne peut pas être attribué aux fluides carbo-azotés, car ceux-ci sont trop réducteurs et l'uranium ne peut être solubilisé. Le rôle de transport aurait donc été assuré par les fluides aqueux qui au contact des fluides carbo-azotés ont précipité l'uranium.

Le fluide aqueux piégé dans la calcite du filon carbonaté (VALOR 1) est également associé à une minéralisation uranifère. La pechblende s'est déposée en même temps que la calcite (ou légèrement postérieurement) en remplissage d'une brèche à fragments dolomitiques. Il y a donc eu synchronisme entre le fluide aqueux peu salé et le dépôt de l'uranium.

Les deux échantillons minéralisés correspondent à deux épisodes distincts de minéralisations uranifères.

### III<sup>ème</sup> PARTIE

---



## CHAPITRE I - ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIE DU SECTEUR DE LA LAUZIERE

### A. INTRODUCTION

Ce chapitre est consacré, dans une première partie, à la description pétrographique des faciès composant les différentes formations métamorphiques du secteur et des faciès granitoïdes du complexe granitoïde

Dans une seconde partie la géochimie des éléments majeurs et traces sera traitée. Les données analytiques, en ce qui concerne les faciès du complexe granitoïde de Lauzière, proviennent essentiellement de la thèse de PONCERRY (1981). Certaines analyses faites à Nancy (CRPG) ont également été intégrées. Les analyses des faciès métamorphiques sont exclusivement réalisées à Nancy (CRPG).

Un autre chapitre sera consacré à la géochimie de l'uranium et du thorium.

## B - ETUDE PETROGRAPHIQUE DU SECTEUR DE LAUZIÈRE

### B.1. Introduction

Dans ce paragraphe seront décrits les faciès rencontrés dans le secteur de Lauzière en commençant par les faciès du complexe granitoïde. Seuls le faciès granitique et le faciès monzonitique à amphibole seront traités ici. Les faciès leucogranitiques et monzosyémitiques sans amphibole ainsi que les faciès filoniens et enclaves ne sont pas abordés à cause du manque d'échantillon. Pour une description plus complète les travaux de PONCERRY (1981) peuvent être consultés avec intérêt.

Les faciès métamorphiques de chaque formation du secteur ainsi que les faciès cataclasés et les filonnets stériles sécants sont décrits.

Le dernier paragraphe est consacré à l'étude pétrographique des indices uranifères. Une subdivision, en fonction de l'encaissant de la minéralisation, de la structure du corps minéralisé et des minéraux associés est adoptée.

### B.2. Le complexe granitoïde de Lauzière

#### - Le faciès granitique

C'est un faciès grossier, à grains plurimillimétriques. Le plagioclase est subautomorphe comme le feldspath potassique. Toutefois, celui-ci peut être interstitiel entre les grains du plagioclase, mais montre aussi parfois des inclusions de plagioclase. Il est souvent bordé de petits grains d'albite. C'est un microcline perthitique et mâclé Carlsbaad.

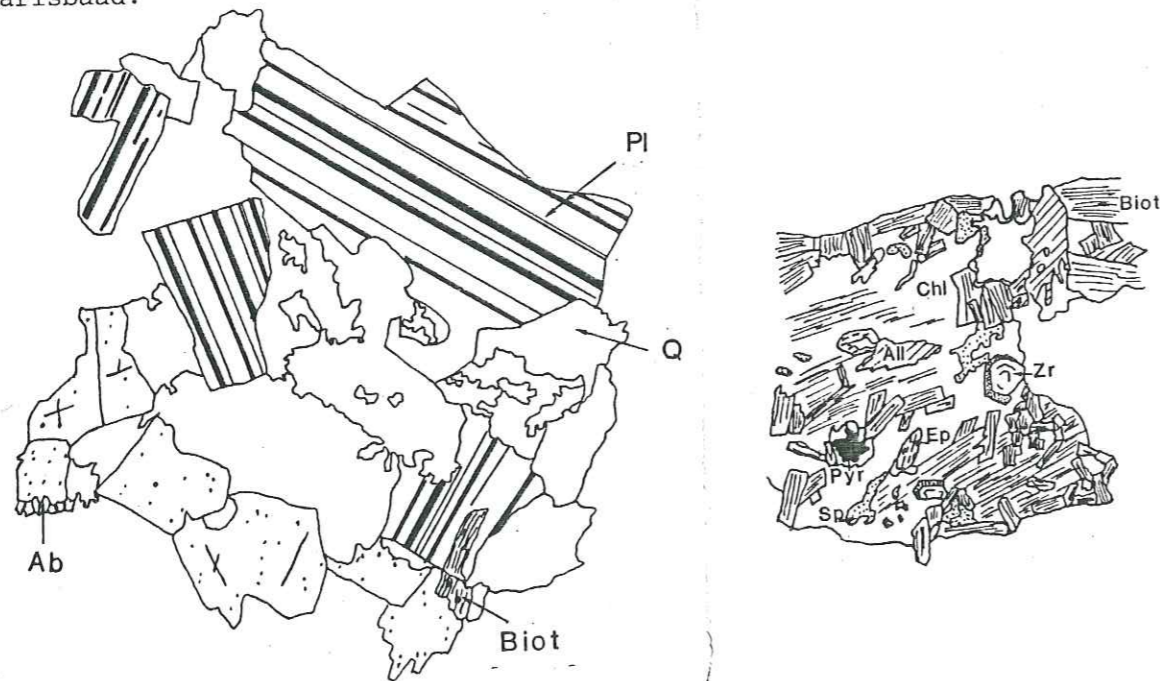


Fig. 118- Faciès granitique du complexe de Lauzière (éch. n° J10, gross. 10x2,5)

Fig. 119- Allanite, sphène, épidote et zircon métamictes en bordure, en inclusion dans de la biotite plus ou moins chloritisée (éch. n° J10, gross. 10 x8)

La biotite est beaucoup plus rare que les deux minéraux précédents. Elle est verdâtre, très souvent chloritisée et renferme des inclusions diverses (Fig. 120).

La biotite montre une structure particulière. En effet elle apparaît en grands cristaux dans lesquels sont inclus des cristaux plus petits et dont l'extinction se fait systématiquement dans une direction perpendiculaire à celle des grands cristaux. Celle-ci est également le plus souvent chloritisée.

Le sphène est de deux types : le premier est primaire et automorphe mais très souvent épigénéisé en quartz + anatase ± calcite. Le second apparaît avec la chloritisation de la biotite et est de forme quelconque. L'allanite est également de deux types. Le premier est automorphe et entouré d'une auréole pléochroïque dans la biotite alors que le second, comme le sphène, présente une forme quelconque et semble être également contemporain de la chloritisation de la biotite.

Le zircon est zoné et comporte une périphérie brunâtre métamictes (Fig. 119). L'apatite et les opaques sont souvent en inclusion dans la biotite. Les opaques sont probablement d'anciennes pyrites hématisées.

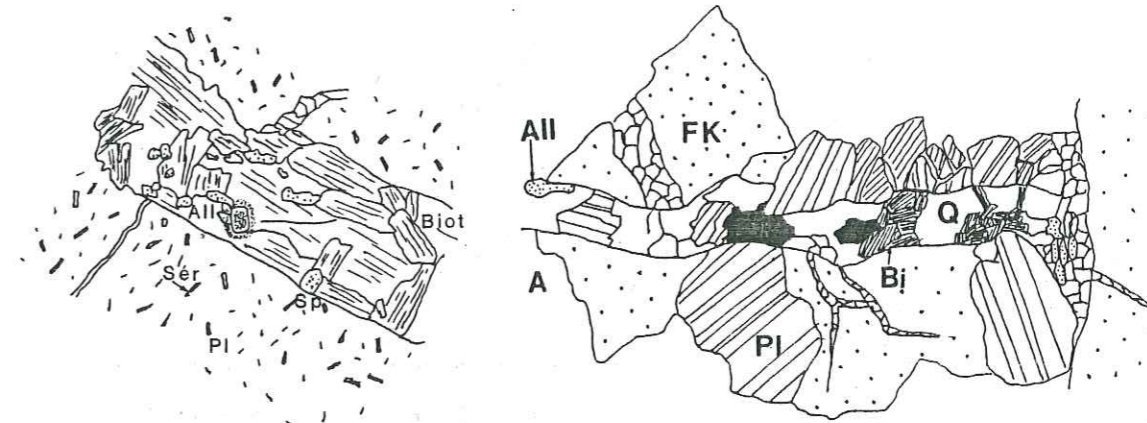


Fig. 120- Amas de biotites plus ou moins chloritisées et inclusions de minéraux accessoires (éch. n° J10, gross 10x8).

Fig. 121- Fissure à Ab-Biot-All-Pyr-Q dans le granite de Lauzière (éch. n° MAXC<sub>2</sub>-59, gross. 10x2,5).

Dans certains échantillons on peut observer une fracturation dans laquelle se développe une paragenèse composée de biotite + albite + allanite + pyrite + quartz ± apatite (Fig. 121).

Une phase de déformation postérieure provoque la séricitisation de la biotite.

- Le faciès monzonitique à amphibole

C'est un faciès sombre, également grossier. Il est riche en amphibole, le plus souvent automorphe, qui inclut parfois de la biotite. L'amphibole est verte et s'éclaircit au contact de l'épidote qui semble se développer aux dépens de cette première et de la biotite (Fig. 122).

Le feldspath K est très fréquent et perthitique, il est souvent bordé de petits grains d'albite. Le plagioclase est altéré en séricite + épidote. L'épidote montre souvent un coeur brunâtre d'allanite. Le contact est rarement net entre le coeur et la périphérie et suggère un phénomène de remplacement. Ceci ne s'observe pas dans le faciès leucocrate. Le quartz est présent mais peu abondant. Le sphène est automorphe et de grande taille. Le zircon et l'apatite sont également répandus. Les minéraux opaques sont la pyrite et la magnétite qui se présentent, le plus souvent, en inclusion dans les cristaux d'amphibole.

Nous n'avons pas d'échantillon du faciès monzonitique sans amphibole.

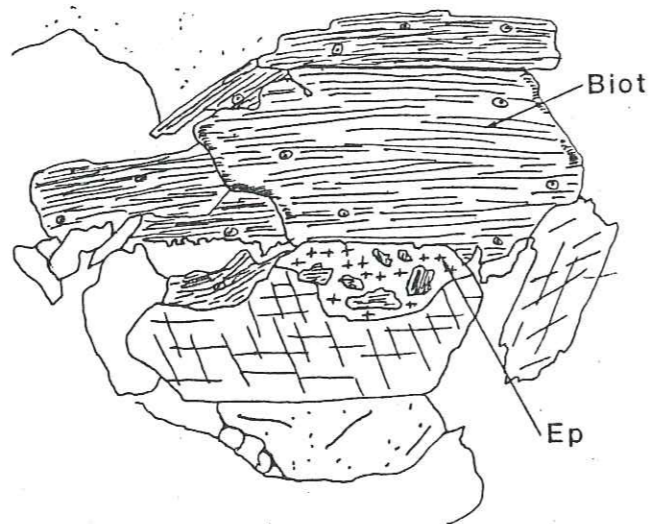


Fig. 122 - Déstabilisation de l'amphibole et de la biotite au profit de l'épidote (éch = BAR C<sub>3</sub>-45, gross. 10x8).

B.3. L'encaissant métamorphique

Introduction

L'étude pétrographique a été réalisée sur des échantillons prélevés au cours de la campagne de prélèvement menée dans le cadre de cette étude. D'autres auteurs ont également donné des descriptions de ces formations métamorphiques (BORDET, PONCERRY, 1981, etc...)(se référer à la carte géologique de la figure 4).

La Série Verte Supérieure

Elle est caractérisée par l'abondance de faciès schisteux, mais de lithologie variée. Ainsi, l'on peut voir sur la rive gauche de la Lécherette ou sur la route forestière de Montoutin une succession de faciès allant de faciès charbonneux à des faciès très clairs, cristallins, en passant par des faciès verts et gris plus ou moins phylliteux. On rencontre également, mais plus rarement, des niveaux présentant des faciès non schistosés, massifs, amphibolitiques.

Les échantillons étudiés ici proviennent de deux coupes réalisées sur la route forestière du Montoutin (au Sud-Est de Chaudanne) et sur la rive gauche de la Lécherette et des sondages de Le Chargeur (LEC-C2, LEC-C3) et de La Tour (LAT-C8, LAT-C10, LAT-C16)(cf carte Fig. 4).

Les schistes quartzeux à phénoclastes plagioclasiques (éch. n° LEC-C3-87)

Ce sont des roches à phénoclastes plagioclases (pouvant atteindre 1mm, baignant dans une matrice essentiellement quartzeuse, finement cristallisée et orientée, parsemée de monocristaux de calcite automorphe. Elle est parcourue par quelques rubans, inframillimétriques à millimétriques de séricite chlorite et parfois de biotite. L'assemblage séricite chlorite semble provenir de l'altération de la biotite (ceci est assez répandu au niveau de tous les faciès). Des oxydes de titane s'y associent également. L'élongation des grains de quartz dans la matrice est parallèle aux rubans phylliteux. Des lentilles de quartz polycristallin et de plus grande taille sont observées localement et dans lesquelles se rencontrent des sulfures avec de la calcite, de la dolomite ou de la chlorite. Les sulfures sont essentiellement de la pyrrhotite et de la chalcopryrite mais aussi de la galène et plus rarement de la sphalérite. Ces sulfures sont anté-schisteux car ils ont été le plus souvent aplatis selon la schistosité et tronçonnés perpendiculairement.

Les schistes graphiteux (éch. n° LATC 16-96)

Ils présentent à peu près les mêmes caractères que les faciès précédents mais sont riches en matière carbonée. Cette matière organique présente les caractères optiques du granite mais elle est microcristalline et en lamelle. Elle se trouve en inclusion dans les minéraux : plagioclase, quartz, apatite, phyllites ou bien se distribue dans certains plans de schistosités (Fig. 123).

Le graphite ne se trouve pas uniquement associé aux faciès quartzeux mais aussi à des faciès amphibolitiques ou des faciès plus phylli-

teux. Des niveaux à graphite massifs peuvent également être observés et dans ce cas les analyses aux rayons X font apparaître du graphite vrai (cf. Géochimie Minérale).

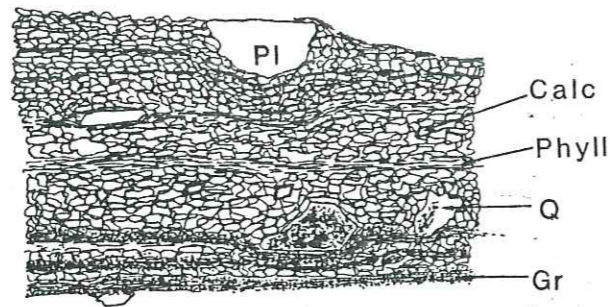


Fig. 123- Schiste graphiteux (éch. n° : LAT C16-96, gross. 10 x 2,5)

Très souvent dans ces schistes se développe une seconde schistosité, sécante sur la première et déformant les structures préexistantes, telles les lentilles à quartz-sulfures ; conférant une extinction onduleuse aux grains de quartz, etc... (Fig. 124).

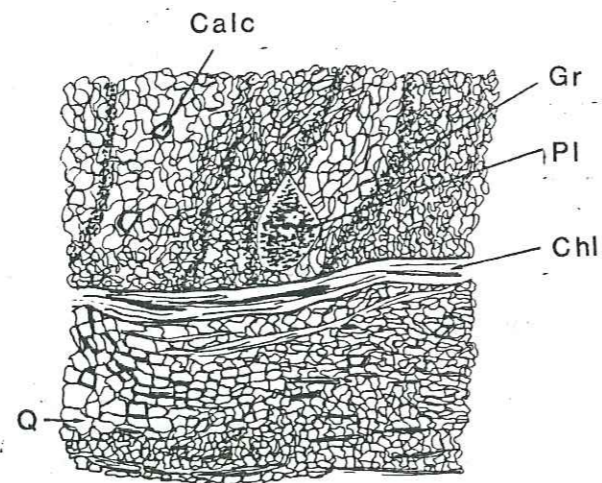


Fig. 124 - Schiste graphiteux avec transposition de schistosités (éch. n° : LEC-C2-36, gross. 10 x 2,5).

### Les schistes verts

- Les schistes verts à chlorite - séricite - biotite (éch. n° BEL-82-6)

Les phyllites sont abondantes dans ce faciès, ce sont la biotite, la chlorite et la séricite. La biotite est dans la plupart des cas chloritisée avec de nombreuses inclusions de petits grains de sphène. La biotite souligne à l'origine la schistosité la plus précoce. La séricite et la chlorite par contre soulignent une schistosité plus tardive, légèrement sécante sur la première. Elles proviennent pour l'essentiel de la déstabilisation de la biotite. La matrice est constituée de quartz et de plagioclase finement cristallisée avec de très fréquents petits cristaux automorphes de calcite. La pyrrhotite, la chalcopryrite et la pyrite sont également fréquentes et sont parallèles à la schistosité à biotite.

Certains échantillons montrent des intercalations de niveaux carbonatés, de 1 à 2 mm d'épaisseur. Ils sont constitués de calcite + quartz + opaques (pyrrhotite + chalcopryrite + pyrite).

- Les schistes verts amphiboliques (éch. n° BEL-82-34)

Ils montrent, comme les faciès quartzeux, des porphyroclastes plagioclasiques. La matrice est constituée de quartz + amphibole + chlorite + séricite + épidote + plagioclase + calcite. Le quartz est finement cristallisé. La chlorite et la séricite sont en petites paillettes alors que l'épidote se présente en cristaux automorphes développés. L'amphibole est le plus souvent en gerbes et corrode le plagioclase (Fig. 125). Elle pousse très souvent dans les ombres de pression des porphyroclastes plagioclasiques, associée à de la chlorite + quartz + pyrite ± calcite.

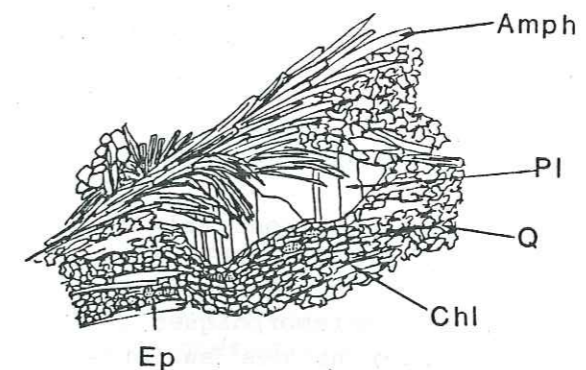


Fig. 125 - Corrosion de plagioclase par de l'amphibole fibreuse (éch. n° : BEL-82-35, gross. 10 x 8).

Les minéraux accessoires sont l'apatite et le sphène, le zircon est rare. Dans certains échantillons le graphite est abondant et souligne la schistosité ou se trouve en inclusion dans les minéraux essentiels, ou dans l'apatite. Dans celle-ci les inclusions peuvent se répartir dans tout le grain ou se concentrer uniquement au coeur.

La rétro-morphose est très développée. Le plagioclase s'altère partiellement en séricite, épidote ou calcite. Une partie des grains de sphène semble provenir également de la chloritisation de la biotite.

On observe également des fissures à adulaire + zoïsite + chlorite.

### Les faciès particuliers

#### - Les amphiboles (éch. n° BEL 82-34)

PONCERRY (1981) a décrit des amphibolites appartenant à la Série Verte Supérieure mais dans le cadre des faciès du Rochillon, considérés comme des faciès particuliers à la base de la série. Au sein des faciès typiques de la Série Verte Supérieure des niveaux d'amphibolites se rencontrent également.

L'échantillon d'amphibolite prélevé sur la route forestière de Montoutin est de teinte verdâtre et présente une structure lenticulaire centimétrique. Cette lenticulation est d'origine tectonique. Les lentilles sont formées essentiellement d'amphibole automorphe et prismatique. Entre les lentilles on observe chlorite + épidote + amphibole fibreuse + quartz. Ces minéraux proviennent de la déstabilisation de l'amphibole précédente. Le plagioclase est rare et la biotite absente. Les minéraux accessoires sont l'ilménite, l'apatite et le zircon. L'ilménite est altérée systématiquement sur la bordure, en anatase.

#### - Les schistes à spessartine (éch. n° LEC-C2-189)

Ce sont des roches finement litées, noires, très manganésifères, parcourues par des filonnets (éch. n° LEC-C2-189) le plus souvent perpendiculaires à la schistosité (Fig. 126). Cette schistosité est soulignée par des phyllites : séricite + chlorite + muscovite et de la matière organique.

La matière organique présente les mêmes caractères que dans les schistes quartzeux ou amphiboliques, mais elle est plus abondante.

Les grenats automorphes sont très abondants et sont généralement de petite taille (Fig. 127). La schistosité contourne ou s'arrête au niveau de ces grains. Ils sont synschisteux. On observe également très fréquemment des lentilles synmétamorphiques de quartz en mosaïque, conformes à la schistosité renfermant des sulfures, de la chlorite et/ou de la muscovite (Fig. 127). Les sulfures sont essentiellement de la pyrrhotite et de la chalcopryrite.

Dans les fissures plus tardives sécantes sur la schistosité, formées à la faveur de cisaillement, on observe un ensemble de minéraux tels : quartz + amphibole + chlorite ± calcite + pyrrhotite + sphalé-

rite + chalcopryrite + arsénopyrite + pyrite. Certains de ces minéraux permettront de déterminer les conditions de cette phase de déformation (voir métamorphisme).

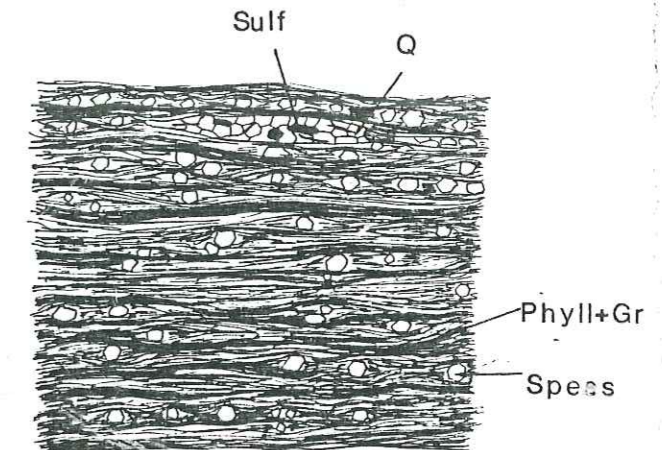
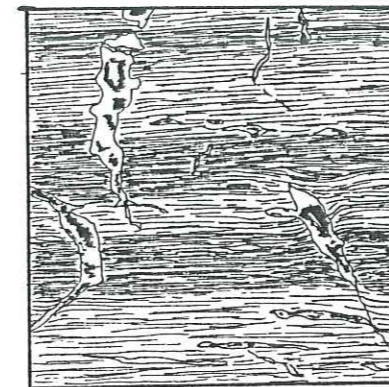


Fig. 126-Schiste à spessartine parcouru par des filonnets (éch. n° LEC-C2-189, gross. 10 x 2,5) Fig. 127-Vue de détail du schiste à spessartine (éch. n° LEC-C2-189, gross. 10 x 16).

Certains échantillons montrent une quantité beaucoup plus importante de cristaux de spessartine et peuvent être appelés grenatite. On observe à peu près les mêmes paragenèses que dans le précédent, mais l'amphibole est absente. La calcite est plus abondante. On retrouve des fissures sécantes sur la schistosité formées à la suite d'un mouvement en décrochement. Ces fissures sont remplies de calcite + quartz + sulfures (pyrrhotite + sphalérite), et ont été déformées par une phase de déformation responsable d'une seconde schistosité des faciès phylliteux, au contact de la grenatite.

### Les faciès de la Série Verte Moyenne (ou Série de la Montagne des Plans - Série du Bois de Ravère)

Cette série est caractérisée par l'abondance des faciès gneissiques, acides et basiques. Les faciès schisteux sont également présents mais en quantité plus restreinte. La migmatitisation est fréquente aussi bien dans les faciès basiques que dans les faciès acides. PONCERRY (1981) a décrit un certain nombre de faciès au Nord et au Sud de la faille de Fond de France. Il semble que les faciès basiques soient plus abondants dans la partie Est de la série alors que les faciès acides deviennent prépondérants dans la partie Ouest.

- Les schistes à biotite-chlorite (éch. n° BAR-C3-12,55)

Ce sont des roches sombres finement litées. La biotite et la chlorite sont les minéraux les plus abondants et se présentent en cristaux de petite taille et soulignent la schistosité. La chlorite provient de la biotite et est étroitement associée à de l'ilménite. Le quartz est de petite taille, polygonisé et montre un allongement des grains parallèlement à la schistosité. La calcite est très fréquente, les grains sont orientés également parallèlement à la schistosité.

L'apatite est le minéral accessoire le plus fréquent ainsi que le zircon.

Les minéraux opaques sont la pyrrhotite, la chalcopryrite, la pyrite. L'ilménite est abondamment représentée mais en petits grains. Les sulfures montrent un aplatissement suivant la schistosité et la chlorite y est systématiquement associée.

- Les schistes à biotite-chlorite-calcite (éch. n° GDE 1)

Ce sont des roches vertes litées avec parfois de petites lentilles quartzieuses conformes à la schistosité. La proportion des phyllites est importante et se compose essentiellement de biotite très chloritisée. La séricite se développe à la suite d'altération des nombreux grains de plagioclases. Cette altération est également très poussée. Le quartz a une extinction onduleuse et montre un allongement parallèle à la schistosité. La calcite est très abondante et occupe parfois des fissures soit sécantes, soit parallèles à la schistosité. Elle est également très répandue dans la masse de la roche, parfois elle remplace le plagioclase.

En ce qui concerne les minéraux accessoires, l'allanite et l'apatite sont dominantes. L'allanite est systématiquement associée à la chlorite et se présente en un faisceau de cristaux effilés. Ce minéral se développe à partir de la monazite qu'il remplace. La monazite est rare du fait de son altération. L'apatite est largement répandue. Elle est fréquemment zonée avec un cœur grisâtre et un cortex limpide.

Les autres minéraux accessoires sont le sphène et l'anatase qui se développent sur ce dernier, et quelques cristaux de zircon.

- Les schistes à séricite - chlorite - biotite (éch. n° LAT-C16-66)

Ils sont plus clairs et plus grossiers que les précédents et sont caractérisés par une abondance de la séricite. Celle-ci se présente en faisceaux flexueux orientés suivant la schistosité, et des reliques de biotite se rencontrent de temps en temps au sein de cette séricite. Le sphène est également très répandu et se présente fréquemment en fragments. La séricite vient mouler les grains de sphène et dans les ombres de pression se forment des cristaux de chlorite et de quartz (Fig. 129). La chlorite est par ailleurs fréquente. La séricite de la nouvelle schistosité est contemporaine à la séricitisation du plagioclase. En effet, la trame séricitique qui se développe à partir du plagioclase se confond parfois avec celle de la schistosité.

La biotite correspond à une ancienne schistosité et se présente en agglomérat de petits cristaux. Des lentilles à quartz polygonaux et sulfures sont moulées par la séricite. Les cristaux de quartz montrent une extinction onduleuse. Les sulfures de la masse de la roche ont été aplaties parallèlement à la schistosité.

- Les schistes graphiteux (éch. n° GDE 3)

Ce sont des roches noires, finement litées montrant des lentilles quartzo-sulfureuses conformes à la schistosité. Les minéraux les plus abondants sont la séricite, la chlorite et le quartz. Le graphite se présente en petites fibrilles et s'associe préférentiellement aux phyllites. Les sulfures sont abondants et sont constitués de pyrrhotite + pyrite + chalcopryrite + galène (rare). La pyrrhotite est transformée en mélnikovite. On observe également des grains de rutile dispersés dans la roche. Dans certains cas on observe de la tourmaline poecilitique, incluant du quartz et du graphite. Elle est bien développée et semble syntectonique.

- Le gneiss migmatique albitisé (éch. n° BEL-82-42a)

Il affleure au contact du granite d'Epierre à l'Ouest, et de la Série Verte Supérieure à l'Est, et peut être observé sur la route forestière du Montoutin.

Il apparaît homogène, avec toutefois des zones où la migmatisation est plus ou moins accentuée. Sur la carte géologique élaborée par AUMAITRE et PONCERRY (non publiée), il appartient à la série du Bois des Ravères. Le contact avec le granite d'Epierre est cependant plus à l'Ouest que ce qu'il apparaît sur la carte.

C'est une roche assez sombre, montrant des grains d'albite violacés. La foliation est soulignée par une association à chlorite + muscovite + biotite + quartz, avec parfois des grains allongés de sphène. Les plagioclases sont automorphes pour la plupart et ont été plus ou moins remplacés par de l'albite. Ce phénomène est accompagné de petits bourgeons de quartz (myrméckite) et de pyrrhotite. A l'origine, le plagioclase est de l'oligoclase. Les parties non albitisées ont été séricitisées. Le feldspath K est peu abondant. La biotite est chloritisée, on note cependant quelques individus non altérés, inclus dans l'oligoclase, montrant souvent une frange séricitique. Le quartz est intersticiel et apparaît en même temps que de la muscovite et des sulfures de fer.

La chloritisation et la muscovitisation de la biotite sont contemporaines de la séricitisation de l'oligoclase, et l'apparition de carbonate et de sulfures (pyrite + chalcopryrite + sphalérite).

Les minéraux accessoires sont la monazite qui s'altère en allanite selon le même schéma réactionnel développé dans le chapitre IV, 2ème partie, à propos de Vallorcine, l'allanite primaire, l'apatite, le zircon et le rutile.

Sur l'affleurement on peut observer des filons aplopegmatitiques à feldspaths violets et muscovite. Ces filons peuvent atteindre plusieurs décimètres de large et sont légèrement sécants sur le gneiss. Les feldspaths violets sont encore une fois de l'albite et peuvent atteindre parfois plusieurs centimètres. De tels filons en relation avec le granite de Sept-Laux ont déjà été observés par VIVIER (excursion Alpes, 1981). PONCERRY (1981) les a également observés sur la piste de Montchabert, à la cote 1015. Ils semblent représenter des mobilisats formés par fusion des gneiss puisque les feldspaths violets s'observent également dans les leucosomes conformes à la foliation du gneiss. Pour VIVIER (communication orale), ces filons aplo-pegmatitiques encaissés dans le granite de Sept-Laux seraient consécutifs à un cisaillement.

#### Les gneiss ocellés monzonitiques (éch. n° GDE2)

Il s'agit des gneiss basiques de la série de la Montagne des Plans, dans lesquels certains indices uranifères sont encaissés. En réalité, ces gneiss n'appartiennent pas à cette série métamorphique, ce sont les faciès syénitiques, non amphiboliques, du complexe de Lauzière, déformés (voir géochimie).

Au microscope on observe une recristallisation importante du quartz, une chloritisation partielle de la biotite et une séricitisation assez poussée du plagioclase. Le feldspath K est intact et de grosse taille. La calcite est fréquente. Elle est secondaire et déformée. On n'observe pas d'épidote et le sphène n'est pas altéré.

#### Les faciès cataclasiques carbonatés

Ce sont essentiellement des brèches à matrice carbonatée ou des remplissages de fractures. Au Sud de la faille de Fond de France les brèches et filonnets carbonatés jalonnent les zones accidentées. On peut en observer un peu au-dessus du village Notre Dame de Cruet, près du virage coté 836m, au niveau de Preney et plus au Nord, près du lac de La Grande Léchère, sur la piste en direction de St François Longchamp. Ces trois affleurements constituent un alignement sur la crête Le Preney-Le-Grand-Mas considéré jusqu'ici avec la faille de Fond de France comme un axe structural où s'alignent un certain nombre d'indices.

#### - Les brèches carbonatées (éch. n° BEL-82-75, BEL 82-56)

Elles se développent dans un certain nombre de faciès comme la monzosyénite, le gneiss ocellé et d'autres faciès gneissiques également.

Elles montrent au moins deux épisodes de fracturation dont la seconde fait apparaître une croissance syntectonique des minéraux.

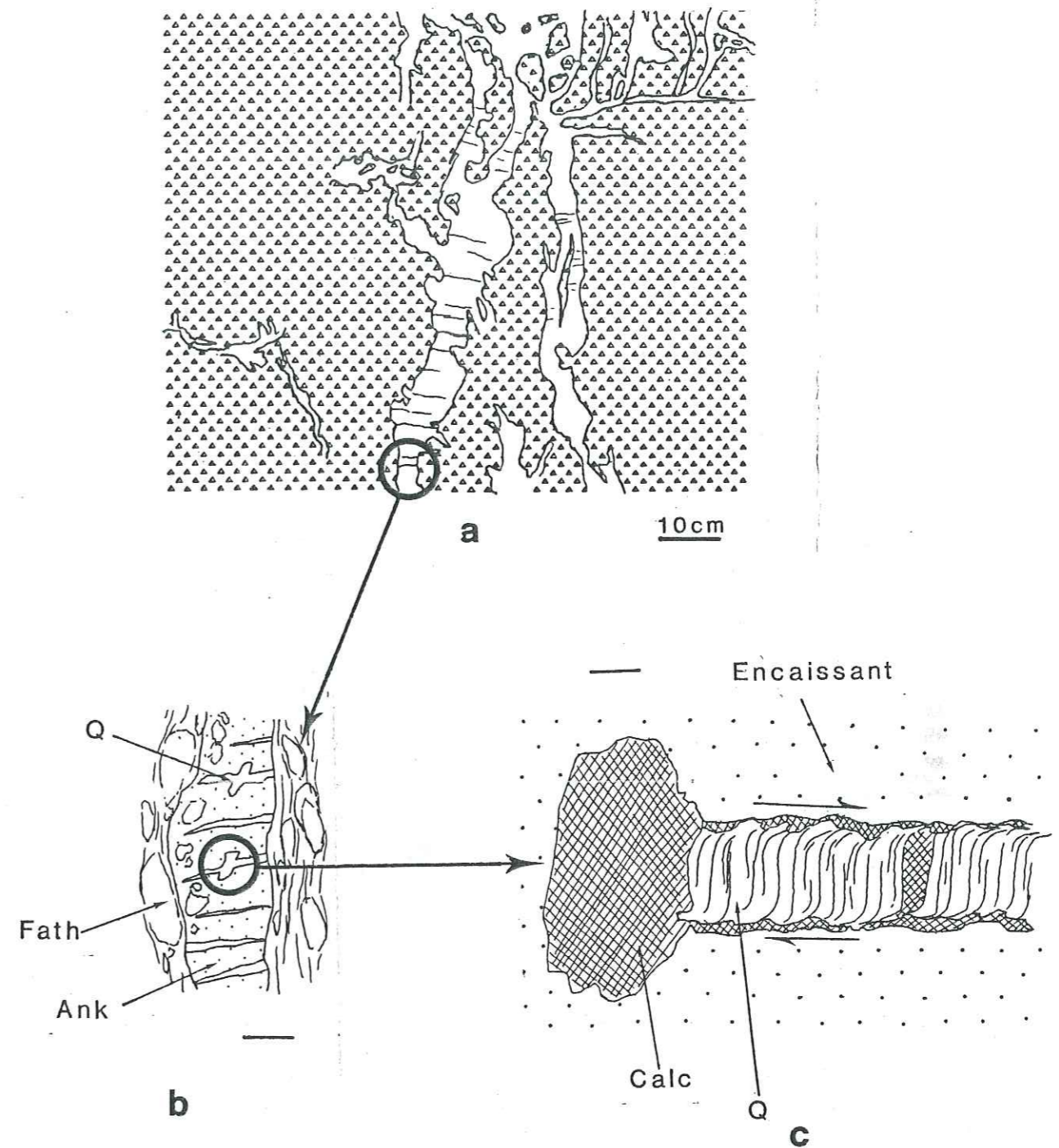


Fig. 128 a : Bréchification de la monzosyénite avec colmatage ankéritique.  
 b : Fentes d'extension à quartz, parallèles affectant la matrice ankéritique.  
 c : Quartz sigmoïdes et calcite dans les fentes d'extension.

La première fracturation est la plus importante. Elle est colmatée par de la dolomite ou de l'ankérite, du quartz et de la pyrrhotite. La calcite ainsi que la chlorite apparaissent tardivement. La dolomite et l'ankérite montrent souvent une altération en oxyde de fer suivant des clivages ou des zones de croissance.

L'arrivée de cette matrice quartzo-carbonatée a provoqué l'altération de minéraux faisant partie des fragments bréchiques. Ainsi, les grains de sphène ont été transformés en un assemblage de quartz + anatase + dolomite (ou ankérite). Les plagioclases ont également été séricitisés. La seconde fracturation, moins spectaculaire est cicatrisée par un assemblage à calcite + quartz + chlorite.

L'apparition de cette paragenèse apparaît syndéformationnelle. On peut observer une croissance du quartz en forme de S. La calcite montre également une torsion des clivages.

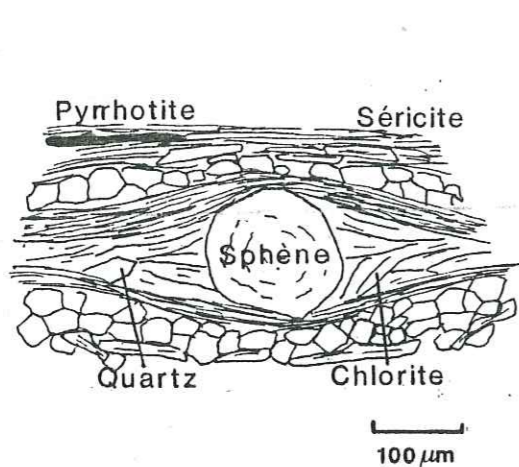


Fig. 129 - Ombre de pressions à chlorite et quartz dans un schiste de la série de la Montagne des Plans.

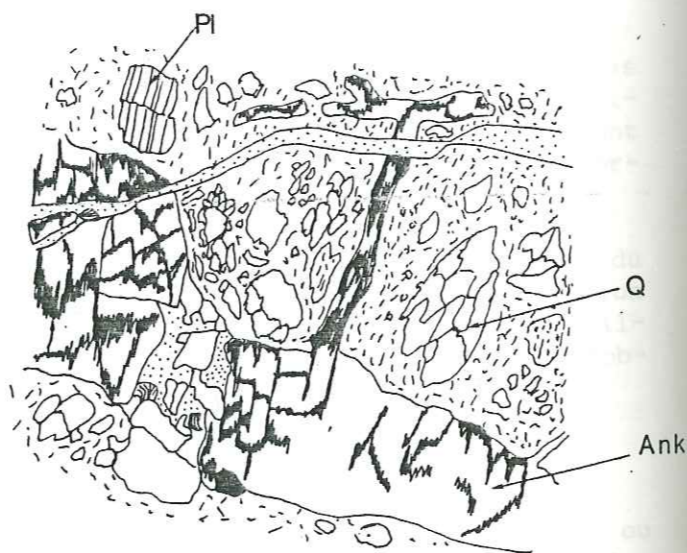


Fig. 130 : Brèche à matrice ankéritique (Ech. n° BEL 82-75).

La calcite corrode ou remplace la dolomite (ou l'ankérite) (voir Géochimie Minérale). La chlorite semble provenir, pour une bonne part, de la déstabilisation de la dolomite (ou de l'ankérite) en calcite + chlorite.

Les deux paragenèses minérales qui se sont succédées consécutivement à des épisodes de fracturations sont donc les suivantes :

	I	II		III
Fracturation I	Dolomite (ou ankérite)  Quartz Pyrrhotite	Calcite Chlorite	Fracturation II	Chlorite  Calcite

Tableau XXXIV : Successions paragenétiques sans les brèches carbonatées, au Sud de la faille de Fond de France.

- Les filonnets carbonatés

Ces filonnets à carbonates montrent les mêmes paragenèses et les mêmes épisodes de fracturation que les brèches. Dans certains affleurements ces filonnets présentent des petites fractures, à intervalles réguliers et parallèles entre elles, remplies de quartz, de calcite et de chlorite (Fig. 128). La croissance syntectonique des minéraux est très visible dans ces petites fentes.

Quelques mesures ont été effectuées pour déterminer l'orientation de ces fentes à quartz + calcite + chlorite. Le pendage apparent sur le plan de la schistosité de l'encaissant, orienté N 25-30°E, subvertical, est de N 25 à 30°E également. Une mesure de la direction a donné N 150°E. Le report sur le canevas de Wulf donne par conséquent un plan N 150°E, 30-32°E. Une fente de plus grosse taille, dans le même affleurement a donné N 130°E, 40°E.

Par ailleurs, les cristaux de quartz syntectoniques montrent un sens de cisaillement sénestre entre les deux épontes. On est donc en présence de fentes en extension cisailantes. Elles appartiendraient à la famille de fractures N 110-150°E, sénestre et tardive que PONCERRY (1981) a définie.

Les faciès du complexe gneisso-migmatitique de Saint-Colomban

- Les gneiss ocellaires (éch. n° LATC8-81)

Les ocelles sont constitués de cristaux de plagioclase plus ou moins ovales et orientés suivant la foliation de la roche. Certains cristaux de plagioclase montrent un nourrissage en quartz. Dans les ombres de pression on peut observer de la biotite, mais aussi de la dolomite et de la chlorite. La biotite forme avec le quartz plus ou moins allongé



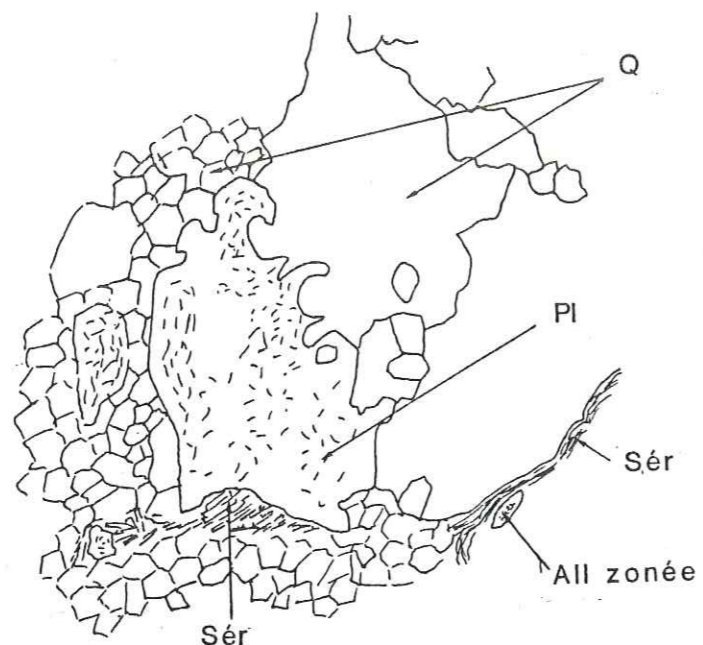


Fig. 131 - Corrosion du plagioclase par du quartz dans une anatexite du complexe gneisso-migmatitique de Saint-Colomban.

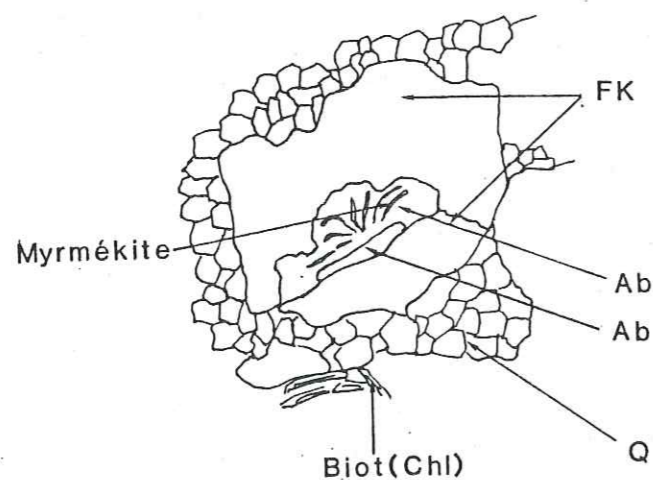


Fig. 132 - Texture myrmékite dans une anatexite du complexe gneisso-migmatitique de Saint-Colomban.

une schistosité primaire métamorphique. Elle est recoupée par une seconde schistosité constituée d'un assemblage de séricite + chlorite. Ces minéraux proviennent pour la plupart de l'altération de la biotite que l'on peut observer en reliques. La dolomite est également contemporaine, ainsi que la séricitisation du plagioclase. On observe notamment une continuité entre la séricite de la schistosité et la trame séricitique qui se développe aux dépens du plagioclase.

L'épidote peut être observée aux abords de la chlorite et présente un coeur brunâtre d'allanite. Celle-ci est précoce. Le contact entre les deux est souvent flou. Certaines figures montrent très nettement un phénomène de remplacement de l'allanite par l'épidote. C'est un phénomène très répandu, nous y reviendrons dans le chapitre suivant.

La calcite est également très répandue mais tardive. Elle corrode la dolomite et apparaît parfois dans des fissures, sécantes sur la nouvelle schistosité.

Les minéraux accessoires sont l'allanite, l'ilménite, le zircon, l'apatite et les sulfures (pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite, galène).

#### Les anatexites (éch. n° LATC8-78)

Ce sont des roches leucocrates à structure faiblement orientée, et à grains fins. Les plagioclases sont souvent arrondis et séricitisés. Ils sont noyés dans du quartz polygonisé dont les plus gros éléments ont une extinction onduleuse. Le plagioclase est souvent corrodé par le quartz (Fig. 131). Des textures myrmékites sont fréquentes (Fig. 132). Le feldspath K est du microcline et l'albite le remplace.

La biotite est verte et le plus souvent en voie de chloritisation ou de séricitisation. La muscovite est fréquente et s'associe au quartz interstitiel. L'épidote est abondante en tant que minéral secondaire. L'allanite est également fréquente et montre également une auréole d'épidote (Fig. 131).

La dolomite apparaît souvent entre les grains. Elle est franchement postérieure à la muscovite puisqu'elle la recoupe. Tous les cristaux de dolomite montrent un cortex calcitique de remplacement.

L'apatite est fréquente ainsi que l'anatase. Le minéral opaque est de la pyrite.

#### B.4. Les indices uranifères

##### Répartition géographique

En fin d'année 1980, 142 indices uranifères avaient été recensés par la société MINATOME S.A. dans le secteur de la Lauzière. Ils se répartissent selon deux axes majeurs :

- le long de la faille de Fond de France
- le long d'une crête Le Preney-Le-Grand-Mas.

Géographiquement ce secteur est divisé en deux parties, de chaque côté de l'Arc :

- Lauzière Sud
- Lauzière Nord.

Les principaux indices sont ceux du Revers de Chamorand, de Le Chargeur, de La Tour et de Les Cubières pour Lauzière Sud et ceux du Preney, du Preney Ouest, du Mathiolet, du Molaret, des Baracons, du Plan-Verney - bois des Essarts - Bois de l'Ours et du Grand Mas pour Lauzière Nord.

Ces indices apparaissent suivant une direction et une extension plus ou moins importante. Les indices de La Tour et de Le Chargeur sont, par exemple, d'extension pluridécamétrique, d'autres comme celui du Mathiolet sont beaucoup plus restreints. La plupart du temps les directions sont comprises, en gros, entre N 20°E et N 50°E.

La nature de la roche encaissante est également très variée. Ainsi peut-on trouver des minéralisations encaissées dans les différents faciès du complexe granitoïde de Lauzière (leucogranite, monzosyérite) (ex : indices du Plan Verney, du Grand Mas), dans des gneiss plus ou moins clairs, plus ou moins ocellés (ex : Le Molaret, Revers du Chamorand, Le Preney, Les Baracons, etc...) ou bien dans des schistes variés (ex : Le Preney, Le Mathiolet, Les Baracons, etc...), de la "Série Verte supérieure ou "moyenne".

Les indices apparaissent principalement sous deux aspects :

- conforme à des plans de schistosité de la roche encaissante,
- en remplissage d'ouvertures filoniennes ou bréchiques.

#### Les indices uranifères dans l'encaissant métamorphique

- Les minéralisations conformes à des plans de schistosité de la roche encaissante

Ce cas est surtout observable dans les roches schisteuses et riches en séricite et chlorite. Le minéral uranifère principal est, soit la pechblende, soit la brannérite. La brannérite s'observe souvent intimement associée à de la biotite chloritisée.

Dans l'échantillon LATC 16-68, 80 prélevé sur un sondage à La Tour, on observe de la brannérite à des plans de schistosité.

Cet échantillon développe une crénulation à des degrés plus ou moins élevés. Cette structure n'est rien d'autre qu'une transposition d'une nouvelle schistosité (Sn + 1) sur une autre, plus ancienne Sn, à la suite d'un cisaillement suivant un plan sécant sur celle-ci.

La brannérite peut être observée alignée suivant Sn (Fig. 133). Elle paraît également conforme à Sn + 1. Mais cette conformité ne suppose pas une contemporanéité. En effet, on peut observer des cristaux de brannérite qui sont moulés par la schistosité Sn + 1 (Fig. 133), ceci est bien entendu, plus difficile à observer quand les grains sont trop

petits et peuvent alors paraître synchrones. Il semble donc que la minéralisation uranifère soit antérieure à la schistosité Sn + 1.

La relation entre la minéralisation uranifère et la schistosité Sn a également été décrite précédemment dans un chlorito-séricito-schiste du Revers de Chamorand (rapport interne, MINATOME S.A.). La minéralisation s'exprime surtout sous forme de titanate d'uranium lié à de la biotite en voie de chloritisation. La pechblende y est également associée.

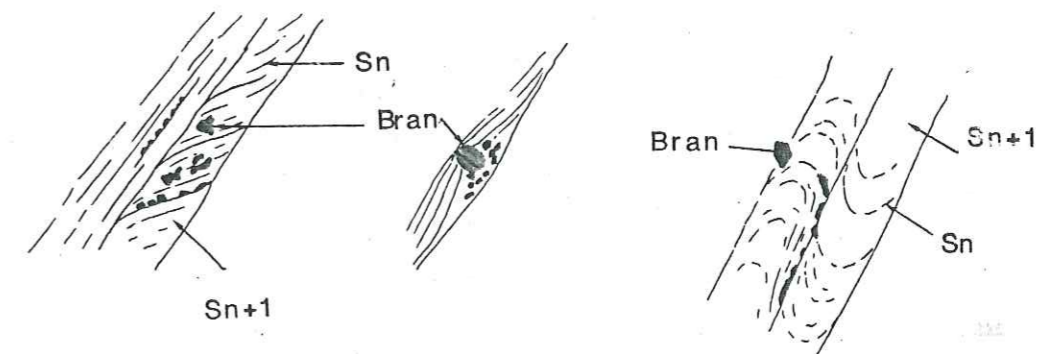


Fig. 133 - Relations de la minéralisation uranifère et des plans de schistosité dans les roches schisteuses (éch. n° LATC 16-68, 80).

Dans certains échantillons, plus grossiers (ex : AIL 6, La Tour) on observe encore une fois une conformité de la minéralisation avec la schistosité Sn + 1 à chlorite-séricite. Elle apparaît associée à du quartz automorphe à extinction onduleuse et de la chlorite, franchement sécante sur la première schistosité à biotite et contournée par la schistosité Sn + 1 (Fig. 134). Il semble donc que la minéralisation se soit mise en place dans des cavités ménagées au cours d'une déformation antérieure à celle qui a engendré la schistosité tardive. La taille et la forme des cristaux le suggèrent également.

Dans ces roches, les minéraux sont essentiellement la pyrrhotite, la pyrite, la chalcopryrite et moins fréquemment la galène et la sphalérite. Les trois premiers comportent deux générations successives. La première génération est hercynienne, c'est-à-dire contemporaine ou antérieure au métamorphisme principal. Elle est conforme à la schistosité Sn à biotite. Celle-ci est très souvent corrodée par la pechblende. La génération suivante apparaît après la pechblende, et la galène semble la première à cristalliser.

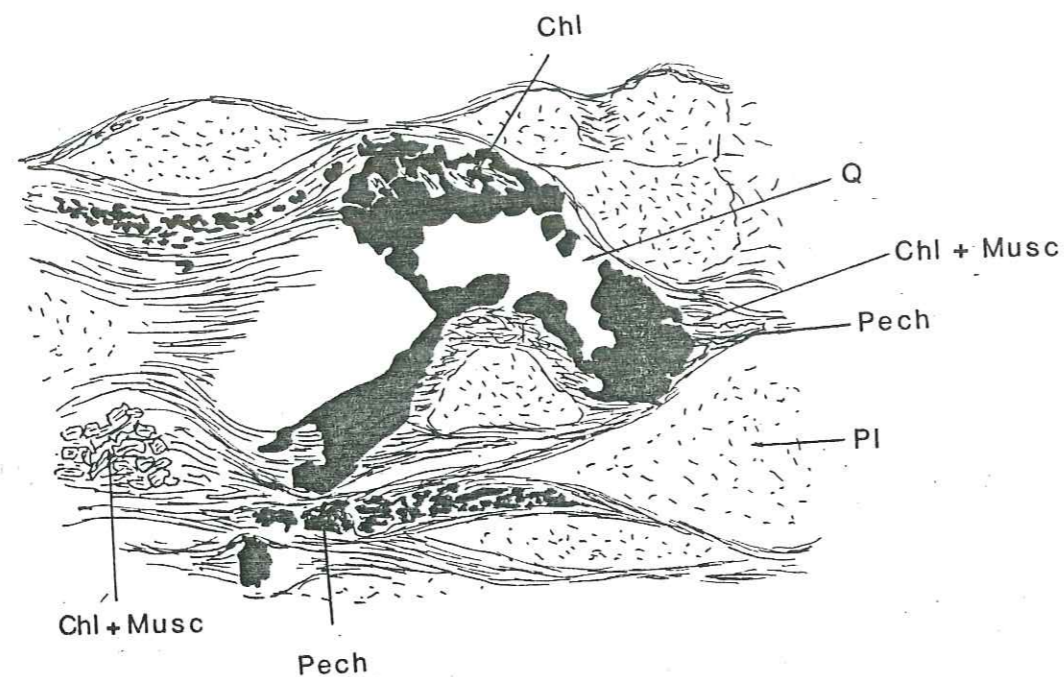


Fig. 134 - Minéralisation dans des faciès gneissiques antérieure à la schistosité tardive (éch. n° AIL 6, gross. 10 x 8)

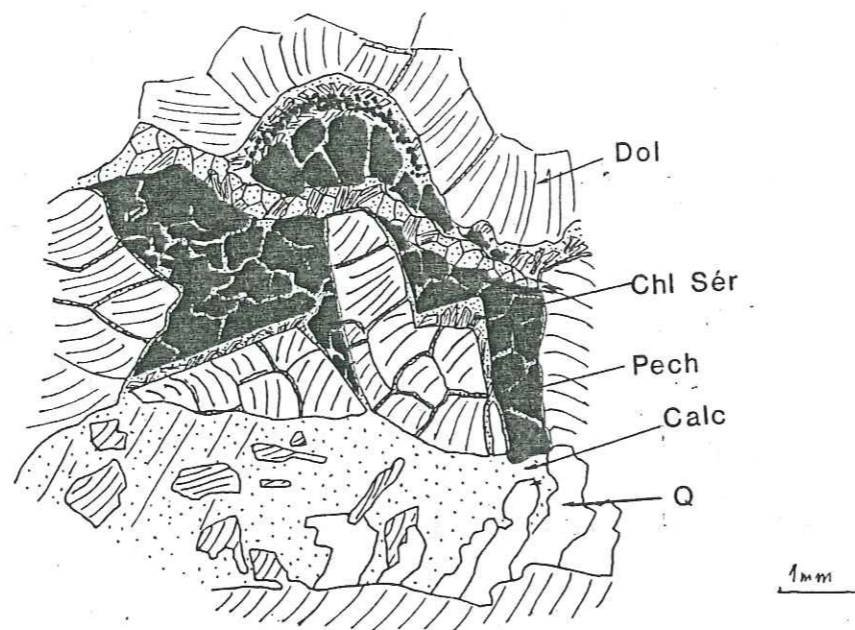


Fig. 135 - Minéralisation dans les filonnets à carbonates traversée par une fissure à quartz + calcite (éch. n° GDEA).

Dans un gneiss biotitique et plagioclasique, riche en épidote, nous avons observé une minéralisation liée à une schistosité, laquelle a été redéformée plus tardivement. La minéralisation est associée à de la pyrite, de la chlorite, de l'épidote, du quartz et plus tardivement de la calcite. Le minéral d'uranium primaire a complètement été altéré en coffinite. L'intérêt de cet échantillon est qu'il présente de nombreux cristaux primaires d'allanite dont certains renferment de l'uranothorite. Les cristaux d'allanite ont été partiellement remplacés en épidote, laquelle à son tour a été transformée en calcite. Les grains d'épidote secondaire, sans relation avec l'allanite, ont également été parfois remplacés par de la calcite. Pétrographiquement, cet échantillon est proche des gneiss ocellés monzonitiques d'origine ortho (cf géochimie).

- Les indices uranifères de remplissage d'ouvertures filoniennes ou brèchique

Le matériel de remplissage accompagnant la minéralisation est soit à dominante carbonatée soit à dominante quartzo-chloriteuse.

Dans la plupart des cas cette minéralisation est reprise de façon plus ou moins importante par une déformation postérieure.

+ Les indices uranifères à carbonate dominant :

\* Les indices filoniens

Dans le secteur de la Lauzière on les rencontre principalement dans la galerie des Epelées. Ce sont des filonnets encaissés dans des schistes (dont un niveau de schiste graphiteux) de la série de la Montagne des Plans (Série Verte Moyenne). Ils ont une orientation N 30°-40°E, sub-verticale, épais de quelques centimètres à plus de 10 cm et long de quelques mètres. Ces filonnets sont biseautés à chaque extrémité.

Le minéral de remplissage le plus important et le plus précoce est de la dolomite. Celle-ci peut s'associer à du quartz et des inclusions de pyrrhotite. Le minéral uranifère est la pechblende montrant parfois des altérations en coffinite. Elle est plus tardive que la dolomite. Quand on regarde dans le détail, elle apparaît dans des cavités tapissées de calcite + chlorite + muscovite (séricite). La calcite s'insinue très souvent entre les grains de la dolomite ou dans les clivages et remplace la dolomite (voir dans la partie géochimie minérale). Elle est indépendante de la calcite plus tardive, associée au quartz des filonnets sécants sur l'ensemble. La calcite renferme souvent de l'arsénopyrite automorphe. La pechblende appartient donc à une génération de minéraux plus tardifs : pechblende + calcite + chlorite + séricite + quartz + arsénopyrite + galène + chalcopryrite + pyrrhotite. Il ne semble pas qu'il y ait une coupure nette entre les deux associations. Cela correspond plutôt à un changement progressif de régime du milieu de cristallisation en fin de remplissage des filonnets, qui aboutit à la constitution d'une nouvelle paragenèse.

Les successions paragénétiques sont donc :

	I	II	III
	Dolomite (ou ankérite) Quartz Pyrrhotite	Calcite Chlorite Séricite Quartz Pechblende Arsénoxyrite Galène Chalcopyrite Pyrrhotite	Quartz Chlorite Calcite

Tableau XXXV - Successions paragénétiques dans les filonnets carbonatés

Il est intéressant de faire la comparaison avec les successions paragénétiques dans les brèches et les filonnets à carbonate, sans uranium. En effet, la ressemblance est frappante. La différence que l'on peut noter est l'absence des minéraux opaques dans des filonnets stériles, et la moindre importance quantitative de celle-ci.

Deux filonnets à carbonates (AIL 99 et AIL 121) encaissés dans des gneiss amphiboliques ont également été étudiés. Le premier, AIL 99, comporte un filonnet à pechblende avec un remplissage dolomitique et calcitique. Comme on le voit sur la figure 136, la zone à dolomite et celle à calcite + chlorite ont un contact franc mais irrégulier. La pechblende est en contact direct et franc avec la calcite + chlorite et l'encaissant. La concavité des sphérules de pechblende est dirigée vers l'encaissant ; ils ont donc l'assemblage calcite + chlorite pour support. Dans le détail, le contact entre la zone à dolomite et la zone à calcite + chlorite est très nettement de type corrosif. En effet, la dolomite est remplacée par de la calcite et de la chlorite. La calcite ne se limite pas au filonnet, elle apparaît abondamment dans l'encaissant en tant que minéral d'altération de l'amphibole (trémolite). Le dépôt de la calcite filonienne ne peut coïncider avec la déstabilisation de l'amphibole en calcite + chlorite. La séricite n'a pas été observée dans cette roche. Les opaques sont la pyrrhotite et la chalcopyrite plus ou moins oxydées.

On constate encore une fois que la minéralisation uranifère est liée à la calcite, postérieurement au dépôt de la dolomite.

La pechblende a été pseudomorphosée en uranate de Pb (richetite ?). Celui-ci se retrouve également dans les fissures recoupant la pechblende.

Dans le second échantillon les mêmes choses peuvent être observées, mais cette fois le filonnet a été soumis à une déformation. C'est une déformation cisailante qui réoriente les minéraux du filonnet et la schistosité de la roche encaissante viennent s'incurver entre les arcs des guirlandes de la pechblende (Fig. 137).

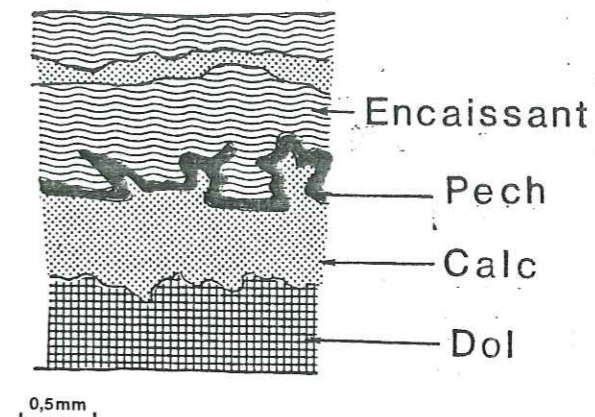


Fig. 136 - Corrosion de la dolomite par la calcite dans un filonnet minéralisé, encaissé dans un gneiss amphibolique (AIL 99)

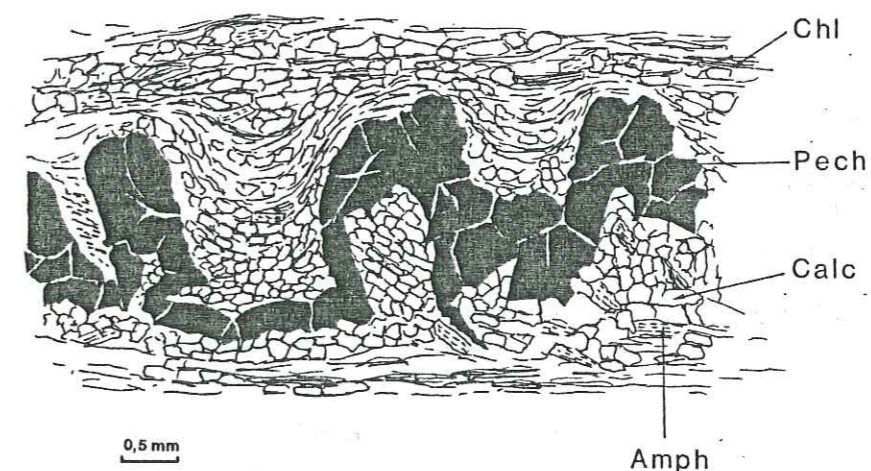


Fig. 137 - Filonnet à pechblende-carbonate déformé (AIL 121)

L'échantillon LEC 121 N 40 est une anatexite, fissurée. En lame mince, on observe des ouvertures en amandes, les unes à la suite des autres et dans lesquelles apparaît une paragenèse à quartz + chlorite + séricite + calcite + pechblende + pyrite + galène + chalcopryrite. Des fissures à chlo-

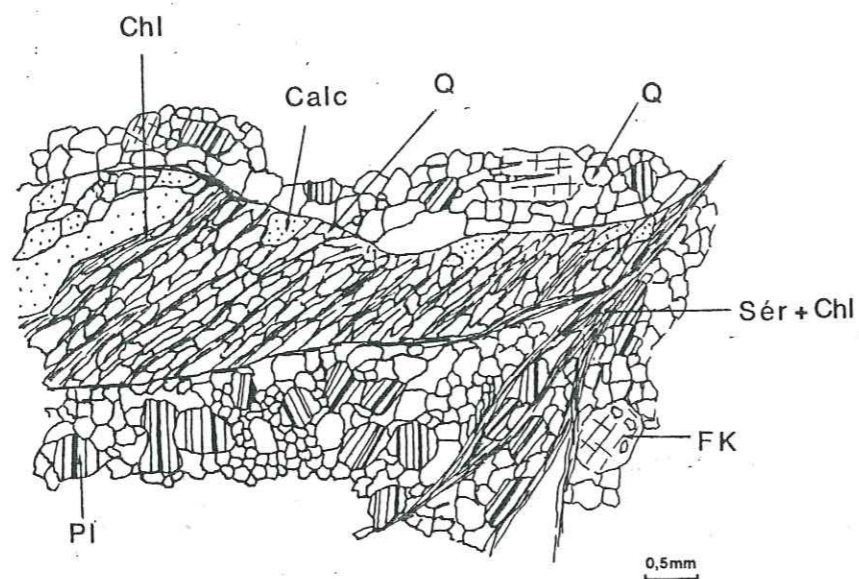


Fig. 138 - Ouverture en amande à quartz + chlorite + calcite (+ pechblende)

rite + séricite parcourent également la roche, le plus souvent sécantes sur les premières. Cette paragenèse est contemporaine à la phase de déformation responsable de la lenticulation des ouvertures antérieures. C'est une déformation cisailante. Les minéraux sont régulièrement orientés et ne montrent pas des signes d'une croissance syntectonique.

La brannérite est associée à de la biotite en voie de chloritisation et de la pyrite dans la masse de la roche. Elle ne se trouve pas dans les fentes à pechblende elles-mêmes. Il semble donc qu'elle se serait formée lors de la chloritisation de la biotite.

\* Les indices bréchiques :

Un certain nombre d'indices présentent des filonnets à carbonate (dolomite et/ou calcite), repris par une phase de déformation cassante, entraînant leur bréchification. C'est le cas de l'échantillon AIL 49, par exemple, localisé à proximité de l'accident de Fond de France (cf. Fig. 5).

Les éléments de cette brèche sont des fragments de pechblende, de dolomite, de calcite et un peu de quartz et de pyrite. Celle-ci est assez rare et est corrodée par de la calcite. Le ciment est principalement

de la calcite mais aussi de la chlorite, de la muscovite, de l'épidote et du quartz. La chalcopryrite se trouve souvent dans la calcite.

La calcite antébréchification se développe essentiellement aux dépens de la dolomite et apparaît en plage d'assez grande taille. La pechblende se dépose souvent sur cette calcite. La calcite tardive par contre, se présente en petits cristaux losangiques associés parfois à de la muscovite.

Dans cet échantillon la pechblende montre souvent des cavités de dissolution, remplies de chlorite. L'altération en coffinite est également fréquente, elle se remarque par une diminution du pouvoir réflecteur et une coloration verdâtre. La coffinite a été analysée à la microsonde électronique.

+ Les indices uranifères à quartz-chlorite dominant :

\* Les indices filoniens

L'encaissant de ces filonnets est de nature variée, essentiellement gneissique. Le minéral uranifère dominant est la pechblende qui s'altère, souvent, en coffinite ou autre minéral secondaire.

Les filonnets de l'échantillon AIL 56 sont encaissés dans un gneiss d'origine anatectique prélevé aux alentours du Plan Verney. La texture rappelle celle des anatexites du complexe de Saint Coloman. Ils sont larges de quelques fractions de mm à quelques mm et les deux épontes sont porteuses de minéralisation. Elles sont tapissées d'une association de coffinite + kasolite + gummite + pechblende. Cette association provient de l'altération de la pechblende, préférentiellement de la partie directement en contact avec l'encaissant. Ces minéraux sont associés à de la chlorite + épidote + quartz + sulfures. Entre les deux couches de minéraux d'uranium on observe une alternance de quartz lamellaire et de pechblende fine associés toujours aux minéraux précédemment cités.

La pechblende, le plus souvent altérée en kasolite et coffinite, se trouve également dispersée dans l'encaissant. Les filonnets ont été repris par un mouvement cisailant déformant les minéraux et restructurant l'ensemble comme dans les filonnets à carbonates.

Un échantillon analogue provient également du Plan Verney, c'est le 44 S. C'est un filonnet où le quartz est le minéral dominant avec la pechblende. La chlorite et l'épidote sont plus rares. La calcite est tardive mais abondante dans certaines sections du filonnet. L'encaissant est une roche plagioclasique équante.

La chalcopryrite accompagne la pechblende. Elle est souvent altérée ainsi que la pechblende qui localement se transforme en bacquerellite, (oxyde hydraté d'uranyle).

Comme on peut s'en rendre compte sur la figure 139, le filonnet a été encore une fois, déformé par un mouvement cisailant et la pechblende dessine un S.

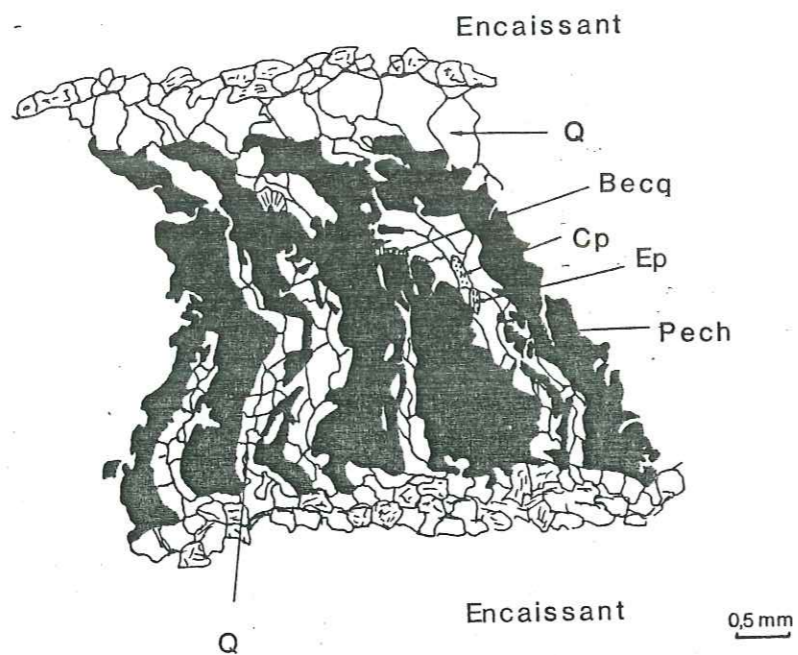


Fig. 139 - Filonnet à pechblende-becquerellite déformé par un mouvement cisailant (éch. n° 44 S).

\* Les indices bréchiques

Deux cas se présentent :

- bréchification d'anciens filonnets minéralisés,
- ancienne brèche minéralisée redéformée (rebréchifiée).

L'échantillon AIL 94 est un exemple du premier cas. C'est un ancien filonnet à pechblende, encaissé dans un gneiss amphibolique. Il provient du Bois de l'Ours, près de la faille de Fond de France. La bréchification atteint préférentiellement le filonnet, alors que l'encaissant demeure non fracturé, mais la déformation a été accentuée. La pechblende a donc été fragmentée et baigne dans une matrice quartzo-chloriteuse et calcitique. Les fragments de pechblende ont été soit altérés en kasolite soit sont devenus caverneux, par suite de dissolution, dans lesquelles la chlorite précipite.

Dans l'encaissant, outre la chloritisation et la séricitisation classiques, le sphène a été épigénisé en rutile + quartz. On observe également de la pechblende dans certains plans de schistosité qui ont apparus lors de la déformation tardive.

Dans le second cas on peut citer deux exemples GDE et LEC 131 N2. Le premier provient de la galerie des Epellées, dans le secteur du Preney, le second, du secteur de Le Chargeur.

Dans GDE la pechblende se présente soit en amas de petits grains contournant d'anciens fragments de la roche encaissante bréchifiée (photo 7, planche IX), soit en fragments anguleux de taille centimétrique baignant

dans une matrice quartzo-chloriteuse. Ces deux types de pechblende correspondent à une même génération postérieure à une première phase de bréchification. En effet, dans le premier cas la pechblende s'est déposée sur des fragments de brèche, mais n'a pas subi de fracturation au cours de la seconde phase de déformation. Dans l'autre cas, par contre, la pechblende a été fragmentée. Elle s'était déposée massivement, consécutivement à la première déformation et a été reprise par la seconde. Elle est légèrement antérieure au dépôt de la pyrrhotite + arsénopyrite + pyrite + galène + chalcopyrite + sphalérite. De la brannérite est associée à la pechblende. Celle-ci peut être observée en inclusion dans la pyrite et parfois de la galène se développe au contact (Fig. 140).

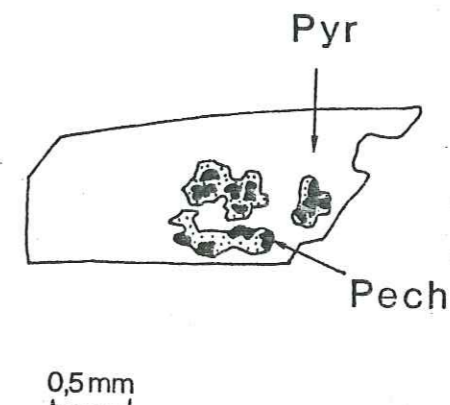


Fig. 140 - Inclusion de pechblende dans de la pyrite avec développement de galène au contact (éch. n° GDE).

La galène est également très fréquente en moucheture sur la pechblende ou bien dans les fissures de celle-ci (photo 1, planche IX). Le plomb semble donc provenir principalement de la pechblende. Le phénomène coïncide avec la fracturation tardive. Parmi les minéraux opaques, la pyrrhotite est la plus tardive, elle englobe tous les autres. Une génération plus tardive de pyrite se développe. Elle apparaît en surcroissance sur la pyrite de première génération et a une teinte plus jaunâtre. Elle a été introduite au cours de la seconde phase de fracturation. Celle-ci correspond également à une schistosité fruste dans la roche encaissante.

Dans l'échantillon LEC 131 N 2 on retrouve les mêmes successions, mais la déformation postminéralisation se comporte plus plastiquement. La schistosité est mieux développée et la pechblende présente une structure plus ou moins hélicitique. Ce minéral a cependant été pulvérisé et corrodé par de la galène. On peut parfois observer de petits cristaux cubiques d'uraninite de l'ordre de 2 à 3  $\mu\text{m}$  de côté qui se développent à partir de cette masse microcristalline. Dans la schistosité, et consécutivement à la seconde phase de déformation, apparaît de la césurite en guirlande (photo 3, planche IX). L'extraction du Pb de la pechblende s'est produite, par conséquent, en présence de  $\text{CO}_2$  dans le milieu. On observe également une corrosion des sulfures de fer par de la pechblende microcristalline. Tardivement là chalcopyrite s'altère en covellite, les

sulfures de fer en hématite-goethite et la galène en un produit brunâtre. Du graphite lamellaire et microcristallin a été observé dans cet échantillon.

#### Les indices uranifères dans le complexe granitoïde de la Lauzière

Dans cette catégorie d'indices nous avons intégré également ceux liés aux gneiss ocellés monzonitiques de la série de la Montagne des Plans, car dans le chapitre de géochimie nous avons montré leur appartenance à la lignée du granitoïde de Lauzière.

Nous adopterons ici les mêmes subdivisions que dans le paragraphe précédent, mais n'ayant pas observé de minéralisation conforme à des plans de schistosité, nous commencerons par les indices de remplissage d'ouvertures.

#### - Les indices à uranifère filoniens à carbonates dominants

Ce type d'indice est représenté par deux échantillons 114 S et AIL 56 A, encaissés dans le faciès basique, non amphibolique du complexe de Lauzière, mais orthogneissifié. Le premier se localise à l'Ouest du Poisat, le second au Plan Verney.

Macroscopiquement, dans l'échantillon 114 S on observe une zonation, perpendiculairement à la foliation, et parallèlement au filonnet carbonaté. En se déplaçant du filonnet vers l'encaissant, on observe d'abord une zone de quelques centimètres d'épaisseurs, blanchie et compacte. Puis vient une zone plus sombre et poreuse et dont la limite avec la précédente est bien tranchée. Au microscope, ceci correspond essentiellement à une décalcification de la zone la plus éloignée du filonnet, par suite d'une épigénie des gros cristaux de sphène en quartz + rutile. La calcite a migré vers le filonnet et s'y est déposée. La zone immédiatement en contact a également été enrichie en calcite. La porosité de la première zone est due à une dissolution du feldspath K. Dans la zone immédiatement après, les cavités ont été colmatées par de la chlorite, très abondante, riche en inclusions de brannérite et d'oxydes de Ti (photo 8, planche IX). Les minéraux uranifères sont principalement la pechblende et la brannérite. Ils se déposent directement sur les épontes ou sur les fragments qui s'en détachent (photo 8, planche IX), ou bien encore se trouvent en inclusion dans la chlorite. La paragenèse contemporaine de la minéralisation uranifère est chlorite + calcite + épidote + quartz + pyrrhotite. La pechblende s'altère en uranophane et en minéral à U - Pb.

Dans l'encaissant on a observé un minéral qui rappelle la thorite.

Un épisode de fracturation s'est produit postérieurement à la minéralisation. Une paragenèse tardive à adulaire + chlorite + quartz se développe et il y a réorientation des minéraux du filonnet à pechblende + brannérite.

L'échantillon MAX C4-22 est un faciès granitique de Lauzière recoupé par un filonnet à dolomite-coffinite. Il a été prélevé sur sondage, réalisé dans le secteur de Crête Maxet (sondage MAX C4).

La cataclase est synchronique à l'ouverture du filonnet, lequel est rempli de dolomite, calcite, quartz, chlorite, séricite, coffinite et brannérite. Le remplissage ne s'est pas produit en une seule fois. Le minéral de remplissage le plus abondamment représenté est la dolomite. Il occupe le coeur du filonnet, sur une bonne portion de celui-ci et porte des inclusions de pyrrhotite et de chalcopryrite et parfois de biotite.

De chaque côté, sur les deux épontes, la calcite s'intercale et le contact calcite-dolomite est bien tranché. Elle s'insinue également entre les clivages et la remplace partiellement. Le même phénomène que dans les filonnets à dolomite de l'encaissant se retrouve. A cette calcite s'associe de la chlorite et parfois de la séricite. Elle semble être contemporaine avec la coffinite et le quartz automorphe. L'arsénopyrite est associée à cet assemblage. Plus tardivement, une phase de déformation reprend l'ensemble et induit une schistosité fruste à la roche. Cette phase de déformation engendre l'apparition de la brannérite, le plus souvent liée à la biotite et à la chlorite. Elle apparaît également au contact du filonnet ou suivant un plan de schistosité décalant le filonnet.

#### . Les indices uranifères filoniens à quartz-chlorite dominant

L'échantillon AIL 62 est une monzosyérite à amphibole foliée, traversée par un filonnet à pechblende et brannérite. Les minéraux accompagnant la minéralisation sont quartz + chlorite + biotite + épidote + adulaire + pyrite. La calcite est plus tardive et remplace l'épidote. Elle est associée à de la chalcopryrite et de la pyrite. Dans l'encaissant on observe de l'allanite en voie de remplacement par de l'épidote. On la retrouve également dans le filonnet, par remaniement. La thorite est également présente. Le sphène est épigénéisé en quartz + rutile.

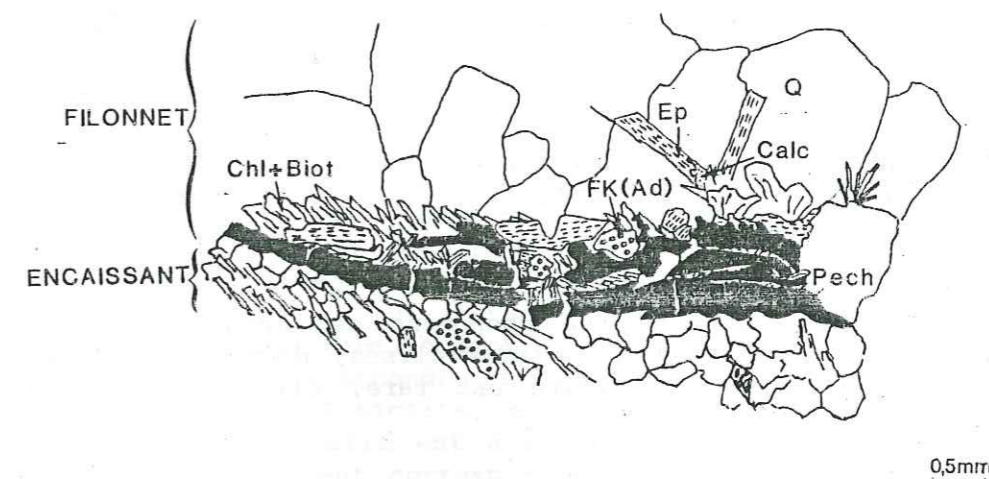


Fig. 141 - Filonnet à pechblende dans une monzosyérite.

### . Les indices uranifères bréchiques

Nous ne possédons pas d'échantillon d'indice uranifère, à caractère bréchique dans les faciès sombres du complexe de Lauzière. Les seuls indices entrant dans cette catégorie sont encaissés dans les faciès évolués du complexe. Ils ont été prélevés sur sondage, dans le secteur de Crête Maxet.

Les minéraux d'uranium sont la pechblende et la brannérite et sont contemporains. Ils se déposent dans les fractures en association avec le quartz et la pyrite (Fig. 142). La pechblende apparaît soit en guirlande, soit en agrégats de sphérules. La brannérite s'associe fréquemment à de la biotite, de la séricite et de la pyrite. La séricite

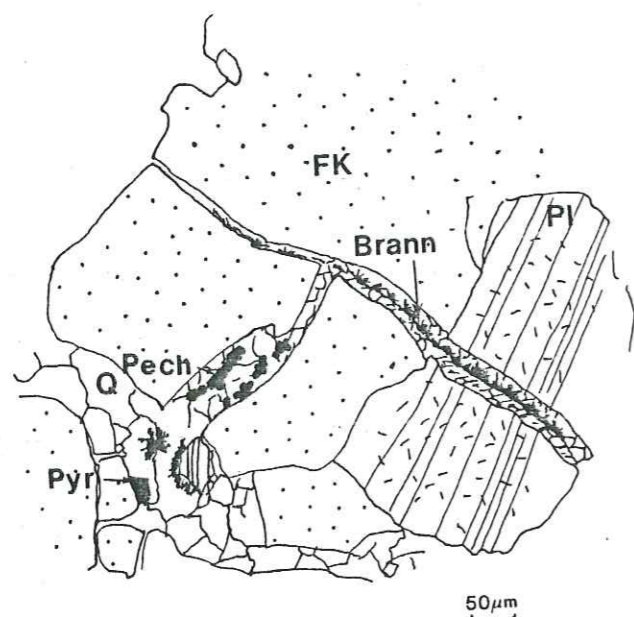


Fig. 142-Fissures à quartz + pyrite + pechblende + brannérite (éch. n° MAX C2-59, 90)

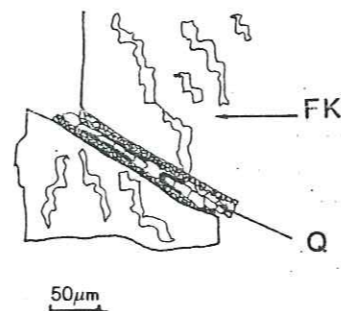


Fig. 143-Fissure à quartz + pechblende (éch. n° MAX C2-59, 90).

provient de la biotite. Ce phénomène est largement répandu aussi bien dans les faciès stériles que minéralisés, dans le complexe granitique et dans l'encaissant. La calcite est rare, elle existe cependant en association avec la séricite.

### B.5. Conclusions

Le complexe granitoïde de La Lauzière comporte des faciès mésocrates à leucocrates. Les faciès mésocrates peuvent être à amphibole ou à biotite seule. Les faciès leucocrates sont caractérisés par la rareté des pyllites et une richesse en feldspaths.

La paragenèse des minéraux accessoires varie peu du faciès le plus mésocrate au faciès leucocrate granitique. Les faciès leucogranitiques (leucogranite I et II) n'ont pas fait l'objet d'observation en lame mince. Les minéraux de cette paragenèse sont le sphène, le zircon, l'apatite, l'allanite et la thorite. Celle-ci a été observée dans les faciès les moins différenciés uniquement. Dans ces derniers le sphène et l'apatite sont les plus abondants. L'allanite est par contre plus fréquente dans le faciès granitique. L'uraninite n'a jamais été décrite.

Dans le faciès granitique l'allanite existe en tant que minéral primaire et la monazite n'a pas été observée. Par ailleurs les teneurs en CaO des échantillons du granite varient entre 0,30 et 0,70% (avec une moyenne de 0,50% pour 7 analyses). Ceci va à l'encontre de ce qui a été admis jusqu'ici en ce qui concerne la relation entre la teneur en CaO d'un granite et la cristallisation de l'allanite et la monazite primaires (cf. tableau XXVI).

La rétro-morphose tardihercynienne et alpine a affecté l'ensemble du massif et se traduit par une chloritisation de la biotite et une saussuritisation du plagioclase. Dans le faciès à amphibole, celui-ci se déstabilise parfois en donnant de l'épidote. La déstabilisation du sphène est également variable.

Les minéraux opaques qui caractérisent le faciès le moins différencié sont la pyrite et la magnétite. Dans le faciès le moins différencié sont la pyrite et la magnétite. Dans le faciès leucocrate, la pyrite semble être la plus fréquente. Ces minéraux sont primaires.

L'encaissant métamorphique présente une variété importante de faciès. La Série Verte Supérieure est caractérisée par une prédominance de faciès schisteux où les métavolcanites surtout acides ont une place importante. Elle renferme également des schistes très enrichis en manganèse et en matière carbonée.

La Série Verte Moyenne comporte des niveaux schisteux dont certains sont graphiteux mais aussi des gneiss, où la migmatitisation peut être importante et des niveaux d'amphibolite.

Le complexe de Saint Colomban est essentiellement gneissique, riche en plagioclase. Ces deux séries montrent des faciès avec des minéraux accessoires porteurs d'éléments radioactifs (monazite, allanite) qui ont été partiellement déstabilisés par la rétro-morphose. Par contre, la Série Verte Supérieure ne renferme pas de tels minéraux.

Il a été possible de mettre en évidence deux schistosités légèrement discordantes. La seconde est caractérisée par une séricitisation et chloritisation de la biotite, elle correspond à une phase de déformation épizonale. La première est à biotite et est certainement hercynienne alors que la seconde peut correspondre à la phase tardi-hercynienne et/ou alpine. Cette transposition de schistosité est également visible sur le terrain.

La dolomite (ou l'ankérite) cicatrice la phase rupturale la plus précoce, probablement tardihercynienne et cela à l'échelle de tout le secteur. La calcite prend le relai avant la fin des mouvements tardi-



hercyniens et se poursuit à l'alpin. La minéralisation uranifère est essentiellement liée à la première génération de calcite et coïncide à la fin des événements cassants les plus précoces. La plupart des indices uranifères ont été par la suite repris par un mouvement cisailant alpin. Cet épisode de fracturation a probablement effectué une dispersion et une remobilisation de la minéralisation.

L'abondance des carbonates associés aux minéralisations suppose une participation importante du  $\text{CO}_2$  dans les fluides rétro-morphiques.

## C - ETUDE GEOCHIMIQUE DU SECTEUR DE LAUZIÈRE

### C.1. LE COMPLEXE GRANITIQUE DE LAUZIÈRE

#### C.1.1. Les éléments majeurs

##### - Introduction

L'étude géochimique du complexe granitique de Lauzière a déjà fait l'objet de travaux antérieurs, notamment la thèse de PONCERRY (1981) et plus récemment une publication commune AUMAITRE et al. (à paraître). Le complexe granitoïde de Lauzière constituerait avec les faciès basiques de la Grande Léchère (au Sud de la faille de Fond de France) et du Jarnal un ensemble appartenant à une lignée subalcaline potassique. La somme des alcalins dépasse les 8% ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) et  $\text{K}_2\text{O}$  est supérieur à 5%. Cet ensemble se dissocie dans la chaîne de Belledonne des autres granites sodiques (Epierre, Colomban, etc...). Toutefois ce complexe ne montre pas une évolution continue mais se caractérise par des discontinuités géochimiques que les auteurs interprètent comme le résultat de mise en place par "pulsations magmatiques". Ces "pulsations magmatiques" auraient une même source mais se produisent à des niveaux structuraux variables.

Le fractionnement des ferromagnésiens est régulier.  $\text{Na}_2\text{O}$  croît dans un premier temps et se stabilise dans le faciès différencié.  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  sont maximaux au niveau du faciès basique sans amphibole (c'est-à-dire le faciès intermédiaire).

Le rapport isotopique initial du Sr (0,7078) pour le faciès leucocrate suggère une contamination crustale d'un magma mantellique, mais l'hypothèse d'un bimagmatisme (mantellique et crustal) n'a pas été exclue.

Dans cette partie du chapitre on a procédé à un traitement des données géochimiques dans des diagrammes chimico-minéralogiques pour essayer d'en tirer des renseignements complémentaires.

Nous traiterons également les gneiss ocellés monzonitiques de la série de la Montagne des Plans, qui jusqu'ici ont été considérés comme des faciès indépendants de la série subalcaline de Lauzière.

##### - Traitements multivariés :

##### . Classification géochimique des faciès

Plusieurs moyens de classification des roches magmatiques existent. Dans la classification de STRECKEISEN le faciès basique du complexe de Lauzière est une monzonite quartzifère et le faciès leucocrate un monzogranite. Dans celle de LACROIX le premier est une monzonite et le second un leucogranite alcalin.

Dans le cadre de cette étude on retiendra celle de LA ROCHE et al. (1980). Cette classification est basée sur une projection plane du tétraèdre de YODER et TILLEY (1962) parallèlement au "plan critique" (plagioclase-clinopyroxène-olivine). Ce "plan critique" devient donc une "droite critique" sur laquelle s'alignent les trois phases minérales, et représente la bissectrice d'un diagramme binaire  $R_1R_2$ . Cette droite critique délimite le champ des basaltes alcalins et celui des basaltes tholéitiques. Ce diagramme est également applicable aux roches plutoniques. Le report des faciès du complexe granitoïde de Lauzière montre une distribution dans les champs des monzonites et syéno-diorites pour les faciès

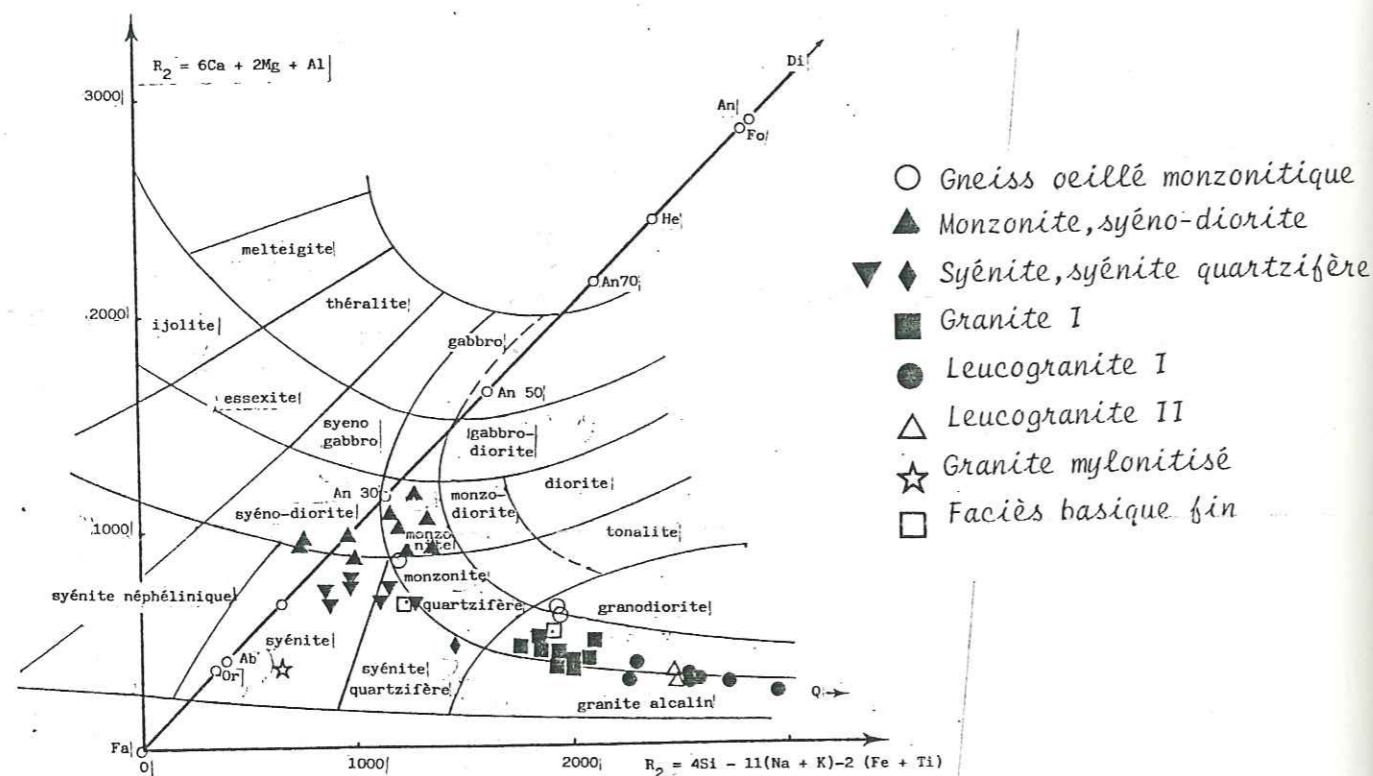


Fig. 144 - Les faciès du complexe granitoïde de Lauzière dans le diagramme de classification des roches ignées LA ROCHE et al. (1980)

les plus basiques. Les faciès intermédiaires se distribuent dans les champs des syénites et syénites quartzifères. Les faciès les plus différenciés sont des granites. Remarquons la présence d'un échantillon à mi-chemin entre les granites et les syénites et syénites quartzifères. Cet échantillon présente des particularités que nous allons exposer plus bas. L'ensemble des points dessine une courbe d'évolution enracinée dans le champ des monzonites et qui évolue vers le champ des granites après avoir intersecté la "droite critique". Cette évolution est conforme à celle observée dans les diagrammes examinés plus bas.

Sur le plan minéralogique la courbe d'évolution correspond dans un premier temps, à une prépondérance de la hornblende sur la biotite et les feldspaths alcalins. Au niveau des faciès intermédiaires l'évolution est inversée. La hornblende est relayée par la biotite et le feldspath

alcalin. La hornblende est un minéral relativement riche en  $SiO_2$  (environ 45% de  $SiO_2$ ). Il appauvrit par conséquent le magma en silice. Cela explique l'éloignement des points dans une direction opposée au quartz. Par contre la formation de la biotite (minéral à environ 38% de  $SiO_2$ ) provoque une situation inverse.

Dans ce diagramme, les échantillons qui se localisent dans le domaine des granites ont des teneurs minimales de 67%  $SiO_2$ . Ces échantillons se regroupent en deux ensembles distincts. Entre ces deux ensembles il existe une différence de composition en  $SiO_2$  de l'ordre de 2% (67 à 72% pour le premier et de 74 à 79% pour le second, cf. tableau en annexe). Sur cette base et sur d'autres critères exposés plus bas on peut subdiviser le faciès granitique de Lauzière en deux faciès géochimiques :

- granite pour le premier
- leucogranite I pour le second.

Deux autres échantillons s'associent à ce dernier ensemble. Sur le terrain (PONCERRY, 1981) ils correspondent, l'un à un faciès granitique filonien et l'autre à un granite fin leucocrate montrant un contact flou avec le faciès principal plus grossier. Cet auteur les considère comme des leucogranites de cicatrisation sans toutefois les distinguer des autres faciès granitiques. Dans cette étude nous les regroupons dans l'ensemble de leucogranite II. La raison de cette distinction sera exposée plus loin.

Les faciès appelés par PONCERRY (1981) "faciès basiques fins" ont, l'un une composition granitique et l'autre celle d'une syénite quartzifère.

Le granite mylonitisé se place dans le champ des syénites, mais ceci est dû à une perte postérieure en  $SiO_2$ .

Les gneiss ocellés monzonitiques les plus acides se localisent dans le domaine des granites. Le moins différencié se retrouve dans le champ des monzonites quartzifères.

. Le diagramme  $Q_3 - B_3 - F_3$  (Fig. 145)

On retrouve les discontinuités entre les différents faciès, comme l'ont noté AUMAITRE et al. (1983) et l'ensemble s'inscrit dans une lignée monzonitique (subalcaline). Cette lignée est caractérisée par un développement tardif du quartz et une contribution importante des feldspaths dans les composants peu différenciés. Ceci explique la pénétration des points dans le triangle, proche du pôle des feldspaths en comparaison avec les autres lignées et un redressement plus marqué des faciès plus différenciés en direction du pôle quartz. Quand on compare le cheminement de l'ensemble de Lauzière dans ce diagramme avec un certain nombre d'autres granites subalcalins hercyniens français (LA ROCHE et al., 1982), on remarque un redressement plus atténué vers le pôle quartz dans le premier (cf. Fig. 145).

Les deux échantillons de faciès basique fin sont éloignés l'un de l'autre. L'un se retrouve encore une fois avec les syénites et syénites quartzifères, l'autre est par contre au niveau de l'ensemble des granites mais en position plus centrale dans le triangle. Il est donc plus biotitique. Ses relations avec la lignée magmatique en tant que telle ne peuvent être discutées sérieusement ici, à cause de sa faible représentativité. Cependant, sa très forte teneur en V et sa position plus proche du domaine des shales permettent d'envisager une origine sédimentaire et peut être une relique de la souche ayant engendré l'un des faciès leucogranitiques.

La syénite quartzifère comme le granite mylonitisé sont attirés par le pôle des feldspaths. Ceci peut être interprété, à priori, soit comme une perte en silice soit comme un gain en alcalins.

Au sein des faciès les plus évolués que l'on a regroupé en granite, leucogranite I, et leucogranite II on remarque deux tendances. La première concerne le granite et le leucogranite II avec un alignement

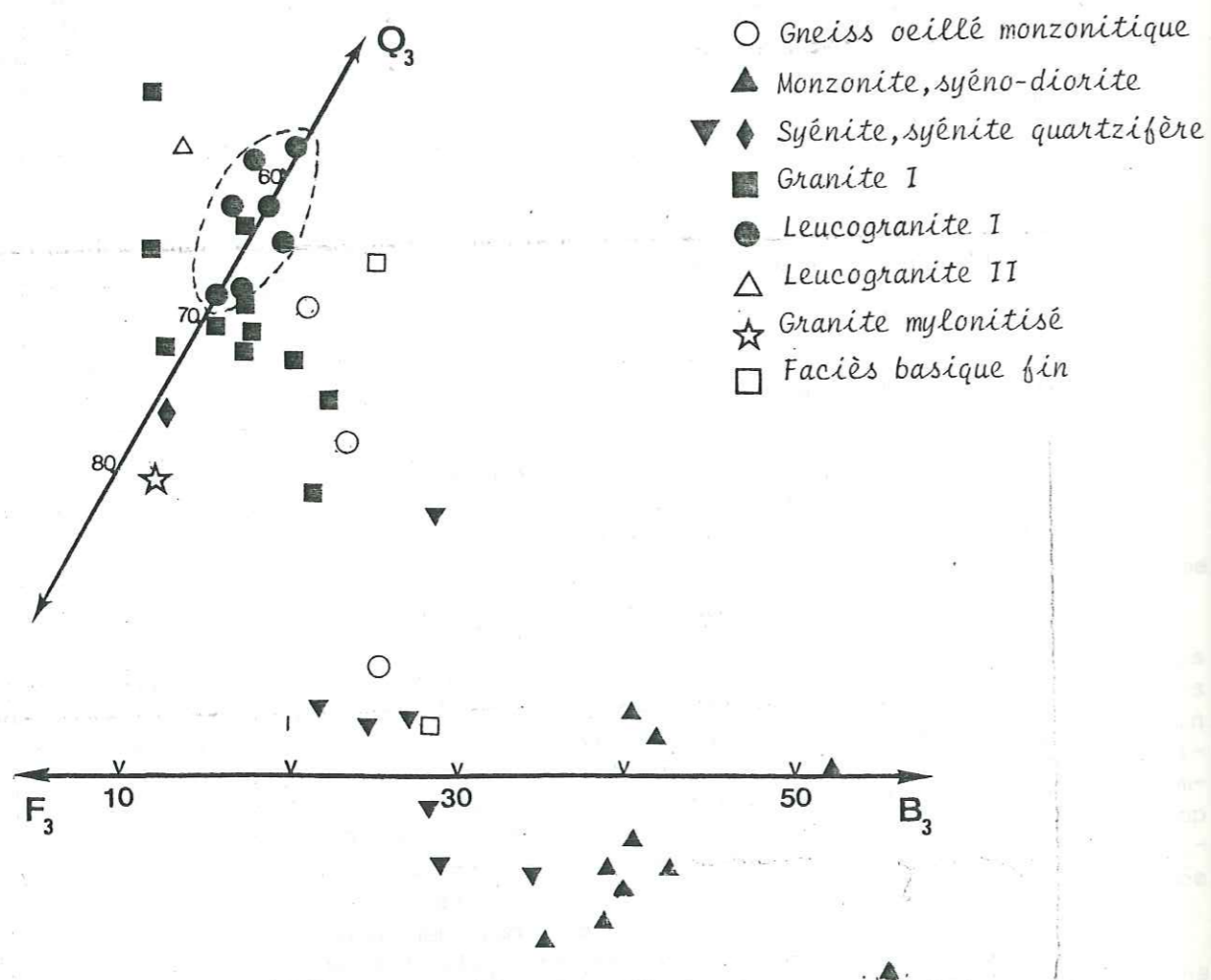


Fig. 145 - Répartition des faciès du complexe granitoïde de La Lauzière dans le diagramme  $Q_3 B_3 F_3$  (LA ROCHE, 1980)

en direction des minéraux alumineux. Les leucogranites II sont les plus avancés vers ce pôle alumineux. La seconde tendance évolue vers un enrichissement en quartz. La première tendance est conforme à une différenciation magmatique ou deutérique (muscovitisation des feldspaths) des granites. La seconde tendance par contre ne semble pas avoir de relation avec l'ensemble dans lequel elle s'enracine. Quand on examine tout d'abord les compositions chimiques des deux faciès (Tableau XXXVb) on remarque une nette et constante diminution de tous les éléments, exceptée la silice, du granite ou leucogranite I.  $SiO_2$ , par contre augmente d'une manière assez importante dans le leucogranite I. Une telle différence chimique ne peut s'expliquer ni par une silicification du granite,

	$SiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	MgO	CaO	$Na_2O$	$K_2O$	$TiO_2$	$P_2O_5$	MnO
Granite	70,15	15,20	2,10	1,09	0,71	3,81	5,64	0,40	0,14	
Leucogranite I	76,02	13,09	1,06	0,40	0,29	3,65	5,03	0,17	0,05	

Tableau XXXV Moyennes de composition des échantillons du granite et ceux du leucogranite I.

ni par une perte d'alcalins qui se produit en général, à alumine constante. Une silicification, c'est-à-dire une augmentation en  $SiO_2$ , se répercuterait sur l'ensemble des autres éléments par une diminution dans les mêmes proportions. Ce qui est loin d'être le cas ici.

Les points du leucogranite I les plus enracinés dans l'ensemble du granite montrent des différences chimiques importantes, avec les points les plus proches.

Tout ceci nous amène par conséquent à dissocier le leucogranite I du granite et d'envisager une autre source indépendante.

L'orientation de l'ensemble des leucogranites I, parallèle à l'axe  $Q_3 - F_3$ , c'est-à-dire, entre le pôle des feldspaths et celui du quartz, traduirait une compétition entre le quartz et les feldspaths. Les micas sont en général peu abondants dans ce faciès et leur influence est par conséquent limitée.

Les gneiss ocellés s'intègrent bien dans la lignée du complexe granitoïde de Lauzière.

. Le diagramme AA - CC - MM (Fig. 146)

L'ensemble des points s'aligne sur un axe un peu plus redressé par rapport à l'axe de la lignée monzonitique établi à partir de données statistiques sur les granites hercyniens subalcalins français (LA ROCHE

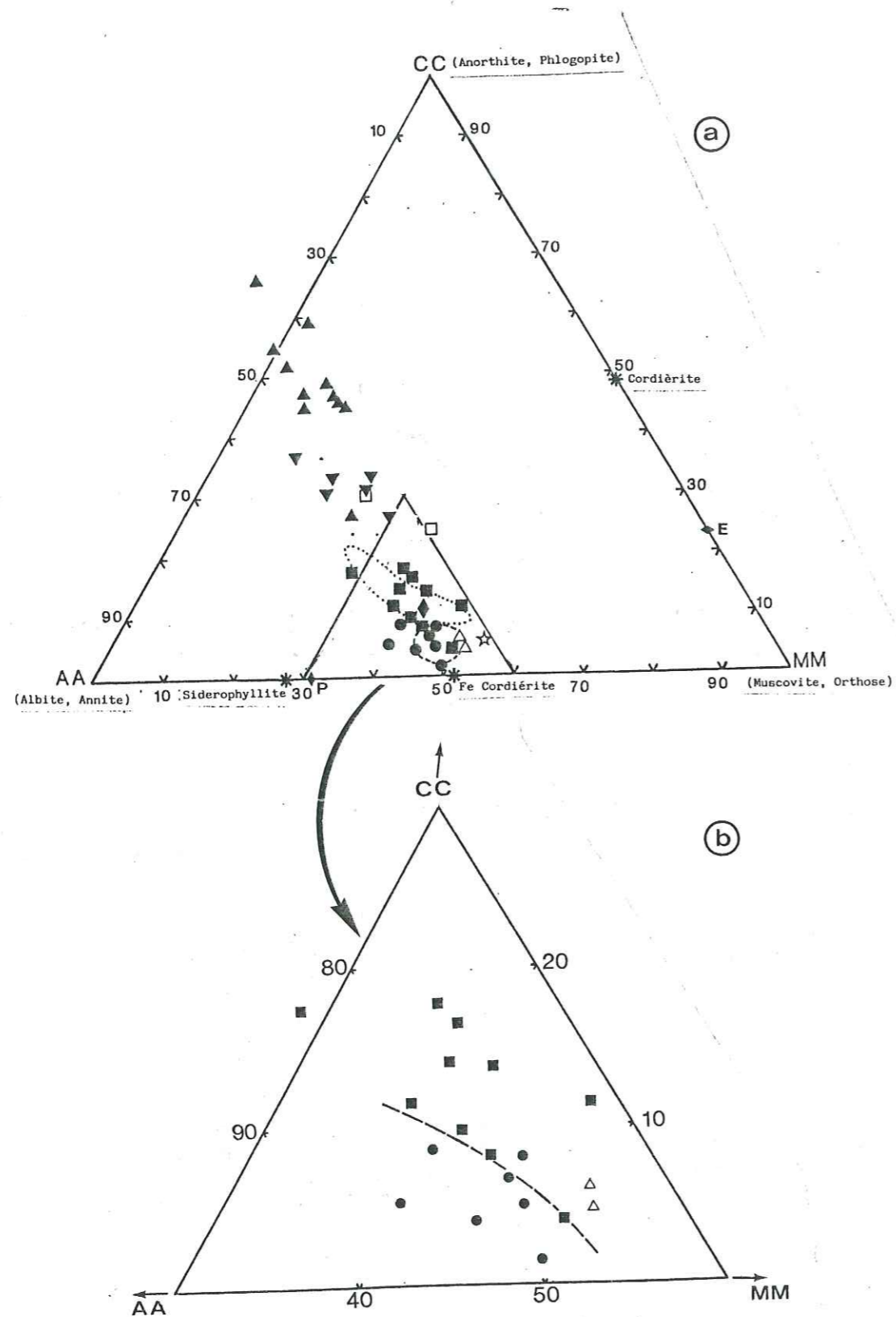


Fig. 146 a : Répartition des faciès du complexe de Lauzière dans le diagramme AA-CC-MM (LA ROCHE et al., 1980)

et al., 1982). Cette déviation vers le pôle anorthite-phlogopite révèle un enrichissement plus important du magma en Ca et Mg, que la plupart des magmas subcalcalins de l'hercynien français.

Les discontinuités entre les différents ensembles apparaissent bien. En ce qui concerne les faciès les plus évolués, l'ensemble des granites et celui des leucogranites I se juxtaposent. Le premier a un caractère plus calco-magnésien alors que le second apparaît à plagioclase plus sodique et à biotite plus alumino-ferrifère. Les leucogranites II ont une position dans l'axe de l'ensemble des granites mais plus proches du pôle muscovite-orthose. Ceci confirme donc le caractère plus muscovitique de ce leucogranite vis-à-vis de l'ensemble des granites et du leucogranite I, comme on l'a vu dans le diagramme précédent.

Le granite mylonitisé est encore plus proche du pôle muscovite-orthose, mais on a vu précédemment qu'il ne montre pas un enrichissement significatif en muscovite. Son déplacement vers ce pôle MM dans ce diagramme est donc dû au feldspath K (adulaire).

La syénite quartzifère se retrouve dans l'ensemble des granites. Les deux échantillons de faciès basique fin se mettent l'un dans l'ensemble des syénites et syénites quartzifères, l'autre apparaît plus marginal vis-à-vis de l'ensemble des points. Il tend encore une fois vers le domaine des shales.

. Le diagramme SS - AC - MM (Fig. 147)

L'ensemble des points des monzonites aux granites se répartit sur un axe passant entre le point plagioclase et le point feldspath K et en-dessous de l'axe de la lignée subcalcaline défini pour les granites

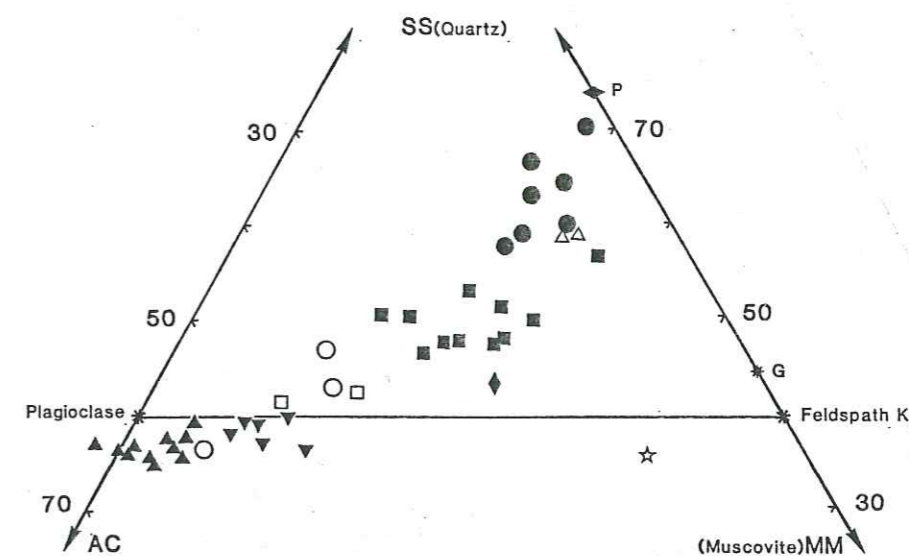


Fig. 147 - Les faciès du complexe de Lauzière dans le diagramme SS-AC-MM (LA ROCHE et al., 1980)

subcalcalins hercyniens français. Ceci est une confirmation de ce qui a été remarqué dans le diagramme  $Q_3-B_3-F_3$ , c'est-à-dire une pauvreté en silice du magma subcalcalin de Lauzière par rapport à la lignée type subcalcaline.

Les caractères d'une lignée subcalcaline se traduit dans ce diagramme par l'entrée des points dans le triangle en-dessous du point plagioclase, c'est-à-dire, avec une faible participation du quartz en début de différenciation. Le redressement vers le pôle quartz devient important avec les faciès plus évolués.

On voit encore une fois les regroupements des points des faciès granitoïdes en plusieurs ensembles.

L'ensemble des leucogranites I montre une tendance très redressée vers le pôle quartz, montrant ainsi l'enrichissement important en quartz. Par contre les leucogranites II se mettent à l'extrémité silicoalcaline de l'ensemble des granites. La syénite quartzifère et le granite mylonitisé s'écarte de l'ensemble dans la direction opposée du quartz. Ces deux échantillons se distinguent de l'ensemble des granites, le premier par sa sous-saturation en quartz alors que le deuxième est en même temps enrichi en feldspath K.

Les gneiss ocellés, par contre, s'inscrivent bien dans l'axe de différenciation du complexe granitoïde de Lauzière.

Le diagramme AB : (Fig. 148)

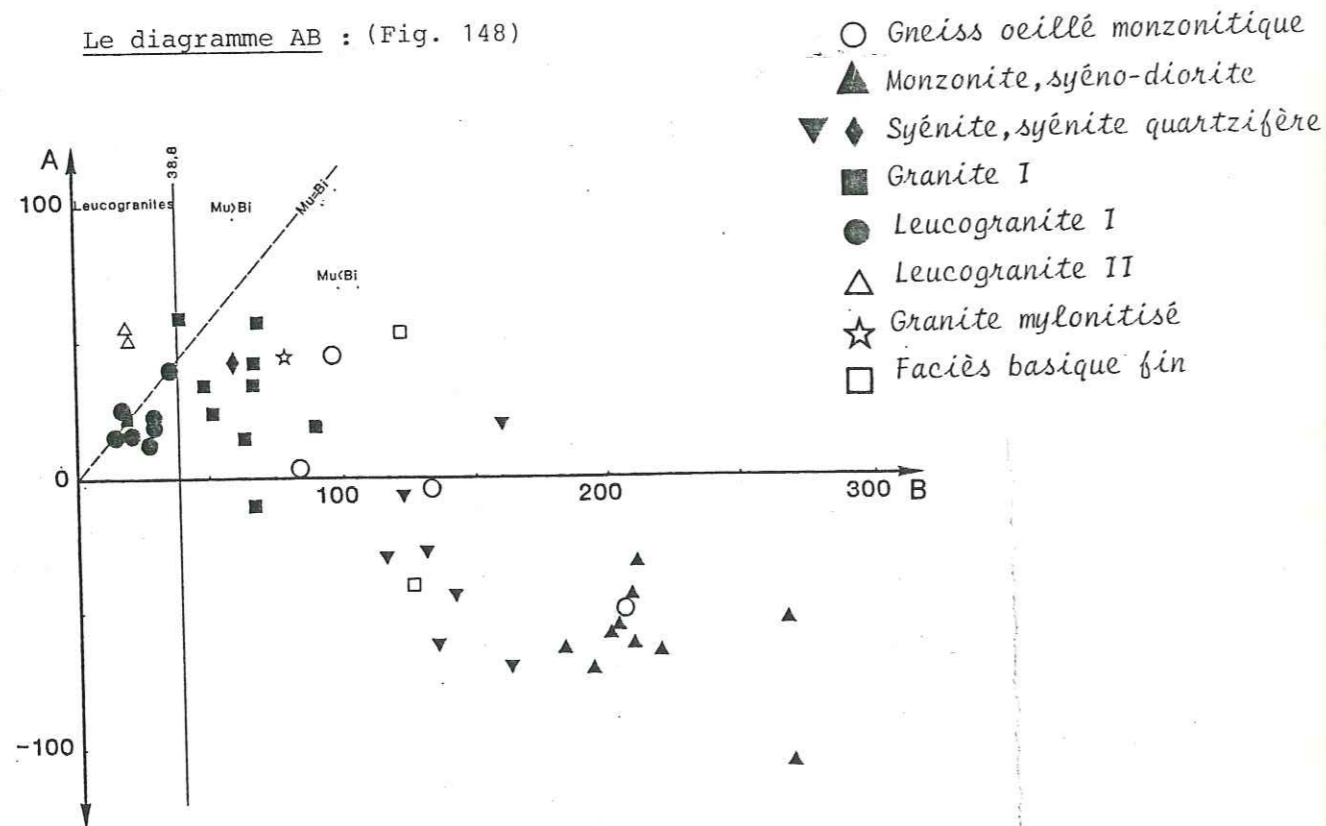


Fig. 148 - Les faciès du complexe de Lauzière dans le diagramme AB de DEBON et LEFORT (1983)

La lignée subcalcaline de Lauzière s'identifie avec le magmatisme aluminocalcique selon DEBON et LEFORT (1983). En effet, les faciès peu évolués s'enracinent dans le domaine méta-alumineux et pénètrent dans le domaine peralumineux avec l'évolution. L'axe à abscisse = 0 coïncide avec la limite entre l'ensemble des granites et celui des syénites et syénites quartzifères.

Cette lignée subcalcaline définit un axe d'évolution qui aboutit en fin de course aux leucogranites II, dans le domaine où la muscovite domine sur la biotite. Les leucogranites I constituent un ensemble séparé dans le domaine des leucogranites et plus proche de l'origine du diagramme. Cette discordance reflète encore une fois l'absence de lien génétique entre les leucogranites I et la lignée subcalcaline de Lauzière. Les leucogranites I se retrouvent pour la plupart dans le domaine où la biotite domine sur la muscovite. Quelques points se rangent cependant sur la droite  $Mu = Bi$ . Ceci montre que la biotite est souvent prédominante sur la muscovite ce qui est conforme à l'observation pétrographique. En ce qui concerne les leucogranites II, la prédominance de la muscovite sur la biotite n'a pas été confirmée par une observation pétrographique, mais il semble en tout cas que les leucogranites II sont plus muscovitiques que les leucogranites I.

#### C.1.2. Les éléments en trace :

##### - Les diagrammes Sr-Ca et Rb-Sr

Les teneurs en Sr extrêmement élevées sont typiques des granites subcalcalins.

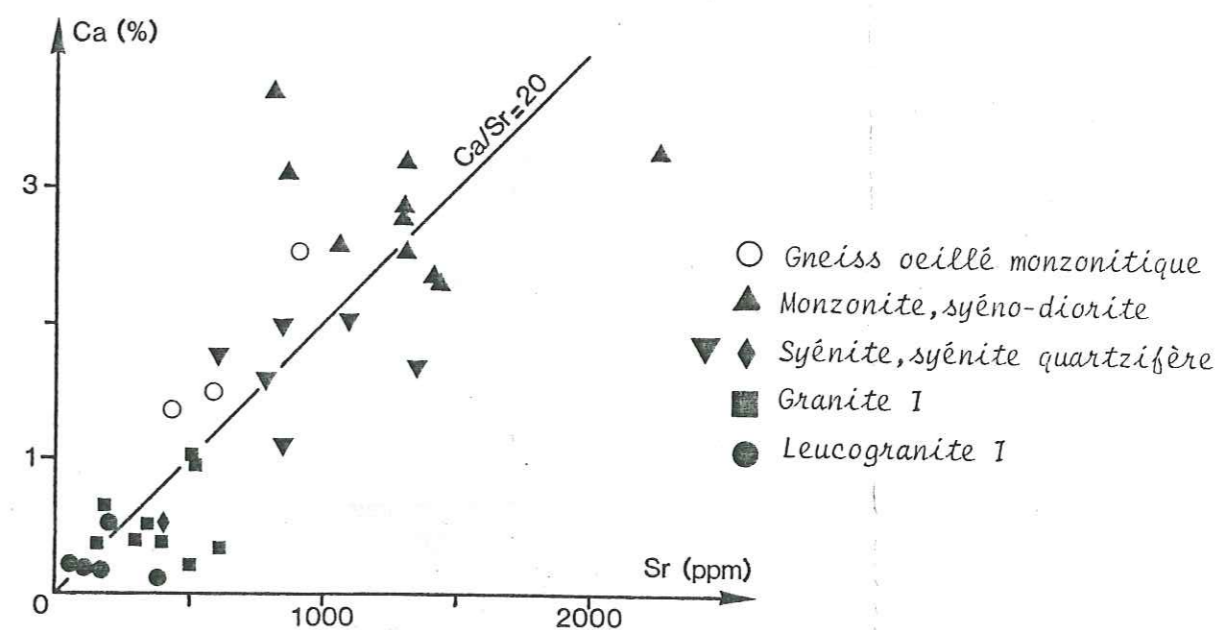


Fig. 149 - Relations entre Ca et Sr dans les faciès du complexe de Lauzière

Dans ces deux diagrammes l'ensemble des points s'aligne suivant une corrélation positive dans le premier cas et suivant une droite parallèle à l'axe Sr dans le deuxième. Ils montrent bien, comme l'a noté PONCER-RY (1981), une origine commune pour la lignée subalcaline de Lauzière. Cependant, le faciès leucogranite I, individualisé dans le cadre de cette étude ne marque pas une tendance propre. On peut seulement noter, dans le diagramme Rb-Sr, un léger enrichissement en Rb des leucogranites I par rapport aux granites.

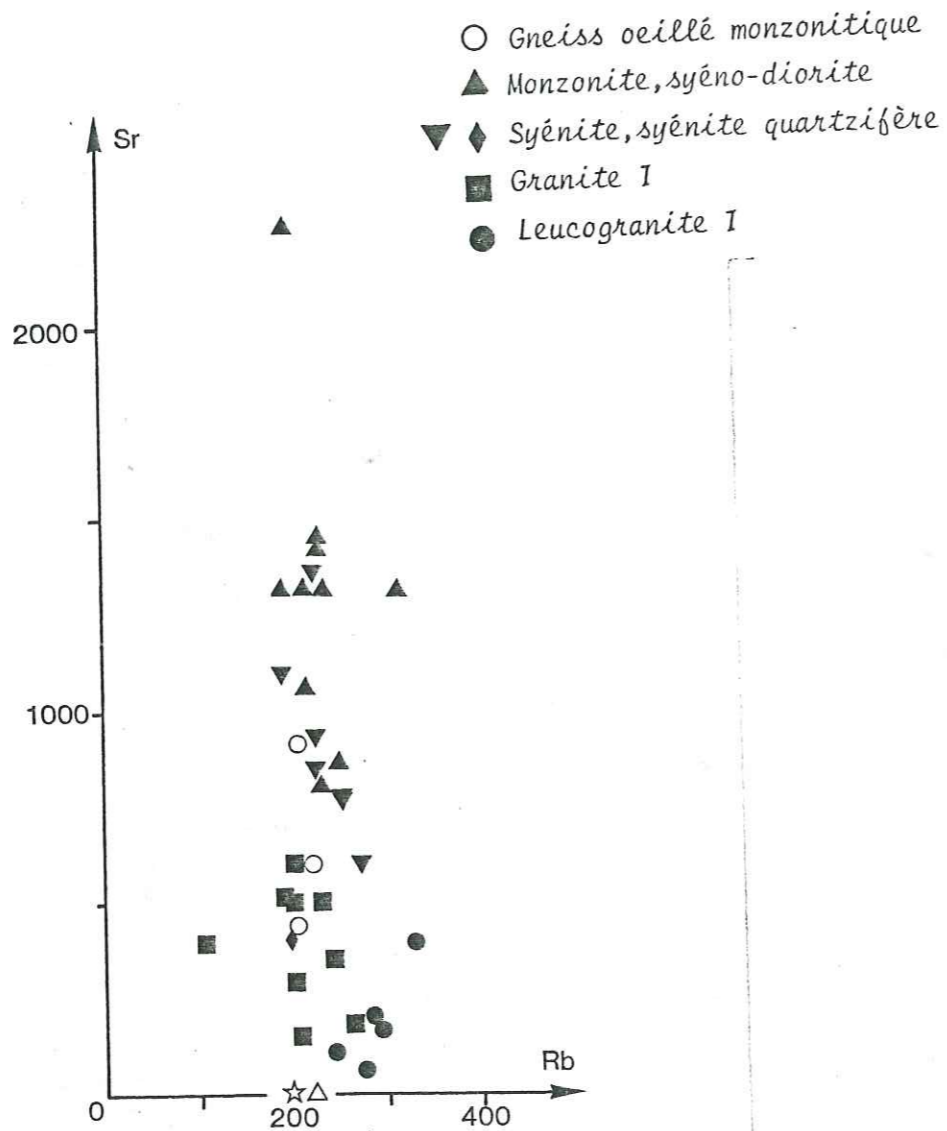


Fig. 150 - Relations entre Rb et Sr dans les faciès du complexe de Lauzière

Les gneiss ocellés ne montrent aucune tendance divergente par rapport à l'ensemble des faciès du complexe granitoïde de Lauzière.

- Le diagramme K-Rb :

L'ensemble des points se rapportant aux différents faciès de la lignée subalcaline de Lauzière s'inscrit dans un domaine compris entre  $K/Rb = 300$  et  $K/Rb = 150$ , c'est le domaine de la "tendance principale" de SHAW (1968). Les points de l'ensemble leucogranite I se trouvent à la limite de la "tendance principale" et de la "tendance pegmato-hydrothermale" et définissent un axe d'évolution parallèle à l'axe Rb. Ils se distinguent donc de l'ensemble subalcalin de Lauzière.

Les points des gneiss ocellés montrent un léger déficit en K par rapport à l'ensemble des faciès du complexe de Lauzière. Ce déficit est le seul fait distinctif.

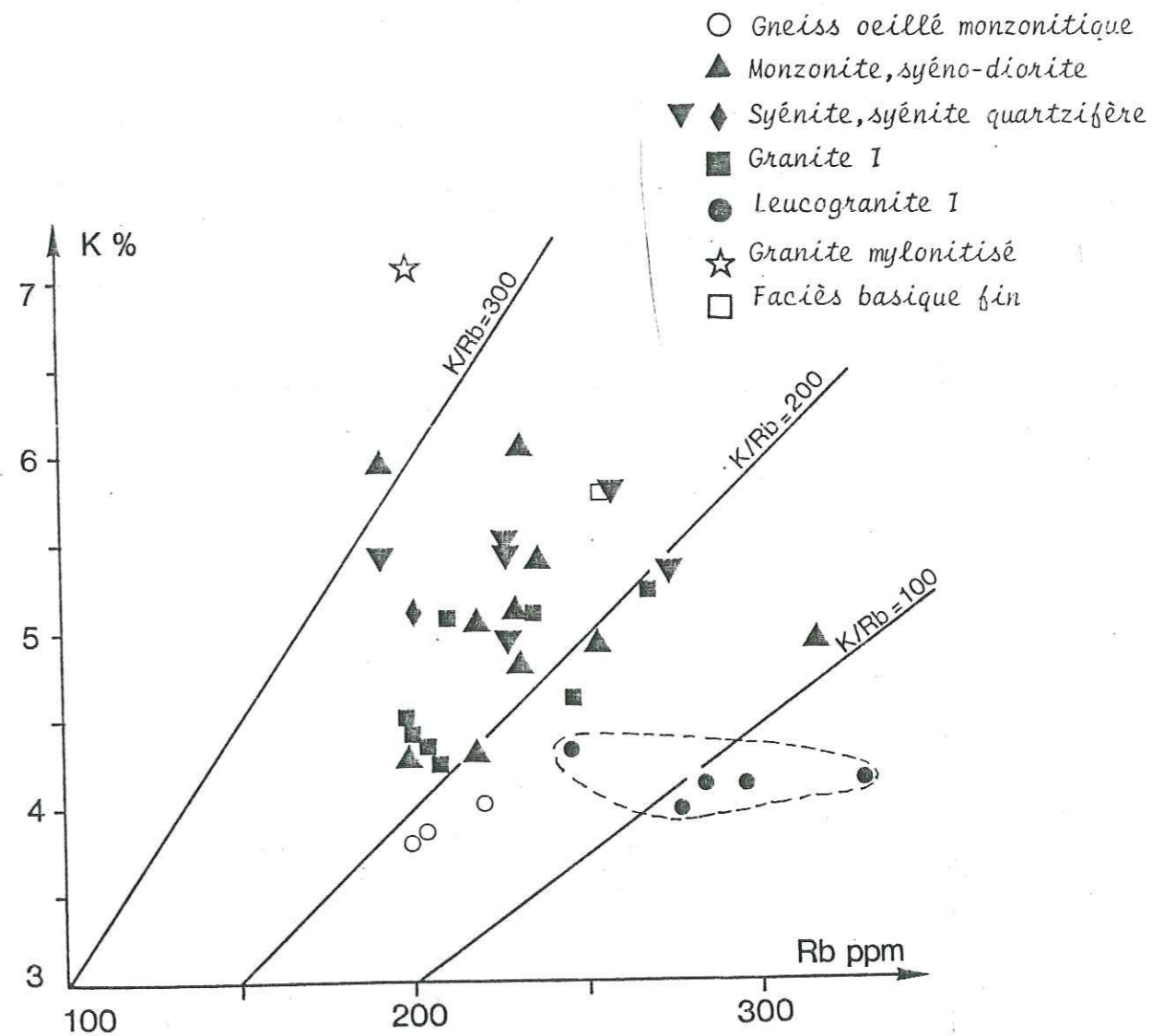


Fig. 151 - Relations entre K et Rb dans les faciès du complexe de Lauzière

Conclusion

Cette étude a donc permis de préciser la géochimie et la cartographie des différents ensembles du complexe granitique de Lauzière (cf. carte Fig. 152), et d'impliquer au moins deux magmas indépendants dans la genèse. Le magma subalcalin a engendré une lignée allant d'une monzonite à un leucogranite. Cette lignée s'est constituée par étape ou par "pulsation magmatique" si l'on utilise les termes de AUMAITRE et al. (1983). Elle se caractérise par un déficit en silice et une richesse en Ca et Mg, comparativement aux lignées subalcalines de l'hercynien français. Ces caractères chimiques peuvent avoir une signification génétique. En effet, l'abondance des éléments tels que Ca et Mg et la pauvreté en Si caractérisent les matériaux mantelliques. Il est donc probable que le magma subalcalin de Lauzière ait été engendré à partir d'un matériau où la participation crustale est faible, et par conséquent de profondeur élevée.

Les gneiss ocellés font partie intégrante de la lignée subalcaline de Lauzière. Les trois échantillons étudiés ici, correspondent pour deux d'entre eux au faciès granitique et le troisième à l'ensemble des syénites et syénites quartzifères. Ils s'en distinguent par leur structure acquise au cours de déformations postérieures et un déficit en K dû probablement à une altération, telle que la chloritisation des biotites, plus accentuée que dans les autres échantillons.

Sur le terrain les faciès se répartissent de manière cohérente (Fig. 152). Les faciès les moins différenciés se distribuent à chaque extrémité du massif. Le faciès granitique, proprement dit, occupe la partie Nord essentiellement, alors que le leucogranite I se cantonne plus au Sud, près de la faille de Fond de France. Il ne franchit pas cet accident. Le leucogranite II se trouve associé aux faciès granitiques et monzo-syéni-

- Gneiss ocellé monzonitique
- ▲ Monzonite, syéno-diorite
- ▼ ◆ Syénite, syénite quartzifère
- Granite I
- Leucogranite I
- △ Leucogranite II
- ☆ Granite mylonitisé
- Faciès basique fin

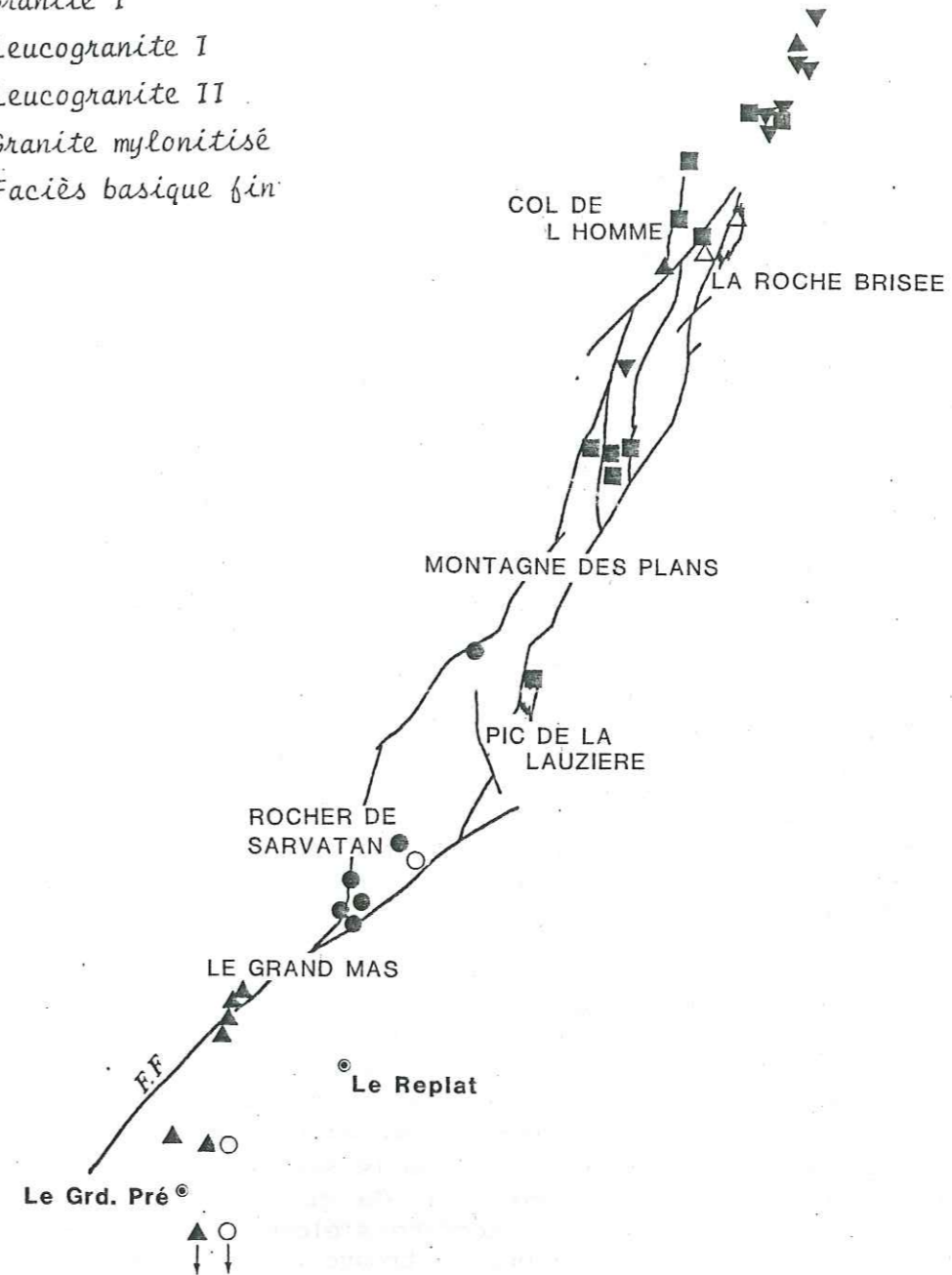


Fig. 152 - Répartition géographique des différents faciès du complexe granitoïde de Lauzière

## C.2. LES FORMATIONS METAMORPHIQUES DU SECTEUR DE LAUZIÈRE

### C.2.1. Les éléments majeurs

#### - Introduction

Les mêmes diagrammes géochimiques que dans la première partie de ce travail ont été utilisés pour l'étude des formations métamorphiques de Lauzière. La représentation des faciès sera symbolisée en fonction de leur nature pétrographique plutôt que de leur appartenance à telle ou telle formation ("Série Verte Supérieure", série de la Montagne des Plans ou série verte moyenne).

#### - Le diagramme Al/3-K ; Al/3-Na (Fig. 153)

Les différents faciès se répartissent dans ce diagramme en plusieurs ensembles, essentiellement dans le domaine sodique. Dans le secteur des roches ignées s'individualisent quatre groupements qui paraissent indépendants les uns vis-à-vis des autres. Les deux ensembles les plus sodiques se localisent dans le domaine des roches spilitiques. Pétrographiquement l'ensemble le plus albitique correspond aux schistes quartzeux à phénoblastes plagioclasiques. L'autre ensemble est décrit en tant que schiste vert plus ou moins amphibolique (§ B.2 du chapitre). Ils s'alignent entre le pôle albite et le domaine des basaltes et constituent d'anciennes roches volcaniques ou tuffacées de caractère spilitique-kératophyre. Les lacunes qui existent entre les deux groupements sont probablement dues à un échantillonnage incomplet. La plupart des échantillons appartiennent à la Série Verte supérieure. Quelques uns proviennent de sondages réalisés dans la Série Verte moyenne (ou Série de la Montagne des Plans) aux environs de La Tour. Un échantillon présentant une texture proche de ces métavolcanites (ou métatuffs) avec toutefois une proportion en quartz nettement plus importante, se localise plus proche de l'origine des axes. Ceci est le résultat d'une silicification comme nous le verrons apparaître dans les diagrammes suivants. Sa teneur en  $\text{SiO}_2$  est de 77,58%.

Dans le même secteur des roches ignées, mais plus proche de l'axe des abscisses, un autre ensemble représente les anatéxites et des gneiss ocellés ou ocellaires. Ils proviennent essentiellement du complexe gneisso-migmatitique de Saint-Colomban. Ils sont nettement plus sodiques ( $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ ) que l'ensemble des gneiss ocellés monzonitiques de la Série Verte moyenne ( $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ ) dans lesquels sont encaissés un certain nombre d'indices uranifères, comme celui de la galerie des Epellées. Un échantillon de gneiss granitoïde leucocrate s'éloigne vers le pôle potassique. Un ensemble de deux échantillons se trouve près du domaine des anatéxites et gneiss de Saint-Colomban. Ce sont des gneiss migmatisés dont l'équivalent non migmatitique du même affleurement appartient à l'ensemble des grauwackes localisées à droite de l'axe des ordonnées, c'est-à-dire dans le domaine limite entre le sédimentaire et l'ignée (flèche 1). Ils proviennent de la route forestière de Montoutin et appartiennent à la série du Bois des Ravères. L'ensemble des méta-grauwackes est constitué de schistes et de gneiss dont la phase phylliteuse dominante est la sérinite. Les points s'alignent suivant un axe grossièrement vertical, en direction de l'origine.

La migmatisation de certains faciès représentée par l'ensemble des gneiss migmatisés que nous venons de voir, se caractérise par une dérive importante vers le domaine de roches ignées, en direction du pôle albite (flèche 1) et semble rejoindre les faciès du complexe gneisso-migmatitique de Saint-Colomban. La migmatisation enrichit, par conséquent, le leucosome en soude, comme on peut d'ailleurs le constater d'après les analyses chimiques (échantillons BEL 82-42a, b, annexe ). Rappelons que selon GASQUET (1979) les granitoïdes du complexe de Saint-Colomban proviendraient, par des processus anatectiques des gneiss de Saint-Rémy (équivalent méridional de la Série de la Montagne des Plans).

Un échantillon isolé se localise entre les grauwackes et les gneiss ocellés monzonitiques. Pétrographiquement il ne peut se rattacher ni aux uns ni aux autres. C'est le schiste à biotite-chlorite-calcite (cf. pétrographie). Chimiquement il se singularise également par rapport aux autres plus homogènes.

Notons que c'est dans ce faciès qu'il a été observé la déstabilisation de la monazite en allanite et apatite.

Le dernier ensemble qui se localise également dans le secteur des roches ignées est celui des amphibolites et du gneiss amphibolique. Il s'étend depuis le domaine des basaltes jusqu'à celui des grauwackes. Les échantillons appartiennent aussi bien à la Série Verte Supérieure qu'à la Série Verte Moyenne. Le rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \approx 1,75$ . Les composants sodiques sont dominants sur les composants potassiques.

Dans le domaine franchement sédimentaire on distingue deux groupements ayant deux tendances évolutives différentes. Le premier ensemble constitué des schistes de la Série de la Montagne des Plans évolue depuis le domaine des shales vers le domaine des shales de confinement ou "alum shales". Chimiquement cette évolution se suit par une augmentation en  $\text{SiO}_2$  et une diminution en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$  (comparer analyses n° GDE1 et GDE5 avec analyse n° GDE 3 en annexe). La tendance de confinement matérialisée par la flèche 2 (Fig. 153) va donc de pair avec une augmentation de la charge siliceuse, une prépondérance de l'illite sur la chlorite, une décalcification du milieu et une augmentation de la matière carbonée.

Le second ensemble (schistes de la Série Verte supérieure) montre une évolution en direction opposée. Elle se fait du domaine des shales vers le pôle "montmorillonite" (flèche 3). Pétrographiquement, cela correspond au passage de métashales à des schistes à grenat et grenatite. Chimiquement, cette évolution se traduit par une augmentation du  $\text{CaO}$  et du  $\text{MnO}$ , une constance en  $\text{FeO}$  et une diminution des autres éléments.

La montmorillonite devient donc prédominante sur les autres phases phylliteuses et en même temps que la roche s'enrichit en manganèse. Notons que la montmorillonite est le principal minéral d'altération des roches éruptives, surtout basiques. L'augmentation brusque et importante de Mn impliquerait donc que cet élément est d'origine volcanique. Cette hypothèse est solidement soutenue par l'interstratification des niveaux de métavolcanites acides mais aussi basiques.



- ▽ Schiste quartzeux ± graphiteux à phénoclastes plagioclasiques (SVS)
- △ Schiste vert amphibolique (SVS)
- ▼ Schiste quartzeux silicifié (SVS)
- Amphibolite et greiss amphibolique (SMP)
- ☆ Shiste et schiste grenatifère - graphiteux (SVS)
- ▲ Schiste à biotite-chlorite-séricite et gneiss à séricite (SMP)
- Gneiss migmatitique albitisé (SBR)
- Anataxite et gneiss ocellés ou ocellaires (C.St Col)
- ◆ Gneiss ocellé (μόονοειδίδη) (orthogneiss)
- ◇ Gneiss granitoïde
- \* Schiste biotitique et calcitique (SMP)
- ★ Shiste et schiste graphiteux (SMP)

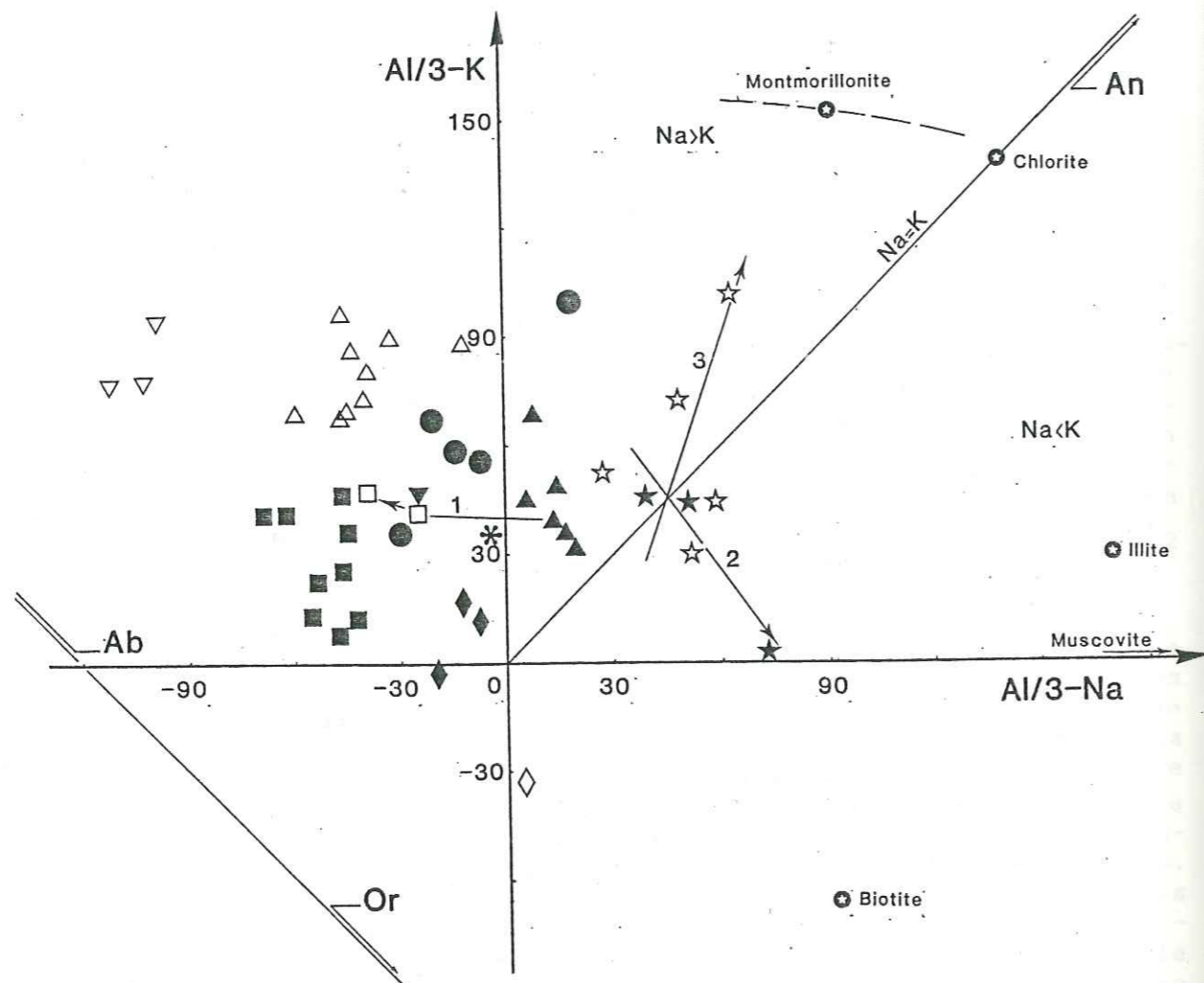


Fig. 153 - Les séries métamorphiques du secteur de Lauzière dans le diagramme  $Al/3 - K / Al/3 - Na$ .

- Le diagramme  $Na/Al, K/Al$  (Fig. 154)

La plupart des points sont encore une fois répartis dans le domaine sodique. Les ensembles qui se localisent dans le domaine des spilites du diagramme précédent se retrouvent répartis le long de l'axe des ordonnées, c'est-à-dire, entre l'origine et le pôle "albite". Les plus albitiques ont un rapport  $(Na + K)/Al = 0,75$ . Ce rapport indique que les phases feldspathiques sont les plus représentées. Elles se composent essentiellement d'albite. L'alignement de ces deux ensembles le long de l'axe des ordonnées indique une variation des proportions entre l'albite et les phases phylliteuses, sans participation du feldspath K. Ceci est confirmé par l'observation pétrographique.

Les ensembles des roches plus granitiques s'alignent sur la droite  $(Na + K)/Al = 0,75$  dont un pénètre dans le domaine potassique. Cette dérive est due à une proportion du feldspath K de plus en plus importante. L'ensemble qui représente les faciès du complexe gneisso-migmatitique de Saint-Colomban est plus albitique que les gneiss ocellés monzonitiques et le gneiss granitoïde de la Série de la Montagne des Plans.

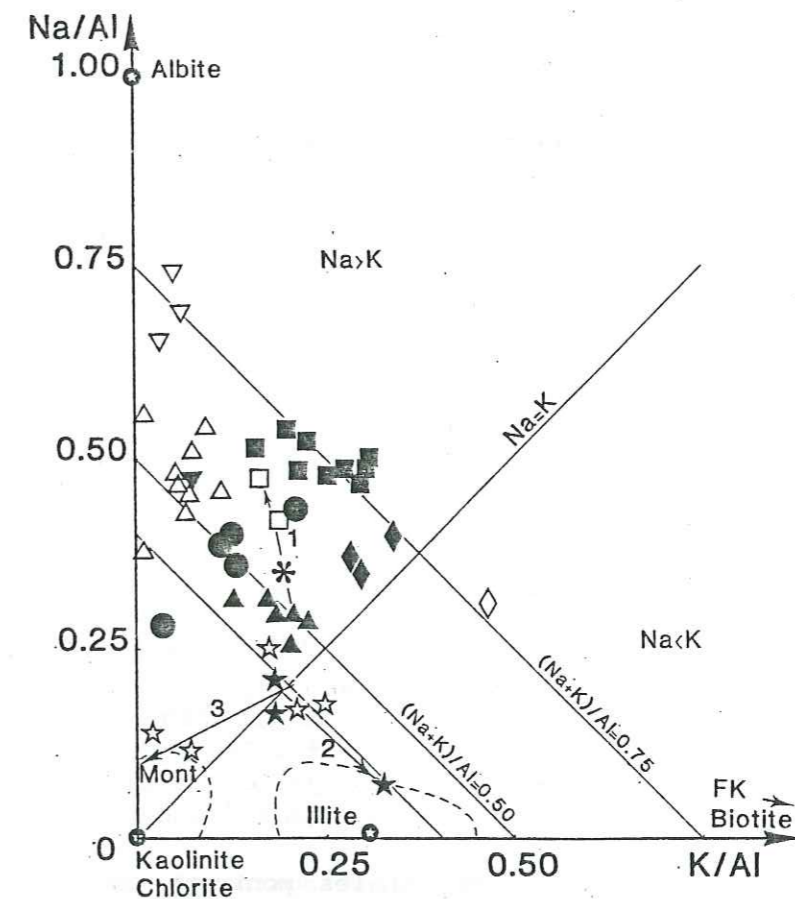


Fig. 154 - Les séries métamorphiques du secteur de Lauzière dans le diagramme  $Na/Al/K/Al$ .

L'ensemble des amphibolites et des gneiss amphiboliques s'alignent parallèlement à la droite  $Na = K$ , dans le domaine sodique. Le rapport  $(Na + K)/Al$  est donc très variable, de 0,25 à 0,60. Il reflète la variation de proportions entre les phases feldspathiques et l'amphibole  $\pm$  chlorite.

Les deux ensembles de shales montrent chacun une évolution différente, encore une fois. Le premier évolue résolument vers le pôle "illite", avec un rapport constant de  $(Na + K)/Al = 0,40$ . Cette dérive est due à une contribution de plus en plus importante de la phase argileuse, et principalement illitique.

L'autre ensemble a le même point de départ mais son évolution se fait vers l'origine du diagramme, c'est-à-dire, en l'occurrence vers la montmorillonite. Le rapport  $(Na + K)/Al$  décroît sensiblement (de 0,40 à 0,15). La variation de l'alumine n'étant pas significative, cette décroissance résulte d'une perte des alcalins.

- Le diagramme  $Si/3 - (Na + K), Al - Na + K$  (Fig. 155)

L'ensemble des métavolcanites acides (schistes quartzeux plus ou moins quartzeux à phénoclastes plagioclasiques) sont plus feldspathiques que les schistes verts plus ou moins amphiboliques. Ces derniers montrent une variation importante en quartz et adoptent une position plus avancée vers les pôles argileux.

Le faciès silicifié est le plus quartzeux de l'ensemble des échantillons représentés. Les faciès grauwaqueux s'inscrivent bien dans le champ des grauwaques, défini statistiquement. Ils montrent également une certaine variation en quartz et une contribution des phyllites. L'alignement en direction de l'origine du premier diagramme est donc dû aux proportions en quartz. Les grauwaques migmatisées sont plus feldspathiques et ceci est dû, nous l'avons vu précédemment, à un enrichissement en albite.

Les amphibolites et les gneiss amphiboliques s'alignent suivant un axe subhorizontal, éloignés du pôle "quartz". La variation de ce minéral est donc très faible d'un échantillon à l'autre, et des amphibolites au gneiss amphibolique l'amphibole diminue au profit des feldspaths.

L'ensemble des anatéxites et des gneiss ocellés ou ocellaires montre un étalement important entre le pôle "quartz" et celui des feldspaths et biotite. Les teneurs en  $SiO_2$  varient de 75% pour l'échantillon le plus proche du pôle "quartz" à 60% pour l'échantillon le plus éloigné. Les gneiss ocellés monzonitiques de la série de la Montagne des Plans sont relativement appauvris en quartz. Le gneiss granitoïde est par contre plus siliceux. Le schiste biotitique et calcitique, s'associe à l'ensemble des amphibolites et gneiss amphibolique.

Les ensembles des shales montrent encore une fois deux évolutions différentes. L'une dérive vers le pôle quartz, l'autre vers le pôle montmorillonite. Précédemment, nous avons vu pour le premier cas, dans le diagramme  $Al/3 - K, Al/3 - Na$  une progression entre le pôle quartz et le pôle illite et dans le diagramme  $Na/Al, K/Al$  (diagramme qui fait abs-

traction du quartz), une progression résolument vers le pôle illite. Le diagramme ci-dessus par contre, a pour vocation de classer les roches par rapport au quartz, et on observe une dérive vers ce pôle. Cela s'explique par un apport de quartz beaucoup plus important que celui de l'il-

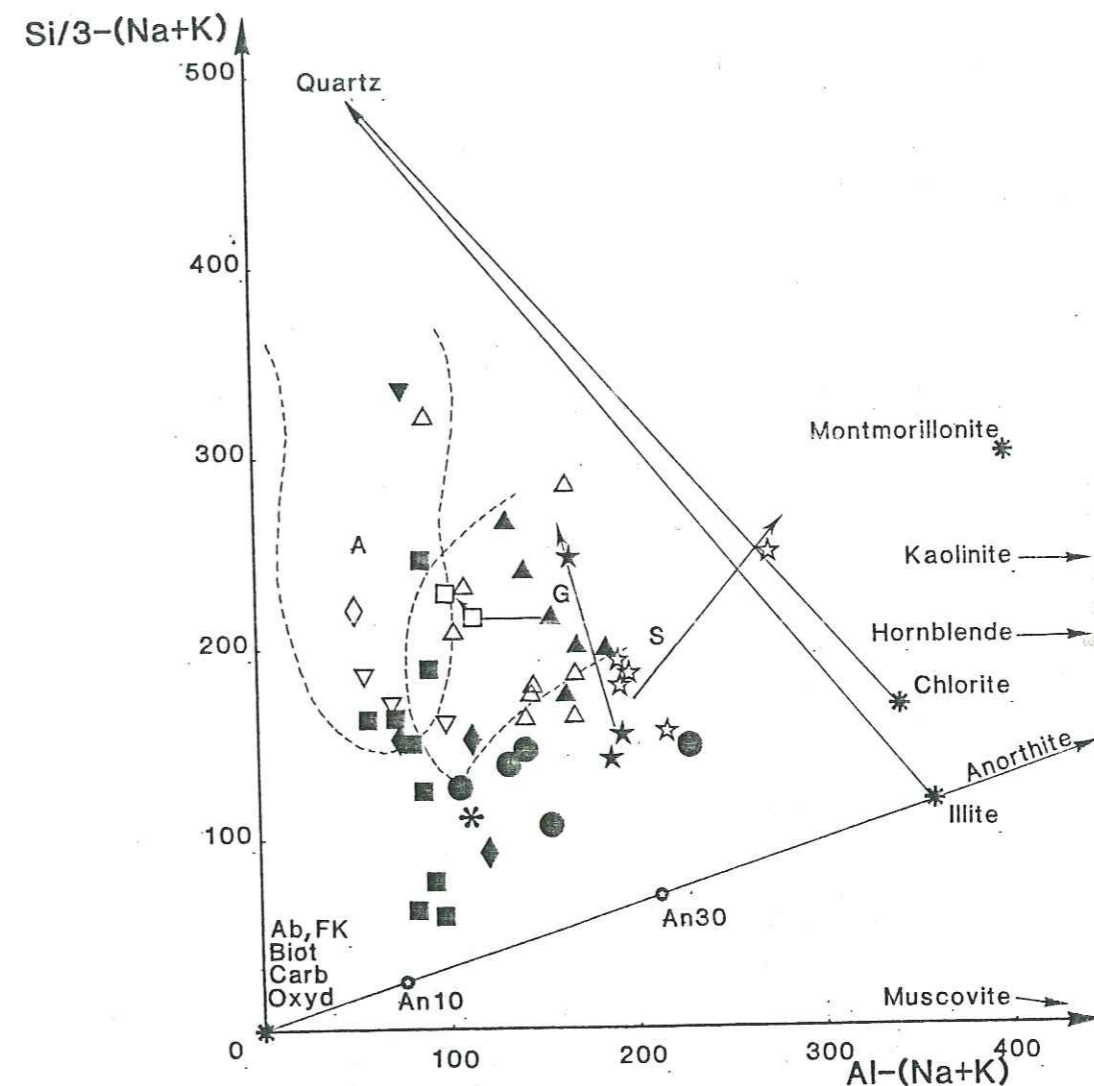


Fig. 155 - Les séries métamorphiques de Lauzière dans le diagramme  $Si/3 - (Na + K)/Al - (Na + K)$

lite. L'observation pétrographique permet de reconnaître ces deux minéraux comme les constituants majeurs de la roche, avec un peu de tourmaline et des sulfures de fer. Les proportions relatives n'ont pas été estimées, mais a priori, il semble que les comportements observés dans les différents diagrammes peuvent être interprétés comme ci-dessus.

En ce qui concerne le deuxième ensemble qui comporte les faciès riches en Mn on assiste à une confirmation des tendances affichées dans les diagrammes précédents. En effet, les faciès manganésifères tendent vers le pôle montmorillonite.

- Le diagramme  $K/(Al-Na)$ ,  $(Fe+Mg)/(Al-Na)$  (Fig. 156)

Les ensembles des métavolcanites sont les plus éloignés du pôle FK par opposition aux anatéxites et les gneiss ocellés ou ocellaires. Ces positions respectives permettent d'apprécier les proportions relatives des différentes phases feldspathiques, comme on a pu le faire avec certains diagrammes précédents.

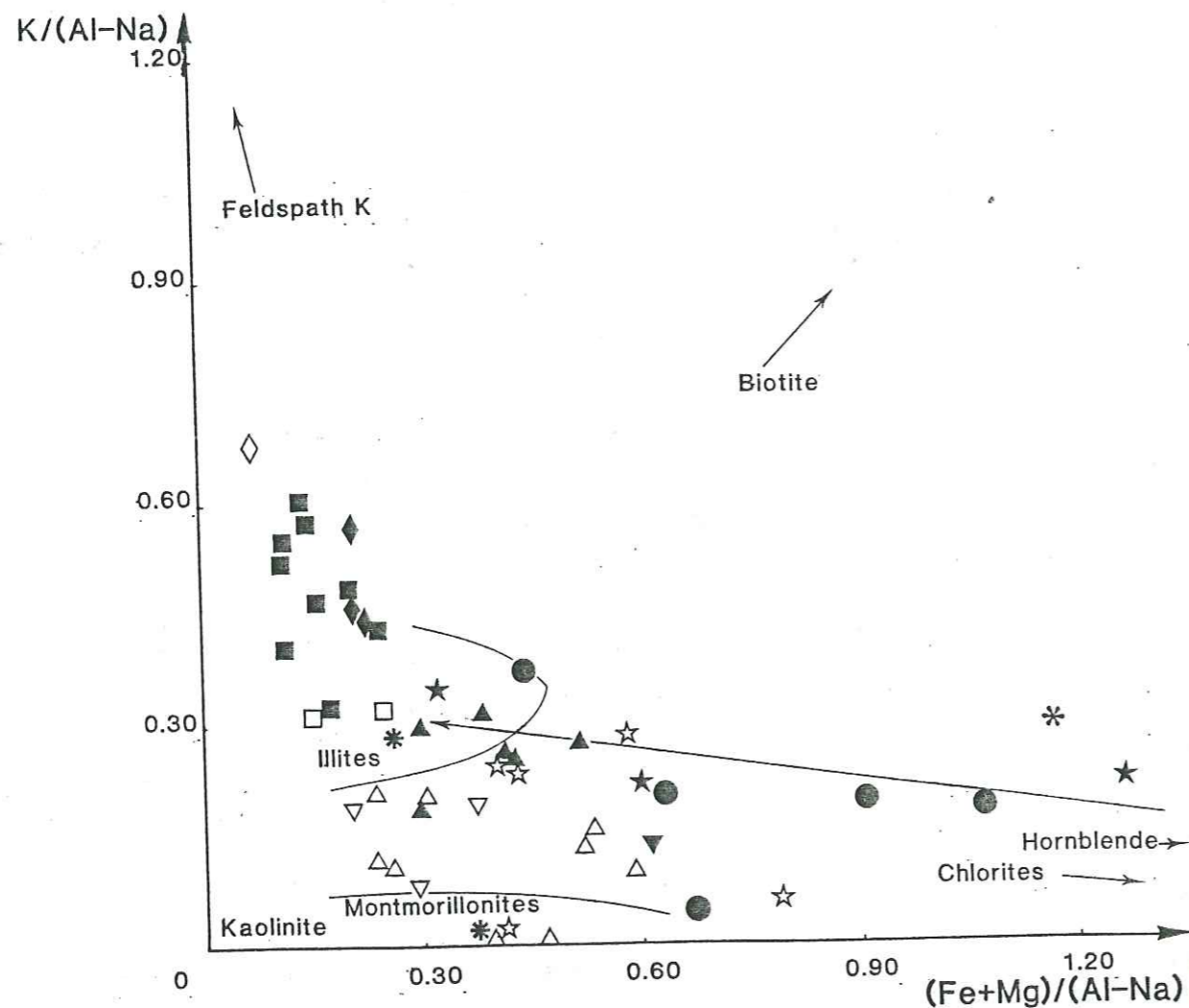


Fig. 156 - Répartition des faciès des séries métamorphiques de Lauzière dans le diagramme  $K/(Al-Na)/(Fe+Mg)/(Al-Na)$ .

Les métagrauwackes sont plus proches du domaine des illites que celui des chlorites. La contribution de celles-ci a donc été faible lors de la genèse de la roche. Le point le plus éloigné du pôle "illite" (ou

le plus proche du pôle "chlorite") est le plus quartzeux. Il y aurait donc une corrélation entre l'abondance du quartz et celle de la chlorite. Notons que l'augmentation du quartz dans une grauwacke aboutit à un grès et par la même occasion reflète un milieu d'énergie plus faible. Dans l'échantillonnage relatif à cette étude il n'a pas été mis en évidence du grès métamorphique. Cependant, des niveaux métagrésseux ont été observés maintes fois (AUMAITRE, communication orale).

Les métashales de la Série Verte supérieure passent, au cours de leur évolution d'un milieu où la phase phylliteuse dominante est l'illite à un milieu où la montmorillonite devient prépondérante. Cette évolution coïncide également avec un enrichissement en matière organique. Les métashales de la série de la Montagne des Plans montrent également une évolution dans la nature des phases phylliteuses. La chlorite qui constituait la phase principale laisse place, au cours du confinement, à l'illite. Le confinement se marque par une abondance de la matière organique et un appauvrissement en Ca.

- Le diagramme  $(Al+Fe+Ti)/3 - K$ ,  $(Al+Fe+Ti)/3 - Na$  (Fig. 157)

Ce diagramme est utilisé ici dans le but de préciser l'origine des amphibolites et des gneiss amphiboliques. Ils se répartissent pour la plupart d'entre eux dans le champ des roches orthodérivées. Un seul se localise dans le champ des grauwackes. C'est un gneiss amphibolique.

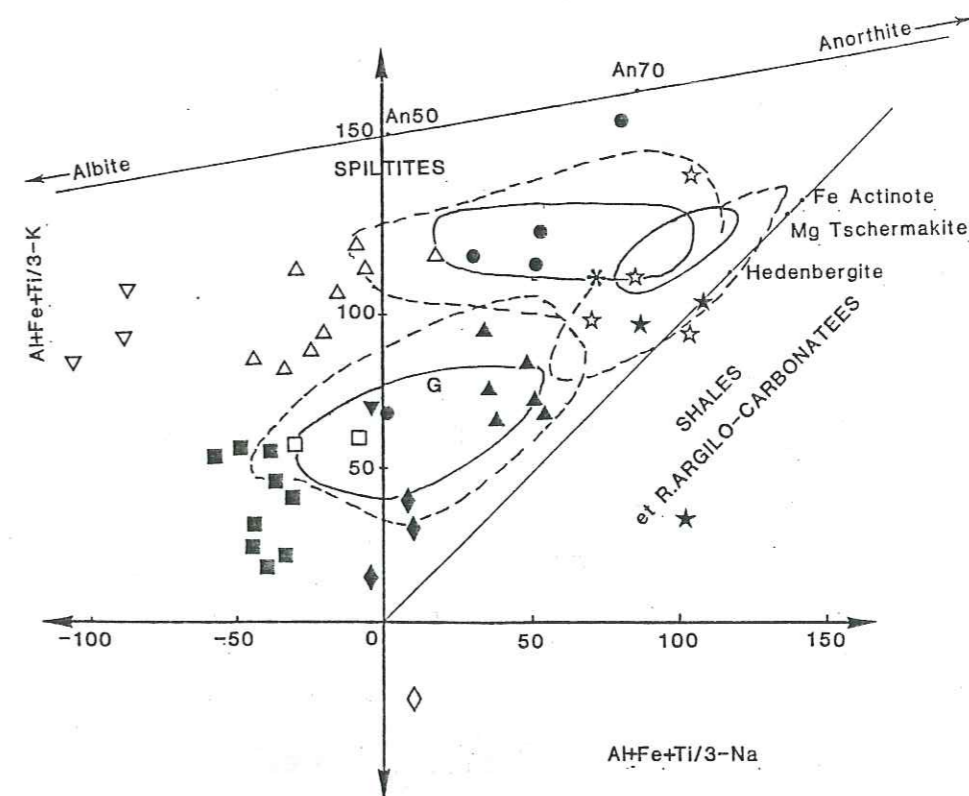


Fig. 157 - Répartition des faciès des formations métamorphiques de Lauzière dans le diagramme  $(Al+Fe+Ti)/3 - K / (Al+Fe+Ti)/3 - Na$

### C.2.2. Les éléments en trace

#### - Les relations K - Rb

Globalement on peut distinguer deux ensembles dans la figure 158. Le premier ensemble est caractérisé par des valeurs faibles en potassium et des rapports K/Rb élevés (entre 400 et 200). Cet ensemble regroupe les roches marquées par une charge volcanodétritique basique importante, c'est-à-dire les amphibolites et gneiss amphibolique, les méta-grauwackes et les faciès spilitiques. Le magmatisme basique est caractérisé par des valeurs K/Rb élevées (BARBEY et CUNEY, 1982).

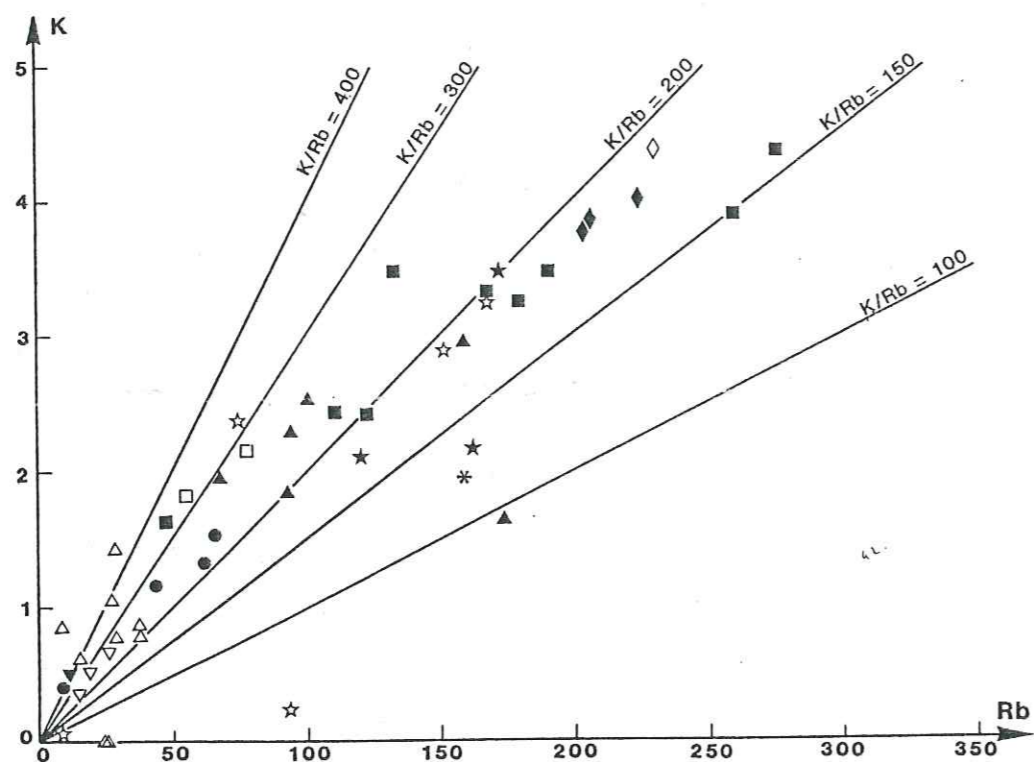


Fig. 158 - Relations K/Rb dans les faciès métamorphiques de Lauzière

Le deuxième ensemble est caractérisé par des teneurs en potassium plus élevées et les rapports K/Rb sont faibles (entre 150 et 200). Il regroupe des matériaux plus acides (orthogneiss, anatéxites...) et des métasédiments évolués avec une charge argileuse de type illitique (schistes de la Série Verte Supérieure, schistes de la Série de la Montagne des Plans).

Quelques échantillons se répartissent dans un domaine à K/Rb encore plus faibles (<150). Il s'agit de métavolcanites dépourvues de potassium ou bien de faciès schisteux à grenat ou de faciès schisteux où l'altération est très poussée.

#### - Les relations Ba-Sr

Dans le diagramme Ba/Sr (Fig. 159) deux corrélations positives se dessinent. Elles regroupent, l'une l'ensemble des faciès spilite-kérotophyre, et l'autre les méta-grauwackes, les anatéxites, les gneiss ocellés ou ocellaires du complexe gneisso-migmatitique de Saint-Colomban, les

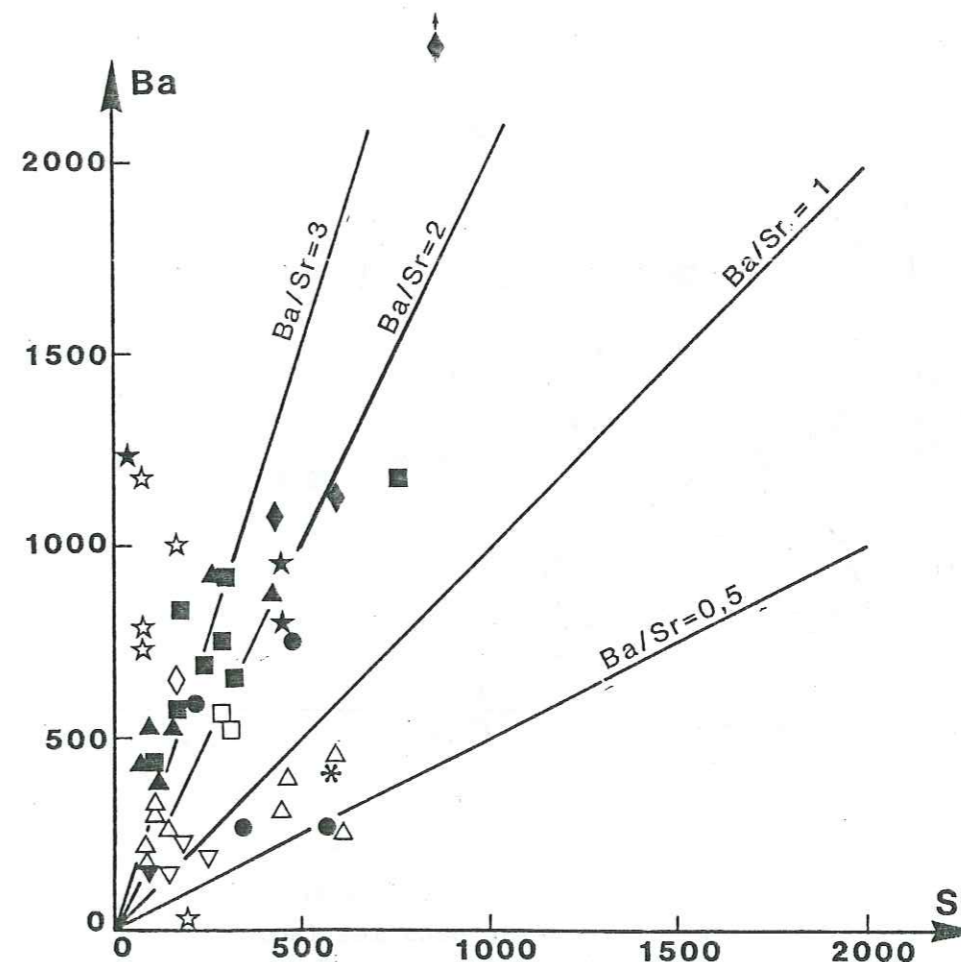


Fig. 159 - Relations Ba/Sr dans les faciès métamorphiques de Lauzière

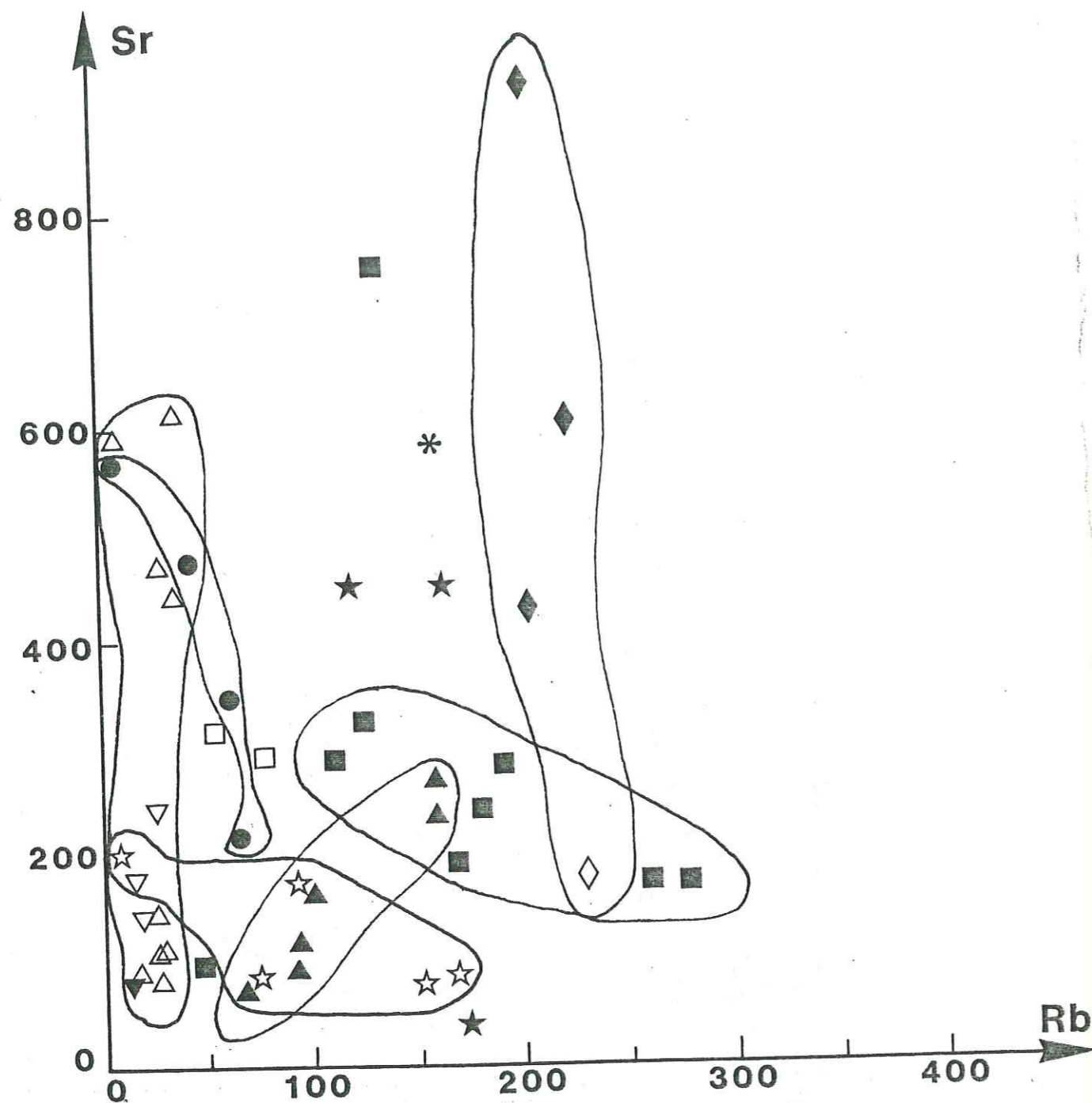


Fig. 160 - Relations entre Rb/Sr dans les faciès métamorphiques de Lauzière

gneiss ocellés monzonitiques et le gneiss granitoïde. Les deux corrélations ont des pentes différentes. La première est plus inclinée vers l'axe Sr et reflète une richesse en plagioclases, dont les phénoclastes sont abondants dans les échantillons. La seconde corrélation, par contre, montre des rapports Ba/Sr > 1 et montre que ces roches présentent une fraction de phases minérales potassiques (feldspath K et biotite) plus élevée et une fraction plagioclasique plus faible.

Dans les métashales de la Série de la Montagne des Plans Ba et Sr semblent être anticorrélés. La faiblesse du nombre des points exige une précaution dans l'interprétation, mais si elle se confirmait, cette corrélation négative pourrait être due à l'appauvrissement en carbonate, en même temps qu'à un enrichissement en illite. Ceci est confirmé par l'étude des éléments majeurs.

Les métashales de la Série Verte Supérieure sont marqués par une absence de corrélation entre les deux éléments. Ba varie beaucoup alors que Sr est pratiquement constant et faible. La pauvreté en plagioclase en est la cause.

- Le diagramme Sr/Rb

L'ensemble des métavolcanites ou métatuffs spilitiques d'une part, et l'ensemble des gneiss ocellés monzonitiques avec le gneiss granitoïde d'autre part, montrent une forte variation du Sr avec le Rb pratiquement constant. Les amphibolites et le schiste amphibolique montrent cette même tendance dans les granodiorites et les granites subalcalins (DUTHOU, 1978).

En ce qui concerne l'ensemble des métagrauwackes, sans intégrer les équivalents migmatisés, on observe une corrélation positive entre Sr et Rb. Par contre les anatéxites et gneiss ocellés ou ocellaires du complexe de Saint-Colomban montrent une corrélation négative, à l'exception de deux échantillons. Les gneiss migmatitiques s'intègrent dans le prolongement de cette corrélation.

Les fortes variations de Sr à Rb presque constantes sont liées à une forte variation de l'abondance en plagioclase alors que la quantité de minéraux potassiques (porteurs de Rb) reste constante.

Les gneiss ocellés ou ocellaires et anatéxites miment une différenciation avec baisse de Sr (diminution de la fraction plagioclase et biotite) et croissance de Rb (augmentation de la quantité de FK).

Les schistes à grenat montrent la même évolution mais à teneur moyenne en Sr plus faible. Il s'agit cette fois d'une évolution sédimentaire avec variation de la charge potassique du sédiment. Les échantillons les plus stratifiés sont les plus calciques.

- Les éléments Ni - Cr - Co - Cu

Les roches basiques et ultrabasiques sont caractérisées par une richesse en Ni et Cr. Les sédiments qui ont pour sources ces mêmes roches en portent la trace. Toutefois l'enrichissement en Ni de sédiments de confinement peut également résulter d'une concentration biochimique.

Certains organismes planctoniques primitifs comme les algues peuvent piéger des éléments comme Ni ou Cu mais généralement pas le chrome (WEDE-POHL, 1971). Dans les séries métamorphiques du secteur de Lauzière Ni et Cr sont liés et apparaissent plus abondants dans les amphibolites et le gneiss amphibolique et les métashales (Fig. 161). On remarque que dans ces derniers, les deux éléments sont plus abondants dans les métashales de la Série de la Montagne des Plans que dans les métashales de la série Verte Supérieure. Cette différence peut s'expliquer par une plus grande participation des roches basiques, abondantes dans la série de la Montagne des Plans, dans la genèse des sédiments que celle des métashales de la Série Verte supérieure (où les métavolcanites acides prédominent). L'importance de la chlorite dans la fraction argileuse supporte également cette hypothèse (cf. géochimie des majeurs).

Le cobalt suit la même répartition (Fig. 162), avec cependant un enrichissement au niveau des gneiss migmatisés de la série du Bois des Ravères. Dans les métashales de la Série Verte supérieure, la mise en évidence aux rayons X de sulfure du type pentlandite ((Ni, Fe, Co)<sub>9</sub>S<sub>8</sub>) confirme cette corrélation. Les métagrauwackes et les métatuffs ont des teneurs, à peu près équivalentes, en Co, Ni et Cr. Ce dernier est néanmoins légèrement plus abondant dans les métagrauwackes. L'essentiel des échantillons des métagrauwackes appartient à la série de la Montagne des Plans (ou Série Verte moyenne), où les orthoamphibolites et orthogneiss amphiboliques sont abondamment représentés. Cependant, les teneurs en ces éléments sont comparativement plus faibles dans les métagrauwackes que dans les métashales associés. Cette pauvreté relative peut être due à une abondance de la fraction argileuse ou une participation importante de fragments schisteux dans la genèse de la roche. Si nous consultons les diagrammes géochimiques des majeurs, on constate dans certains d'entre eux, un caractère alumineux plus accentué que les grauwackes types. Ainsi, dans le diagramme Si/3-(Na + K), Al-(Na + K) (Fig. 155) les points se localisent à une extrémité du domaine des grauwackes proches du domaine des shales. Dans le diagramme K/(Al - Na), (Fe + Mg)/(Al - Na) (Fig. 156) les points se concentrent également plus proche du pôle "illite" que les grauwackes de la série des Aiguilles Rouges, par exemple.

Les roches plus granitiques, comme celles du complexe gneisso-migmatitique de Saint-Colomban, ou le gneiss granitoïde de la Série Verte moyenne sont plus pauvres en Ni, Cr et Co. Les gneiss ocellés monzonitiques de cette série, par contre, montrent des teneurs plus élevées et cela, dû aux caractères moins leucocrates de ces roches.

Le cuivre est un élément qui caractérise à la fois les roches basiques ou ultrabasiques et les roches sédimentaires de confinement. La même répartition que les éléments précédents réapparaît à l'exception d'une anomalie positive dans les métavolcanites acides. Cet enrichissement est dû à de la chalcopirite tardive, hydrothermale, qui s'est formée à la faveur de fissurations.

#### - L'élément Ti

Cet élément est également abondant dans les roches basiques et ultrabasiques, au niveau des minéraux accessoires comme l'ilménite, le sphène, le titanomagnétite, etc... Les éléments qui se développent à partir de ces roches sont également caractérisés par une teneur élevée

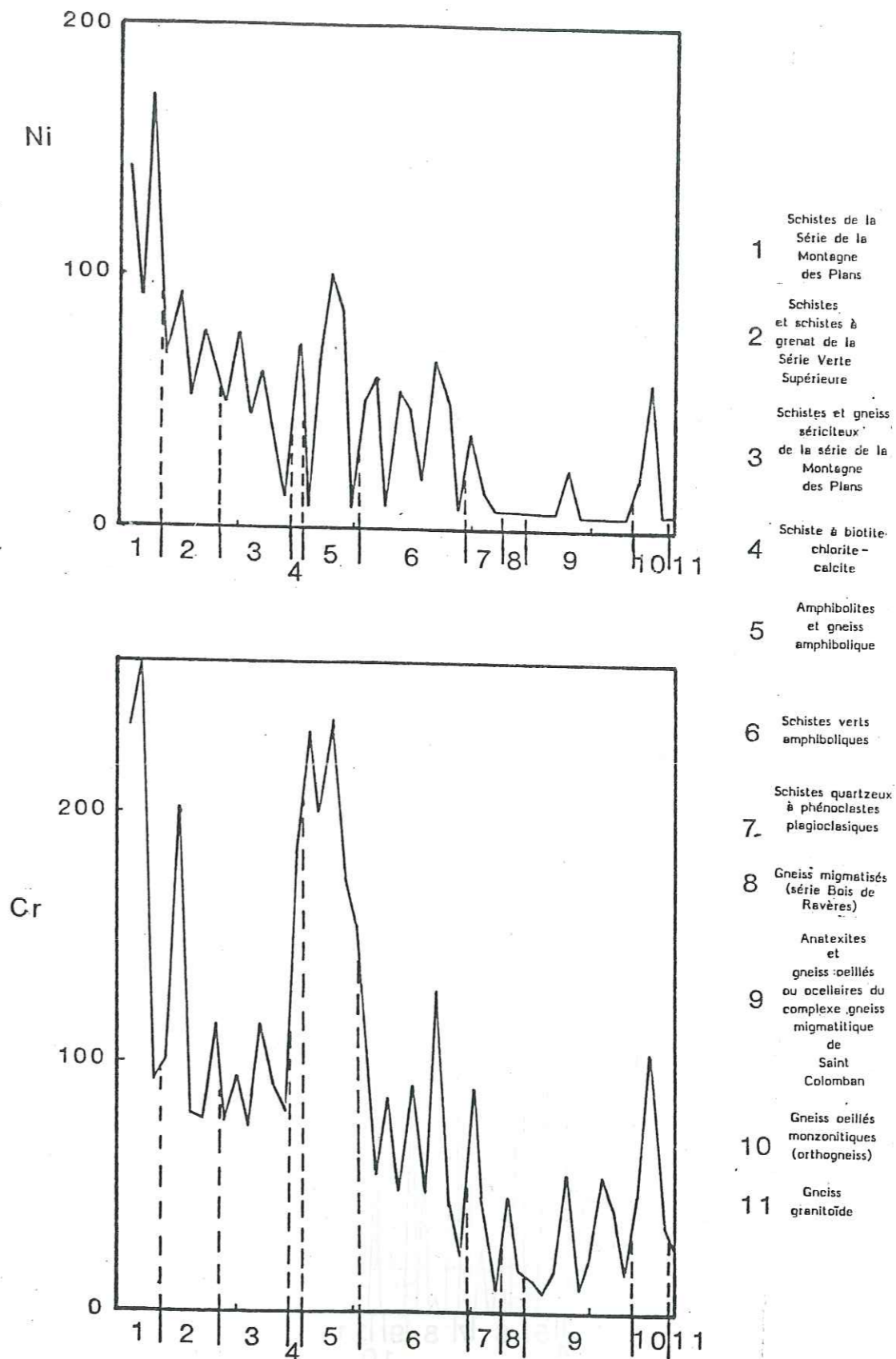


Fig. 161 - Répartition de Ni et Cr dans les différents faciès des séries métamorphiques du secteur de Lauzière.

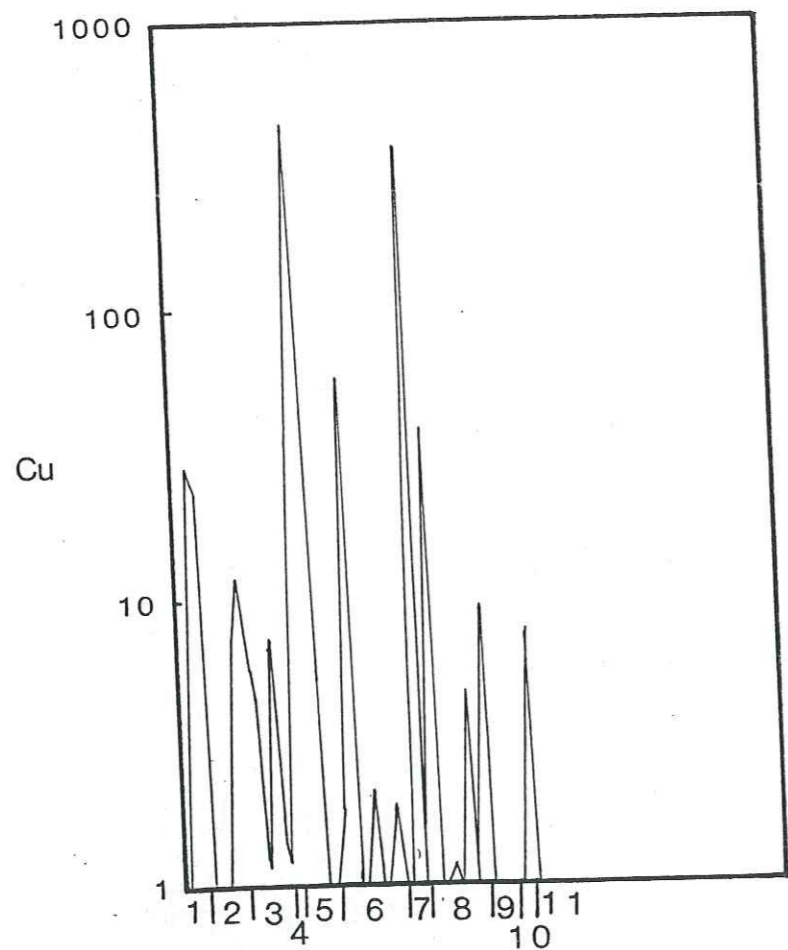
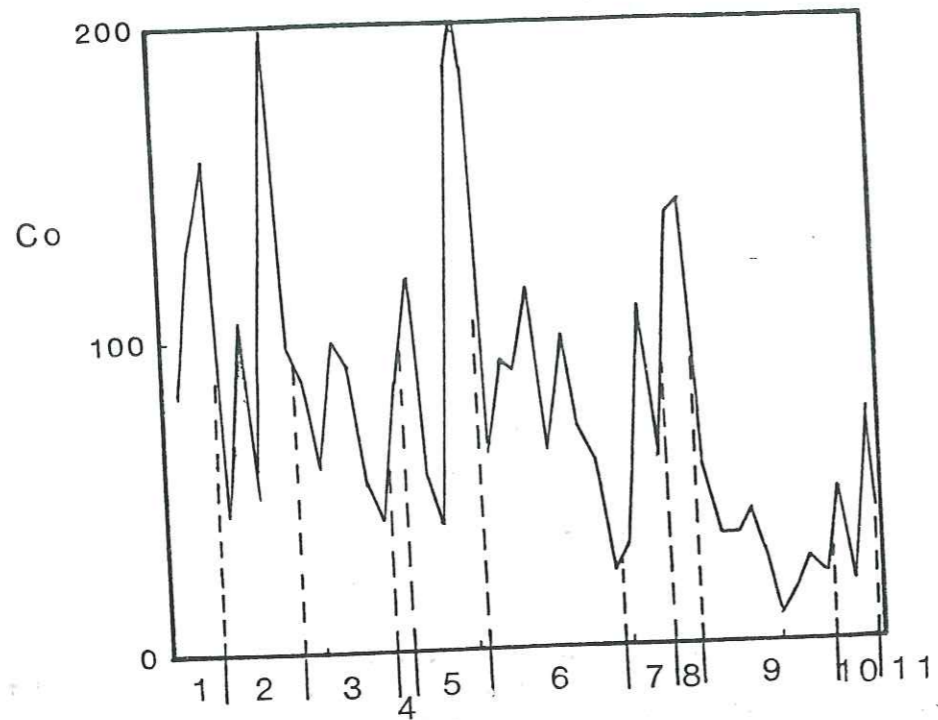


Fig. 162 - Répartition de Co et Cu dans les différents faciès des séries métamorphiques du secteur de Lauzière.

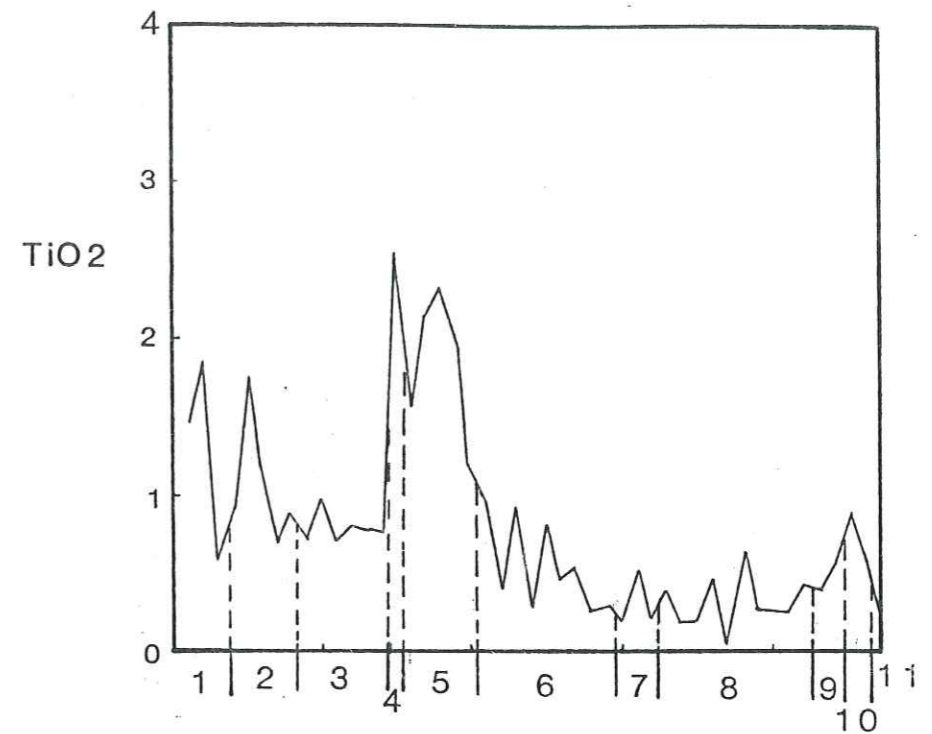


Fig. 163 - Répartition de  $TiO_2$  dans les faciès métamorphiques de Lauzière

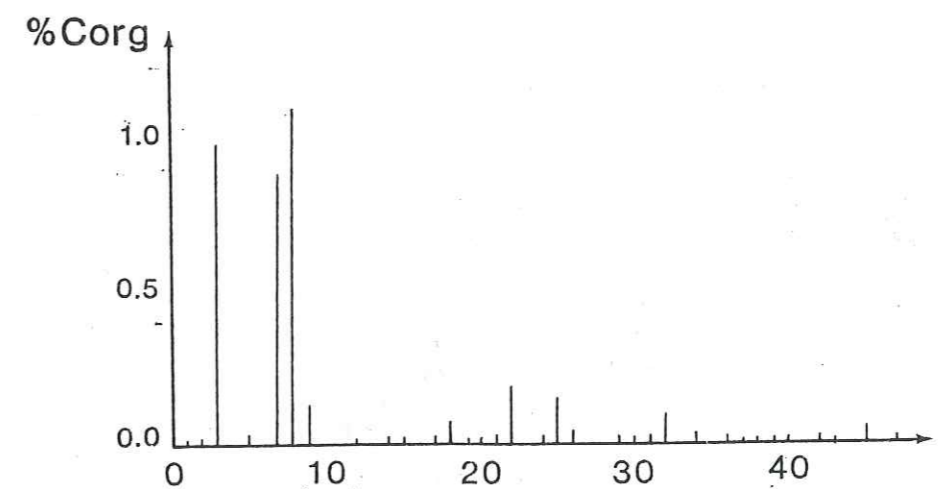


Fig. 164 - Répartition de C dans les faciès du secteur de Lauzière

en  $TiO_2$ . Les shales ont en moyenne 0,78% de  $TiO_2$  (WEDEPOHL, 1974). Les métashales du secteur de Lauzière, aussi bien ceux de la série de la Montagne des Plans que ceux de la Série Verte supérieure, ont des teneurs bien supérieures à cette moyenne (Fig. 163). La contribution des roches basiques en tant que matériel source est donc certaine.

Les méta-grauwackes ont des teneurs qui oscillent, pour la plupart des cas, entre 0,7 et 0,8%  $TiO_2$  (la moyenne est de 0,79%  $TiO_2$ ). Cette faible teneur des grauwackes atteste donc une contribution notable de fragments schisteux dans la genèse de ces roches.

#### - Le carbone

Dans les séries métamorphiques du secteur de Lauzière la répartition du carbone ne se fait pas uniquement au niveau des métashales. On le retrouve également en abondance dans les métavolcanites (ou métatuffs) et les grauwackes (jusqu'à plus de 1% Corg) comme on peut le constater sur la figure 164. On a déjà vu sous quelle forme apparaît ce carbone dans les roches (voir pétrographie).

La présence de matière carbonée dans des roches très peu matures et des roches volcaniques, suggère une migration d'huile au cours de la diagenèse à partir de roches mères que peuvent représenter les niveaux de schistes noirs.

#### - Conclusion

Les schistes de la Série Verte supérieure et de la série de la Montagne des Plans évoluent vers des faciès de confinement. Cependant cette évolution ne se fait pas de la même manière et reflète aussi des environnements différents. Toutefois on a pu déceler la participation de roches volcaniques dans la genèse de ces roches.

La fraction argileuse des schistes "normaux" de la Série Verte supérieure est essentiellement illitique. Lors du confinement du milieu l'illite devient de moins en moins importante et la montmorillonite prend le relais. Cet environnement confiné est associé à un volcanisme comme l'atteste les faciès interstratifiés dans la série et l'enrichissement important en manganèse. La montmorillonite est également un minéral qui se développe dans les roches volcaniques au cours d'une altération.

Les schistes de la série de la Montagne des Plans sont par contre à dominante chloriteuse dans la fraction argileuse avant le confinement. Avec le confinement l'illite devient prépondérante ainsi que le quartz alors que le milieu se décalcifie.

Les faciès grauwackeux dont la plupart se rattachent à la série de la Montagne des Plans sont à l'origine plus illitiques que chloriteux. La géochimie des éléments en trace suggère par ailleurs une participation de fragments schisteux dans la genèse de la roche. Au sein de ces faciès les proportions en quartz varient et l'augmentation de ce minéral va de pair avec l'augmentation de la chlorite dans la fraction argileuse. Cette tendance coïncide également à un affaiblissement de l'énergie du milieu de dépôt.

les métavolcanites (ou métatuffs) spilite-kératophyres sont à plagioclases riches en albites, avec peu de feldspaths potassiques et présentent une certaine variation des proportions entre le plagioclase albitique et les phyllites.

Les anatéxites et gneiss ocellés ou ocellaires du complexe gneisso-migmatitique de Saint-Colomban ont un caractère sodique marqué et montrent des variations importantes des proportions en quartz.

Les gneiss migmatisés qui dérivent par fusion des gneiss grauwackes montrent un enrichissement en albite et acquièrent les mêmes caractères géochimiques que les faciès du complexe gneisso-migmatitique de Saint-Colomban.

Les amphibolites et le gneiss amphibolitique ont des proportions variables en amphibole et feldspath potassique. Les proportions de quartz varient peu. Les amphibolites sont orthodérivées alors que le gneiss amphibolitique est d'origine détritique.

#### - Interprétation

A l'exception de certains faits, définitivement acquis comme la chronologie relative de certaines séries métamorphiques : Série Brune, Série Verte inférieure, Série verte moyenne (dont la série de la Montagne des Plans et la série du Bois des Ravères), Série Verte supérieure, Série



Saturée... la plupart des travaux géologiques restent au niveau d'hypothèses, quant à l'interprétation sur le plan des relations spatiales dans la chaîne de Belledonne. Ainsi, certains auteurs pensent (BORDET, 1961 b) que de la Série Brune à la Série Saturée la superposition est non perturbée et correspond à un domaine monocyclique antéhouiller.

Pour CARME (1970, 1971) par contre ces séries métamorphiques constituent un empilement tectonique, à l'exception de la Série Verte Supérieure qui est discordante et hercynienne par opposition aux autres qui sont briovériennes. Cet auteur oppose l'histoire de la Série Brune - Série Verte Moyenne à celle de la Série Verte Supérieure. En effet, la première s'inscrirait dans un cycle orogénique majeur complet d'âge calédonien. La seconde, par contre, appartient à l'histoire dévono-dinantienne des régions qui vont du Lyonnais à la Forêt Noire.

Le dévono-dinantien, en France, se caractérise par deux types de volcanisme. Le premier est tholéitique et alcalin, caractéristique de domaines "stables", c'est-à-dire affectés principalement par des mouvements distensifs ou de décrochements représentés par le Massif Schisteux Rhénan et la Thuringe. Le second est une association de formations tholéitiques et calco-alcalines, dont l'implication géostructurale est plus délicate. Ce volcanisme se retrouve dans les Vosges, le Massif Central et les Massifs Externes des Alpes. BEBIEN et al. (1980), par analogie avec le volcanisme de l'Ouest des Etats-Unis l'interprètent comme le reflet de mouvements complexes de distension et de raccourcissement crustal.

Les spilites-kératophyres qui font l'objet de cette étude s'inscriraient donc dans ce second volet. Ils sont d'origine continentale. Les minéralisations de Mn proviendraient par conséquent d'une activité hydrothermale, liée à un volcanisme dans un cadre distensif, et peuvent être comparées aux minéralisations de l'Ouest des Etats-Unis.

La Série Verte moyenne est composée de métagrauwackes, d'amphibolites, de gneiss amphiboliques, de schistes, de schistes noirs et d'autres faciès qui ne figurent pas dans cette étude, et constituent un socle par rapport à la série précédente. Les formations basiques sont très importantes. Plus au Sud, dans la région de Chamrousse elles constituent un complexe ophiolitique renversé tectoniquement. C'est un segment d'écorce océanique (MENOT, 1979). Ce complexe est surmonté par un ensemble pyroclastique acide et basique et des produits sédimentaires.

Les gneiss ocellés et ocellaires et anatéxites de Saint-Colomban (équivalent Sud du complexe du Col de Montjoie) semblent provenir par granitisation de la Série Verte Moyenne. Cette éventualité a déjà été posée par GASQUET (1979) et rappelée par PONCERRY (1981). Cette étude géochimique tend à appuyer cette hypothèse, mais en réalité le problème est plus vaste et complexe et ne semble pas se limiter à cela.

D'autres hypothèses ont également été envisagées pour l'origine du complexe du Col de Montjoie. Nous renvoyons le lecteur à la thèse de PONCERRY (1981).

## CHAPITRE II : GEOCHIMIE MINERALE ET METAMORPHISME

### A. INTRODUCTION

Le problème des métamorphismes hercyniens des formations métamorphiques de Lauzière n'est pas traité dans ce chapitre, ceci ayant déjà été abordé par des travaux antérieurs, à l'échelle régionale (GASQUET, 1979 ; SIMEON, 1979 ; PONCERRY, 1981). Les conditions des métamorphismes affectant les différentes formations de la chaîne de Belledonne sont rappelées en introduction du volume.

Ici, il s'agit de fournir des renseignements complémentaires et surtout d'approcher les conditions thermodynamiques des événements tardihercyniens et alpins, par le biais de la minéralogie.

L'autre volet de ce chapitre est de décrire certaines transformations minéralogiques liées à la rétro-morphose tardihercynienne et/ou alpine dont certaines sont liées à une mobilisation de l'uranium. Les études d'inclusions fluides et isotopiques seront également regroupées dans ce chapitre.

### B. RECONSTITUTION DES PHASES METAMORPHIQUES A PARTIR DES PARAGENES MINERALES

#### - La matière organique de la Série Verte supérieure

Les substances carbonées, au terme de leur évolution aboutissent au graphite, matière cristallisée à maille hexagonale (paramètres  $a = 2,461 \text{ \AA}$ ,  $c = 6,708 \text{ \AA}$ , groupe de symétrie  $C6/mmc$ ). Le graphite est formé de couches aromatiques planes parallèles et distantes de  $3,354 \text{ \AA}$ . Aux rayons X l'intervalle sur le plan de réflexion 002 est de  $3,354 \text{ \AA}$ . Les carbones en voie de graphitisation peuvent avoir des intervalles de  $3,44 \text{ \AA}$  à  $3,354 \text{ \AA}$ . A partir de cet intervalle on peut définir le taux de graphitisation par la formule :

$$g = \frac{3,44 - \bar{d}002}{3,44 - 3,354}$$

3,44 : distance intercouche minimale 100.2

3,354 : distance  $\bar{d}00.2$  du graphite

$\bar{d}002$  : distance moyenne intermédiaire des couches.

pour  $g < 1$  le carbonisat est partiellement graphitisé  
pour  $g \approx 1$  le carbonisat est transformé en graphite.

MAILLAR (1968) distingue les "graphitoïdes" des "graphites vrais" en fonction de la valeur de  $g$  supérieur à 0,99.

Au cours d'un métamorphisme de contact ou régional, la graphitisation de substances carbonées peut avoir lieu. Ainsi plusieurs auteurs ont essayé d'étudier l'influence de la température et de la pression sur ce phénomène. Certains auteurs concluent que seule la température est responsable de la graphitisation en négligeant l'effet de la pression (KISH, 1974 ; LANDIS, 1971 ; BLYUMAN et al., 1972), d'autres au contraire insistent sur l'effet de la pression (CAPDECOMME, 1943 ; FEYS, 1958 ; FEYS, 1963).

Deux échantillons graphiteux ont été étudiés. Ils appartiennent à la Série Verte Supérieure et ont été prélevés l'un sur la route forestière de Montoutin, l'autre sur la rive gauche du ruisseau de la Lèche-rette. L'extraction de la matière carbonée a été faite par la méthode IFP (cf. DURAND, 1980), traitement avec HCl et HF à 120°C, sous atmosphère azotée.

Les analyses aux rayons X réalisées au CRPG ont donné des valeurs de  $d_{002} = 3,355$  pour les deux échantillons. Le taux de graphitisation  $g$  est donc de 0,99. Cette valeur indique une matière carbonée évoluée et proche d'une graphitisation complète. C'est un graphite vrai. Cet état d'évolution ne peut se rencontrer dans la nature que dans des conditions élevées de température.

Pour RAGOT (1977) les graphites présentent des défauts de structure dans des conditions épizonales du métamorphisme régional.

Pour LANDIS (1971), le graphite vrai se forme probablement au-dessus de 400°C. Ceci est en accord avec les conditions de métamorphisme estimées à  $T = 500^\circ\text{C}$  et  $P = 4$  à  $7 \text{ Kb}$  pour la Série Verte Supérieure (PONCERRY, 1981)

#### - Le grenat

Dans la Série Verte Supérieure le grenat apparaît dans certains niveaux. PONCERRY (1981) en a décrit dans des faciès basiques de la carrière de Rochillon, au Nord de Tigny. Sa nature n'a pas été précisée.

Dans les schistes à grenat manganésifère le grenat a la composition suivante (moyenne de 4 analyses) :

Alm.	Pyr.	Gro.	Spess.
10,4	4,2	11,5	73,6

Les études expérimentales menées par HSU (1968) montrent que le spessartine peut être stable à des températures inférieures à celles de l'almandin et indépendamment de  $f_{\text{O}_2}$ . En effet, pour les pressions supérieures à 1 kb le spessartine est stable à environ 400°C et plus. Dans le cas présent, le spessartine est le constituant dominant du grenat mais non le seul. Les trois autres constituants totalisent environ 25%

de sa formule. Une application rigoureuse des travaux de HSU est donc exclue. Cependant, il est probable, vu les conditions de stabilité plus élevées pour les constituants entrant dans la composition du grenat que 400°C représente la température minimale de stabilité de ce minéral.

En effet, comme on peut le voir dans la figure 165 le domaine de stabilité de l'almandin débute à des températures supérieures d'au moins 200°C à celui du spessartine. D'autre part, l'accroissement de MnO dans l'almandin métamorphique correspond à une baisse de température, c'est-

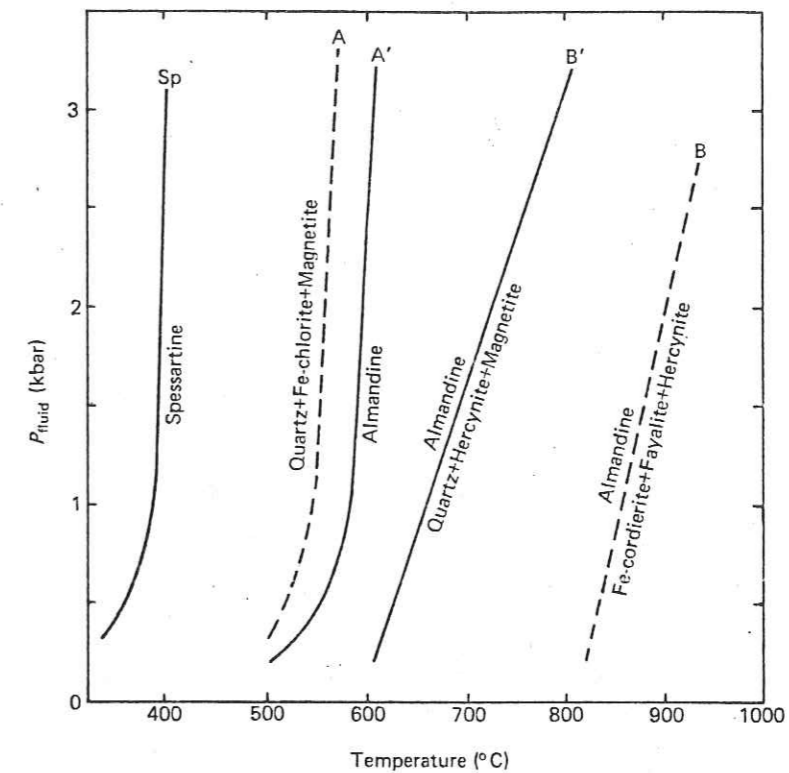


Fig. 165 - Domaines de stabilité des grenats almandin et spessartine (HSU, 1968).

à-dire, rapproche la courbe de la stabilité de l'almandin de celle du spessartine. Une tendance inverse doit donc se produire pour du spessartine qui s'enrichit en almandin. Ce qui est le cas ici. L'autre constituant mineur du grenat étant le grossulaire son effet va probablement dans le même sens que l'almandin. Il est également stable à plus haute température que le spessartine. Par conséquent, la cristallisation du grenat des schistes manganifères de la Série Verte Supérieure s'est produite à une température supérieure à 400°C.

#### - La sphalérite

Dans ces mêmes roches, nous avons décrit précédemment une paragenèse qui se développe à la faveur d'ouvertures tardi-alpines, consécutives à un épisode de déformation cisailante. Les minéraux opaques associés à la sphalérite sont la pyrrhotite, et en plus faible proportion

la chalcopryrite, la galène et la pyrite. L'existence simultanée de la pyrrhotite et de la pyrite indique que le milieu est tamponné vis-à-vis du soufre. Les conditions nécessaires pour l'utilisation du géothermomètre de KRETSCHMAR et SCOTT (1976) et du géobaromètre de SCOTT (1976) à partir de l'arsénopyrite et à partir de la sphalérite sont donc réunies.

Sept analyses à la microsonde Camebax ont été effectuées sur la sphalérite afin de déterminer son pourcentage molaire en FeS. Il varie entre 15,1 moles % et 16,2 moles % (Fig. 166). Ceci correspond sur le diagramme de SCOTT (1976) (Fig. 168) à une pression de 3,5 à 4,5 kb.

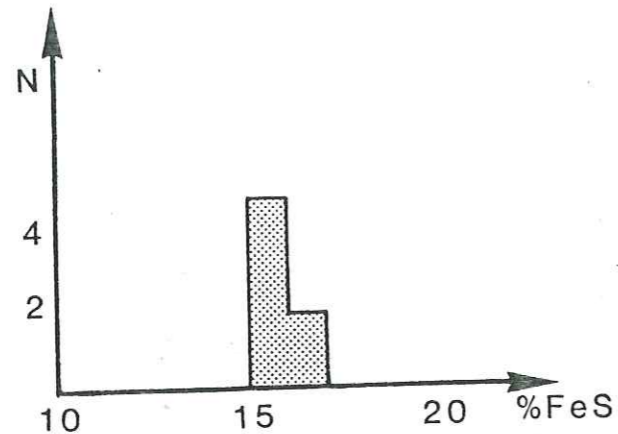


Fig. 166 - Histogramme des teneurs en % FeS de la sphalérite des filonnets sécants sur les schistes à grenats.

- L'arsénopyrite

Les analyses à la microsonde électronique de l'arsénopyrite de l'association précédente n'ont pas donné de bons résultats. Sur les sept analyses réalisées, une seule s'est révélée satisfaisante (les six autres analyses n'ont pas bouclé à 100%). Le pourcentage atomique de As est de 31,73. Cela correspond sur le diagramme de KRETSCHMAR et SCOTT (1976) à une température de formation de l'ordre de 400°C (Fig. 167).

Les cinq autres analyses d'arsénopyrite associées à une paragneèse à pechblende tardihercynienne (échantillon AIL 105) + pyrrhotite + calcite ont donné des valeurs allant de 30,88 à 33,34 % atomique d'arsenic dont quatre varient de 30,88 à 31,64% atomique d'arsenic. Ces valeurs sont inutilisables étant donné le manque d'information sur l'activité du soufre, pour définir la température.

- La monazite

Elle a été observée dans un schiste de la série de la Montagne des Plans. C'est un schiste assez riche en allanite qui semble provenir, principalement, de la déstabilisation de la monazite (Fig. 169). Ce phénomène est analogue à celui décrit dans les schistes (cf. chapitre I, 2ème partie), mais on n'observe pas d'apatite autour de la monazite, avec l'allanite. Cependant, un très grand nombre de cristaux d'apatite dispersés dans la roche montrent une croissance épitaxiale. Ces grains d'apatite ont une teinte légèrement grisâtre au coeur et une zone périphérique très limpide (Fig. 170). Le phosphore libéré au cours de l'altération

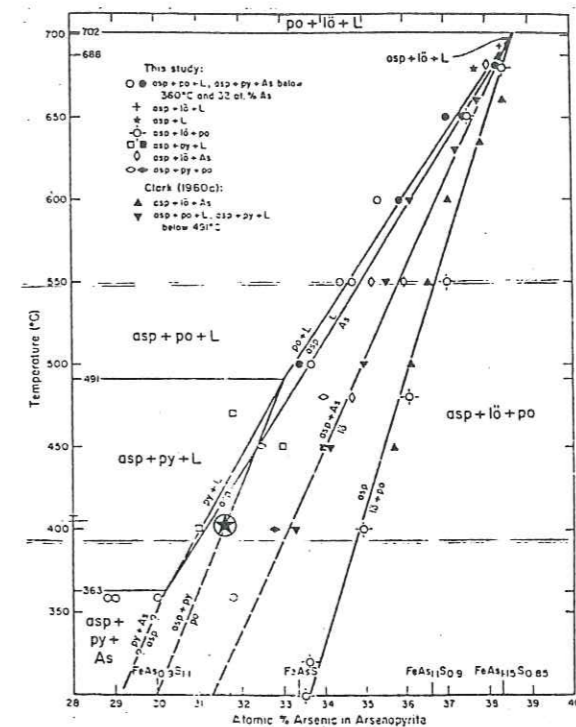


Fig. 167 - Température de formation de l'arsénopyrite fissurale associée à de la sphalérite + chalcopryrite + pyrite.

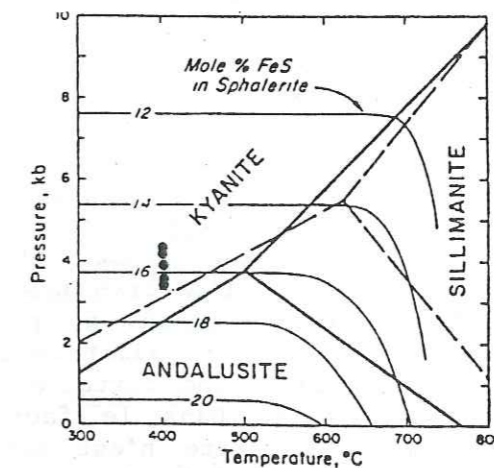


Fig. 168 - Les conditions de P et T définies à partir d'une sphalérite et d'une arsénopyrite fissurale.

de la monazite se serait donc fixé sur d'anciens cristaux d'apatite. La transformation de la monazite en allanite + apatite se serait donc produite dans un environnement physico-chimique analogue à celui des schistes de La Creusa. L'augmentation de l'activité du calcium dans le fluide d'altération provient de la forte séricitisation des plagioclases.

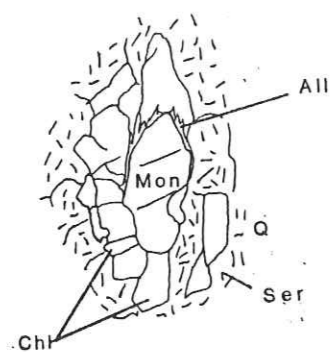


Fig. 169 - Déstabilisation de la monazite en allanite (éch. n° GDE1)

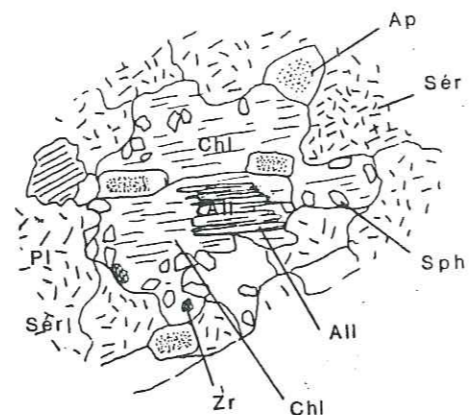


Fig. 170 - Allanite et apatite zonée (éch. n° GDE1)

- L'allanite

L'allanite est un minéral très courant dans le complexe granitoïde de Lauzière, surtout dans les faciès évolués ; dans les gneiss de la série de la Montagne des Plans, dans les anatexites et gneiss de St-Colomban, dans le granite de Champoudru.

Elle présente très souvent un phénomène de surcroissance et ainsi que de remplacement par de l'épidote (Fig. 171).

Les images à la microscopie électronique montre des reliques d'allanite noyées dans de l'épidote envahissante. Ce phénomène n'est pas systématique et semble se développer dans un contexte bien défini. En effet, l'allanite n'apparaît que pendant la rétro-morphose et dans les faciès à tendance basique. On l'observe systématiquement dans les roches où l'épidote se développe aux dépens du plagioclase ou de l'amphibole. Dans les faciès où l'altération se limite à une séricitisation l'allanite n'est pas remplacée. Cependant une certaine amorphisation due à la métamictisation apparaît parfois. Dans le faciès leucogranitique I de la Lauzière, par exemple, l'allanite n'est pas altérée. Par contre, les rares grains qui ont cristallisé dans la monzosyénite sont auréolés et remplacés par de l'épidote.

Il semble donc qu'il y ait une relation entre le remplacement de l'allanite en épidote et la capacité de l'encaissant de libérer du Ca au cours de la rétro-morphose. On peut proposer la même explication que

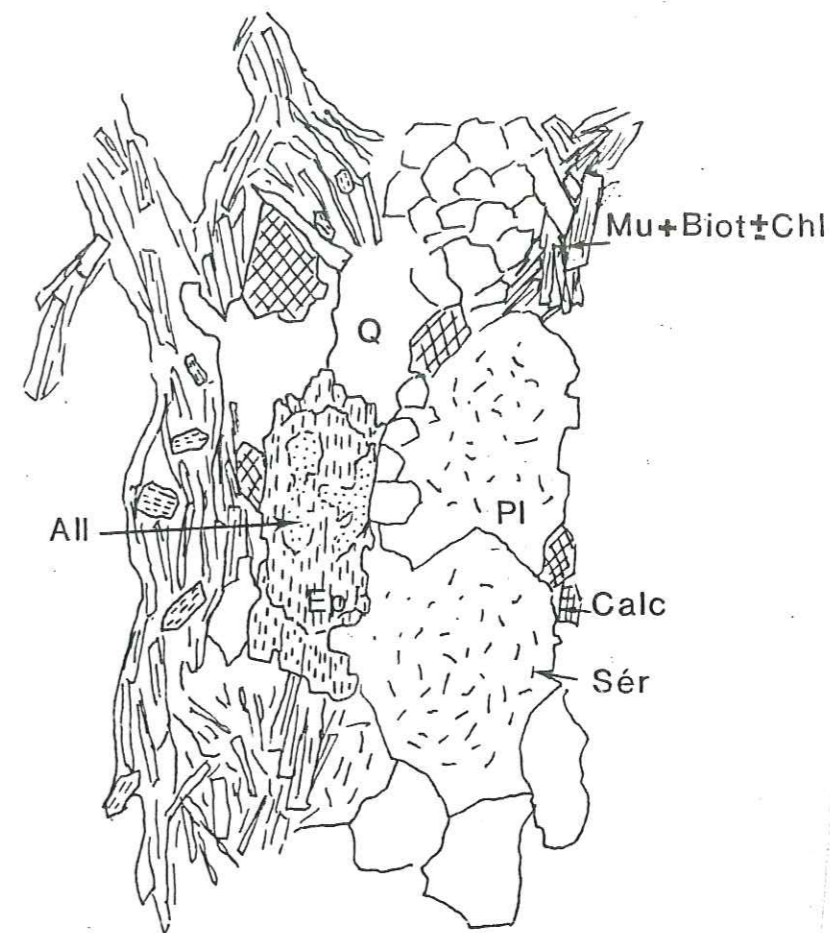


Fig. 171 - Remplacement et surcroissance d'épidote sur allanite dans un gneiss biotite-chlorite-muscovite.

que pour l'altération de la monazite observée dans les schistes de La Creusa et dans certains faciès de la série de la Montagne des Plans. En effet, l'allanite est l'équivalent d'une épidote, mais une partie du Ca a été substituée par Ce et les autres terres rares légères surtout ainsi que par Y, Th, U, Al par  $Fe^{2+}$ . En présence d'une solution fortement chargée en Ca, l'allanite tend à se rééquilibrer, libère des terres rares, Th, U pour incorporer du Ca. Il semble qu'une solution à activité en Ca plus élevée que dans le cas de la monazite soit nécessaire pour la déstabiliser. Comme nous l'avons vu précédemment, la monazite s'altère en allanite en présence d'une solution calcique et ce serait la première étape, avant que l'allanite, à son tour, ne se transforme en épidote.

Voici les analyses d'allanite et d'allanite transformée en épidote :

	$Y_2O_3$	$Ce_2O_3$	$La_2O_3$	$FeO_t$	MnO	$SiO_2$	CaO	$Al_2O_3$
allanite	0,21	11,57	6,43	15,08	0,14	31,67	11,23	14,55
épidote	0,00	0,00	0,00	12,64	0,13	36,55	22,31	21,96

Tableau XXXVI - Composition d'une allanite et de l'épidote remplaçant

Ce phénomène présente une vaste répartition (Fig. 172) géographique, et peut être considéré comme un phénomène caractéristique de la rétro-morphose, affectant les roches à tendance basique.

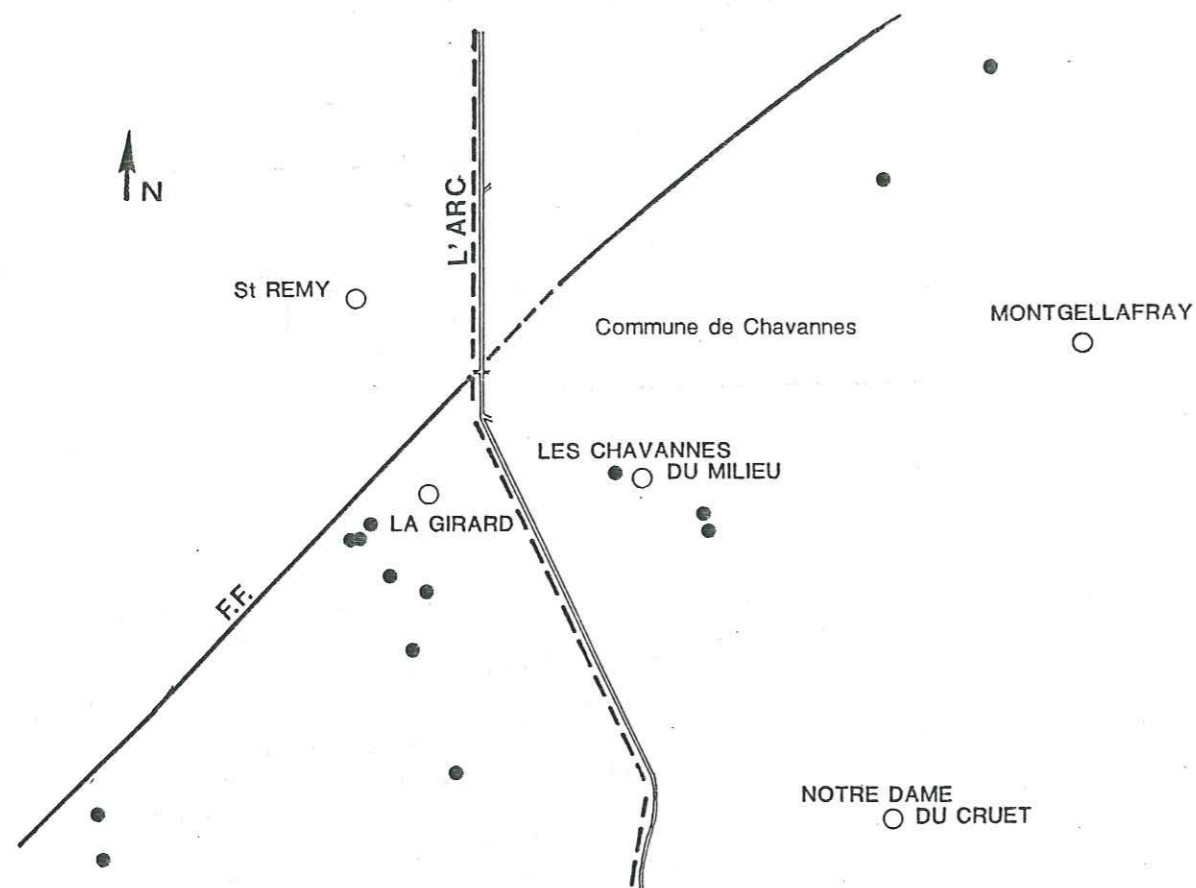


Fig. 172 - Répartition géographique des faciès montrant le phénomène de remplacement de l'allanite en épidote, dans le secteur de Lauzière.

Dans certains cas la calcite vient remplacer aussi bien l'allanite que l'épidote. Parfois la pseudomorphose est complète (éch. n° CHAM 70 N).

- La thorite (ou uranothorite)

Ce minéral montre également un remplacement par de l'épidote. En effet, on peut observer de petites reliques de thorite dispersées dans l'épidote. Ceci a été observé dans un échantillon de gneiss monzonitique. La calcite a par la suite corrodé l'ensemble.

L'analyse à la microsonde électronique d'une relique a donné la composition n° 1 du tableau ci-dessous. L'analyse 2 est celle d'une thorite appartenant au faciès basique amphibolique du complexe de Lauzière.

	FeO <sub>t</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	CaO	UO <sub>2</sub>	ThO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	0,36	2,42	1,49	12,55	2,20	23,76	38,53	0,37
2	0,00	0,75	0,18	16,70	0,75	14,68	54,54	0,50

Tableau XXXVII - Composition chimique des thorites  
1 : gneiss monzonitique 2 : faciès basique à amphibole du granitoïde de Lauzière.

- Les minéraux argileux

Dans les faciès schisteux et gneissiques de l'encaissant métamorphique, on observe systématiquement, en même temps que l'apparition d'une nouvelle schistosité (tardihercynienne et/ou alpine), sécante sur l'hercynienne, une déstabilisation de la biotite en séricite et chlorite. Cette déstabilisation se retrouve également dans les différents faciès du complexe granitique de Lauzière (granite, monzosyénite), sous forme de nids sériciteux et chloriteux.

Un certain nombre d'analyses à la microsonde électronique Camebax a été effectué sur quelques minéraux argileux (séricites), provenant de la déstabilisation de biotite, dans les faciès schisteux et des faciès déformés du complexe granitoïde de Lauzière. Ces analyses sont présentées sous forme de tableau en annexe du volume.

La projection des analyses dans le diagramme triangulaire dû à VELDE (1977) (Fig. 174) montre une répartition des points dans le domaine des illites. Ce diagramme comporte trois pôles :

$$MR3 = K + Na^+ + 2(Ca^{2+}) \text{ (pôle feldspathique)}$$

$$2R3 = (Al^{3+} + Ti^{4+}) - (K^+ + Na^+ + 2(Ca^{2+})) \text{ (pôle argile dioctaédrique)}$$

$$3R2 = \frac{Fe_{tot} + Mg^{2+}}{3} \text{ (pôle argile trioctaédrique)}$$

Les points représentés se regroupent en deux ensembles. Le premier comporte 4 points représentant des argiles de deux échantillons (GDE2 : orthogneiss monzonitique, AIL 121 : anatexite du complexe de St Colomban fissurée et minéralisée en U). Le second ensemble regroupe des points représentant des argiles de deux autres échantillons : un

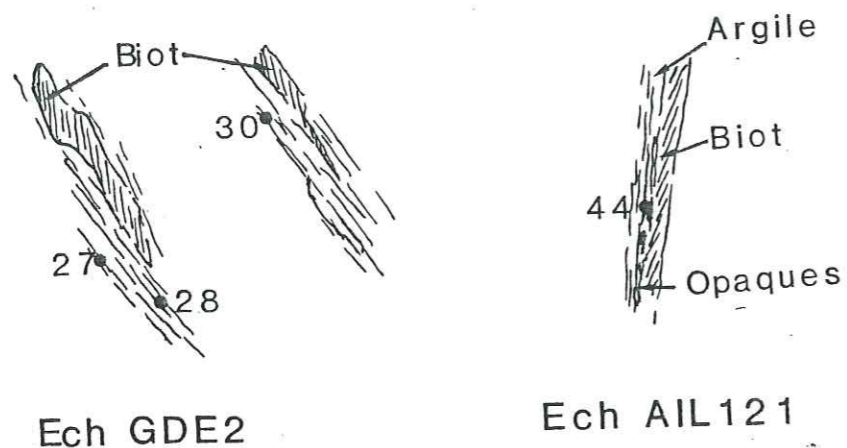


Fig. 173 - Localisation des points d'analyse à la microsonde électronique sur des minéraux argileux provenant de la déstabilisation de la biotite.

schiste biotitique et calcitique (GDE1) et un schiste quartzeux de la Série Verte supérieure minéralisée en U (LECC 2 84,50).

Le premier ensemble tend davantage vers le pôle feldspathique que le second. Quand on examine par ailleurs les compositions chimiques correspondant (cf. en annexe) on remarque qu'il n'y a pas de déficit en K dans ces illites ( $K = 0,79$  à  $0,82$ ), ce sont donc des phengites (DEER et al., 1980).

L'autre ensemble est par contre déficitaire en K ( $K = 0,61$  à  $0,69$ ). Dans le diagramme  $K/K + Na + 2 Ca$  (Fig. 175) de HOWER et MOWATT (1966), les regroupements se font encore plus distinctement. Le premier groupe phengitique se trouve sur la droite illite-muscovite dans le domaine des illites. Le second groupe par contre est plus attiré vers le domaine des smectites, il représenterait donc une solution solide illite-smectite.

Toutes ces argiles se développent à partir de cristaux de biotite lors de rétrogenèse (tardihercynienne et/ou alpine)

### C. ETUDE DES CARBONATES

Ces minéraux sont très répandus dans le secteur étudié et apparaissent soit en remplissage de fractures soit dans la masse de la roche, en tant que minéral secondaire.

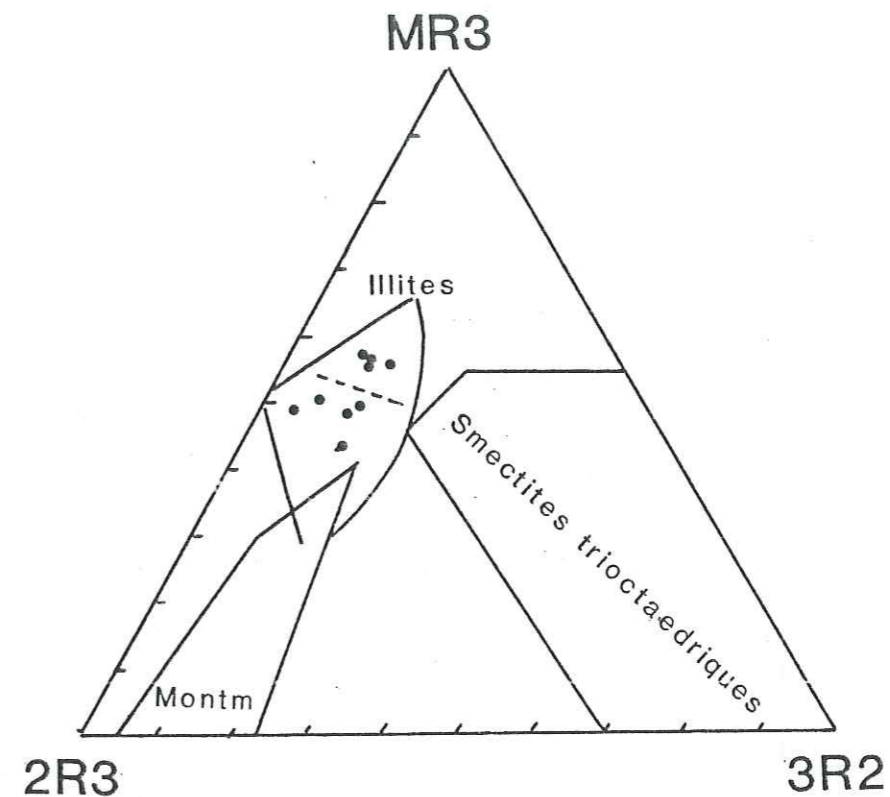


Fig. 174 - Représentation des minéraux argileux provenant de déstabilisation de biotite de quelques faciès granitoïdes et métamorphiques (voir texte), dans le diagramme MR3 - 2R3 - 3R2 - VELDE (1977).

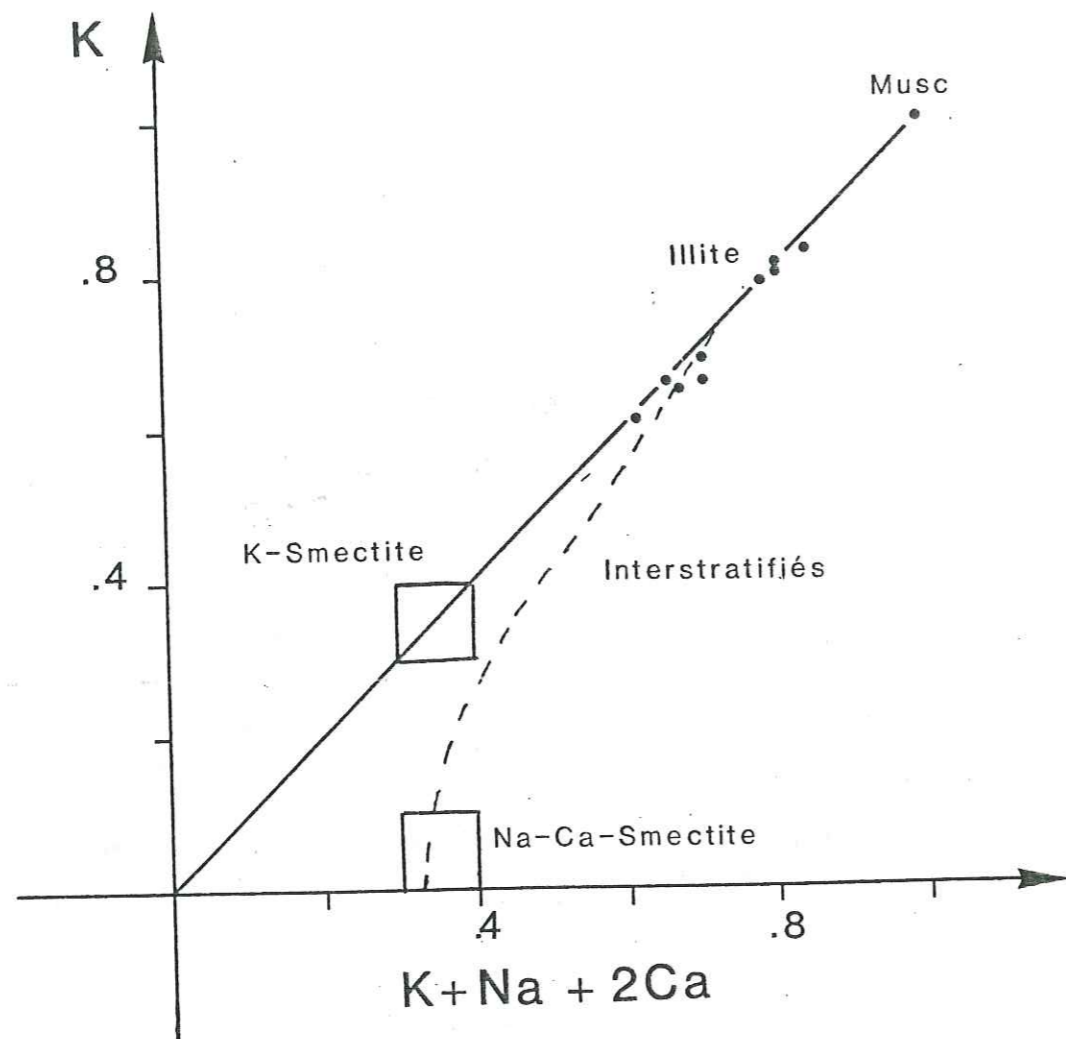


Fig. 175 - Représentation des argiles de déstabilisation de biotite de quelques faciès granitoïdes et métamorphiques dans le diagramme  $K/(K+Na+2Ca)$  de HOWER et MOWATT (1966)

La dolomite est systématiquement associée à la calcite, elle n'a jamais été observée seule. Ces deux minéraux n'ont pas cristallisé simultanément, à l'équilibre. La calcite est toujours postérieure. Elle corrode et remplace la dolomite. C'est le même phénomène que l'on observe dans les filons carbonatés et minéralisés du Mont Oreb, dans le massif des Aiguilles Rouges (cf. chapitre I, 2ème partie), mais à une différence près. Dans les filons du Mont Oreb, la dolomite a subi une bréchification avant la cimentation et la corrosion de celle-ci par la calcite.

Dans le secteur de Lauzière, par contre, l'apparition de la calcite a eu lieu, dans la plupart des cas, sans intercalation d'événement tectonique.

L'activité hydrothermale qui est à l'origine du dépôt de ces carbonates en Lauzière, a emprunté un réseau de fracture important dont l'extension dépasse largement le cadre du secteur étudié ici.

- Les conditions de formation

. Considérations générales

Depuis très longtemps, plusieurs auteurs ont successivement travaillé dans un but d'établir les domaines de stabilité des carbonates en fonction d'un certain nombre de facteurs. Les deux facteurs principaux sont la température et la composition du fluide de dépôt.

ROSENBERG et al. (1964) ont établi expérimentalement les domaines de stabilité de la calcite, de la dolomite et de la magnésite en fonction de la température et de l'activité de  $Ca^{2+}$  et  $Mg^{2+}$  dans la solution (Fig. 176).

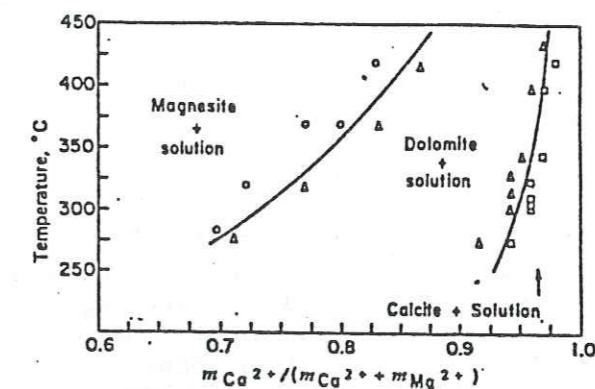


Fig. 176 - Compositions de la solution en équilibre avec de la calcite + dolomite et dolomite + magnésite à des températures comprises entre 275°C et 420°C (ROSENBERG et HOLLAND, 1964).

Pour des températures comprises entre 250°C et 450°C chaque espèce carbonatée en équilibre avec un fluide a un domaine bien défini. On peut remarquer qu'une faible quantité de Mg, relativement à Ca, suffit pour précipiter la magnésite ou la dolomite. Une solution très riche en Mg ne peut pas précipiter de carbonates. On constate également que la limite entre le domaine de stabilité de la magnésite et celui de la

dolomite est très dépendant de la température. La limite entre le domaine de stabilité de la dolomite et celui de la calcite est, par contre, beaucoup moins dépendant de la température. La stabilité de la dolomite est donc plus sensible à la variation du rapport  $mCa^{2+}/(mCa^{2+}+mMg^{2+})$  de la solution que de la température.

La concentration totale en ions de la solution a également une influence sur les domaines de stabilité des carbonates. Pour des températures inférieures à 410°C, la baisse de cette concentration provoque un déplacement de la courbe de stabilité dolomite-calcite vers les faibles valeurs de  $mCa^{2+}/(mCa^{2+}+mMg^{2+})$ . Le domaine de stabilité de la calcite s'élargit au dépens de celui de la dolomite. Ces expériences ont été réalisées en absence de fer.

Le  $CO_2$  joue également un rôle important dans la formation des carbonates, mais la concentration dans les fluides hydrothermaux excède rarement  $XCO_2 = 0,2$  (HOLLAND et MALININ, 1979). Elle augmente avec la température la pression ou la baisse de salinité. Un fluide précipitant de la dolomite nécessite une  $PCO_2$  plus élevée qu'un fluide précipitant de la calcite.

Le pH et les réactions d'oxydo-réduction sont également des facteurs qui déterminent la précipitation des carbonates. En effet, un fluide hydrothermal circulant dans un encaissant de roches silicatées perd des ions  $H^+$  au cours de l'altération de ces dernières. La baisse de concentration de  $H^+$  dans la solution augmente la concentration en  $CO_3^{2-}$  et facilite ainsi le dépôt des carbonates. Les effets des réactions oxydo-réduction (HOLLAND et MALININ, 1979) sur la précipitation des carbonates procèdent d'un mécanisme similaire.

En ce qui concerne les carbonates filoniens du secteur de Lauzière la dolomite se dépose en premier. Elle est ensuite relayée et remplacée par de la calcite. On assiste donc à un passage du domaine de stabilité de la dolomite à celui de la calcite. Ceci s'est produit consécutivement à un épisode de fracturation, au cours de remplissage des fractures. A moins d'une réactivation par une nouvelle source de chaleur, un fluide hydrothermal évolue généralement vers une baisse de température et de pression. Le réchauffement lors de l'injection d'un magma ne semble pas être le cas ici. Le plus souvent, les carbonates apparaissent le long de zones de broyages, décalant les faciès du complexe granitoïde de Lauzière qui correspond au magmatisme le plus tardif du secteur. Ces carbonates sont encaissés aussi bien dans les formations métamorphiques que dans le complexe de Lauzière. Il semble donc que le système hydrothermal qui s'est développé dans ce secteur soit postérieur à la mise en place du complexe granitoïde de Lauzière. Il se serait développé lors d'un épisode tectonique, tardihercynien d'après les datations U/Pb faites sur pechblendes associées (cf. chapitre II, 3ème partie). L'origine de ce fluide pourrait être la déshydratation de minéraux hydroxylés et l'hydrolyse de la matière organique de sédiments lors de la tectonique tardihercynienne. Nous y reviendrons dans un prochain paragraphe.

- Les inclusions fluides dans les carbonates filoniens de Lauzière

#### . Introduction

L'étude des fluides a été réalisée dans des carbonates prélevés sur quatre échantillons de filonnets et de brèches, dont 3 sont minéralisés en uranium. Les échantillons minéralisés sont GDEA, AIL 121 et 114S. Les deux premiers contiennent de la dolomite et de la calcite et sont associés à des schistes. Les inclusions fluides des dolomites et de la calcite de GDEA ont été étudiées. Le troisième échantillon, par contre, ne contient que de la calcite et il est sécant sur une monzosyénite. L'échantillon non minéralisé est une brèche tectonique renfermant de l'ankérite et de la calcite. La brèche s'est développée dans un gneiss feldspathique de la série de la Montagne des Plans. Seules les inclusions fluides de la calcite ont été étudiées.

Dans les échantillons à dolomite ou ankérite et calcite, celle-ci est toujours plus tardive et corrode systématiquement la dolomite ou l'ankérite.

Dans l'échantillon GDEA les inclusions fluides dans du quartz sécant aussi bien sur la dolomite que sur la calcite ont été étudiées.

#### . Morphologie

Toutes les inclusions étudiées dans les cristaux de calcite des échantillons précités ont une forme losangique et montrent une position identique par rapport aux clivages. Ce sont des inclusions primaires.

Les inclusions fluides des cristaux de dolomite ont par contre une forme plus rectangulaire et ont les côtés toujours parallèles aux clivages des cristaux.

Dans l'ensemble la taille des inclusions fluides dans les carbonates ne dépassent pas 20  $\mu m$ . La plupart du temps elle varie entre 4 et 17  $\mu m$ .

Dans le quartz sécant la forme est moins régulière mais on peut trouver parfois des inclusions ayant une morphologie de cristal négatif. Mais apparemment elles sont toutes de la même génération.

#### . Contenu

Toutes les inclusions étudiées sont biphasées et aqueuses. Celles du quartz sécant renferment quelques traces de  $CH_4$ ,  $CO_2$  et  $N_2$  dans la phase vapeur (détection à la microsonde Raman). Dans les inclusions des carbonates il n'a pas été possible de vérifier la présence de telles molécules à cause du bruit de fond trop élevé des carbonates au contact du rayon laser.

Les rapports volumiques  $V_{gaz}/V_{total}$  varient très peu d'un échantillon à l'autre. Ils sont de l'ordre de 10 à 20%.



. Mesures microthermométriques

Dans le diagramme Tf/Th (figure 177) on peut constater que les températures d'homogénéisation (ou températures minimales de piégeage) dans les carbonates varient de 182°C à 235°C et les températures de fusion

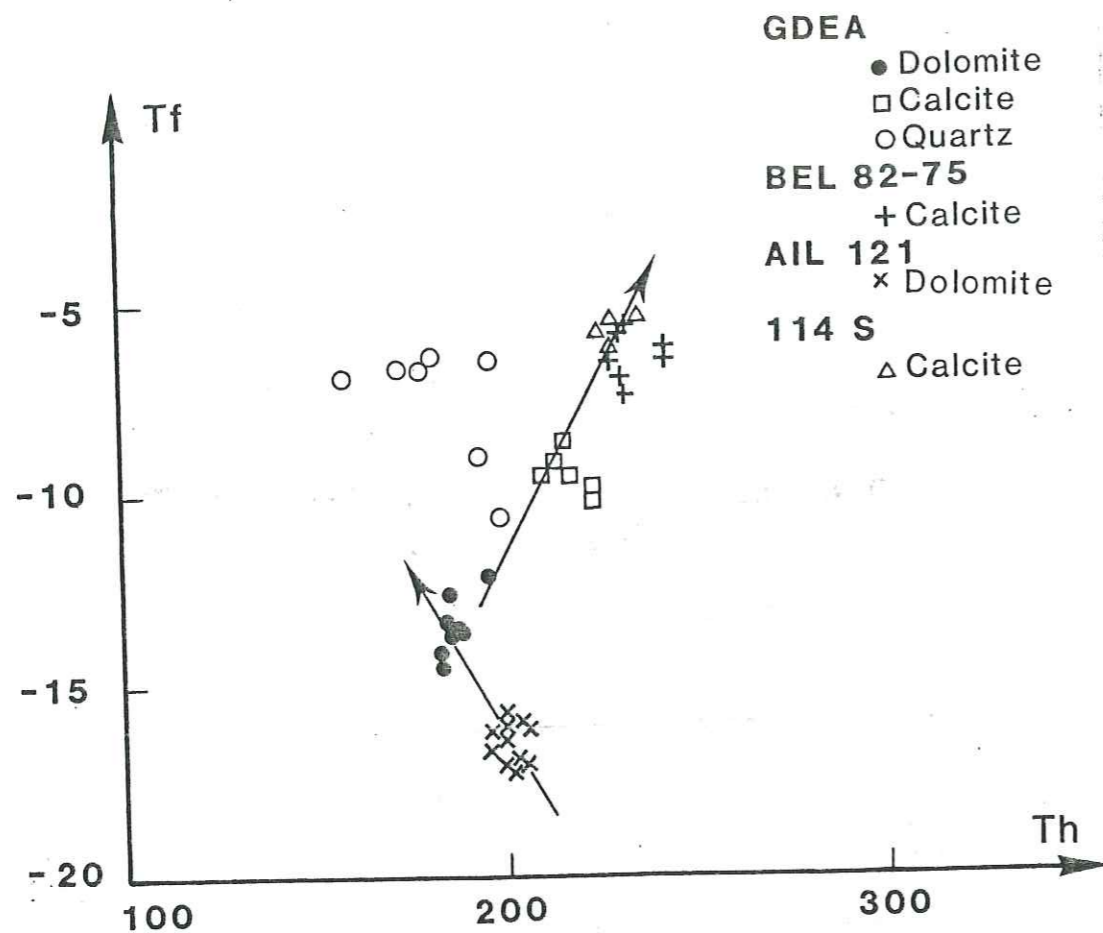


Fig. 177 - Les données microthermométriques des inclusions fluides des carbonates et du quartz sécant dans le diagramme Tf/Th.

de -17°C à -5,5°C. Les fluides dans les dolomites sont plus salés et présentent les Th les moins élevés. Le fluide tardif du quartz, sécant sur les carbonates, a une salinité comparable à celle des fluides des calcites mais des Th plus faibles. Toutes les inclusions s'homogénéisent en phase liquide.

. Les isochores

Ils ont été tracés pour chacun des fluides (Fig. 178) à partir de données GEHRIG et HILBERT (1976).

L'isochore du fluide le plus salé dans la dolomite (AIL 121) se confond avec ceux des calcites. L'isochore du fluide le moins salé dans la dolomite (GDEA) est décalé vers de plus basses températures (ou de plus hautes pressions). Nous avons vu que des dolomites (fluides précoces) aux calcites (fluides tardifs), la salinité des fluides baisse.

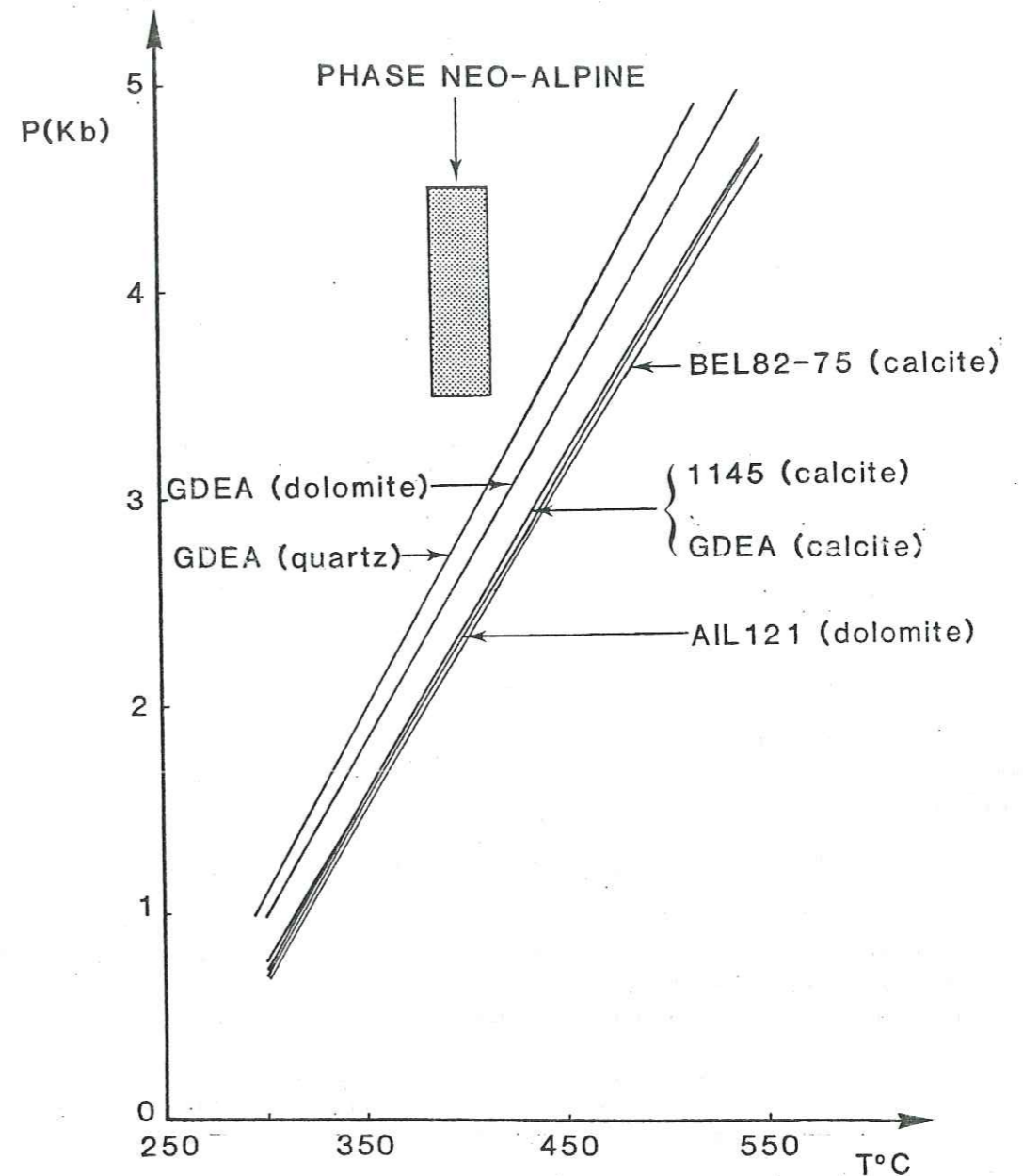


Fig. 178 - Les isochores obtenus à partir des inclusions fluides dans les dolomites et les calcites filoniennes.

Si nous admettons cette même tendance au sein des fluides des dolomites, le fluide piégé dans AIL 121 serait plus précoce que le fluide piégé dans GDEA. Les conditions P et T de piégeage de ces fluides correspondent à un point de chacun des isochores. L'évolution du fluide AIL 121 au fluide GDEA peut donc se faire soit suivant une augmentation de pression avec une faible variation de température, soit suivant une baisse de température avec une faible variation de pression. La seconde hypothèse

est la plus vraisemblable, étant donné le contexte de fracturation et de surrection au tardihercynien.

L'évolution des fluides se poursuit avec la formation de calcite, c'est-à-dire lors du passage du domaine de stabilité de la dolomite à celui de la calcite. Deux solutions se présentent encore une fois, si l'on raisonne toujours à partir des isochores:

- augmentation de température avec une faible variation de pression ;

- baisse de pression avec une faible variation de température.

La première hypothèse suppose un réchauffement du fluide et par conséquent la présence d'une source de chaleur (intrusion magmatique, par exemple). Ceci ne semble pas être le cas.

On peut donc résumer en disant que l'évolution des fluides dans les carbonates filoniens de Lauzière s'est produite, dans un premier temps, dans un contexte de baisse de température et dans un second temps, dans un contexte de baisse de pression. Dans la figure nous avons schématisé un itinéraire possible de l'évolution des fluides.

Le choix de la température pour la formation de la calcite a été fait à cause de l'association avec de la pechblende, peu stable au-delà de 350°C. En ce qui concerne la dolomite la température a été estimée un peu plus élevée car elle se forme dans les mêmes cavités que la calcite mais avant celle-ci. La différence de température correspond, en quelque sorte, au temps de remplissage des ouvertures, remplissage qui débute par la dolomite et se termine par la calcite dans un contexte de surrection.

Le changement de paramètre au cours de cet itinéraire des fluides correspond également à une inversion de tendance dans le diagramme Th/Tf (Fig. 177). En effet, dans les dolomites les fluides ont des Th décroissantes lors d'une baisse de salinité alors que l'inverse se produit dans les fluides piégés dans les calcites. La baisse de salinité a été régulière du début à la fin de l'évolution des fluides.

Les fluides du quartz ont des variations de Th et Tf plus importantes que ceux de la calcite ou de la dolomite. Ces fluides sont indépendants des premiers car ils sont plus tardifs, alpins.

#### . Le rôle des fluides dans la formation des carbonates

La précipitation des carbonates à partir d'un fluide est un phénomène qui dépend de beaucoup de facteurs comme on l'a vu plus haut. Il est par conséquent complexe. On n'a pas pu déterminer, avec précision, la température de piégeage des fluides contemporains de la calcite pour une température maximale de 350°C. La pression déduite des isochores serait de 1,5 kb environ. La température de formation de la dolomite est plus élevée que celle de la calcite, l'écart ne semble pas être important. Si l'on estime à environ 400°C la température de cristallisation de la dolomite, on se trouve dans des conditions de température où les résultats expérimentaux que nous avons rappelés plus haut, ont été obtenus sur les domaines de stabilité des carbonates.

La chute de pression au cours du remplissage des filonnets à carbonates favorise la formation de la calcite en provoquant la chute de  $PCO_2$  dans le fluide. La diminution régulière de la salinité du fluide (qui équivaut à la diminution de la concentration totale des ions) agit également dans ce sens en élargissant le domaine de stabilité de la calcite, mais augmente en même temps la solubilité du  $CO_2$ . Ce dernier effet est neutralisé par la baisse de  $PCO_2$  qui engendre une chute de  $XCO_2$  et par conséquent, le passage du domaine de stabilité de la dolomite à celui de la calcite est essentiellement dû aux variations de la composition chimique du fluide. La baisse de température qui accompagne la chute de pression peut avoir joué également un rôle, surtout si la position de la composition fluide initiale en équilibre avec la dolomite était proche de la courbe d'équilibre dolomite-calcite dans la figure

#### - Les isotopes de C et O des carbonates

##### . Résultats analytiques

La composition isotopique du carbone ( $\delta^{13}C$ ) et de l'oxygène ( $\delta^{18}O$ ) d'un certain nombre de carbonates (calcite, dolomite et ankérite)

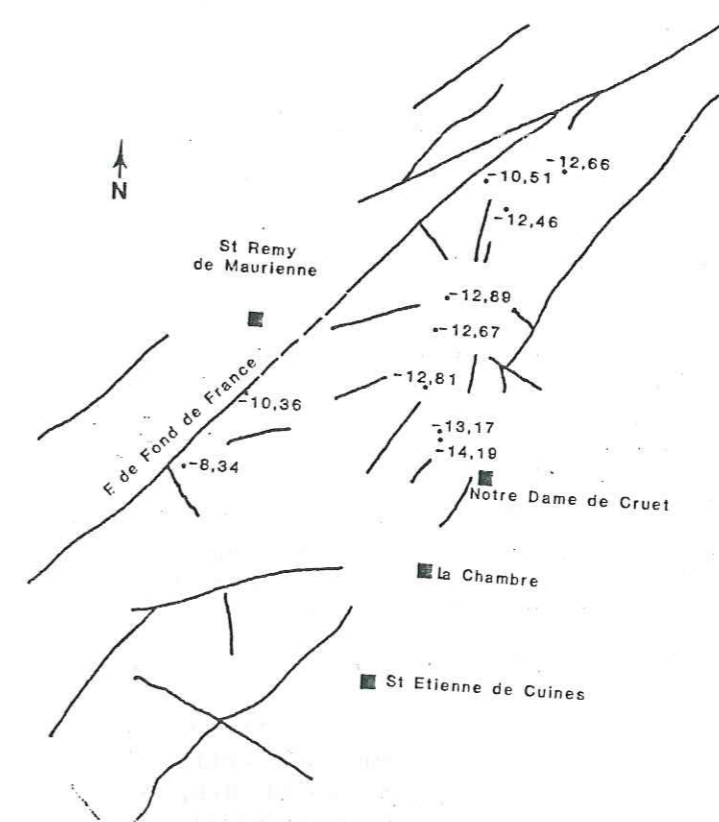


Fig. 179 - Répartition de  $\delta^{13}C$  des calcites au Sud de la faille de Fond de France.

filoniens a été mesurée (cf. tableau XXXVIII). Ces carbonates ont été attaqués par l'acide phosphorique ( $H_3PO_4$ ) à 100% à 25°C (MC CREA, 1950) pour libérer le  $CO_2$  dont la composition isotopique a été déterminée par un spectromètre de masse type VG 602 D du laboratoire de géochimie des isotopes stables du CRPG. Les  $\delta^{18}O$  du  $CO_2$  ont été corrigés en utilisant les coefficients de fractionnement de SHARMA et CLAYTON (1965) pour la calcite et la dolomite et de ROSENBAUM et SHEPPARD (soumis) pour l'ankérite. Le standard utilisé pour  $\delta^{13}C$  est le PDB et le SMOW pour  $\delta^{18}O$ .

La plupart des carbonates analysés sont antérieurs à la phase tardive alpine. Un seul échantillon (AIL 49) présente un risque de mélange entre deux générations de carbonate. Un autre échantillon (BEL 82-47) prélevé dans les fentes alpines tardives, dans le mésozoïque a également été intégré à titre de comparaison.

Les calcites ont des  $\delta^{13}C$  compris entre -14‰ et -8‰. Les valeurs de  $\delta^{18}O$  sont par contre peu variables et oscillent entre + 10‰ et + 12‰. La calcite des fentes alpines se distingue nettement de l'ensemble. Son  $\delta^{13}C$  est de +0,15‰ et  $\delta^{18}O$  +18,63‰.

Les dolomites et ankérites ont des valeurs de  $\delta^{13}C$  et  $\delta^{18}O$  plus variables que celles des calcites ( $\delta^{13}C = -10‰$  à  $-14‰$ ,  $\delta^{18}O : + 8$  à  $+17$ ).

Sur le terrain,  $\delta^{13}C$  des calcites définit une zonalité, comme on peut le voir sur la figure 179. On peut noter une augmentation de  $\delta^{13}C$  d'Est en Ouest. Les valeurs les plus élevées longent la faille de Fond de France.

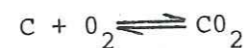
Les valeurs de  $\delta^{13}C$  et de  $\delta^{18}O$  montrent une tendance à la corrélation positive avec la somme  $FeCO_3 + MgCO_3 + MnCO_3$  des calcites (Fig. 180 et 181). Les calcites les plus lourdes en carbone et en oxygène sont également les moins pures.

Dans le diagramme  $\delta^{13}C/\delta^{18}O$  l'ensemble des carbonates montre une tendance à la corrélation positive (Fig. 182). Cette corrélation se retrouve également au niveau des couples dolomite-calcite ou ankérite-calcite. Le passage dolomite-calcite ou ankérite-calcite est donc accompagné d'une diminution de  $\delta^{13}C$  et  $\delta^{18}O$ .

Les valeurs de  $\delta^{13}C$  des carbonates de Lauzière sont les plus faibles mesurées dans la littérature (Fig. 183).

#### . Origine du carbone

Les valeurs de  $\delta^{13}C$  de la matière organique dans les sédiments, du pétrole, du graphite sont comprises entre -10 ‰ et -35 ‰, avec une valeur moyenne de -25 ‰ (OHMOTO et RYE, 1979). Au cours d'une oxydation de la matière organique suivant la réaction :



Echantillons	Calcite		Dolomite		ankérite	
	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
AIL 49	-10,41	+10,56	-10,36±0,01	+12,08±0,01	-	-
AIL	-10,51	+10,85	-	-	-	-
AIL 105	-	-	-	-	-10,85±0,04	+16,45±0,05
GDE centre-ext.	-	-	-10,89±0,03	+17,83±0,02	-	-
GDE cent.	-	-	-10,70±0,08	+17,04	-	-
GDE ext.min	-	-	-10,48±0,06	+15,71	-	-
GDE ext.	-	-	-10,77±0,07	+16,67	-	-
GDE 1130	-12,81	+10,48	-	-	-	-
BEL 82-1	-	-	-9,90	+12,70	-	-
BEL 82-13	-12,66	+11,34	-	-	-	-
BEL 82-23	-13,77	+9,99	-13,81±0,00	-	-	-
BEL 82-47	+0,15	+18,63	-	-	-	-
BEL 82-59	-14,19±0,01	-	-	-	-12,40±0,01	+13,30±0,01
BEL 82-69	-	-	-12,91±0,04	+15,38±0,09	-	-
BEL 82-70	-	-	-13,57	+9,99	-	-
BEL 82-75	-12,46	+0,46	-	-	-	-
MAXC 4-22	-	-	-10,15±0,00	+14,76±0,02	-	-
CHAM 70N	-8,34	+10,83	-	-	-	-
ND Cruet 990	-	-	-	-	-11,57	+15,62
ND Cruet 690	-	-	-13,34	+11,88	-	-
44 S	+12,89	+10,03	-12,95±0,04	+10,54±0,01	-	-
114 S	-12,67	+10,42	-	-	-	-

Tableau XXXVIII - Les valeurs de  $\delta^{13}C$  et  $\delta^{18}O$  des carbonates filoniens.

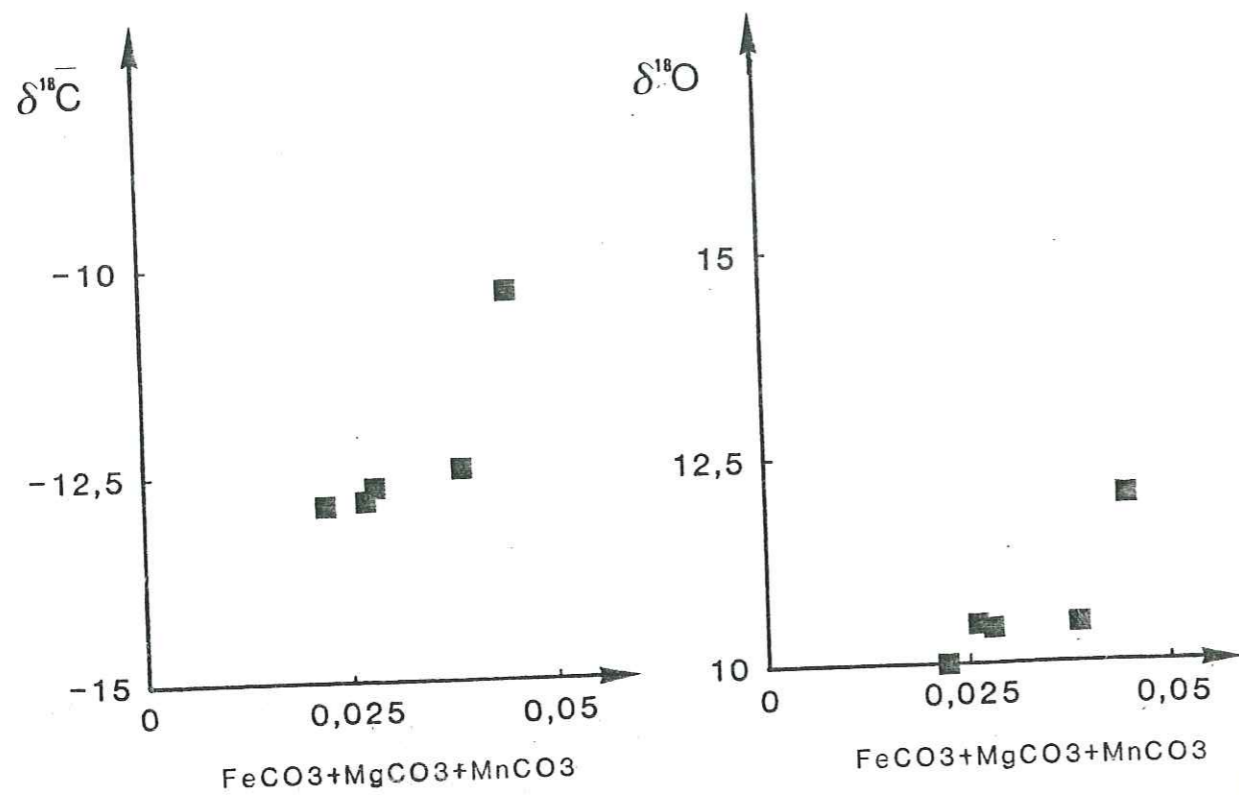


Fig. 180 - Relations entre  $\delta^{13}\text{C}$  et les teneurs en Fe, Mg et Mn des calcites.

Fig. 181 - Relations entre  $\delta^{18}\text{O}$  et les teneurs en Fe, Mg et Mn des calcites.

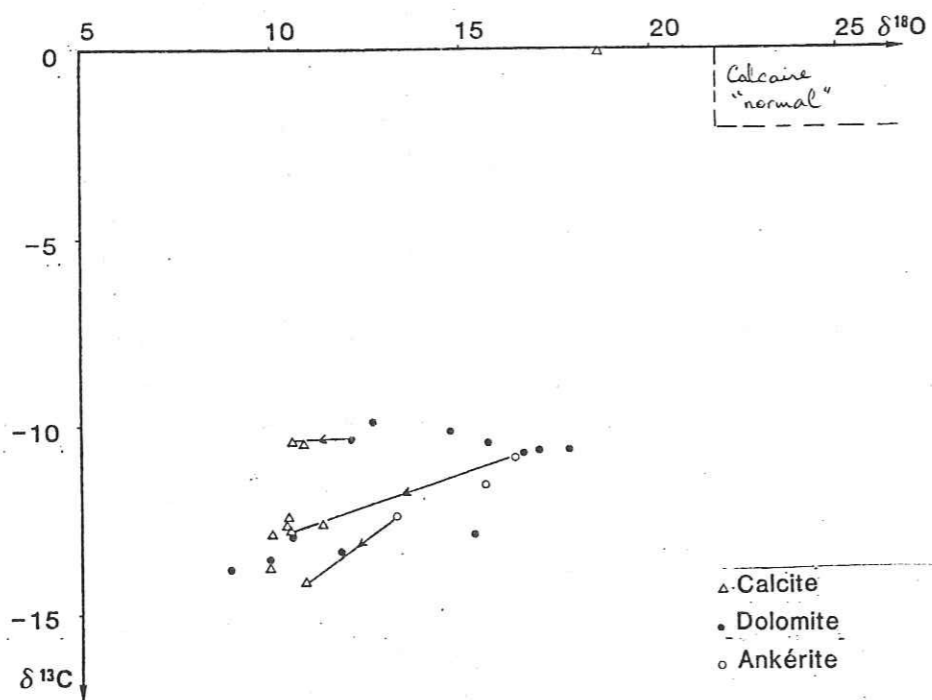


Fig. 182 - Relations de  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  des carbonates. Les flèches relient les couples dolomite-calcite ou ankérite-calcite d'un même échantillon.

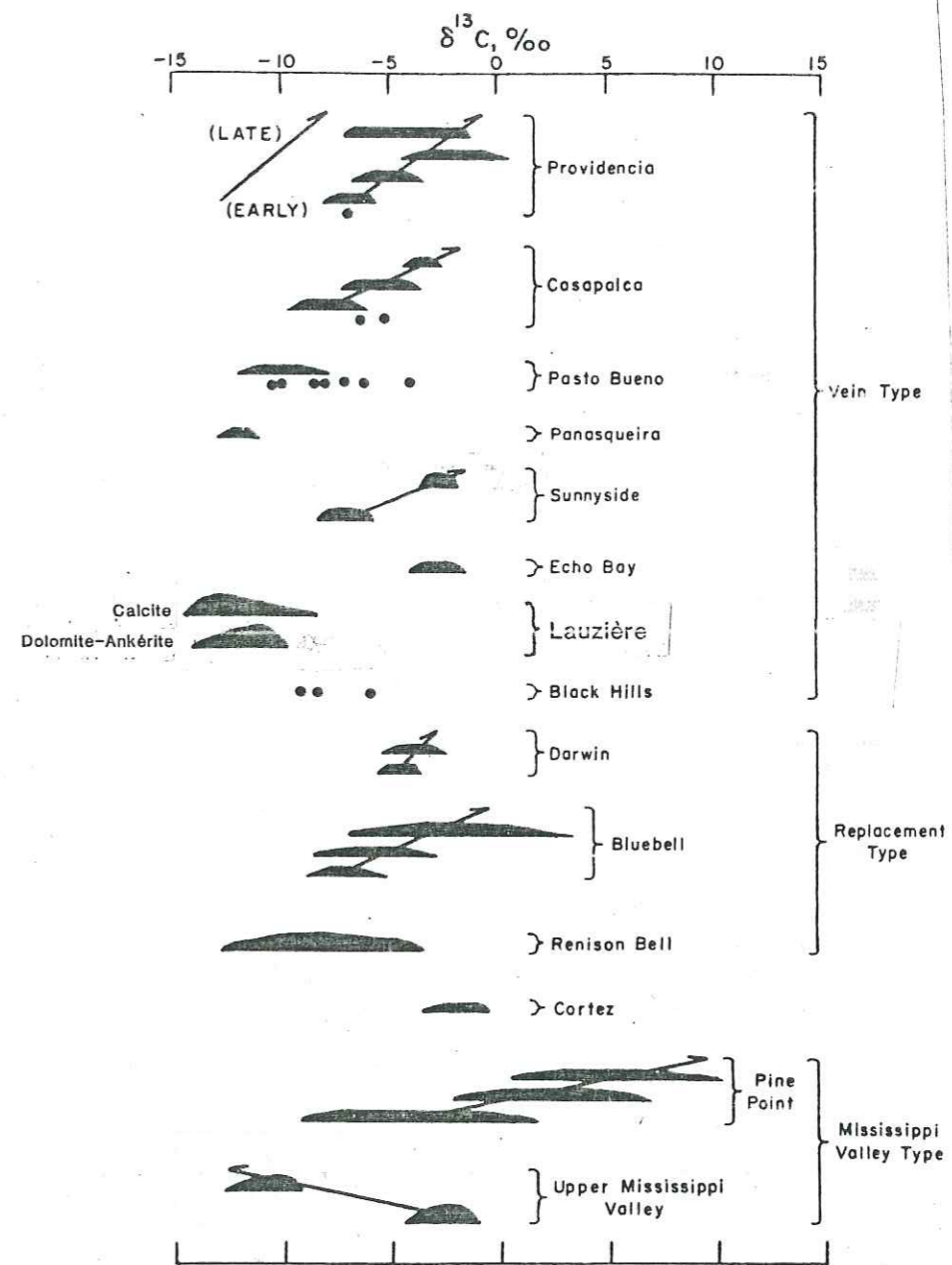


Fig. 183 - Comparaison des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  des carbonates filoniens de Lauzière et les valeurs existantes dans la littérature.

le CO<sub>2</sub> dégagé aurait à peu près les mêmes compositions isotopiques. Par contre le CO<sub>2</sub> provenant par une réaction d'hydrolyse :



à des températures comprises entre 350°C et 500°C aurait un δ<sup>13</sup>C plus élevé que le "graphite", de l'ordre de 5 à 12% supérieur.

Les réactions de décarbonatation de carbonate produisent en général du CO<sub>2</sub> où δ<sup>13</sup>C est 2 ou 3‰ plus lourd que le carbonate. Le δ<sup>13</sup>C dans l'eau de mer est également élevé (0<sup>+</sup> 4‰).

Les carbonates formés à partir de carbone d'origine magmatique (granite, roches basiques et ultrabasiques) ont des valeurs de δ<sup>13</sup>C entre +2‰ et -10‰. La valeur moyenne est de -5‰ (OHMOTO et RYE, 1979).

Les faibles valeurs des carbonates de Lauzière suggèrent par conséquent une origine à partir d'hydrolyse de matière organique de roches sédimentaires. Le méthane que prévoit la réaction d'hydrolyse n'a pas pu être détecté dans les inclusions fluides à la microsonde à cause de la forte fluorescence des carbonates. Cependant, des traces de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> et N<sub>2</sub> ont été mises en évidence dans du quartz sécant sur les carbonates.

#### . Origine de l'eau

Des mesures de δD ont été effectuées sur les fluides piégés dans les carbonates, au laboratoire de Géochimie des Isotopes Stables du CRPG. Les fluides inclus ont été extraits par écrasement sous vide dans des tubes en acier inoxydable, après nettoyage. L'eau ainsi recueillie a été convertie en hydrogène : gaz sur un four à uranium à 800°C (GODFREY, 1962) et le rendement mesuré. H<sub>2</sub>gaz a été analysé au spectromètre de masse (VGGO2D).

Les mesures ont été faites sur des échantillons de dolomite et de calcite présentant les valeurs en δ<sup>18</sup>O les plus extrêmes possibles, pour pouvoir définir les caractères du fluide au début et à la fin de

Echantillon	minéral	δD	Rendement	δ <sup>18</sup> O <sub>H<sub>2</sub>O</sub>
GDE centre-ext	Dolomite	-34‰	> 82 μm/mg	+12,70‰
ND Cruet 690	Dolomite	-49‰	47 μm/mg	+ 6,7%
BEL 82-23	Calcite	-52‰	31 μm/mg	+3,8‰
AIL 56 A	Calcite	*-61‰	75 μm/mg	+6,55 ‰

Tableau XXXIV - Valeurs isotopiques δD de l'eau en inclusion dans quelques cristaux de carbonates filoniens.

\*Cette valeur représente une mesure d'un échantillon présentant un risque de contamination par de l'eau dégagée à partir de minéraux d'uranium hydratés associés (uranotile).

l'évolution. Les valeurs obtenues sont présentées dans le tableau et sont données par rapport au standard SMOW.

La composition isotopique de l'oxygène des eaux hydrothermales ne peut être déterminée directement (RYE et O'NEIL, 1968). Les δ<sup>18</sup>O des eaux ont été décalés à partir des δ<sup>18</sup>O des carbonates à la température de 400°C pour les fluides inclus dans la dolomite et à 350°C pour les fluides inclus dans la calcite. Ces températures sont estimées à partir des études des inclusions fluides. Les coefficients de fractionnement carbonate-H<sub>2</sub>O utilisés sont ceux de FRIEDMAN et O'NEIL, 1977).

Dans le diagramme δ<sup>18</sup>O/δD de la figure 184 on peut observer une répartition des points :

- soit dans le domaine des eaux métamorphiques
- soit dans le domaine des eaux hydrothermales d'origine météorique, dont δ<sup>18</sup>O a été modifié au cours d'un échange avec des minéraux lors d'un passage dans des sédiments.

Les valeurs de δD, δ<sup>18</sup>O et δ<sup>13</sup>C de la calcite sont les plus faibles. L'un des points se localise dans le domaine des eaux magmatiques mais l'hypothèse d'une origine magmatique pour le fluide des carbonates filoniens est peu probable. En effet, les carbonates sont répartis aussi bien dans l'encaissant, à des endroits très éloignés du complexe granitoïde de Lauzière, que dans le complexe lui-même.

Les faibles valeurs en δD et δ<sup>18</sup>O de la calcite par rapport à celles de la dolomite suggèrent un mélange de deux fluides d'origine différente (un fluide météorique et un fluide métamorphique) lors du passage de la dolomite à la calcite.

Les variations importantes des valeurs isotopiques de la figure 182 peuvent également suggérer un fluide métamorphique de composition isotopique constante au départ, mais qui aurait évolué au cours d'une variation de température. Cette variation de température correspondrait à plus de 200°C entre le premier et le dernier fluide (la plus haute température étant de l'ordre de 400°C).

Cette différence de température est infirmée par les données microthermométriques.

Une origine principalement météorique est également possible. L'hypothèse d'un fluide d'origine métamorphique avec une composition isotopique constante n'est plausible que si l'on admet une différence de température de plus de 200°C entre le début et la fin de l'évolution du fluide (la plus haute température étant de l'ordre de 400°C). Mais cette différence de température est infirmée par les données microthermométriques. Cependant, dans ce modèle métamorphique les valeurs de δD et δ<sup>18</sup>O ont pu varier pendant l'évolution du système indépendamment de la température. La décroissance de δD (ainsi que celle de la salinité du fluide) avec le temps est en accord avec une déshydratation progressive des minéraux de la roche source (distillation de Rayleigh). La déshydratation de la roche source à différents moments ainsi que les conditions physiques sous lesquelles se produit ce phénomène peuvent également expliquer les variations isotopiques observées.

L'hypothèse de mélange d'un fluide métamorphique précoce avec un fluide météorique est également incompatible avec les données géologiques. En effet, sur la figure 184 on peut observer une intersection de la droite joignant les trois points avec la droite des eaux météoriques à une valeur de  $\delta D \approx -90\text{‰}$ . Cette valeur indique que l'eau météorique est de climat très froid, polaire. Elle ne reflète donc pas un environnement tropical d'il y a 280 Ma, c'est-à-dire au moment où les filonnets

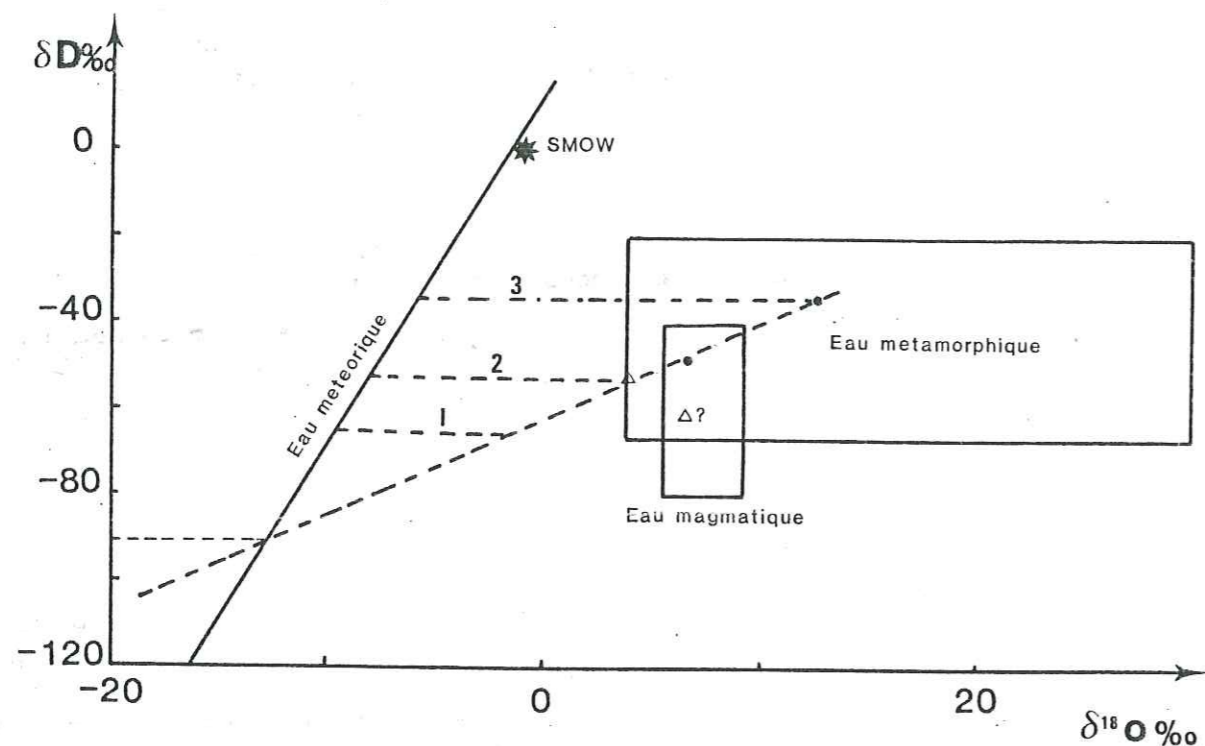


Fig. 184 - Répartition des valeurs isotopiques des carbonates filoniens dans le diagramme  $\delta D\text{‰}$   $\delta^{18}O\text{‰}$ .

carbonatés minéralisés se sont formés (cf. chapitre III, 2ème partie). 280 Ma correspond à la limite Stéphanien-Autunien (Carbonifère-Permien) et à cette époque, le climat régnant était tropical humide avec la formation des bassins de St Afrique au Stéphanien et de Lodève à l'Autunien.

Le mélange a pu se produire avec un fluide toujours d'origine météorique mais après que celui-ci ait effectué un échange isotopique au cours de l'infiltration, dans l'encaissant environnant (flèche 1 ou 2 sur la figure 184).

L'hypothèse d'une origine principalement météorique implique que :

-  $\delta^{18}O$  des eaux hydrothermales météoriques soit contrôlé par un échange avec des minéraux très riches en  $^{18}O$ , comme les carbonates sédimentaires, le rapport eau/roche minimal étant de 1 à 1,5 (SHEPPARD et al., 1969) dans un premier temps ;

- et que la décroissance progressive de  $\delta D$  soit la conséquence d'un climat de plus en plus froid et/ou d'une augmentation d'altitude à la suite d'une surrection. Par comparaison avec les systèmes actuels (qui ne sont pas forcément applicables directement à l'Hercynien) la diminution de  $\delta D$  de  $-34\text{‰}$  à  $-52\text{‰}$  est équivalente à une diminution de température moyenne annuelle de l'atmosphère de 3 à 4°C (ce qui équivaut à plusieurs centaines de mètres d'altitude). Etant donné la rareté des minéraux riches en  $^{18}O$  dans les formations environnantes, l'hypothèse d'une origine principalement météorique ne semble pas solide.

En définitive deux alternatives sont à envisager pour l'origine des fluides :

- soit des eaux d'origine métamorphique dont les compositions isotopiques et chimiques ont évoluées au cours du temps ;

- soit un mélange d'un fluide métamorphique avec un autre fluide météorique ayant effectué un échange isotopique au cours de l'infiltration.

#### D. LES CONDITIONS DES METAMORPHISMES

##### - Les phases alpines

Nous avons défini précédemment la pression de formation de la sphalérite dans une fente alpine non déformée d'un schiste à grenat ainsi que la température de formation de l'arsénopyrite associée. Ces deux paramètres définissent donc les conditions de pression et de température ( $P \approx 4\text{ kb}$ ,  $T \approx 400\text{°C}$ ) de la phase probablement la plus tardive du métamorphisme alpin.

Dans un autre échantillon minéralisé du Preney, (GDEA) les études d'inclusions fluides piégés dans un quartz sécant sur les carbonates et syntectonique ont permis de tracer un isochore (Fig. 178). Cet isochore donne une température de 460°C pour une pression de 4 kb. Ceci implique que le quartz sécant sur les carbonates a été formé au cours d'une autre phase alpine, plus précoce.

Dans certains indices uranifères les effets de ces phases métamorphiques se traduisent par une transformation de la pechblende en petits cristallites de forme parfois cubique, rappelant l'habitus de l'uraninite. L'extraction du plomb radiogénique sous forme d'inclusions de galène est également à rattacher à ces mêmes épisodes.

Les bréchifications et déformations de la plupart des indices uranifères du secteur de Lauzière sont également dues aux phases tectoniques alpines.

Dans les faciès schisteux et gneissiques de l'encaissant métamorphique, on observe systématiquement, en même temps que l'apparition d'une nouvelle schistosité (tardihercynienne et/ou alpine) sécante sur l'hercynienne, une déstabilisation de la biotite en séricite et chlorite. Cette déstabilisation se retrouve également dans les différents faciès du complexe granitique de Lauzière (granite, monzosyérite...), sous forme de nids sériciteux. Ces minéraux argileux ont pu être individualisés en deux groupes (§ précédent). Le premier est phengitique, plutôt magnésien), le second montre un déficit en K et est plus alumineux. La teneur moyenne en silice des phengites est de 3,33. Dans le diagramme géothermométrique P - T de VELDE (1965), la courbe à Si = 3,33 passe par le domaine du métamorphisme tardi-alpin (néo-alpin) défini précédemment par le moyen d'autres géothermobaromètres (Fig. 185). Ce domaine correspond à P = 3,5 à 4,5 kb et T ≈ 400°C. On peut donc penser que certaines biotites ont été déstabilisées très rapidement.

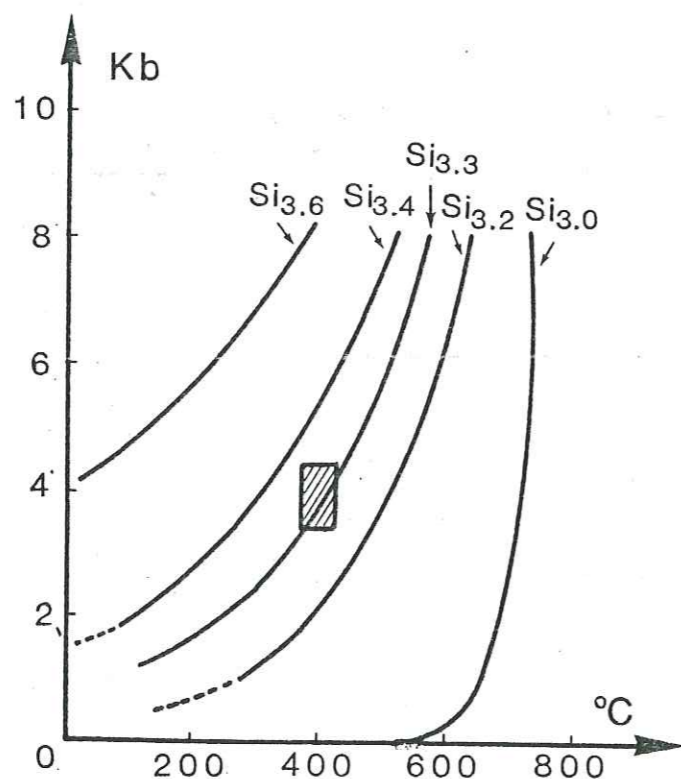


Fig. 185 - Domaine du métamorphisme néo-alpin dans le secteur de Lauzière, défini à partir d'autres méthodes de géothermobarométrie. Il y a coïncidence avec la courbe P - T des phengites dans le diagramme de VELDE (1965).

Dans la figure 178 on remarque que les isochores correspondants aux fluides piégés dans les carbonates de remplissage des filonnets tardihercyniens (dolomite, calcite), ainsi que l'isochore du fluide du quartz sécant sur les carbonates n'intersectent pas le domaine de la phase néo-alpine du métamorphisme. Celle-ci est de plus haute pression.

L'autre groupe de minéraux pylliteux pourrait correspondre à une phase rétro-morphique plus précoce de plus faible pression. En effet, les phyllites du schiste à biotite-chlorite-calcite (GDE 1) de la série de la Montagne des Plans sont contemporaines de la déstabilisation du plagioclase et de la monazite. Les phyllites du schiste quartzeux minéralisé sont parallèles à la schistosité de la roche avec des reliques de biotite. Certains plans de schistosité parallèle contiennent de la pechblende. Les minéraux argileux du deuxième groupe se seraient donc formés en même temps que l'événement principal de la minéralisation uranifère, datée tardihercynienne (cf. chapitre suivant).

Les différentes phases rétro-morphiques, aussi bien tardihercyniennes qu'alpines sont caractérisées par des paragenèses très semblables, épizonales (épidote + carbonates + chlorites...) très difficiles à individualiser.

#### E. CONCLUSION

Dans le secteur de La Lauzière, comme dans toute la chaîne des massifs cristallins externes, les phénomènes rétro-morphiques se sont développés à plusieurs reprises. La rétro-morphose tardihercynienne et les rétro-morphoses alpines ont des caractéristiques proches sur le plan des transformations minéralogiques. Ces transformations sont surtout la séricitisation et saussuritisation des plagioclases, la chloritisation et séricitisation de la biotite. Dans les roches basiques les amphiboles ont également été transformées en épidote, calcite, chlorite. Sur le plan des minéraux accessoires les transformations minéralogiques ont également été importantes. L'allanite semble être le minéral le plus affecté. Elle a été remplacée en épidote et surtout dans les faciès à tendance basique. La monazite, quoique quantitativement semble moins importante son altération a été plus poussée. Ceci est particulièrement bien visible dans l'échantillon de schiste à biotite-chlorite-calcite (GDE 1) de la série de la Montagne des Plans. Cette déstabilisation de monazite a pu être attribuée indirectement à la rétro-morphose tardihercynienne qui est l'événement précurseur de la mobilisation de l'uranium dans le secteur de Lauzière.

Les fluides associés aux filonnets carbonatés tardihercyniens (cf. chapitre III, 3ème partie) sont d'origine métamorphique avec, peut-être, une contribution de fluide d'origine météorique.

A partir de leur étude microthermométrique il a été possible de suivre l'itinéraire en pression et température pendant le remplissage des filonnets.

Les conditions P - T de la rétro-morphose tardihercynienne n'ont pas pu être précisées à cause de la superposition des événements alpins. On a pu savoir, néanmoins, que cette rétro-morphose s'est produite à des pressions plus faibles que la phase néo-alpine. Celle-ci s'est déroulée à des conditions de P et T respectivement 3,5 à 4,5 kb et environ 400°C. Si on la compare à la même phase alpine dans le Mont Blanc définie par POTY (1969), elle montre une pression plus élevée de l'ordre de 1 kb pour les mêmes températures.

### CHAPITRE III : GEOCHIMIE DE L'URANIUM ET DU THORIUM

#### A. LE COMPLEXE GRANITOÏDE DE LAUZIÈRE

##### A.1. Les diagrammes géochimiques

Dans cette étude de la géochimie de l'uranium et du thorium concernant le complexe granitoïde de Lauzière, la plupart des analyses utilisées proviennent de la thèse de PONCERRY (1981). Seules cinq nouvelles analyses ont été rajoutées.

##### - Le diagramme $\text{SiO}_2/\text{Th}$

Une assez bonne corrélation positive relie les deux éléments dans l'ensemble des faciès du complexe (Fig. ). Th augmente au cours de la différenciation. Il varie de 6 ppm dans une monzonite à 116 ppm dans un granite. Cette variation est relativement régulière lorsque l'on considère uniquement la lignée subalcaline de Lauzière. Par contre, au niveau du leucogranite I on observe une inversion de tendance, c'est-à-dire, la teneur en Th décroît.

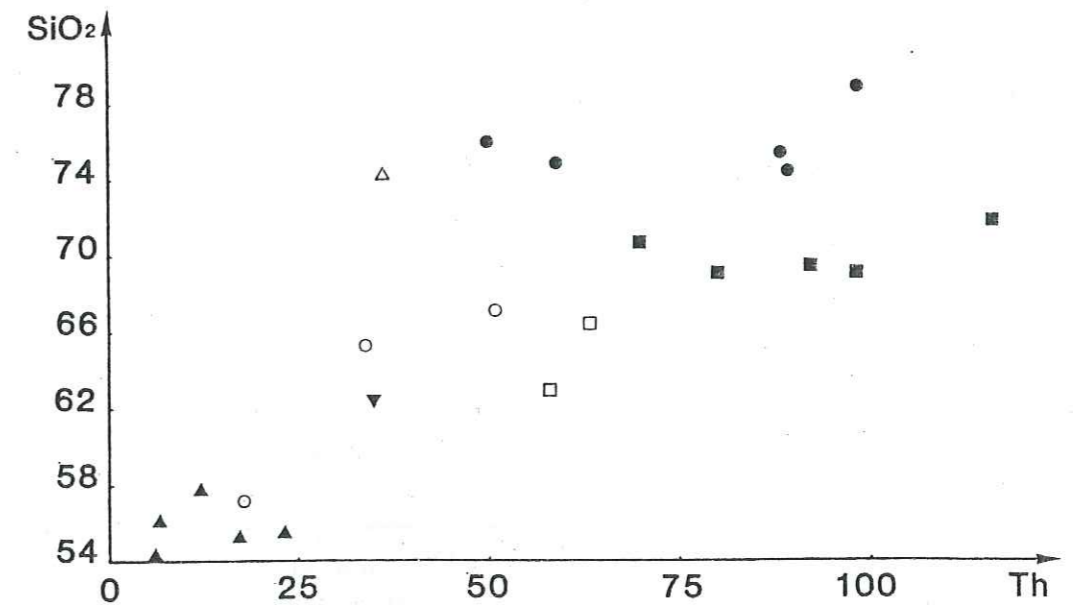


Fig. 186 : Relations entre Th et  $\text{SiO}_2$  dans le complexe granitoïde de Lauzière



- Le diagramme  $\text{SiO}_2/\text{U}$

Dans ce diagramme, si l'on fait abstraction de certains échantillons qui présentent un risque de contamination par des indices uranifères avoisinants, l'uranium tend à se corrélér négativement avec la teneur en  $\text{SiO}_2$  de la roche. Les faciès les plus enrichis en uranium sont donc les composants les moins évolués de la lignée.

Dans la description pétrographique de certains faciès du complexe granitoïde de Lauzière nous avons noté la présence de certains minéraux accessoires susceptibles de contenir de l'uranium et du thorium, en quantité appréciable. Ce sont la thorite, l'allanite, le sphène, le zircon et l'apatite. La thorite n'a été observée que dans un faciès basique à amphibole. Les autres faciès n'en contiennent pas (du moins d'après les observations sur les quelques échantillons étudiés). L'allanite, le sphène et le zircon se retrouvent aussi bien dans les faciès les moins évolués que dans les faciès évolués (faciès granitique). L'allanite semble plus fréquente dans les faciès les plus différenciés. Ces observations permettent de comprendre les relations  $\text{U}/\text{SiO}_2$  et  $\text{Th}/\text{SiO}_2$ . En effet, les analyses de la thorite dans un échantillon de monzonite amphibolique ont donné une composition moyenne en  $\text{ThO}_2 = 54,54\%$  pds, en  $\text{UO}_2 = 14,68\%$  pds. L'uranium et le thorium sont donc principalement contrôlés par la thorite dans

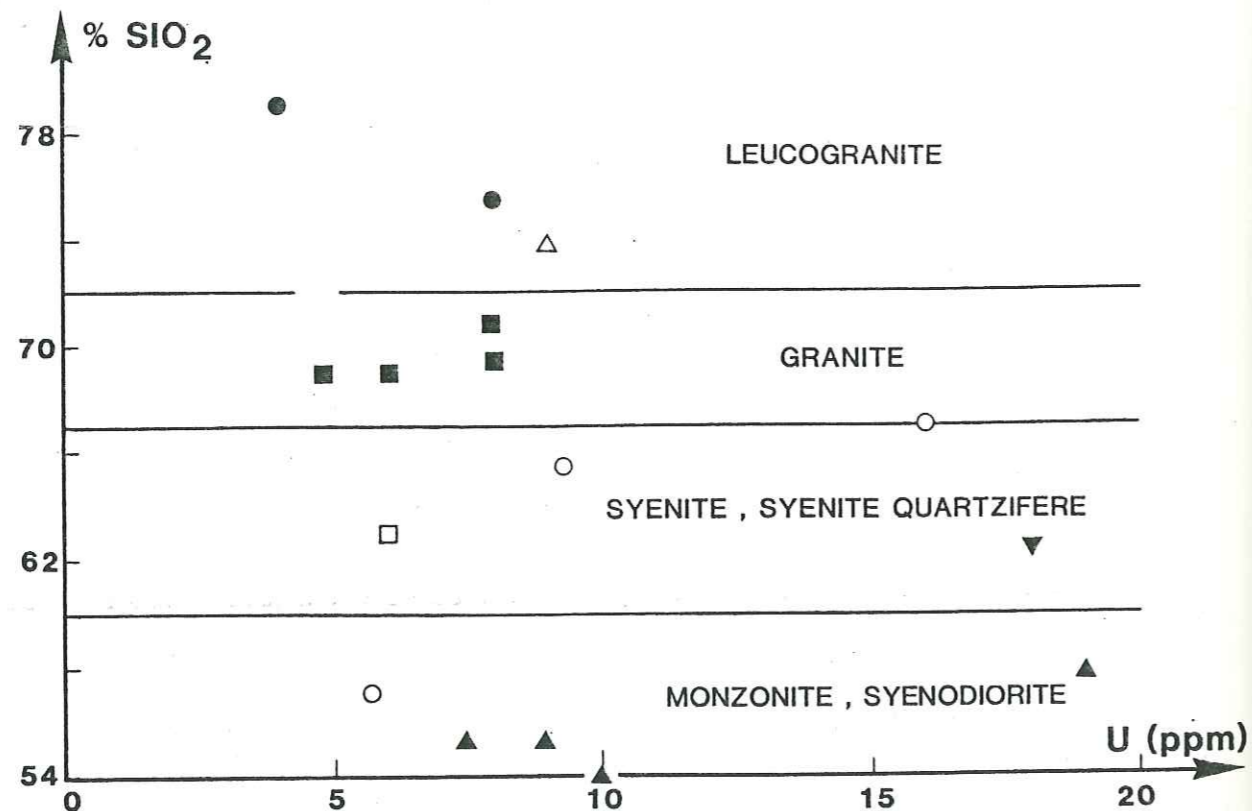


Fig. 187 : Relations entre U et  $\text{SiO}_2$  dans les différents faciès du complexe granitoïde de Lauzière.

dans les faciès les moins différenciés. Dans ce minéral l'uranium est en substitution avec Th, Ca, Fe, Pb, Zr et TR. Les proportions, surtout de Th et de U peuvent donc varier d'une manière importante. Les autres minéraux accessoires sont en général peu uranifères. Le zircon peut contenir au plus quelques milliers de ppm. Le thorium peut également être contrôlé par l'allanite. Ce minéral peut contenir quelques pour cents de  $\text{ThO}_2$  (2 à 3% pds), les teneurs en uranium sont par contre beaucoup plus faibles, de l'ordre de quelques centaines de ppm.

Les deux corrélations  $\text{U}/\text{SiO}_2$  et  $\text{Th}/\text{SiO}_2$  dans la lignée monzonitique de Lauzière peuvent donc être expliquées d'une part par la composition de la thorite, et d'autre part, par la quantité d'allanite représentée dans les différents faciès. La thorite, riche en U a été observée dans les faciès les moins différenciés, la plus haute teneur en U peut donc s'expliquer ainsi.

Au cours de la différenciation la thorite peut s'appauvrir en U et s'enrichir en Th dans un premier temps, jusqu'à ce qu'elle disparaisse (la thorite n'a pas été observée dans les faciès basiques sans amphiboles et dans les faciès acides).

Au cours de la différenciation l'allanite devient de plus en plus abondante et la teneur en U décroît pendant que celle du Th augmente et ceci jusqu'au faciès granitique du complexe granitoïde.

Ce raisonnement est basé sur deux faits principaux qui ne sont certainement pas suffisants :

- la présence de la thorite relativement enrichie en U, dans les faciès les moins différenciés ;
- la présence de l'allanite dans tous les faciès de la lignée mais de plus en plus abondante dans les plus différenciés.

Des études pétrographiques sur un plus grand nombre d'échantillons et des analyses des minéraux accessoires, notamment de la thorite seraient nécessaires pour une vérification à l'échelle de toute la lignée du complexe de Lauzière.

On peut également avancer l'idée d'une concentration de l'uranium, sous forme d'autres minéraux facilement lessivables, comme l'uraninite, dans les faciès les plus différenciés et que celle-ci ait été lessivée au cours des différentes phases tectoniques postérieures. Cette hypothèse a été avancée par PONCERRY (1981), mais la présence de l'uraninite à l'état primaire n'a pas été démontrée avec certitude.

Des massifs granitoïdes subalcalins potassiques ont déjà fait l'objet de travaux (PAGEL, 1981 ; COUCOULIS, 1982). Ils dérivent d'un magma à dominante mantellique riche en U-Th qui se retrouvent dans les termes les moins différenciés. Sur le plan minéralogique ils se caractérisent, par la présence de la thorite (uranothorite) principal minéral accessoire porteur de l'uranium et du thorium. Les autres minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, le sphène et l'allanite. L'uraninite riche en  $\text{ThO}_2$  peut apparaître plus tardivement et la monazite n'est présente que dans les teneurs les plus acides (PAGEL, 1982).

Le complexe granitoïde de la Lauzière, présente donc les caractères comparables à ceux des associations subalcalines potassiques. Le minéral accessoire uranifère principal du complexe de Lauzière, c'est-à-dire la thorite, présente des teneurs de  $UO_2$  semblables à celles des granitoïdes subalcalins potassiques de la chaîne hercynienne, inférieures à 15%  $UO_2$ .

Les autres minéraux accessoires sont également présents à l'exception de la monazite et de l'uraninite. Nous insistons cependant sur le fait que le recensement des minéraux accessoires du complexe granitoïde de Lauzière n'est pas définitif. Le faible nombre des échantillons étudiés ne nous permet pas de conclure avec certitude.

Dans le leucogranite I, le caractère thorifère se retrouve, quoique indépendant en ce qui concerne la géochimie des éléments majeurs et certaines traces de la lignée subalcaline potassique de Lauzière.

Dans le leucogranite II le caractère thorifère est plus atténué, mais le nombre d'analyse est insuffisant.

- Le diagramme U/Th

Globalement la relation entre U et Th est à tendance négative.

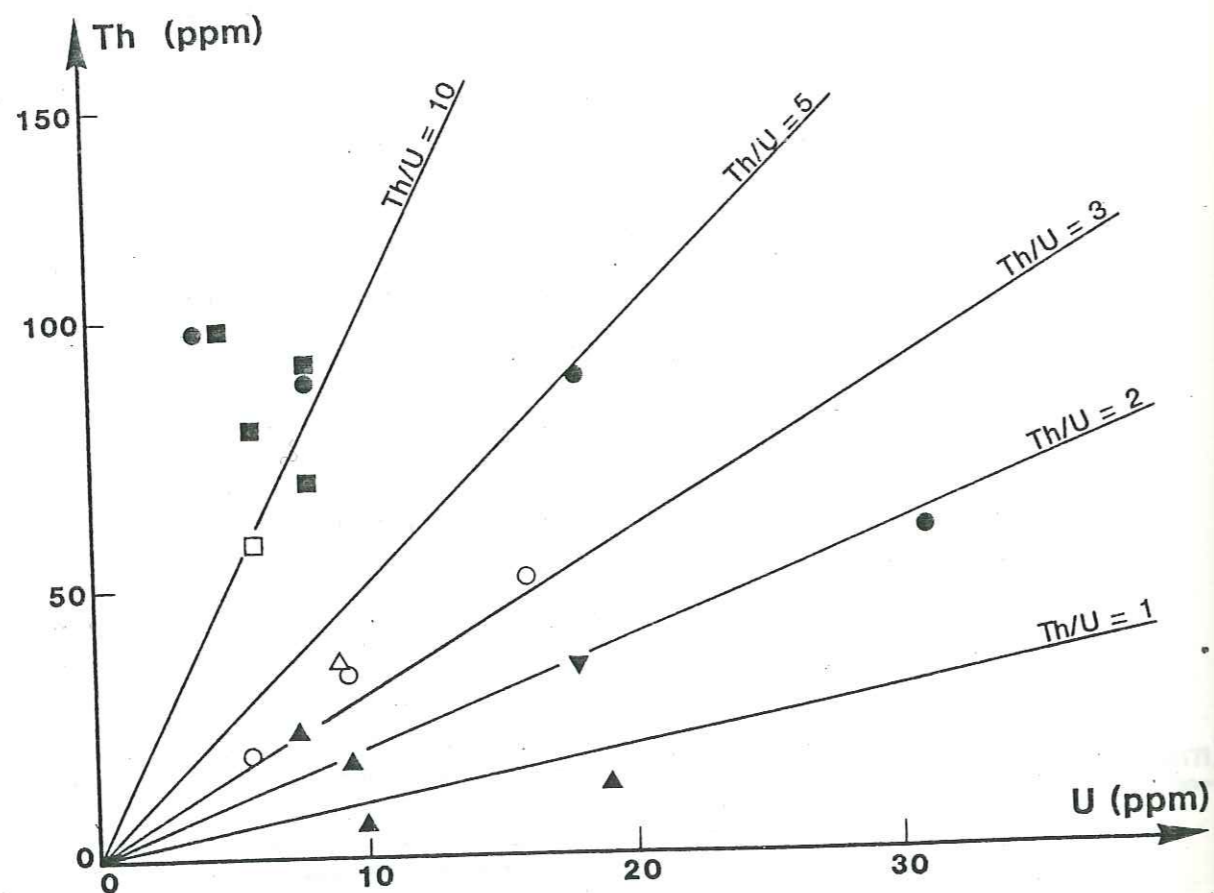


Fig. 188: Relations entre U et Th dans les différents faciès du complexe granitoïde de Lauzière.

Les rapports Th/U vont de 1 dans les faciès les moins différenciés, à plus de 10 pour le granite ainsi que pour le leucogranite I. Cette augmentation du rapport est due à une proportion de plus en plus importante d'allanite dans les termes les plus différenciés.

Dans l'hypothèse d'une inexistence d'uraninite à l'état primaire on peut admettre que dans le complexe de Lauzière Th et U ont commencé à être incorporés très tôt dans les minéraux (thorite, allanite). La proportion d'uranium incorporé dans ces minéraux accessoires a conduit à un appauvrissement du magma en cet élément alors que le thorium a fractionné plus fortement dans les liquides résiduels que dans les phases en cours de cristallisation.

En ce qui concerne les leucogranites la géochimie de l'uranium et du thorium doit être envisagée indépendamment de la lignée subalcaline potassique.

B. L'ENCAISSANT METAMORPHIQUE

B.1. Répartition de U et Th dans les différents faciès

La superposition de U et Th dans le diagramme Al/3-K, Al/3-Na permet de visualiser la répartition de ces éléments en fonction des faciès géochimiques précédemment définis. Ainsi, dans la figure 189 on peut noter

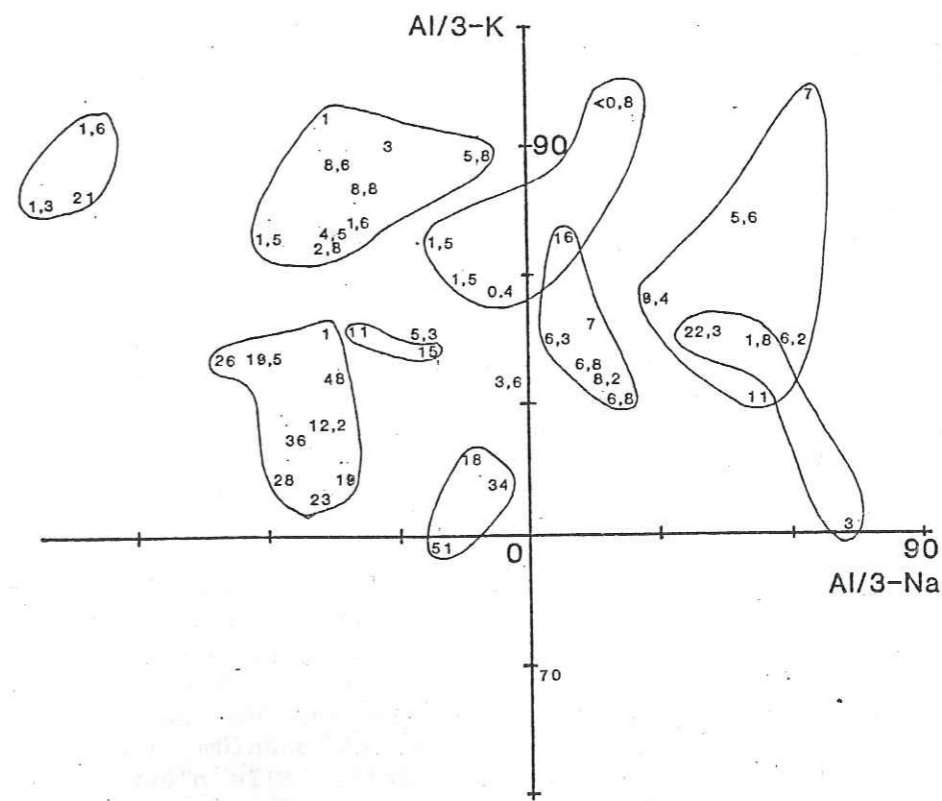


Fig. 189: Report des teneurs en thorium des échantillons dans le diagramme Al/3-K, Al/3-Na.

que les anatexites et gneiss ocellés ou ocellaires du complexe de Saint-Colomban ainsi que les gneiss migmatitiques de la série du Bois des Révères sont les plus riches en thorium par rapport aux autres faciès métamorphiques. Les grauwackes (appartenant essentiellement à la série de la Montagne des Plans) sont plus thorifères que les amphibolites et les métatuffs. Les métashales de la série de la Montagne des Plans ont des teneurs variables, celui à  $\text{Th} = 22,3 \text{ ppm}$  correspond au schiste à biotite-chlorite-calcite riche en allanite (cf. pétrographie). Certains échantillons sont enrichis, secondairement, en U mais les teneurs en Th restent inchangées (Fig. 190).

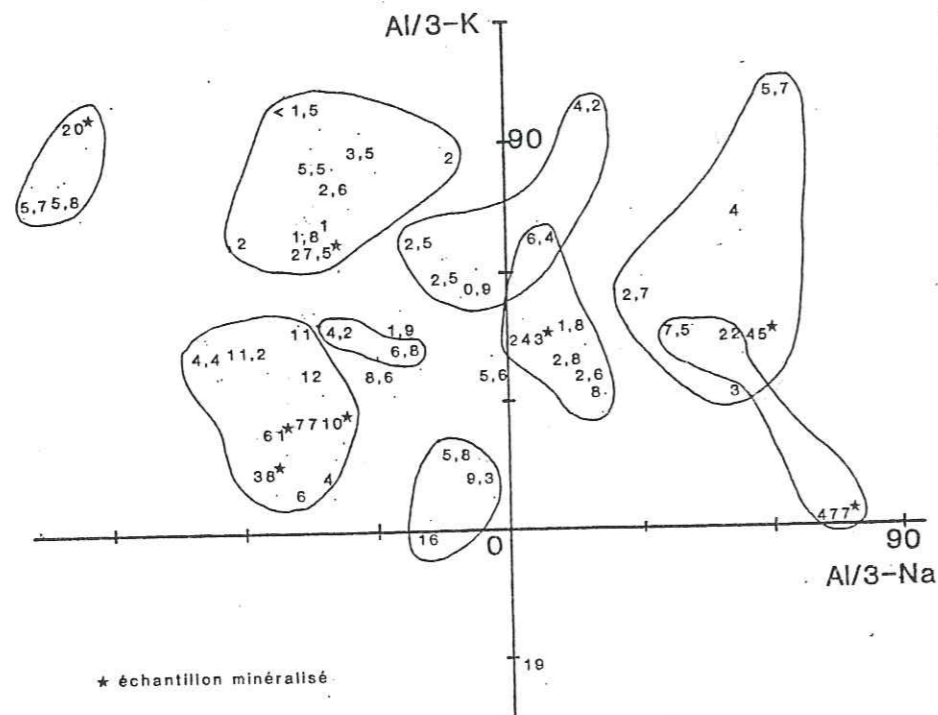


Fig. 190 - Report des teneurs en uranium des échantillons dans le diagramme Al/3-K Al/3-Na.

Les teneurs en uranium sont les plus importantes dans les anatexites et gneiss ocellés ou ocellaires du complexe gneisso-migmatitique de Saint-Colomban. Dans les autres faciès les teneurs sont basses et très variables.

Dans le diagramme Th/U les échantillons non minéralisés des différentes formations de la Lauzière se localisent pour la plupart entre les droites  $\text{Th}/\text{U} = 4$  et  $\text{Th}/\text{U} = 2$ . Rappelons que le rapport Th/U de la croûte normale est de l'ordre de 4. Les échantillons minéralisés en uranium ne montrent pas un enrichissement en thorium. Il s'agit donc plutôt d'un enrichissement hydrothermal en uranium. La minéralisation uranifère affecte pratiquement tous les faciès. Elle n'est pas spécifique à un type de roche ou de formation, ceci est dû au fait que la tectonique a été le guide principal de la circulation de fluides minéralisateurs.

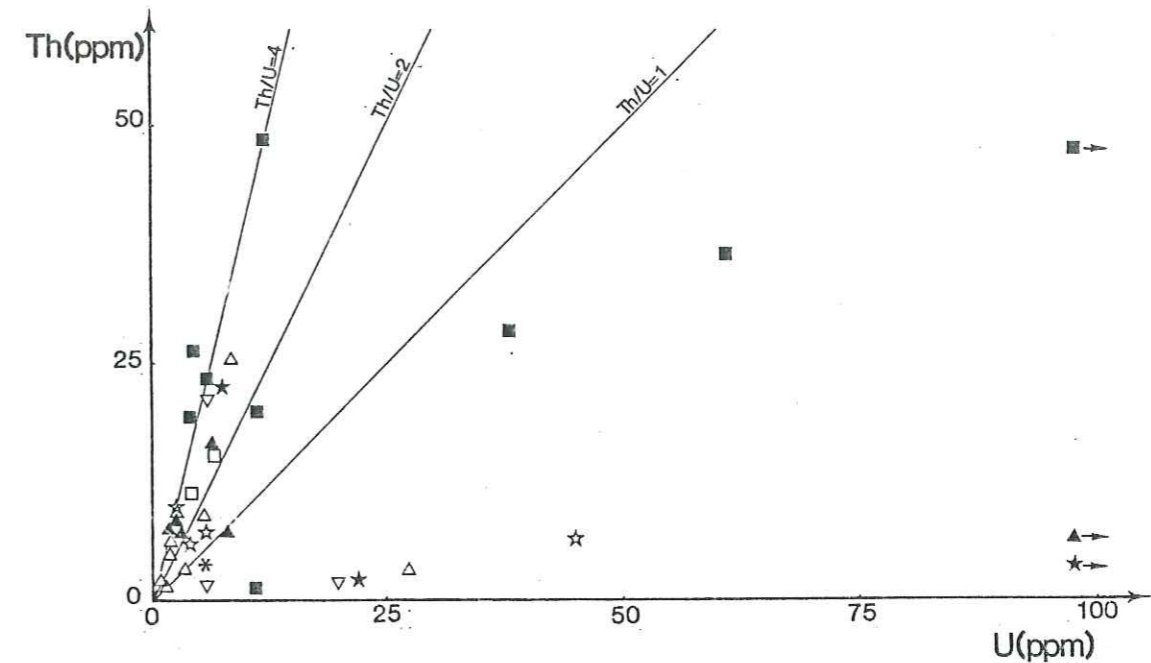


Fig. 191 : Relations entre Th et U dans les faciès métamorphiques de Lauzière.

### B.2. Processus d'appauvrissement en uranium et thorium des faciès dans le secteur de la Lauzière

Ce processus est répandu dans le secteur aussi bien dans les formations métamorphiques que granitiques. Il se manifeste par la déstabilisation de certains minéraux accessoires radioactifs en d'autres phases minérales de moindre radioactivité lors de la rétro-morphose tardihercynienne. Parmi les minéraux déstabilisés on peut citer la thorite, la monazite, l'allanite et le sphène.

#### La thorite

Elle a été observée dans un échantillon de monzonite à amphibole. Dans cet échantillon la thorite a été en partie remplacée par de l'épidote qui par la suite a été épigénésée en calcite. Au cours de ces phénomènes la perte d'éléments radioactifs est importante. En effet, comme nous l'avons rappelé plus haut, la thorite contient originellement près de 55% de thorium et environ 15% d'uranium. Son remplacement par l'épidote l'appauvrit donc considérablement en uranium.

### L'allanite

Ce minéral est le plus fréquemment observé dans les faciès du secteur de Lauzière. Sa déstabilisation se fait au profit de l'épidote et l'on peut observer parfois, dans une seule lame mince plusieurs dizaines de cristaux d'allanite en voie de remplacement.

L'allanite contient de l'uranium et du thorium en plus faible quantité que dans la thorite, et ces deux éléments sont en substitution avec le calcium. Les teneurs ne sont pas connues pour chaque faciès, cependant, pour un gneiss basique de la série de la Montagne des Plans, les analyses à la microsonde électronique ont donné une teneur moyenne en  $\text{ThO}_2$  de 0,23% pds. L'uranium n'a pas été détecté par ce moyen d'analyse mais serait probablement de quelques centaines de ppm (l'allanite des schistes de la formation de La Creusa peut atteindre 560 ppm, cf. 2ème partie). L'épidote est un minéral de la même famille que l'allanite mais beaucoup plus appauvri en éléments radioactifs et nettement plus riche en Ca. Le remplacement de l'allanite par de l'épidote provoque par conséquent une perte de l'uranium, du thorium et des terres rares et un gain de calcium.

### La monazite

Dans le secteur de Lauzière le remplacement de la monazite par de l'allanite a été observé dans un seul échantillon (GDE 1) mais le phénomène est très développé. Ce schiste à biotite-chlorite représente le faciès dominant des schistes de la galerie des Epellées. La perte des éléments radioactifs a été vérifiée lors de l'étude du phénomène dans la deuxième partie de ce mémoire (chapitre III).

### Le sphène

La déstabilisation de ce minéral se fait en quartz + rutile (ou anatase) + calcite. Très souvent, dans les échantillons étudiés la calcite est absente. Elle a donc probablement été mise en solution. Ceci est nettement visible dans l'échantillon 114S par exemple. C'est un échantillon de monzosyénite minéralisé. Dans le sphène les éléments radioactifs sont localisés dans le même site que le calcium, mais leurs teneurs sont comparativement beaucoup plus faibles (de l'ordre de quelques centaines de ppm). La déstabilisation du sphène, d'après les études expérimentales de HUNT et KERRICK (1976) peut être due à une élévation  $\text{PCO}_2$  dans le fluide responsable de l'altération. L'uranium contenu préalablement dans le minéral sera donc expulsé du réseau comme le calcium.

Tous ces événements de déstabilisation des minéraux radioactifs se sont produits dans un environnement rétro-morphique. La phase fluide en circulation dans les roches a alors solubilisé l'uranium libéré des réseaux cristallins.

Les conditions d'altération des minéraux sont complexes. On peut, par exemple, observer la déstabilisation de l'allanite en épidote beaucoup plus développée dans les faciès basiques que dans les faciès acides. De même les grains de sphène sont plus affectés à proximité de fractures que loin des zones broyées, etc... Par conséquent un certain nombre d'autres facteurs tels que T, P et la présence de fluide conditionne

l'extraction de U et de Th à partir des minéraux (composition de la roche encaissante, composition minéralogique, composition du fluide et volume du fluide au contact de la roche, etc...).

### B.3. Les pechblendes

#### . Les compositions chimiques

Un certain nombre de pechblendes a été analysé à la microsonde électronique. Les résultats sont présentés dans le tableau XL.

Ech.	44 S 6	AIL 56 7	AIL 94 8	AIL 121 9	GDE 3	AIL 99 5	AIL 49 15	LECC 2 10	LEC C3 11
$\text{FeO}_T$	0,10	-	-	-	0,22	0,51	-	-	0,24
$\text{Y}_2\text{O}_3$	0,09	0,14	0,85	-	0,68	-	0,53	2,23	1,39
$\text{Ce}_2\text{O}_3$	0,32	1,14	1,07	-	0,34	-	0,30	-	-
$\text{SiO}_2$	-	-	-	-	-	1,30	2,40	-	0,72
CaO	1,96	2,54	2,02	1,35	1,30	1,63	0,27	0,17	0,14
$\text{Al}_2\text{O}_3$	-	-	-	-	-	0,69	-	-	0,43
$\text{UO}_2$	85,55	87,83	85,73	84,64	92,60	84,34	89,23	91,29	93,97
$\text{ThO}_2$	-	-	-	-	-	-	0,13	-	-
PbO	0,81	1,43	0,97	3,75	0,83	1,79	0,22	0,23	0,15
Total	86,83	93,08	90,62	89,74	90,65	90,26	93,08	93,86	97,04

Tableau XL : Compositions chimiques des pechblendes filoniennes et bréchiques.

Ces pechblendes proviennent de filonnets carbonatés ou quartzo-chloriteux ou de brèches à matrice carbonatée ou quartzreuse. Ces échantillons sont, pour la plupart, décrits dans le chapitre I, 3ème partie. Les deux dernières analyses du tableau correspondent à des pechblendes alpines (cf. datation). Les autres sont, par contre, tardihercyniennes.

Dans l'ensemble elles sont pauvres en  $\text{ThO}_2$ . Les pechblendes alpines sont plus riches en  $\text{Y}_2\text{O}_3$  et plus pauvres en CaO que les pechblen-

des tardihercyniennes. Celles-ci ne montrent pas de différences chimiques notables entre elles, sauf pour PbO où la variation est de 0,22% à 3,75%. Les pechblendes alpines ont les plus faibles teneurs en PbO.

. Le paramètre  $a_o$  et l'état d'oxydation

La détermination du paramètre  $a_o$  ainsi que la mesure de l'état d'oxydation d'un certain nombre de pechblendes ont été effectuées, afin de voir leur distribution dans le diagramme  $a_o/UO_{2+x}$  de CATHELINÉAU et al. (1980). Seules les pechblendes ayant subi une déformation ont été représentées dans le diagramme (Fig. 192).

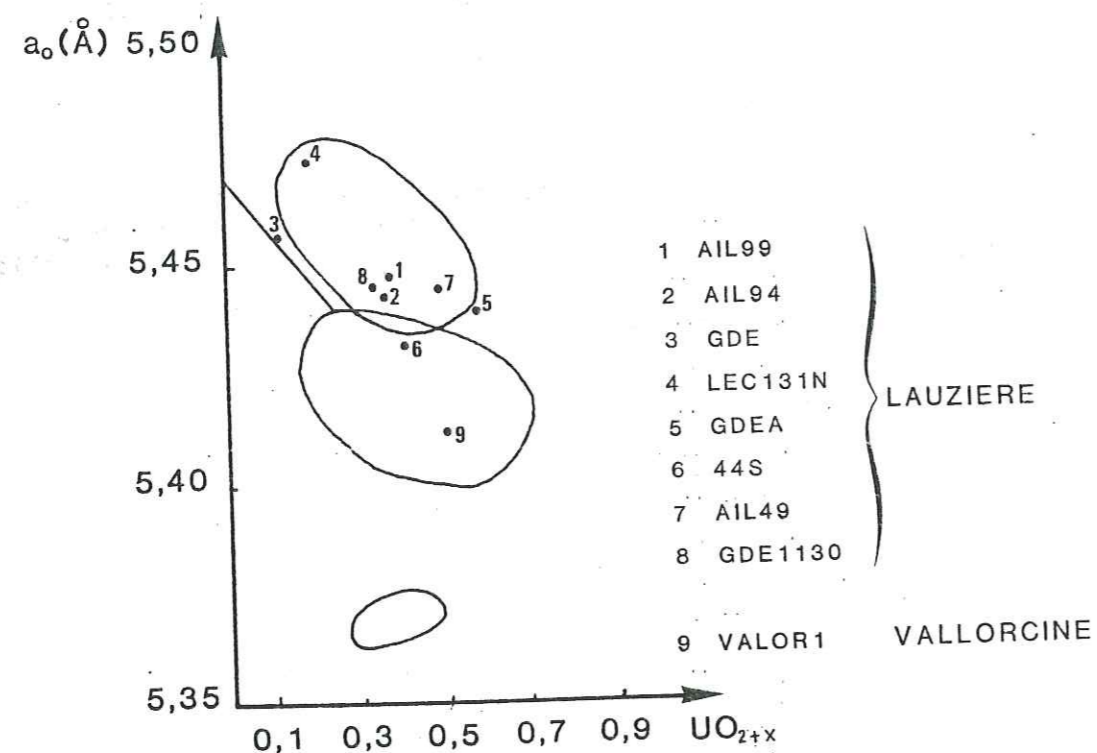


Fig. 192 - Relations paramètre  $a_o$  et âge de pechblende (CATHELINÉAU et al., 1982). Répartition des pechblendes du secteur de Lauzière.

On remarque que la plupart des pechblendes tombent dans le domaine protérozoïque, ceci est, bien entendu, incompatible avec les données de terrain et les observations pétrographiques. La raison de cette distribution vers les hautes valeurs de  $a_o$  reste obscure. On peut noter que les deux pechblendes qui présentent les valeurs les plus élevées en  $a_o$  sont associées à de la galène. L'une est pulvérisée suite à la déformation et corrodée par la galène (LEC 131N2), l'autre montre de nombreuses inclusions de galène (GDE, photo 1, planche IX). L'augmentation de la teneur

en Pb accroît la valeur de  $a_o$  (CATHELINÉAU et al., 1982). Dans le cas présent la galène se serait formée à partir de Pb radiogénique de la pechblende et l'aurait appauvri en Pb.

L'état d'oxydation des pechblendes varie entre  $x = 0,12$  et  $0,58$ .

. Datation

Deux méthodes ont été utilisées pour dater les pechblendes de Lauzière. La première est le calcul par la formule de CAMERON SCHIMANN (1978) à partir des analyses chimiques. La seconde est la géochimie isotopique.

+ Âges chimiques obtenus par la méthode de CAMERON SCHIMANN

(1978).

Les résultats obtenus sont regroupés dans l'histogramme de la figure.

On observe deux regroupements des points autour de 300 Ma et entre 0 et 120 Ma environ. Le premier groupe représente des pechblendes filoniennes à carbonate encaissées dans un gneiss amphibolique (AIL99

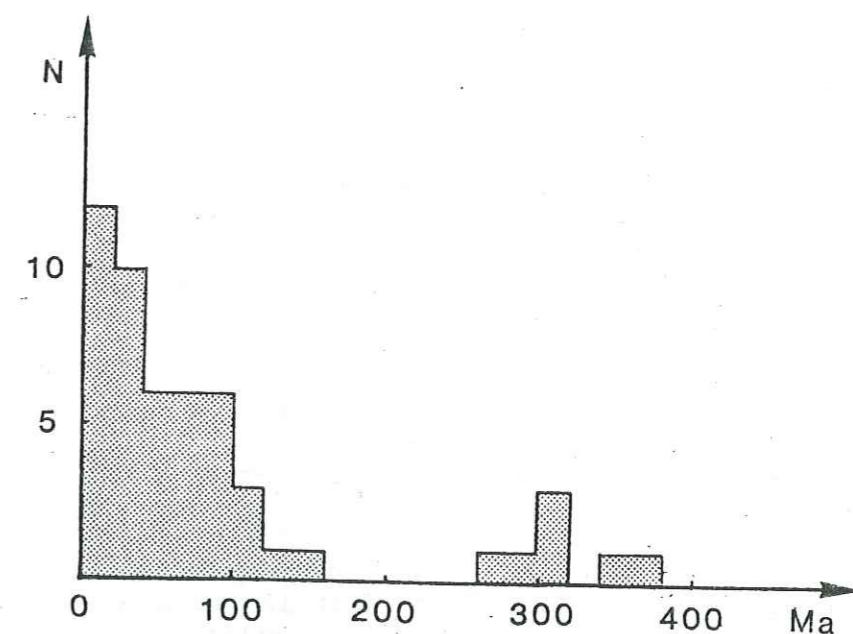


Fig. 193: Compilation des âges de pechblendes obtenues à partir des compositions chimiques.

et AIL 121). L'une des deux pechblendes (AIL 99) montre parfois un remplacement en richetite (minéral de Pb et U) (cf. photo 5, planche IX).

Dans le second groupe plusieurs remarques peuvent être faites :

- les pechblendes tardives des indices bréchiqes donnent des âges très peu variables, compris entre 0 et 25 Ma (16 analyses). Elles sont dépourvues d'altération, et n'ont pas été déformées ultérieurement ;

- les pechblendes renfermant des inclusions de galène comme GDE, ou bien celles qui sont pulvérisées et corrodées par la galène comme LEC 131 NE et AIL 49 donnent également, dans la plupart des cas, des âges compris entre 0 et 40 Ma. Seules deux analyses sur 23 donnent l'une un âge de 92 Ma et l'autre 108 Ma ;

- la pechblende de l'échantillon AIL 56, filonienne, montre des âges étalés entre 70 et 145 Ma. Cette pechblende est partiellement altérée en kasolite (minéral à Pb-U) et coffinite ;

- les âges de la pechblende AIL 94 par contre, malgré un étalement des valeurs définissent un pic entre 80 et 100 Ma. La pechblende montre également des produits jaunes d'altération, sur certaines plages ;

- l'échantillon 44 S renferme une pechblende qui donne des âges compris entre 40 et 75 Ma. Son produit d'altération est de la becquerelite (oxyde hydraté d'uranium hexavalent).

D'après ces données, les interprétations suivantes peuvent être proposées :

- les pechblendes bréchiqes, non déformées reflèteraient leur âge réel, c'est-à-dire entre 0 et 25 Ma, étant donné l'absence d'altération et de déformation postérieures. Cet âge est compatible avec la phase éoalpine de l'orogénèse hercynienne ;

- les pechblendes à âge chimique autour de 300 Ma peuvent représenter l'âge de mise en place tardihercynien ;

- les pechblendes avec les inclusions à galène peuvent être considérées comme des pechblendes rajeunies par la tectonique alpine tardive ;

- les âges intermédiaires entre 40 et 100 Ma semblent caractériser les pechblendes AIL 94 et 44 S. La première a été bréchifiée, la seconde a été déformée (Fig. 193). Si ces âges représentent les âges réels malgré la déformation, il y aurait eu une phase de minéralisation uranifère éo-alpine à méso-alpine. Sinon, ils représentent l'âge de rajeunissement tectonique éo à méso-alpin. Notons que d'après DEMEULEMEESTER (1983), les rejeux tectoniques éo-alpins sont les mieux caractérisés par les datations K, Ar et Rb/Sr sur biotite et amphibole aussi bien dans Belledonne que dans le Pelvoux.

#### + Datation par la méthode U/Pb

Quinze échantillons de pechblende dont certains sont plus ou moins altérés ont été sélectionnés pour préciser l'âge de la minéralisation par les méthodes de la géochimie isotopique.

Les rapports Pb/U obtenus pour chaque échantillon, avant et après correction du plomb commun à partir de la galène de la mine de l'Alouette (localisée sur l'accident de Fond de France) sont résumés dans le tableau

Echantillons	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	(206/238)C	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	(207/235)C
AIL 94	0,01962	0,01734	0,3817	0,1205
AIL 49	0,01212	0,01096	0,2091	0,0763
GDE	0,02810	0,01760	1,3154	0,1236
LEC 131 N	0,03989	0,02814	1,5309	0,1867
GDE A	0,05734	0,04329	1,9073	0,2994
AIL 56 A	0,01870	0,01411	0,6209	0,09733
AIL 56	0,01340	0,01077	0,3745	0,0732
AIL 57	0,00780	0,00631	0,2140	0,0437
44 S	0,01097	0,00853	0,3386	0,06024
AIL 121	0,07944	0,06319	2,3019	0,4435
AIL 62	0,04312	0,01885	2,9034	0,1276
AIL 99	0,02356	0,01994	0,5558	0,1416
AIL 105	0,03886	0,03243	1,0353	0,2198
LEC 2-63,40	0,00488	0,00329	0,2024	0,0209
MAX C4,22	0,01489	0,01402	0,1958	0,0964

Tableau XLI : Rapports Pb/U avant et après correction du plomb commun (galène Alouette  $^{206}/^{204} = 18,750$  et  $^{207}/^{204} = 15,606$ ) d'échantillons uranifères de la chaîne alpine. Précision à  $\pm 2\sigma$  : 0,5% pour 206/238 et 1% pour 207/235.

La figure 194 montre un très bon alignement de dix échantillons sur une discordia interceptant la concordia à 280 Ma et à 21 Ma. Parmi ces échantillons certains sont altérés. L'échantillon qui présente les plus faibles rapports  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  correspond à une pechblende saine alpine. Elle n'a subi aucune déformation postérieure à sa mise en place. Le point correspondant sur la figure se localise sur la concordia et son âge est de  $21 \pm 0,4$  Ma.

Les cinq autres échantillons se localisent tous au-dessus de la discordia à 280 Ma et montrent donc tous un départ important d'uranium. L'altération est très poussée et certains échantillons comme le LEC 121 montrent une remobilisation du Pb radiogénique sous forme de cérusite.

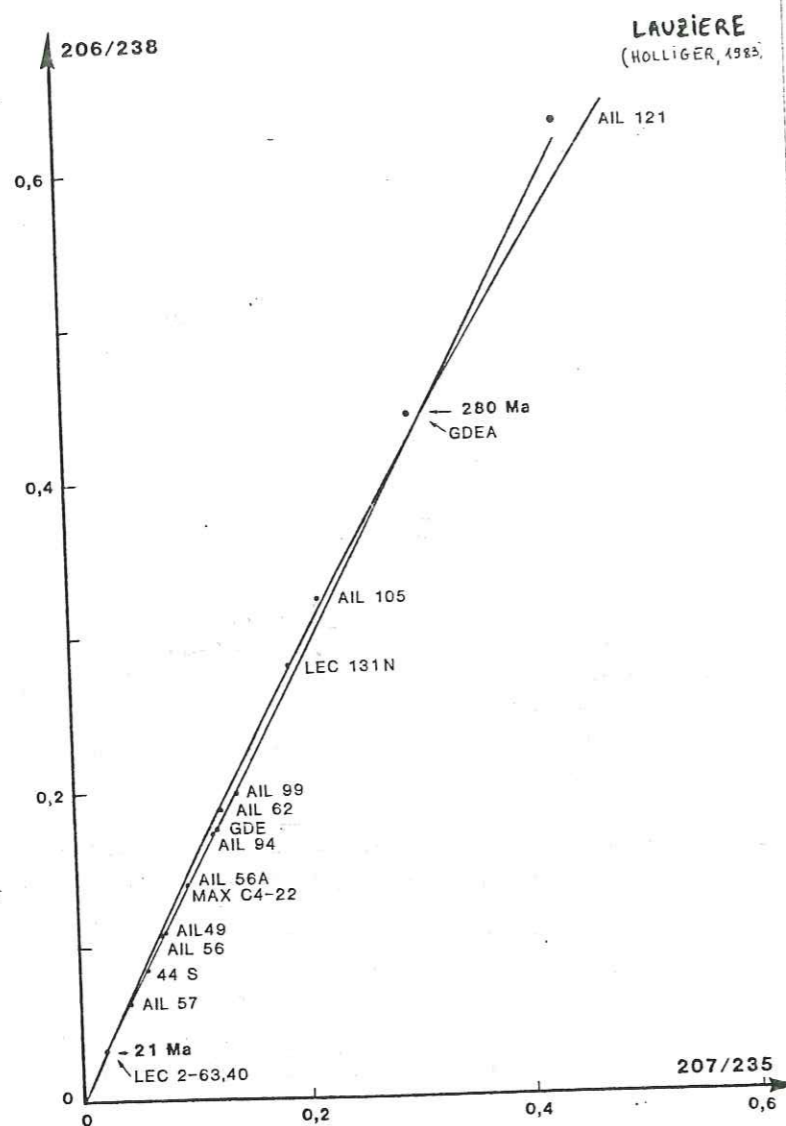


Fig. 194 : Datations des pechblendes filoniennes du secteur de Lauzière (méthode U/Pb; HOLLIGER, Saclay).

Cette méthode de datation a donc permis de connaître l'âge de la minéralisation uranifère principale, qui est de 280 Ma et une remobilisation tardive alpine à 21 Ma.

Ces âges correspondent parfaitement à des événements marquants de la géologie de la région. En effet, l'âge de 280 Ma correspond aux événements tectoniques tardihercyniens (270 - 305 Ma d'après ARTHAUD et MATTE, 1974) qui ont produit une rétro-morphose largement répandue. L'âge de 21 Ma pour la remobilisation correspond également à la phase néo-alpine que l'on retrouve à l'échelle de toute la chaîne alpine et qui correspond à des événements tectoniques importants.

Ces âges ne sont pas non plus en contradiction avec les âges obtenus par la méthode chimique.

#### B.4. La minéralisation uranifère

##### - Relation minéralisation - déstabilisation des minéraux sources de l'uranium

Il est logique d'établir un lien entre, d'une part l'expulsion des éléments radioactifs hors des sites minéraux, au cours des phases rétro-morphiques, et d'autre part la reconcentration de ces mêmes éléments dans des ouvertures tectoniques contemporaines de ces rétro-morphoses. Comme on l'a vu dans le paragraphe précédent, la plupart des indices, datés par la méthode U/Pb, sont tardihercyniens et sont parfois associés à des minéraux radioactifs présentant les phénomènes de remplacement décrits plus avant. C'est le cas, par exemple, de l'échantillon AIL 62 (cf. chapitre pétrographie). D'autres exemples sont encore plus démonstratifs comme l'échantillon 114 S par exemple (cet échantillon n'a pas fait l'objet de datation mais il est analogue à AIL 56). On y observe une zonation autour du filonnet à pechblende-calcite-chlorite-épidote. Dans la première zone externe, poreuse et sombre, le sphène est complètement épigénéisé en quartz + rutile, sans calcite. Dans la deuxième zone intermédiaire blanchie et au contact du filonnet, le sphène est également complètement épigénéisé, mais cette fois en quartz + rutile + calcite. Dans le filonnet la calcite, la pechblende et la brannérite sont abondantes. Nous voyons donc que les éléments (Ca, Ti, U) qui constituaient initialement le minéral radioactif c'est-à-dire le sphène se sont retrouvés, en partie, dans le filonnet, sous d'autres expressions minéralogiques que celles de l'encaissant lui-même avec toutefois un phénomène important de concentration de l'uranium.

Ces indices ont par la suite subi et subissent encore aujourd'hui des remobilisations (CRUCHET, 1983), nous y reviendrons plus tard.

##### - Les causes de la diversité des paragenèses associées à la minéralisation uranifère

Dans le secteur de Lauzière, tous les indices uranifères ne présentent pas les mêmes cortèges paragenétiques (cf. chapitre pétrographie). Bon nombre de ces indices se trouve dans des filonnets ou des brèches où la dolomite et la calcite sont les phases minérales dominantes, d'autres encore sont associés à des filonnets essentiellement quartzo-

chloriteux. Ces différences de paragenèses liées à la même phase de minéralisation uranifère est la conséquence de beaucoup de facteurs. Parmi ces facteurs on peut citer la pression, la température, l'hétérogénéité de l'encaissant et les interactions encaissant-fluide. Les fluides qui ont circulé dans les formations du secteur de Lauzière traversent des faciès variés et la chimie de ces fluides est par conséquent sans cesse modifiée par rééquilibres successifs. Les associations minérales qui accompagnent le dépôt de l'uranium sont alors le reflet de l'environnement fluide-encaissant, dans les conditions de P et T de la rétro-morphose. Mais les travaux expérimentaux manquent dans ce domaine pour préciser et quantifier les facteurs.

Dans le cas présent on peut savoir indirectement que les fluides responsables de la minéralisation uranifère étaient chargés d'un certain nombre d'éléments tels Ca, Mg, Fe, U, CO<sub>2</sub> et peut-être CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>.

Des fluides contenant les mêmes éléments en solution mais de concentrations différentes peuvent précipiter des minéraux différents. BROWN et ELLIS (1970) ont par exemple montré expérimentalement que dans un système réactionnel, en présence de CO<sub>2</sub> et de quartz à l'équilibre, une association de calcite + chlorite + un alumino-silicate calcique peuvent se former, à une température donnée. Mais la nature de l'alumino-silicate calcique (zoisite, wairakite, Ca montmorillonite...) en équilibre avec la calcite et la chlorite dépend en partie de la pression partielle de CO<sub>2</sub>. ELLIS (1971) a montré que le rôle de la concentration du CO<sub>2</sub> dans

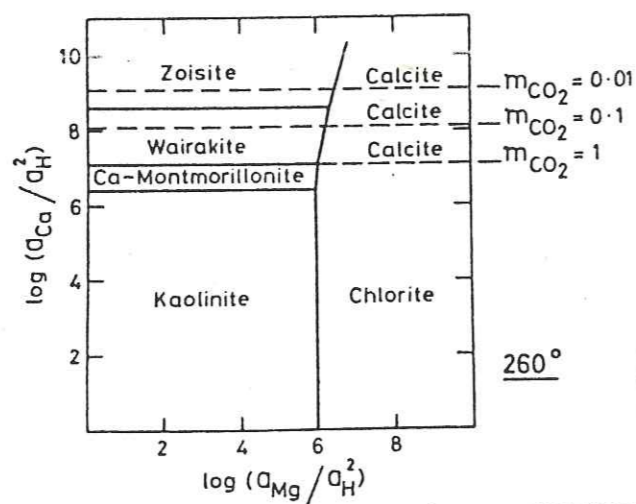


Fig. 195: Domaine de stabilité des minéraux en fonction de  $\log(a_{Ca}/a_H^2)/\log(a_{Mg}/a_H^2)$  (ELLIS, 1971).

le système est de contrôler les rapports  $a_{Ca}/a_H^2$  et  $a_{Mg}/a_H^2$ , et ceux-ci déterminent la paragenèse minérale qui se forme à partir de la solution (Fig. 195).

Les calculs thermodynamiques ont également permis à HELGESON et al (1969) de prévoir l'impossibilité d'une précipitation synchrone la dolomite et la chlorite magnésienne, à des températures inférieures à 300°C. Ceci a été vérifié expérimentalement par ELLIS (1971) avec de la chlorite magnésienne impure.

Dans le secteur de Lauzière la variété de paragenèses qui accompagnent la minéralisation uranifère, peut donc être expliquée en partie par des différences de composition des fluides minéralisateurs ou d'autres facteurs pouvant modifier la composition minéralogique.

#### - Les mécanismes possibles de la précipitation de la pechblende

Dans les filonnets à pechblende où se succèdent la dolomite puis la calcite, nous avons proposé, à partir des études d'inclusions fluides qu'il a pu y avoir une chute de pression entre le dépôt de la dolomite et celui de la calcite. Nous avons vu par ailleurs que la pechblende est systématiquement associée à la calcite. Cette chute de pression peut donc être à la base d'une modification de la composition chimique du fluide qui initialement déposait la dolomite et qui par la suite précipite de la calcite et de la pechblende. En effet, la chute de la pression diminue PCO<sub>2</sub> du fluide et la dolomite est stable à des conditions où PCO<sub>2</sub> est plus élevés que pour la calcite. D'autre part, la chute de PCO<sub>2</sub> dans une solution chargée en uranium, diminue la solubilité de l'uranium (LEGRET, 1975 ; NGUYEN et POTY, 1980) et provoque ainsi la précipitation de minéraux d'uranium.

La précipitation de la pechblende peut également avoir une autre cause. Dans l'hypothèse de mélange de fluides métamorphique et météorique que nous avons émis précédemment (cf. chapitre II, 3ème partie) le dépôt de la pechblende peut être expliqué à partir de phénomène d'oxydo-réduction. Nous avons vu que le fluide métamorphique est associé à de la dolomite et que au cours du mélange avec un fluide d'origine météorique la calcite est apparue. On pourrait donc admettre que le fluide d'origine météorique est plus oxydant, puisqu'il provient de la surface, que le fluide métamorphique probablement en équilibre avec le graphite. Le fluide d'origine météorique, au cours de l'infiltration dans l'encaissant se réchauffe et déstabilise les minéraux radioactifs à cause de sa forte activité en calcium par exemple (monazite, allanite, thorite, etc...) et solubilise l'uranium et lors du mélange en profondeur avec le fluide métamorphique plus réduit, la pechblende précipite, en même temps que la calcite. La chute de pression que nous avons évoquée plus haut a pu également, en diminuant PCO<sub>2</sub>, contribuer à diminuer la solubilité de l'uranium mais son effet sur l'état d'oxydo-réduction est faible. L'existence d'une variation dans les conditions d'oxydo-réduction au cours du remplissage des filonnets n'a pas été vérifiée. En effet, nous n'avons pas observé des minéraux indicateurs de fO<sub>2</sub>. Il serait peut-être possible de l'estimer par la méthode de cathodoluminescence (AMIEUX, 1982).

#### - Modèle du mécanisme minéralisateur proposé

Les indices uranifères de la phase tardive alpine proviennent probablement de remobilisation des minéralisations plus anciennes, en l'occurrence tardihercyniennes. Cette remobilisation s'est effectuée dans un contexte métamorphique, en profondeur. Ce phénomène peut être comparé à ce qui s'observe actuellement dans le domaine superficiel, c'est-à-dire à des températures et pressions beaucoup plus faibles. CRUCHET (1983) a montré dans le même massif de la Lauzière que les eaux superficielles qui s'infiltrèrent par les fissures remobilisent des quantités importantes d'uranium sous forme de complexes uranyles dicarbonatés et migrent vers les parties profondes du socle. A partir des différences de températures



et des données chimiques des différentes sources, il a également envisagé l'hypothèse de mélanges complexes entre l'eau thermale et les eaux froides superficielles ou bien avec des eaux semi-profondes au cours de la remontée de l'eau chaude. Ces conclusions à partir d'étude hydrogéochimique peuvent s'appliquer à des phénomènes beaucoup plus profonds, et donc à des conditions plus élevées. Au cours de la rétro-morphose tardihercynienne on peut envisager la mise en place d'un système hydrothermal, en connection avec de l'eau superficielle et qui provoque des transformations minéralogiques en profondeur (déstabilisation des minéraux radioactifs entre autres) aboutissant par la suite à un mécanisme concentrateur et minéralisateur de l'uranium. Les données isotopiques tendent d'ailleurs à favoriser ce genre de mécanisme.

Dans ce modèle tardihercynien les voies empruntées par les fluides hydrothermaux sont différentes de celles qui fonctionnent aujourd'hui pour le système de circulation superficielle. Nous avons signalé au cours de l'étude pétrographique des indices uranifères de la Lauzière que la plupart des indices se localisent le long de l'accident de Fond de France et sur la ligne de crête Le Preney-Le Grand Mas. Ce sont des directions NE qui caractérisent le système distensif tardihercynien (cf. chapitre II, 2ème partie). Les fluides minéralisateurs ont donc emprunté ce système

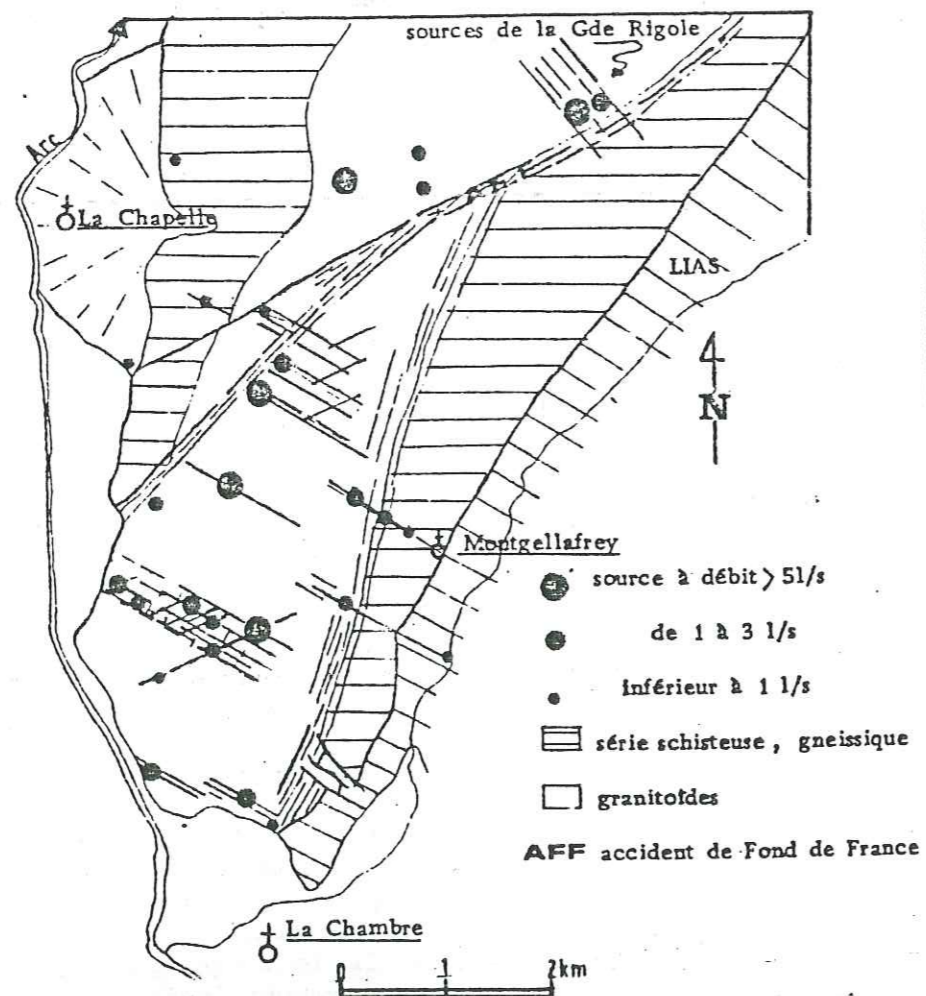


Fig. 196: Localisation des sources des Chavannes et de Montgellafrey (CRUCHET, 1983)

et déposé les pechblendes suivant une direction NE. Actuellement, le système de circulation des fluides superficiels qui fonctionne emprunte des fractures orientées N 110-120°E, c'est-à-dire alpines (CRUCHET, 1983) (Fig. 196). Les grands accidents NE par contre véhiculent de très faibles quantités d'eau. Les sources se localisent à l'intérieur de lentilles délimitées par ces accidents. Il semblerait donc que les discontinuités anciennes qui ont constitué l'essentiel des voies de circulation des eaux en profondeur au tardihercynien, ont été refermées à la suite des rejeux tectoniques plus récents, c'est-à-dire alpins. En définitif, le vieux système de circulation, responsable de la minéralisation uranifère principale a été relayé, par un autre plus récent, de plus faible envergure et de directions différentes.

### C. CONCLUSION

La minéralisation uranifère principale dans le secteur de la Lauzière est liée à la rétro-morphose tardihercynienne responsable d'une mobilisation de l'uranium, à l'échelle régionale, à partir d'un certain nombre de minéraux radioactifs, aussi bien de l'encaissant métamorphique que du complexe granitoïde. Cette rétro-morphose a été caractérisée par la circulation d'un fluide chargé surtout en Ca en provenance de la déstabilisation de minéraux calciques, essentiellement le plagioclase et le sphène. Ce fluide calcique, par son activité élevée en Ca a déstabilisé les minéraux accessoires comme la monazite et l'allanite. Il a également permis le remplissage de nombreuses structures tectoniques en calcite et dolomite. Le CO<sub>2</sub> du même fluide a également joué un rôle important aussi bien dans la mobilisation de l'uranium que dans le dépôt de la pechblende. Le rôle de mobilisation est surtout manifeste dans les roches contenant des cristaux de sphène.

La pechblende qui représente l'essentiel de la minéralisation tardihercynienne est associée à des paragenèses minéralogiques variables. Ceci témoigne des variations de composition chimique du fluide responsable de la minéralisation uranifère. Cette variation de composition chimique est due à la diversité des faciès que le fluide a traversé et avec lesquels il tend à se mettre en équilibre.

La minéralisation uranifère principale s'est produite il y a 280 Ma, comme pour la plupart des minéralisations uranifères liées à des massifs hercyniens en France.

Le système hydrothermal qui s'est développé au tardihercynien et qui est à l'origine de la minéralisation uranifère dans le massif de la Lauzière semble avoir impliqué des fluides d'origine différente. Le rôle mobilisateur, concentrateur et minéralisateur aurait alors été assuré par un mécanisme complexe difficile à détailler au stade actuel de l'étude.

Plus tardivement, à l'alpin, des remobilisations d'anciennes minéralisations se sont produites, mais le stock métal mobilisé semble beaucoup moins important.

Actuellement, certaines sources d'eaux qui sont réparties dans le secteur de la Lauzière montrent des concentrations importantes d'U (CRUCHET, 1983) et témoignent d'une redistribution de l'uranium à partir du lessivage des indices existants.

IV<sup>ème</sup> PARTIE

---

## CONCLUSION GENERALE

### A. LE SECTEUR DE VALLORCINE

#### A.1. Le socle et la place de la formation de La Creusa et de la formation sous-jacente

D'après les travaux synthétiques de VON RAUMER (1981) sur les massifs cristallins externes, le socle dans l'ensemble de la chaîne se serait constitué il y a environ 400 Ma. Dans le massif des Aiguilles Rouges ce socle est essentiellement constitué par la série des Aiguilles Rouges qui a fait l'objet des travaux de BELLIERE (1958). Cet auteur a montré que l'origine des sédiments qui se sont accumulés avant les épisodes tectonométamorphiques, calédoniens et hercyniens, était essentiellement de nature détritique, arkosique. La contribution des niveaux d'origine ignée étant par ailleurs relativement faible. Dans le cadre de cette étude, la reprise des données analytiques des échantillons de BELLIERE dans les diagrammes chimico-minéralogiques a permis de mettre en évidence la nature grauwakeuse de certains niveaux qui constituent le socle du massif des Aiguilles Rouges. Ces formations détritiques reflètent donc un environnement orogénique ou Paléozoïque, la reconstitution de l'histoire géologique à l'échelle régionale reste encore ponctuée de nombreuses incertitudes.

La formation de La Creusa et la formation sous-jacente font partie intégrante du socle et appartiennent à la série des Aiguilles Rouges. La nature essentiellement grauwakeuse avec intercalations de niveaux volcaniques acides, basiques et ultrabasiques de la formation de La Creusa a été mise en évidence à partir des études géochimiques. Quant à la formation sous-jacente, elle est essentiellement volcanique acide. La formation de La Creusa ne présente pas, sur le plan géochimique, une particularité dans la série des Aiguilles Rouges. Elle se singularise cependant par la finesse de la structure des niveaux métagrauwakeux. Ces faciès renferment parfois de la matière carbonée ce qui est assez rare pour ces roches considérées comme peu matures. En ce qui concerne les niveaux d'origine ignée, les faciès ultrabasiques semblent appartenir à une lignée alcaline. Ce type de volcanisme est caractéristique de domaines intraplaques continentaux ou océaniques (GIROD, 1978 in GIROD et al., 1978). Cette association de série détritique de domaine orogénique et d'un volcanisme alcalin semble refléter un environnement de transition entre un contexte de collision de plaque et un contexte distensif. Dans le secteur de Vallorcine la formation de La Creusa occupe une position apicale par rapport à la série des Aiguilles Rouges, elle précède par conséquent les formations du Paléozoïque supérieur qui se sont déposées dans des fossés résultant d'un système en horst et grabben (VON RAUMER, 1981).

Toutes les phases métamorphiques qui ont été décelées dans les autres faciès de la série des Aiguilles Rouges, notamment dans les gneiss de type "Cheserys" de BELLIERE (1958) ont été reconnues dans la

série de La Creusa et la formation sous-jacente. Celle-ci a également été soumise à une faible migmatisation postérieurement à la phase de blastomylonitisation du début de l'hercynien (VON RAUMER, 1981).

## A.2. Le granite de Vallorcine

### - La mise en place

Les conditions de mise en place définies dans le cadre de cette étude sont  $P = 3$  à  $4$  kb et  $T = 625-700^{\circ}\text{C}$ . Elles correspondraient à une profondeur de 12 à 16 km. D'autre part le caractère syn- à post-tectonique du granite de Vallorcine (BELLIERE, 1958) a permis de le relier au début des événements rétro-morphiques hercyniens mis en évidence dans ce travail. Cette première phase rétro-morphique montre des évidences de la présence d'eau. Le granite de Vallorcine s'est donc formé dans un contexte mésozonal, contrairement à ce qu'il a été suggéré par BELLIERE (1958) et en présence d'eau. Cela explique également la présence de muscovite primaire dans le granite.

La relation entre la forme lamellaire du granite de Vallorcine et le style de la déformation n'est pas encore bien éclaircie. Il semblerait que le granite de Vallorcine se soit mis en place à la faveur d'une zone de faiblesse, matérialisée par la suite par l'accident de la Remua (PONCERRY, 1981).

Sa mise en place n'est pas une intrusion simple mais plutôt une succession d'intrusions de différents magmas. Dans cette étude le modèle retenu est la mise en place d'un premier magma suivi d'un second de source différente moins volumineux et plus différencié. La mise en évidence d'un faciès de mélange entre les deux magmas permet de penser que le second magma s'est mis en place avant le refroidissement du premier. Ceci témoignerait du fonctionnement quasi-simultané d'au moins deux chambres magmatiques lors de la mise en place du granite de Vallorcine.

Le faciès de bordure du granite de Vallorcine n'a pas fait l'objet d'une étude dans ce travail. Ce faciès à pélite est considéré comme un faciès de cicatrisation leucogranitique du granite de Vallorcine (CARME, 1970). Les relations avec celui-ci n'ont pas été précisées.

### - Les niveaux de genèse des magmas du granite de Vallorcine

Les deux faciès A et C mis en évidence montrent une nette discontinuité géochimique. Cette discontinuité est le reflet d'une différence de nature des magmas desquels ils ont été issus. En effet, les études géochimiques ont montré que le faciès A (le moins différencié) correspondrait à un magma intermédiaire calco-alcalin-subalcalin alors que le faciès C (le plus différencié) serait plutôt issu d'un magma subalcalin. Cette différence de nature des magmas correspond également à des niveaux de genèse et des matériaux sources distincts. En effet, le premier se serait formé à une profondeur plus importante que le second et par conséquent de source différente.

Les conséquences de ces résultats sont multiples et notamment en ce qui concerne les travaux de géochronologie. En effet, le choix

de l'échantillonnage pour de telles études doit être fait en tenant compte de l'hétérogénéité des faciès qui constituent le granite de Vallorcine.

## A.3. Les événements rétro-morphiques

Dans le secteur de Vallorcine comme dans toute la chaîne des massifs cristallins externes les événements rétro-morphiques se sont déroulés à plusieurs reprises. Cependant, ils se sont exprimés dans des conditions variables suivant les régions considérées.

Le début de la rétro-morphose dans le secteur de Vallorcine est quasi contemporain de la mise en place du granite de Vallorcine. Il constitue un événement de transition entre une longue période marquée par des rétro-morphismes de haut degré avec des phénomènes de migmatisation, de granitisation, c'est-à-dire une bonne partie du Paléozoïque, et une période de succession de métamorphismes de degré plus faible tardi-hercynien et alpin.

Cette phase de rétro-morphose hercynienne s'est déroulée dans des conditions plus profondes que celle des rétro-morphoses tardi-hercynienne et alpine. Les conditions sont  $P = 3$  à  $4$  kb et  $T = 580 \pm 25^{\circ}\text{C}$ .

Sur le plan minéralogique les transformations sont plus modérées et impliquent déjà une certaine quantité d'eau. Elles se caractérisent par la déstabilisation de certains minéraux comme le grenat (almandin, grossulaire).

Les phases rétro-morphiques tardi-hercynienne et alpine sont les plus marquées. Il semble que la première s'est déroulée dans des conditions de plus faible pression (FREY, 1983) que celles de la seconde. La rétro-morphose alpine s'est produite à trois reprises.

Sur le plan minéralogique les transformations au tardi-hercynien et à l'alpin sont de loin la chloritisation de la biotite et la séricitisation ou saussuritisation des plagioclases.

La phase méso-alpine a par ailleurs déstabilisé l'andalousite des faciès B et C du granite de Vallorcine.

Ces rétro-morphoses tardives ont donc impliqué une quantité considérable d'eau mais aussi d'autres fluides comme le  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$ .

## A.4. Les fluides rétro-morphiques

Les fluides aqueux rétro-morphiques et surtout ceux du tardi-hercynien sont caractérisés par une forte activité en calcium. Ceci est dû à l'altération des faciès grauwackeux qui constituent l'essentiel de la formation de La Creusa et qui sont riches en plagioclase.

En ce qui concerne les fluides carbo-azotés ils proviennent de la maturation de la matière organique des formations sédimentaires fin Carbonifère au cours de la phase métamorphique tardi-hercynienne et alpine. La matière carbonée des métagrauwackes de la formation de La Creusa est trop évoluée pour générer un fluide carbo-azoté.

Les fluides rétro-morphiques aussi bien aqueux que carbo-azotés montrent des variations importantes dans leur composition. Dans les brèches tectoniques tardihercyniennes minéralisées en uranium par exemple, les fluides carbo-azotés varient pratiquement d'un pôle à  $\text{CH}_4\text{-N}_2$  à un pôle à  $\text{CO}_2\text{-N}_2$ ,  $\text{N}_2$  étant pratiquement constant. De même dans une autre brèche probablement tardihercynienne la salinité du fluide aqueux piégé dans les cristaux de quartz montre une variation de 8% pds NaCl à plus de 23% pds NaCl. Ces fortes variations caractérisant les fluides tardihercyniens.

Les fluides alpins font apparaître par contre des variations plus modérées dans la composition des fluides.

#### A.5. Les minéralisations uranifères

##### - Le potentiel uranifère du socle

##### + L'encaissant métamorphique du granite de Vallorcine

La potentialité uranifère de la formation de La Creusa n'est pas négligeable dans l'ensemble. Certes, il existe des faciès très pauvres en uranium, c'est le cas par exemple de l'amphibolite en boule qui ne contient que 1 ppm, mais son importance volumétrique est très faible. D'autres en contiennent jusqu'à 7 ppm (une amphibolo-pyroxénite). Mais ces concentrations en uranium ne sont pas originelles. Il y a eu une redistribution de cet élément depuis les métamorphismes précoces jusqu'aux épisodes rétro-morphiques. Cette redistribution a particulièrement favorisé les faciès ultra-basiques et basiques de la formation. Les faciès acides ont été appauvris. Le mécanisme de cette redistribution n'a pas été étudié, mais il est probable que dans une formation comportant des faciès aussi contrastés que celle de La Creusa, les facteurs fugacité d'oxygène et PH aient joué.

##### + Le granite de Vallorcine

La potentialité uranifère du granite de Vallorcine varie en fonction des faciès. Les teneurs varient de moins de 5 ppm à 9 ppm du faciès le moins évolué (A) au faciès le plus évolué (C). Le faciès de bordure peut atteindre jusqu'à 14 ppm (LABHART et RYBACH, 1974).

##### - Le processus de concentration de la minéralisation uranifère

Jusqu'à l'époque tardihercynienne, l'uranium dispersé dans les roches ne semble pas avoir été rencontré d'une manière importante. Seules des redistributions se sont opérées en enrichissant certains niveaux aux dépens des autres.

Le processus minéralisateur principal s'est enclenché au cours de la rétro-morphose tardihercynienne. La rétro-morphose hercynienne, qu'on a appelé rétro-morphose I n'a pas non plus été à l'origine de la minéralisation uranifère.

La rétro-morphose tardihercynienne constitue une véritable rupture dans l'histoire géologique du secteur étudié et même au-delà. En effet, à cette époque, les roches qui séjournèrent en profondeur, dans des conditions de pression et de températures élevées ont remonté à de plus faibles profondeurs dans un contexte de fracturation. Les minéraux qui constituent ces roches ont dû alors se rééquilibrer avec le milieu et se sont déstabilisés. C'est-à-dire qu'il y a eu échange avec le milieu environnant, en l'occurrence les fluides. La fracturation a activé la circulation des fluides et par là même l'échange et le transport des matières.

Au cours de cet échange de matière entre les fluides et les minéraux, les premiers ont été enrichis en calcium à cause de la déstabilisation des plagioclases qui sont abondants dans l'encaissant mais aussi dans le granite. L'augmentation de la concentration de ces fluides en calcium ont à leur tour déstabilisé la monazite, minéral accessoire radioactif et pauvre en calcium. Celle-ci constitue la principale source de l'uranium dans l'encaissant. En effet, on la retrouve dans la plupart des faciès de la formation de La Creusa. Elle est également abondante dans le granite et a subi le même phénomène. En plus de la monazite, d'autres minéraux accessoires du granite plus uranifères ont alimenté en uranium le fluide transporteur à la suite de leur altération.

Il semble que l'uranium ait été transporté à l'état de  $\text{U}^{\text{V}}$ .

En ce qui concerne le dépôt de la pechblende, il résulterait du mélange de deux fluides à  $f_{\text{O}_2}$  contrasté. Le fluide transporteur a précipité l'uranium à la rencontre d'un autre fluide plus réducteur.

##### - Le rôle du métamorphisme alpin sur la minéralisation

Les transformations minéralogiques liées au métamorphisme alpin sont analogues à celles du tardihercynien, mais il est difficile d'estimer la part du métamorphisme alpin et en particulier en ce qui concerne les minéraux accessoires.

Il semble plutôt que son rôle de remobilisation des indices tardihercyniens est plus important.

#### B. LE SECTEUR DE LAUZIÈRE

##### B.1. Le socle

Il est constitué d'un certain nombre de formations métamorphiques et de granites.

##### - Les formations métamorphiques

Elles dérivent de métamorphismes d'anciens niveaux sédimentaires et ignés avec parfois des phénomènes de migmatisation très poussée. Les différentes formations sont bien caractérisées géochimiquement. La Série Verte moyenne (qui comprend la série de la Montagne des Plans et la série du Bois des Ravères) est formée essentiellement de grauwackes et de niveaux amphibolitiques d'origine ignée, mêlés à des niveaux métashaleux de moindre importance. Certains niveaux ont été migmatisés. Le complexe gneisso-

migmatitique est à tendance sodique mais son origine est controversée. La Série Verte supérieure est essentiellement volcano-détritique, avec un volcanisme de type spilite kératophyre. Celle-ci semble refléter un contexte géodynamique distinct par rapport à la Série Verte moyenne.

#### - Le complexe granitoïde de la Lauzière

Ce complexe granitoïde est composé d'un certain nombre de faciès dont la plupart s'inscrivent dans une lignée subalcaline potassique. Le faciès "leucogranite I", pourtant intimement associé, représente une origine indépendante. Sur le terrain ce faciès semble se concentrer dans la partie occidentale de la partie la plus évasée du massif granitoïde, au Nord de l'accident de Fond de France. Les autres faciès, par contre, se répartissent du Nord au Sud avec une certaine cohérence. Les faciès les moins différenciés occupant des positions extrêmes les plus différenciées, ont une position centrale.

La mise en évidence, à partir des études géochimiques, d'un bimagmatisme, à l'origine de la constitution du complexe de Lauzière, pose un problème pour l'interprétation des études géochronologiques réalisées jusqu'ici (PONCERRY, 1981 ; DEMEULEMEESTER, 1982). En effet, les datations effectuées sur le complexe de Lauzière avaient comme support des échantillons aussi bien du "leucogranite I" que des autres faciès. L'âge de  $253 \pm 17$  Ma obtenu par la méthode Rb-Sr et déjà trop imprécise, nécessite une réinterprétation en tenant compte des différents faciès. Par ailleurs, la datation réalisée sur les pechblendes associées à des structures sécantes sur le complexe de Lauzière, par la méthode U-Pb donne un âge de 280 Ma, c'est-à-dire un âge tardihercynien. La mise en place du complexe de Lauzière est donc antérieure à 280 Ma.

#### B.2. Les phases rétro-morphiques

Ce sont les mêmes que dans le secteur de Vallorcine et leur implication sur le plan minéralogique est analogue. Cependant, un autre phénomène minéralogique a été mis en évidence, c'est le remplacement des cristaux d'allanite par des cristaux d'épidote. Ce phénomène important et qui se développe à l'échelle régionale aurait deux conséquences intéressantes. La première est l'expulsion d'une proportion importante de l'uranium, du thorium et des terres rares du réseau cristallin de l'allanite. La seconde est qu'elle reflète une activité du calcium plus importante que celle susceptible de déstabiliser la monazite. La déstabilisation de l'allanite par ce phénomène n'a en effet pas été observée dans le secteur de Vallorcine. Ceci implique par conséquent que les fluides qui ont circulé dans le secteur de Lauzière étaient plus chargés en calcium que ceux du secteur de Vallorcine. Ils sont également magnésiens et ferriques et ont été responsables de précipitations de dolomite, ankérite et calcite. Les isotopes stables ont montré par ailleurs que le carbone provient d'hydrolyse de matières carbonées d'origine sédimentaire.

Il n'a pas été possible de préciser les conditions des différentes phases rétro-morphiques, à l'exception de la phase néo-alpine. Celle-ci s'est produite à  $P = 3,5$  à  $4,5$  kb et  $T \approx 400^\circ\text{C}$ .

#### B.3. Les fluides rétro-morphiques

Les études d'inclusions fluides et des isotopes stables (C, O, H) ont permis de cerner la nature et l'évolution des fluides rétro-morphiques tardihercyniens. Ils sont essentiellement aqueux et deviennent de moins en moins salés au cours du temps. Ils ont évolué d'abord dans un contexte de refroidissement puis de chute de pression.

Il a été possible de déceler une évolution de composition des fluides au cours du temps. Les fluides les plus précoces sont les plus salés, ils sont contemporains de la dolomite. Par contre les fluides les moins salés sont piégés dans la calcite. Cette évolution conjointe des fluides et de la minéralogie reflète une modification de l'environnement. Sur le plan isotopique cette évolution se retrouve également et correspondrait soit à un phénomène de mélange de fluides d'origine et de composition différentes (métamorphique et météorique) soit à une modification progressive du milieu de genèse des fluides.

#### B.4. La minéralisation uranifère

##### - Le potentiel uranifère du socle

##### + Les formations métamorphiques

Globalement, les teneurs en uranium dans la Série Verte moyenne et le complexe gneisso-migmatitique de Saint-Colomban sont plus importantes que dans la Série Verte supérieure. Dans celle-ci les minéraux accessoires radioactifs comme la monazite ou l'allanite n'ont pas été observés. L'uranium serait plutôt dispersé dans les minéraux essentiels et les minéraux réfractaires comme le zircon. Par contre, dans un certain nombre de faciès des autres formations l'allanite est parfois très abondante. La monazite a également été observée mais en plus faible proportion.

Les potentialités uranifères de ces formations résident par conséquent dans les minéraux accessoires tels l'allanite et la monazite.

##### + Le complexe granitoïde de Lauzière

L'uranium est principalement concentré dans les minéraux accessoires : allanite, thorite. L'uraninite n'a jamais été observée. La faiblesse de la teneur en U des faciès acides par rapport aux faciès basiques du complexe a conduit certains auteurs (PONCERRY, 1981) à émettre l'hypothèse d'un lessivage tardif d'uraninites primaires. Jusqu'ici aucun indice ne permet de l'affirmer. La plus haute teneur en uranium des faciès non contaminés par la minéralisation uranifère est de 19 ppm et correspond à une monzonite.

##### - Le processus de concentration de la minéralisation uranifère

Le processus de l'extraction de l'uranium à partir des minéraux sources est analogue à celui qui a été montré pour le secteur de Vallorcine. Mais en Lauzière, les minéraux concernés sont la monazite, l'allanite et la thorite.

En ce qui concerne la solubilisation de l'uranium, nous n'avons pas rassemblé suffisamment de données pour préciser le mécanisme. Mais il est certain que le fluide était chargé de  $\text{CO}_2$ .

Le dépôt de l'uranium dans les structures tectoniques tardihercyniennes serait le résultat d'une diminution de solubilité dans le fluide transporteur. Cette baisse de solubilité serait due à une baisse de la pression partielle de  $\text{CO}_2$  qui provoque également, entre autres facteurs, la déstabilisation de la dolomite au profit de la calcite. La pechblende précipite avec la calcite.

La fugacité en oxygène a pu également jouer dans le processus mais nous manquons de données pour l'évaluer.

La minéralisation uranifère dans le secteur de la Lauzière semble être en relation avec un système de circulation de fluides, guidée par un réseau de fracturation tardihercynien. Cette minéralisation a été datée 280 Ma.

A l'alpin le rôle minéralisateur semble se limiter essentiellement à la remobilisation des indices préexistants.

### C. RESSEMBLANCES ENTRE LES DEUX SECTEURS

Un certain nombre de points communs existent entre les deux secteurs étudiés dans ce mémoire :

- les formations associées aux granites (Vallorcine, Lauzière) sont à dominante détritique peu mature et constituent avec les granites les sources principales de l'uranium. Les minéraux sources sont les accessoires ;

- les massifs granitiques sont dans les deux cas issus d'au moins deux magmas différents. Le granitoïde de Lauzière est subalcalin potassique, le granite de Vallorcine a également une composante à tendance subalcaline ;

- la répartition géographique des faciès est comparable, avec le faciès le plus différencié au centre, les moins différenciés aux deux extrémités des massifs ;

- les minéralisations uranifères sont associées à des structures tectoniques ;

- la contemporanéité ou la non contemporanéité des deux massifs granitiques reste à démontrer, mais il est certain que dans les deux cas l'âge est plus ancien que 280 Ma.

## BIBLIOGRAPHIE

## BIBLIOGRAPHIE

- ALTHAUS, EGON (1967) - The triple point andalousite-sillimanite-kyanite. *Contr. Mineralogy and Petrology*, 16, pp 29-44.
- ANIEL B. (1983) - Les gisements d'uranium associés au volcanisme acide tertiaire de la Sierra de Pena Blanca (Chihuahua, Mexique). Thèse troisième cycle, Paris VI.
- ARTHAUD, F. et MATTE, P. (1975) - Les décrochements tardihercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics* 25, pp 139-171.
- AUMAITRE R., GIRAUD P., PONCERRY E., VIVIER G., (1983) - La lignée subalcaline potassique de La Lauzière dans l'évolution magmatique du massif cristallin externe de Belledonne (Alpes française).
- AMIEUX P. (1982) - La cathodoluminescence : méthode d'étude sédimentologique des carbonates. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine n° 6 vol. 2*, pp 437-483.
- BARTON P.B., J.R., (1969) - Thermochemical study of the system Fe-As-S. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, 841-857.
- BASTOUL A.M., (1983) - Etude des fluides carbo-azotés associés au métamorphisme de contact des schistes noirs sur l'exemple des Jebilet Centrales (Maroc). Comparaison avec la région des Bondons et de Pen Ar Ran (France). Thèse troisième cycle, Nancy I.
- BEBIEN J. et GAGNY C. (1980) - Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale. 26e CGI-BRGM.
- BELLIÈRE J. (1958) - Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie). *Soc. Géol. de Belgique*, tome 81, fascicule 1, pp 209.
- BELLIÈRE J. (1971) - Mylonites, blastomylonites et domaines polymétamorphiques *Ann. Soc. Geol. Belg.*, 94 pp 249-263.
- BELLIÈRE J. (1980) - Massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, structure et pétrologie du socle. *Géologie Alpine*, t. 56, pp 237-249.
- BELLIÈRE J. et STREEL M. (1980) - Roches d'âge Viséen supérieur dans le massif des Aiguilles Rouges (Hautes Savoie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 290 D, pp 1341-1343.
- BINNS R.A. (1965a) - Hornblendes from some basic homfelses in the New England region, New South Wales, *Min. Mag.* 34, pp 52-65.
- BINNS R.A. (1965b) - The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama complex. Broken Hill district, New South Wales, Parts 1 and 2. *Min. Mag.* 35, pp 306-326, 561-587.



- BLYUMANN B.A., D'YAKONOV Yv. S., (1972) - Variation in the structural state of graphite in progressive regional metamorphism. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 206, 5, pp 1192-1200.
- BOCQUET J. (1974) - Blue amphiboles of the Western Alps Chemistry and physical characters. In Alpidische metamorphosen in den Alpen, Schweizerische Mineralogische und petrographische Mitteilungen. 54, pp 425-448.
- BORDET P. (1961b) - Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne (sensu stricto). Bull. Serv. Carte Geol. Fr. t. 59, n° 269, p. 239-250.
- BURNHAM C.W. et OHMOTO H. (1980) - Late stage processes of felsic magmatism. Mining geology special issue, n° 8 pp 1-11.
- CAMERON-SCHIMANN M. (1978) - Electron microprobe study of uranium minerals and its application to some Canadian deposits. Thèse, University of Alberta.
- CAPDECOMME L. (1943) - Caractères optiques nouveaux d'une série d'espèces minérales opaques. Bull. Soc. Fr. Min., 66, pp 79-104.
- CARME F. (1970) - Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 271, pp 2232-2235.
- CARME F. (1971) - Le problème de l'âge des séries cristallophylliennes des massifs cristallins externes ; corrélation entre deux schémas structuraux récemment proposés, respectivement pour la chaîne de Belledonne et le Haut Dauphiné cristallin. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 273, Série D, pp 1671-1674.
- CATHELINEAU M., CUNEY M., LEROY J., LHOÏTE F., NGUYEN TRUNG C., PAGEL M., POTY B. ( ) - Caractères minéralogiques des pectblendes de la province hercynienne d'Europe. IAEA-TC-295/21.
- CHAROY B. (1979) - Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites. Conséquences métallogéniques. Sci. de la Terre, Nancy, Mém. n° 37, p. 364.
- CHAYES F. (1955) - Potash feldspar as a by product of biotite-chlorite transformation. J. Geol., 63, pp 75-82.
- CIPRIANI C., SASSI F.P., VITERBO BASSANI C. (1968) - La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticulari e col grado metamorfico. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, vol. XXIV.
- COUCOULIS A. (1982) - Les granitoïdes du massif de Vronidou-Sères (Grèce). Typologie et évolution magmatiques. Minéralogie et géochimie de l'uranium et du thorium. Thèse INP Nancy, 179 p.
- COVES J. (1981) - Rapport interne, MINATOME S.A.

- CRERAR D.A. et BARNES (1976) - Ore solution chemistry V. solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200°C to 350°C. Econ. Geol. 71, 772-794.
- CRUCHET M., (1983) - Relations entre l'hydrogéologie, le thermalisme et les circulations d'eaux uranifères dans les roches fissurées. Les massifs cristallins externes de Basse Maurienne (Savoie). Thèse de doctorat de spécialité, Grenoble.
- CUNEY M., (1978) - Geologic environment, mineralogy and fluid inclusions of the Bois Noirs. Limouzat uranium vein, Forez, France. Econ. Geol., 73, pp 1567-1610.
- CUNEY M., (1981) - Comportement de l'uranium et du thorium au cours du métamorphisme : rôle de l'anatexie dans la genèse des magmas riches en radioéléments. Thèse d'Etat, INPL.
- CZAMANSKE G.K., WONES D.R. (1973) - Oxidation during magmatic differentiation Finnmarka complex, Oslo area, Norway : Part 2 : The mafic silicates. J. of Petrol., vol. 14, Part 3, pp 349-80.
- DEBON F. et LE FORT P. (1983) - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Sc., 73, pp 135-149.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J., (1980) - The rock forming minerals. New York. John Wiley and Sons Inc.
- DEMEULEMEESTER P., (1982) - Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des massifs cristallins externes (Alpes Françaises). Thèse de doctorat de spécialité, Grenoble.
- DHAMELINCOURT P., BENY J.M., DUBESSY J. and POTY B., (1979) - Analyses d'inclusions fluides à la microsonde MOLE à effet Raman. Bull. Mineral., vol. 102, pp 600-610.
- DURAND B. et MONIN J.C., (1980) - Elemental analysis of kerogens. Insoluble organic matter from sedimentary rocks. Editions Technip.
- DUTHOU J.L. (1977) - Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne Varisque. Relations avec le métamorphisme : le Nord Limousin (Massif Central Français). Annales Scientifiques de l'Université de Clermont n° 63, 294 p.
- ELLIS A.J., (1971) - Magnesium ion concentration in the presence of magnesium chlorite, calcite, carbon dioxide, quartz : Am. J. Sci., 271, 481-489.
- EWART A., TAYLOR S.R. (1969) - Trace element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Island, New-Zealand. Phenocryst. data. Contrib. Mineral. Petrol., 22, 127 p.
- FREYS R., (1958) - Métamorphisme et évolution des anthracites intra-alpins. Rev. Industr. Minér. n° spécial, 15, pp 65-71. Coll. Intern. de pétrologie appliquée aux charbons.

FREYS R., (1963) - Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes Alpes).  
Thèse, Mém. Bur. Rech. Géol. minières, Fr. 6.

FERRY J.M. (1979) - Reaction mechanisms, physical conditions, and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from South-Central Main, USA Contrib. Mineral. Petrol. 68, pp 125-139.

FONTEILLES M., (1978) - Les mécanismes de la métasomatose. Bull. Mineral., 101, p. 166-194.

FRIEDRICH M., (1983) - Le complexe granitique hyperalumineux de Saint Sylvestre, Nord-Ouest du Massif Central français. Thèse 3ème cycle, Nancy.

FREY M., HUNZIKER J.C., FRANK W., BOCQUET J., (1974) - Alpine metamorphism of the Alps. A review. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 54, pp 247-290.

FREY M., HUNZIKER J.C., JAGER E. et STERN W.B. (1983) - Regional distribution of white K-mica polymorphs and their phengite content in the Central Alps. Contrib. Mineral. Petrol. 83, pp 185-197.

FRIEDMAN I., et O'NEIL J.P. (1977) - Data of geochemistry, 6 th ed., Chap. K. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 440 KK.

FRONDEL C., (1958) - Systematic mineralogy of uranium and thorium. Geol. Survey. Bull. pp 1064, p. 400.

GASQUET D., (1979) - Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Châtelard traversés par les galeries E.D.F. Arc-Isère Alpes Françaises. Thèse 3e cycle, Grenoble.

GEHRIG M. et HILBERT (1979) - Das ternare System  $H_2O-CO_2-NaCl$  bei hohen Temperaturen und Drücken. Thesis, Institut für Physikalische chemie, Karlsruhe.

GUILHAUMOU N., DHAMELINCOURT P., TOURAY J.C. et TOURJET J., (1981) - Etude des inclusions fluides du système  $N_2-CO_2$  des dolomites et quartz de Tunisie septentrionale. Données de la microscopie et de la microsonde à effet Raman. Géochimica et Cosmochimica Acta, vol. 45 p. 657-673.

GUILHAUMOU N., (1982) - Analyse ponctuelle des inclusions fluides par microsonde moléculaire à Laser (MOLE) et microthermométrie. Travaux du laboratoire de géologie. Presse de l'école normale supérieure.

GODFREY J.D., (1962) - The deuterium content of hydrous minerals from the East-Central Sierra Nevada and Yosemite National Park. Geochim. Cosmochim. Acta 26, pp 1215-1245.

GUINEBERTEAU B., (1982) - Pétrographie et géochimie de la série migmatitique des Herbiers (Vendée - France). DEA Rennes.

HELGESON H.C., (1969) - Thermodynamics of Hydrothermal Systems at elevated temperatures and Pressures. Am. J. Sci. 267, 729-804.

HEMLEY J.J. et JONES W.R., (1964) - Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. Economic Geology, 59, pp 538-569.

HENSEN B.J., (1971) - Theoretical phase relations involving cordierite and garnet in the system  $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2$ . Contr. Mineralogy Petrology. Vol. 33, pp 191-214.

HEYEN G. RAMBOZ C. et DUBESSY J., (1982) - Simulation des équilibres de phases dans le système  $CO_2-CH_4$  en dessous de  $50^\circ C$  et de 100 bars. Application aux inclusions fluides. C.R.A.S., série II, vol. 294, pp 203-206.

HIRSCHBERG A. et WINKLER H.G.F., (1968) - Contr. Mineral. Petrol. 18 pp 17-42.

HOLLISTER L.S., BURUSS R.C., (1976) - Phase equilibria in fluid inclusions from Khatada Lake metamorphic complex. Geoch. et Cosmo. Acta, 40, 163-175.

HSU L.C., (1968) - Selected phase relationships in the system  $Al-Mn-Fe-Si-O-H$  a model for garnet equilibria. Journal of Petrology, vol. 9, part 1, 40-83.

HOWER J. et MOWATT T.C., (196) - The mineralogy of illites and mixed layer illite-montmorillonite. Am. Min. 31, pp 825-854.

HOLLAND D.H. et MALININ S.D., (1979) - The solubility and occurrence of non-ore minerals. In Geochemistry of hydrothermal ore deposits, BARNES, 1979 2nd edition.

KERRICK D.M., CRAWFORD K.E. and RANDAZZO A.F., (1973) - Metamorphism of calcareous rocks in three roof pendants in the Sierra Nevada, California. Journal of petrology, vol. 14, Part. 2, pp 303-325.

KERRICK D.M., (1974) - Review of metamorphic mixed volatile ( $H_2O-CO_2$ ) equilibria. Am. Mineral. 50, pp 729-762.

KERRICK R., ALLISON I., BARNETT R.L., MOSS S. et STARKEY J., (1980) - Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Miéville, Switzerland ; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. Contrib. Mineral. Petrol. 73, 221-242.

KISH H.J., (1974) - Anthracite and meta-anthracite coal ranks associated with anchimetamorphism and "very low stage" metamorphism. I. Kkl. nederl. Akad. Westersch., Proc., Série B, 77, 2, pp 81-118.

KRETSHMAR U. et SCOTT S.D., (1976) - Phase relations involving arsenopyrite in the system  $Fe-As-S$  and their application Can. Mineral. 14, pp 36-4-386.

KREULEN R. et SCHUILING R.D., (1981) -  $N_2-CH_4-CO_2$  fluids during formation of the Dôme de l'Agant, France. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. - 46, pp 193-203.

- KRUMMENACHER D., (1959) - Le cristallin de la région de Fully (Valais) SMPM 39, pp 151-266.
- KRUMMENACHER D., EVERNBEN J.F. et VUAGNAT M., (1960) - Sur l'âge absolu de la péridotite micacée de Finero (Zone d'Ivrée). Arch. Sci. Genève 13, pp 369-373.
- KUBLER B., MARTINI J., VUAGNAT M., (1974) - Very low grade metamorphism in the Western Alps. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 54, 2/3 pp 461-469.
- KWAK A.P.T., (1971) - The selective replacement of the aluminium silicates by white mica. Contr. Mineral. and Petrol. 32, pp 193-210.
- LABHART T.P. et RYBACH L., (1972) - Der Vallorcine granit und seine radiometrischen anomalien. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 52, 3 pp 571-574.
- LABHART T.P. et RYBACH L., (1974) - Granite und Uranvererzungen in den Schweizer Alpen. Geol. Rundschau 63, n° 1, pp 135-147.
- LAGACHE M. et WEISBROD A., (1977) - The system : two alkali feldspars-K-Cl NaCl-H<sub>2</sub>O at moderate to high temperatures and low pressures. Contrib. Mineral. Petrol. 62, pp 77-101.
- LA ROCHE H. de, (1964) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Sciences de la Terre, Nancy, t. IX, n° 3, pp 293-337.
- LA ROCHE H. de, STUSSI J.M., CHAURIS L., (1980) - Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de correlations géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogènes. Sc. de la Terre, tome XXIV, n° 1, pp 5-121.
- LAURENT R., (1968) - Etude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie). Archives Sci. Soc. Phys. Hist. Nat. 20, pp 223-353.
- LEAKE B.E., (1964) - The chemical distinction between ortho and paraamphibolites. J. Petrol. 5, pp 238-254.
- LEAKE B.E., (1978) - Nomenclature of amphiboles. Am. Mineral. vol. 63, pp 1023-1052.
- LEGRET M., (1975) - Etudes géochimiques à haute température et haute pression sur ThO<sub>2</sub> et UO<sub>2</sub> : solubilité dans les solutions aqueuses et solutions solides UO<sub>2</sub>-ThO<sub>2</sub>. Thèse de doctorat de spécialité CRPG-ENSG.
- LEIKINE M., KIENAST J.R., ELTCHANINOFF-LANCELOT C., TRIBOULET S., (1983) - Le métamorphisme polyphasé des unités Lamphinoises entre Belledonne et Mont-Blanc (Alpes occidentales). Relation avec les épisodes de déformation. Bull. Soc. Geol. France, t. XXV, n° 4, pp 575-587.
- LEROY J., (1978) - Métallogenèse des gisements d'uranium de la division de la Crouzille (COGEMA, Nord-Limousin, France). Sc. de la Terre, Mem. 36, 271 p.

- LEUTWEIN F., POTY B., SONNET J. et ZIMMERMANN J.L., (1970) - Age des cavités à cristaux du granite du Mont-Blanc. C.R. Ac. Sc. Paris t. 277 pp 156-158.
- LIEGEOIS J.P., BELLIERE J. et DUCHESNE J.C., (1980) - Les éclogites amphibolitiques du Lac Cornu (Massif des Aiguilles Rouges, Haute-Savoie). 8ème réunion annuelle des Sciences de la Terre, Marseille, Soc. Géol. Fr. édit. Paris, pp. 228.
- LISITSINA G.A., BOGDANOVA V.I., VARSHAL G.M. et SIROTININA N.A., (1965) - Geochemistry of accessory minerals in the Charkasar granites of the Kuraminsky range (Tien Shan). Geochem. Int. 2, 5.
- MAILLARD P., (1968) - Aperçu sur l'étude de "graphites naturels" par diffraction des rayons X. Méthodes physiques d'analyse (GAMS), 29ème congrès du GAMS, sept. 68. Paris, 4, pp 3-4.
- Mc REA J.M., (1950) - On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. J. Chem. Physics, 18, n° 6, pp 849-857.
- MENARD G., (1979) - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation des données géophysiques. Thèse 3ème cycle, Université de Grenoble I, 178 p.
- MOINE B., (1969) - Orthoamphibolites et formations métasédimentaires calc-magnésiennes de la région d'Ambatofinandrahana (Madagascar). Contribution au problème de l'origine des amphibolites. Sc. de la Terre, T. XIV, n° 2, pp 107 à 138.
- MULLIS J., (1979) - The system methane-water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. Bull. Mineral. 102, 526-536.
- OHMOTO H., RYE R.O., (1979) - Isotopes of Sulfur and Carbon in Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd edition. Ed. BARNES H.L.
- OUDDOU D., (1984) - Le massif de Guérande Le Croisic (Loire Atlantique). Caractérisation Géochimique et minéralogique de l'évolution magmatique. Comportement de l'uranium et du thorium. Thèse INPL 309 p.
- OVERSTREET W.C., (1967) - The geologic occurrence of monazite. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 530, 327 p.
- PAGEL M., RUHLMAN F., (1979) - Mineralogie et inclusions fluides dans les formations minéralisées (Cu, Mo, Ag, U) du Secteur de Chateau Lambert (Vosges méridionales). Bull. de Minéralogie 102, pp 654-664.
- PAGEL M., LETERRIER J., (1980) - The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France). Shoshonitic affinity. Lithos 13, pp 1-10.
- PAGEL M., (1981) - Facteurs de distribution et de concentration de l'uranium et du thorium dans quelques granites de la chaîne hercynienne d'Europe. Thèse INPL Nancy, 566 p.

- PARRY W.T. et DOWNEY L.M., (1982) - Geochemistry of hydrothermal chlorite replacing igneous biotite. *Clays and Clay minerals*, vol. 30, n° 2, pp 81-90.
- PERRIER G., (1980) - La structures des Alpes occidentales déduite des données géophysiques. *Eclogae geologicae helveticae*, vol. 73, n° 2, pp 407-424.
- PERRIER G. et VIALON P., (1980) - Les connaissances géophysiques sur le Sud-Est de la France. Implication géodynamiques.
- PHILPOTTS J.A., SCHNETZLER C.C., (1970) - Phernocryst-matrix partition coefficients for, K, Rb, Sr, Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, p. 307.
- PONCERRY E., (1981) - Contribution à l'étude géologique des granitoïdes de Vallorcine, Beaufort, Lauzière, de leur encaissant et des minéralisations uranifères associées. (Alpes Françaises). Thèse de troisième cycle, Grenoble.
- POTY B., (1969) - La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc. *Science de la Terre*, Mem. n° 17 p. 161.
- RAGOT J.P., (1977) - Contribution à l'étude de l'évolution des substances carbonées dans les formations géologiques. Thèse d'Etat, Toulouse.
- RAMBOZ C., (1980) - Géochimie et étude des phases fluides des gisements et indices d'étain-tungstène du Sud du Massif Central (France). Thèse 3ème cycle, INPL, 278 p.
- RANCHIN G., (1971) - La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord Limousin. Thèse Nancy 467 p. et C.E.A. R-4034.
- RICHARDSON W.S. et al., (1969) - Experimental détermination of kyanite-andalousite and andalousite sillimanite equilibria : the aluminium silicate triple point. *Am. J. Sci.* 267, pp 259-272.
- ROGERS J.J.W. et ADAMS J.A.S., (1969) - Thorium : Handbook and geochemistry. Springer Verlag, Berlin.
- ROSENBAUM J., SHEPPARD S.M.F., (1984) - Soumis.
- ROSENBERG P.E. et HOLLAND H.D., (1964) - Calcite-dolomite-magnesite stability relations in solutions at elevated temperatures : *Science*, 145, pp 700-701.
- ROSENBERG P.E., BURT D.M. et HOLLAND H.D., (1967) - Calcite-dolomite-magnesite stability relations in solutions : the effect of ionic strength : *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, pp 391-396.
- RUHLMANN F., (1970) - Quelques exemples de relation uranium-titane. *Bull. Mineral.* 103 pp 240-244.

- RUMBLE, (1981) - Oxide Minerals. *Reviews in mineralogy*. Volume 3 Ed. P.H. RIBBE.
- SAINT JOANIS, (1981) - Rapport interne minatome.
- SALLOT, P., (1978) - Le métamorphisme dans les Alpes Françaises. Thèse Doc. D'Etat, Univ. Paris, 183 p.
- SCOTT S.D., (1976) - Application of the sphalerite geobarometer to regionally metamorphosed terrains. *Amer. Mineral.* 61.
- SEIFFERT F., (1969) - Low temperature compatibility relations of cordierite in haplopelites of the system  $K_2\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . *Journal of Petrology*, 11, part. 1, pp 73-99.
- SEIFFERT F., (1970) - Low-temperature compatibility relations of cordierite in haplopelites of the system  $K_2\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . *Journal of petrology*, vol. 11, part. 1, pp 73-99.
- SHARMA T., CLAYTON R.N., (1965) - Measurement of  $O^{18}/O^{16}$  ratios of total oxygen of carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta* 29, 1347-1354.
- SHAW D.M., (1968) - A review of K-Rb fractionation trend by covariance analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 32, 6, p. 573-601.
- SIMEON Y., (1979) - Etude pétrologique, géochimique et structurale du massif de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes Françaises). Thèse de troisième cycle, Grenoble.
- STUPP H.D. et SAAGER R., (1982) - Conférence Coloque.
- SWANENBERG H.E.C., (1979) - Phase equilibria in carbonic system and their application to freezing studies of fluid inclusions. *Contr. Miner. Petr.* 68, n° 3, p. 303-306.
- SWANENBERG H.E.C., (1980) - Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks from S.W. Norway. *Geologica Ultrarectima*, n° 25, Rujksuniversiteit, Utrecht, p. 147.
- TAPONNIER P., (1977) - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : ponçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. France* t. XIX, n° 3 pp 437-460.
- TEMPLE A.K., (1966) - Alteration of ilmenite. *Econ. Geol.* 61, pp 695-714.
- THOMPSON J.B., (1957) - The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Am. Mineralogist*, vol. 42, pp 842-858.
- THOMPSON A.B., (1974) - Calculation of muscovite-paragonite alkali feldspar phase relations. *Contr. Mineral. Petrology*. Vol. 4, pp 173-194.
- TOURET J., (1977) - The significance of fluid inclusions in metamorphic rocks. In "thermodynamics in Geology (D.G. FRASER, Ed.) D. Reidel Publishing company, Dordrecht. Holland, pp 203-227.

- TUTHILL, HELZ, ROSALIND T., (1973) - Phase relations of basalts in their melting range at  $P_{H_2O} = 5$  kb as a function of oxygen fugacity. *J. Petrology*, vol. 14, part. 2, pp 249-302.
- VALSARDIEU, (1982) - Rapport interne MINATOME S.A.
- VERHOOGEN J., (1962) - Distribution of titanium between silicates and oxydes in igneous rocks. *Am. J. Sci.* 260, pp 211-220.
- VELDE B., (1965) - Phengite micas : synthesis, stability and natural occurrence. *Am. J. of Sci.*, 262, pp 886-913.
- VERJAT J.L., (1980) - Etude pétrographique et structurale des terrains cristallins du SE du massif de Belledonne à l'Ouest du Col du Glandon (Alpes Françaises). Thèse de troisième cycle, Grenoble.
- VIALON P., (1974) - Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du Socle Préalpin. Conséquences pétrostructurales. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 54, 2/3, pp 663-690.
- VON RAUMER J.F., (1974) - Zur metamorphose-amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mont-Blanc und Aiguilles Rouges Massifs. *S.M.P.M.*, 54, pp 471-487.
- VON RAUMER J.F., (1981) - Variscan events in the Alpine region. *Geologie en Mijnbouw*.
- WEISBROD A., POTY B. et TOURET J., (1976) - Les inclusions fluides en géochimie-pétrologie : tendances actuelles. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 99, pp 140-152.
- WILLIAMS H., TURNER F.J., GILBERT C.M., (1955) - *Petrography* Freeman, San Francisco.
- WYLLIE P.J., WUU LIANG HUANG - STERN R.C. et MALOE S., (1976) - Granitic magmas possible and impossible sources, water contents and crystallization. *Sequences. Can. J. Earth Sci.*, 13, 1007-1019.
- WINKLER H.G.F., (1979) - *Petrogenesis of metamorphic rocks* 4ème édition. Springer Verlag Heidelberg p. 347.
- YODER H.S. et TILLEY C.E., (1962) - Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.* 3, 342-532.
- ZIELINSKI, R.A., (1978) - Uranium abundances and distribution in associated glassy and cristalline rhyolites of the Western United States. *Geol. Society of America Bull.* 82, n° 3.

ANNEXE

\*\*\*\*\*  
\*  
\*                                **TABLEAU D'ANALYSES**                                \*  
\*  
\*\*\*\*\*  
\* Mean SiO<sub>2</sub> Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> FeO MgO CaO Na<sub>2</sub>O K<sub>2</sub>O TiO<sub>2</sub> MnO P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> CO<sub>2</sub> \*  
\*-----\*  
\* 1 63.28 20.13 3.06 0.00 .75 .58 10.57 .35 .40 .03 .24 0.00 \*  
\* 2 71.43 15.09 2.03 0.00 .83 .64 3.05 5.19 .34 .05 .29 0.00 \*  
\* 3 69.59 15.36 2.51 0.00 1.06 1.14 3.45 4.92 .42 .05 .30 0.00 \*  
\* 4 70.27 15.28 2.58 0.00 .70 1.13 3.06 5.10 .46 .05 .32 0.00 \*  
\* 5 71.43 15.09 2.19 0.00 .59 1.02 3.73 5.10 .34 .05 .26 0.00 \*  
\* 6 68.25 14.93 3.70 0.00 1.23 1.29 3.52 4.83 .59 .06 .26 0.00 \*  
\* 7 70.86 15.08 2.28 0.00 .66 .85 3.54 5.08 .42 .04 .33 0.00 \*  
\* 8 70.95 15.10 2.02 0.00 .65 .76 2.96 5.20 .31 .05 .29 0.00 \*  
\* 9 72.02 14.83 1.94 0.00 .62 .78 2.92 4.95 .30 .03 .28 0.00 \*  
\* 10 67.26 15.57 4.36 0.00 1.62 2.02 3.67 4.30 .68 .06 .23 0.00 \*  
\* 11 72.82 14.98 1.26 0.00 .27 .56 3.56 4.38 .24 .04 .34 0.00 \*  
\* 12 71.45 14.99 2.39 0.00 .66 .64 3.16 4.62 .39 .03 .30 0.00 \*  
\* 13 66.88 15.97 3.73 0.00 1.21 1.25 3.89 4.29 .59 .06 .32 0.00 \*  
\* 14 70.15 15.84 1.84 0.00 .53 1.40 4.25 5.18 .27 .04 .23 0.00 \*  
\* 15 73.52 14.74 .67 0.00 .18 .33 3.84 5.20 .03 .02 .29 0.00 \*  
\* 16 68.04 16.93 2.02 0.00 .90 .71 4.00 5.60 .32 .06 .39 0.00 \*  
\* 17 70.10 14.84 2.57 0.00 .60 1.29 4.15 4.53 .46 .04 .33 0.00 \*

Tab. XLII Compositions chimiques en éléments majeurs des faciès évolués du granite de Vallorcine

N° Ech.	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	Y	Rb	Th	U
ALP 8113a	335	38	10	10	10	83	45	336	17	5.2
ALP 81.20	313	19	11	10	10	94	40	333	8.3	5.3
ALP 81.26	330	13	22	19	10	96	52	328	10.2	8.6
ALP 81.30	328	10	15	10	10	93	48	347	10.8	8.7
ALP 81.31	318	15	27	10	10	95	44	312	9.7	5.2
ALP 81.32	317	21	10	10	10	71	25	319	10	5.6
ALP 81.34	340	13	12	10	10	90	35	313	11.3	5.2
ALP 81.38	344	16	12	10	10	96	59	264	11.7	7.2
ALP 81.39	324	18	11	10	10	87	43	272	14	8.6
ALP 81.40	329	26	15	10	10	94	61	282	12	7.8
ALP 8113b	357	10	18	91	10	109	73	345	13	6.4
ALP 81.21	374	35	16	10	10	102	45	334	10.6	4.7
ALP 81.35	364	25	13	10	10	97	49	300	11	5.7
ALP 81.37	362	14	11	10	10	105	53	306	10.5	4.7
ALP 81.42	414	57	11	10	12	97	39	292	13	5
ALP 81.43	385	18	10	10	10	96	44	296	12	4.8
ALP 8114b	357	17	12	24	10	103	41	356	13	15.3

Tab. XLIII Compositions chimiques des éléments traces des faciès B et C du granite de Vallorcine

* TABLEAU D'ANALYSES *												
Noan	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MqO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>
1	62.63	17.08	1.14	5.73	1.39	1.87	2.93	2.86	1.15	.11	0.00	0.00
2	67.42	15.51	.17	3.61	1.96	2.53	3.12	3.57	.91	.02	0.00	0.00
3	67.21	15.22	.58	4.17	1.73	1.02	3.00	3.60	1.02	.07	0.00	0.00
4	66.49	15.32	.87	3.77	1.62	2.44	3.14	4.44	1.14	.04	0.00	0.00
5	66.06	15.62	.84	3.46	1.50	2.34	3.82	4.14	.84	.06	0.00	0.00

Tab. XLIV Compositions chimiques des gneiss type "Chéserys" des Aiguilles Rouges. (BELLIERE, 1958)

* TABLEAU D'ANALYSES *												
Noan	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MqO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>
1	56.42	21.47	.67	6.54	2.43	.75	1.94	3.98	1.46	.13	0.00	0.00
2	61.93	17.22	1.30	5.41	2.77	1.47	2.55	3.59	.86	.10	0.00	0.00
3	66.92	15.81	1.09	3.72	1.56	1.16	3.12	4.97	1.05	.64	0.00	0.00
4	70.87	14.51	.59	2.48	1.19	2.31	4.43	2.50	.52	.06	0.00	0.00
5	60.39	16.70	1.27	5.59	2.99	.98	3.22	5.20	1.14	.07	0.00	0.00
6	73.87	13.63	.60	1.46	.22	.68	3.41	4.66	.23	.02	0.00	0.00
7	74.61	13.91	.14	1.40	.60	.67	3.99	3.05	.62	.62	0.00	0.00
8	74.63	14.50	.11	.97	.53	.77	4.47	3.63	.25	.02	0.00	0.00

Tab. XLV Compositions chimiques des gneiss type "Lac Cornu" des Aiguilles Rouges. (BELLIERE, 1958)

		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MqO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>
Schistes de la Série de la Montagne des Plans	GDC1	46,97	15,55	1,15	6,33	7,15	4,77	1,93	2,60	1,45	00,06	00,83	2,60
	GDE5	46,04	15,10	1,92	9,06	7,37	4,78	1,49	2,54	1,87	00,18	00,29	3,63
	GDE3	63,65	13,94	2,43	3,71	3,28	0,00	.58	4,18	0,56	00,05	00,08	3,69
Schistes et schistes à grenat de la Série Verte Supérieure	BEL82-6	61,12	17,53	2,84	4,17	2,95	0,46	1,93	3,92	0,92	00,12	00,09	0,04
	LATC16-69,10	52,42	18,14	0,55	8,11	6,71	0,97	1,92	3,47	1,77	00,16	00,28	0,17
	BEL82-36	59,49	17,60	1,17	7,00	3,28	0,48	2,70	2,87	1,21	00,13	00,19	0,07
	BEL82-32	38,36	11,56	3,05	4,47	2,34	11,02	0,85	0,06	0,71	10,00	00,34	10,76
Schistes et gneiss sériciteux de la série de la Montagne des Plans	LECC2-39,60	67,50	12,46	0,47	6,37	2,96	0,38	1,91	2,34	0,74	0,10	0,10	0,89
	BARC3-12,55	61,58	17,00	1,13	5,61	2,81	1,03	2,92	3,54	0,97	0,13	0,11	0,09
	BEL82-41	66,30	15,82	0,78	4,04	1,97	0,92	2,79	3,04	0,72	0,06	0,37	0,07
	LATC16-68,80	66,83	14,03	0,35	5,42	3,70	0,63	2,67	2,22	0,80	0,09	0,11	0,28
Schiste à biotite-chlorite-calcite	LATC16-148,5	63,10	16,32	1,21	5,63	2,76	0,67	2,87	2,75	0,79	0,10	0,12	0,06
	LECC2-16	61,26	16,81	0,99	3,93	3,24	3,41	3,17	1,96	0,77	0,10	0,31	0,90
Amphibolites et gneiss amphibolique	GDE4	44,87	13,05	1,75	12,46	6,49	5,18	2,75	2,34	2,56	0,22	0,43	3,61
	BEL82-54	49,95	13,85	2,69	8,89	6,95	8,82	3,03	1,60	1,56	0,22	0,12	0,06
	BEL82-24	48,92	13,55	2,77	10,06	7,67	5,87	3,18	1,40	2,13	0,24	0,19	0,11
	LECC2-24	49,09	16,30	0,73	8,11	6,71	4,52	3,92	1,84	2,33	0,21	0,34	2,17
Schistes verts amphiboliques	BEL82-34	44,92	16,85	2,18	9,68	8,24	7,97	2,83	0,49	1,95	0,33	0,21	0,10
	LECC2-159	68,85	13,47	0,89	4,74	3,02	1,84	3,08	0,00	0,99	0,14	0,14	0,15
	BEL82-30	62,86	16,99	1,21	2,11	3,09	5,03	4,43	1,02	0,38	0,06	0,17	0,77
	BEL82-55	61,48	15,78	1,34	5,08	2,92	2,50	4,39	1,04	0,94	0,10	0,17	0,05
	BEL82-35	62,48	16,67	0,98	2,14	3,20	4,43	4,61	1,72	0,25	0,07	0,07	0,79
	LATC16-95,50	60,37	15,59	0,65	6,20	5,31	0,27	4,51	0,74	0,83	0,15	0,25	0,60
	LATC16-80,30	78,03	10,49	0,14	2,46	1,83	0,55	3,53	0,00	0,07	0,45	0,03	0,60
	LECC3-47	68,91	13,43	0,53	4,50	3,21	0,50	4,14	0,94	0,52	0,11	0,10	0,07
BEL82-7	62,44	17,84	0,93	2,59	3,48	4,71	5,04	0,95	0,26	0,07	0,00	0,06	
Schistes quartzoux à phénoclastes plagioclastiques	LECC2-120	69,75	14,60	0,44	2,51	2,36	1,35	4,78	1,26	0,29	0,08	0,07	1,00
	LECC3-87,30	67,21	15,99	0,03	2,30	2,40	-1,00	6,30	0,44	0,20	0,07	0,02	0,85
	LATC16-67,80	69,46	14,60	0,42	2,01	1,62	0,94	6,12	0,81	0,50	0,06	0,19	0,34
Gneiss migmatisés (série Bois de Revères)	LATC16-96	72,34	13,92	0,09	0,95	0,81	1,74	6,27	0,63	0,21	0,07	0,00	1,67
	BEL82-42a	70,25	14,91	3,43	0,00	1,12	1,42	3,76	2,59	0,38	0,05	0,07	0,35
Anatexites et gneiss ocellés ou ocellaires du complexe gneiss migmatitique de Saint Colomban	BEL82-42b	73,06	14,39	1,85	0,00	0,67	1,39	4,12	2,19	0,20	0,03	0,09	0,56
	BARC3-44	70,97	15,54	0,60	0,76	0,57	1,38	4,44	4,18	0,20	0,03	0,00	0,23
	LATC8-78,50	70,94	15,14	0,42	0,64	1,09	1,19	4,44	2,94	0,47	0,04	0,10	0,78
	LECC3-84,5	75,72	13,46	0,11	1,54	1,28	0,17	4,16	1,95	0,05	0,05	0,01	0,17
	AIL6-C4	65,23	16,59	1,04	1,56	2,18	0,45	4,79	3,90	0,66	0,06	0,23	0,30
	LATC10-124,5	71,22	14,86	0,57	0,93	0,61	1,08	4,48	4,17	0,28	0,04	0,00	0,60
	LATC10-159,4	63,33	18,62	0,51	1,06	2,11	1,06	5,41	4,67	0,27	0,05	0,00	1,26
	LATC10-161,7	63,86	19,12	0,53	1,56	1,70	0,04	5,60	5,26	0,26	0,03	0,02	0,04
LECC2-23-10	67,86	15,75	0,64	1,97	1,52	1,78	5,10	2,91	0,42	0,07	0,15	0,96	
Gneiss ocellés monzonitiques (orthogneiss)	LATC8-81,10	60,72	19,11	0,50	1,58	2,69	1,12	5,99	3,98	0,40	0,06	0,86	1,11
	MAX C4-3	65,44	16,60	0,60	2,61	1,89	1,91	3,58	4,53	0,55	0,06	0,18	0,39
	GDE 2	57,24	17,69	1,03	2,66	2,88	3,51	3,97	4,61	0,87	0,10	0,45	2,16
Gneiss granitoïde	BEL 82-53	67,29	15,36	1,00	1,88	1,51	2,11	3,72	4,83	0,59	0,06	0,24	0,06
	MAXC2-104,90	73,27	12,24	0,42	0,55	0,44	2,29	2,34	5,27	0,26	0,06	0,02	1,84

Tab. XLVI Compositions chimiques des faciès métamorphiques du secteur de La Lauzière.

	Muscovite I					Muscovite II					Muscovite III (phengite)								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	Na <sub>2</sub> O	0,70	0,37	0,31	0,10	0,50	0,44	0,55	0,72	0,68	0,29	0,48	0,68	0,63	0,25	0,16	0,02	0,09	0,06
K <sub>2</sub> O	10,08	9,17	10,27	9,42	10,11	9,78	9,80	9,63	10,07	10,38	10,12	9,75	9,46	9,61	9,76	8,45	8,58	9,22	7,85
FeO	1,44	1,12	0,90	1,17	0,96	1,21	1,26	1,54	1,00	1,82	1,78	1,39	1,25	2,42	1,78	3,70	2,57	3,39	3,13
MnO	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO <sub>2</sub>	47,79	48,01	45,90	46,67	45,47	47,70	47,12	47,79	47,85	47,43	46,80	45,96	48,02	49,68	47,45	51,26	50,25	49,48	48,66
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,28	0,00	0,04	0,02	0,15	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,09	36,27	37,61	36,43	36,36	36,55	35,76	35,99	36,27	34,03	35,04	35,32	35,21	33,05	34,18	28,36	29,90	28,36	26,99
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,00	0,00	0,00	0,39	0,76	0,78	1,07	0,57	1,30	1,49	0,57	0,72	0,03	0,00	0,06	0,00	0,09	0,05
MgO	0,72	1,07	0,13	0,38	0,67	0,71	0,86	0,75	0,92	1,01	0,88	0,77	0,84	1,48	1,14	2,33	1,97	2,28	2,47
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,99	96,09	95,12	94,18	94,49	97,21	96,17	97,50	97,41	96,42	96,58	94,46	96,13	96,80	94,60	94,21	93,39	93,03	89,33

Tab. XLVII : Compositions chimiques (poids d'oxyde) des trois générations de muscovite des faciès évolués du granite de Vallorcine.

	Muscovite I					Muscovite II					Muscovite III (phengite)							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	$(K_{0,83}Na_{0,09})(Si_{3,08}Al_{0,92})(Al_{1,89}Fe_{0,08}Mg_{0,07}Ti_{0,01})O_{10}(OH)_2$																	
2	$(K_{0,76}Na_{0,05})(Si_{3,13}Al_{0,87})(Al_{1,91}Fe_{0,06}Mg_{0,10}Ti_{0,00})O_{10}(OH)_2$																	
3	$(K_{0,87}Na_{0,04})(Si_{3,04}Al_{0,96})(Al_{1,98}Fe_{0,05}Mg_{0,01}Ti_{0,00})O_{10}(OH)_2$																	
4	$(K_{0,80}Na_{0,01})(Si_{3,09}Al_{0,91})(Al_{1,94}Fe_{0,06}Mg_{0,04}Ti_{0,00})O_{10}(OH)_2$																	
5	$(K_{0,86}Na_{0,06})(Si_{3,04}Al_{0,96})(Al_{1,90}Fe_{0,05}Mg_{0,07}Ti_{0,02})O_{10}(OH)_2$																	
6	$(K_{0,81}Na_{0,06})(Si_{3,09}Al_{0,91})(Al_{1,88}Fe_{0,07}Mg_{0,07}Ti_{0,04})O_{10}(OH)_2$																	
7	$(K_{0,82}Na_{0,07})(Si_{3,09}Al_{0,91})(Al_{1,85}Fe_{0,07}Mg_{0,08}Ti_{0,04})O_{10}(OH)_2$																	
8	$(K_{0,79}Na_{0,09})(Si_{3,09}Al_{0,91})(Al_{1,84}Fe_{0,08}Mg_{0,07}Ti_{0,05})O_{10}(OH)_2$																	
9	$(K_{0,83}Na_{0,09})(Si_{3,10}Al_{0,91})(Al_{1,86}Fe_{0,05}Mg_{0,09}Ti_{0,03})O_{10}(OH)_2$																	
10	$(K_{0,87}Na_{0,04})(Si_{3,12}Al_{0,08})(Al_{1,77}Fe_{0,10}Mg_{0,10}Ti_{0,06})O_{10}(OH)_2$																	
11	$(K_{0,85}Na_{0,06})(Si_{3,07}Al_{0,93})(Al_{1,79}Fe_{0,10}Mg_{0,09}Ti_{0,07})O_{10}(OH)_2$																	
12	$(K_{0,83}Na_{0,09})(Si_{3,08}Al_{0,92})(Al_{1,86}Fe_{0,08}Mg_{0,08}Ti_{0,03})O_{10}(OH)_2$																	
13	$(K_{0,79}Na_{0,03})(Si_{3,14}Al_{0,86}^{IV})(Al_{1,85}^{VI}Fe_{0,07}Mg_{0,08}Ti_{0,04})O_{10}(OH)_2$																	
14	$(K_{0,79}Na_{0,03})(Si_{3,23}Al_{0,76})(Al_{1,79}Fe_{0,13}Mg_{0,14}Ti_{0,00})O_{10}(OH)_2$																	
15	$(K_{0,83}Na_{0,02})(Si_{3,16}Al_{0,08})(Al_{1,85}Fe_{0,10}Mg_{0,11}Ti_{0,00})O_{10}(OH)_2$																	
16	$(K_{0,71}Na_{0,00})(Si_{3,42}Al_{0,57})(Al_{1,65}Fe_{0,20}Mg_{0,23}Ti_{0,00})O_{10}(OH)_2$																	
17	$(K_{0,73}Na_{0,01})(Si_{3,36}Al_{0,63})(Al_{1,73}Fe_{0,14}Mg_{0,18}Ti_{0,00})O_{10}(OH)_2$																	
18	$(K_{0,80}Na_{0,01})(Si_{3,37}Al_{0,63})(Al_{1,64}Fe_{0,19}Mg_{0,23}Ti_{0,00})O_{10}(OH)_2$																	
19	$(K_{0,70}Na_{0,00})(Si_{8,41}Al_{0,58})(Al_{1,65}Fe_{0,18}Mg_{0,25}Ti_{0,00})O_{10}(OH)_2$																	

Tab. XLVIII : Formules structurales des différentes générations de muscovites des faciès évolués du granite de Vallorcine.



	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ti	Ca	Na	K	
GNEISS AMPHIBOLIQUE ( ALP 81-57 )	I	6.379	1.620	0.597	0.579	1.506	0.040	2.157	0.120	1.813	0.400	0.179
		6.580	1.420	0.629	0.268	1.744	0.024	2.203	0.132	1.880	0.303	0.146
		6.411	1.589	0.572	0.405	1.643	0.035	2.186	0.160	1.889	0.318	0.198
		7.047	0.953	0.628	0.103	1.826	0.049	2.338	0.056	1.895	0.250	0.070
		6.311	1.689	0.853	0.463	1.482	0.005	2.101	0.097	1.893	0.372	0.021
	II	7.150	0.850	0.237	0.586	1.173	0.076	2.849	0.080	1.818	0.195	0.038
		7.281	0.719	0.291	0.433	1.318	0.039	2.883	0.037	1.850	0.191	0.030
		7.214	0.786	0.291	0.560	1.161	0.045	2.906	0.037	1.831	0.168	0.030
		7.185	0.815	0.378	0.600	1.044	0.030	2.918	0.031	1.775	0.182	0.043
	III	7.564	0.436	0.080	0.551	1.108	0.056	3.188	0.016	1.838	0.081	0.017
		7.579	0.421	0.151	0.408	1.126	0.046	3.254	0.016	1.855	0.107	0.011
		7.650	0.307	0.000	0.881	0.862	0.047	3.252	0.000	1.722	0.056	0.011
7.644		0.356	0.137	0.686	1.033	0.036	3.107	0.002	1.724	0.076	0.006	
7.738		0.262	0.078	0.391	0.862	0.021	3.638	0.010	1.851	0.061	0.011	
7.549		0.451	0.158	0.662	0.970	0.036	3.167	0.006	1.732	0.136	0.018	
GNEISS à GRENAT-PYROXENE ( ALP 81-53 )	7.580	0.420	0.264	0.283	1.220	0.000	3.187	0.046	1.817	0.126	0.021	
	7.634	0.366	0.192	0.026	1.757	0.040	2.964	0.020	1.986	0.097	0.038	
	7.696	0.285	0.000	0.098	1.718	0.011	3.184	0.008	2.070	0.051	0.019	
	7.579	0.421	0.180	0.021	1.713	0.008	3.064	0.016	2.012	0.152	0.013	
	7.633	0.367	0.022	0.275	1.545	0.053	3.087	0.180	1.970	0.088	0.007	
X	7.634	0.366	0.192	0.026	1.757	0.040	2.964	0.020	1.986	0.097	0.038	
XX	6.525	1.475	0.653	0.566	0.303	0.002	3.420	0.056	1.851	0.399	0.044	
XXX	6.556	1.444	0.625	0.141	1.652	0.033	2.463	0.086	2.007	0.398	0.093	
	6.674	1.326	0.507	0.387	1.836	0.000	2.269	0.000	1.987	0.283	0.175	

X Amphibolite (ALP 81-49)  
 XX Amphibolo-pyronénite (ALP 81-54)  
 XXX Pyronénite (ALP 81-55)

Tab. XLIX Formules structurales des amphiboles  
 des faciès de la formation de La Creusa

Echantillon ALP 81-55	PYROXENE I											PYROXENE II										
	Si	Al IV	Al VI	Fe	Mg	Mu	Ti	Gr	K	Na	Ca	1,93	1,92	1,96	1,97	1,94	1,98	1,96	2,00	1,97	1,96	
	0,07	0,08	0,06	0,22	0,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,08	0,04	0,03	0,06	0,02	0,04	0,00	0,00	0,03	0,04
	0,00	0,06	0,02	0,19	0,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00
	0,22	0,22	0,19	0,19	0,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,22	0,19	0,14	0,19	0,13	0,15	0,16	0,48	0,45	0,45
	0,83	0,83	0,81	0,83	0,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,83	0,83	0,81	0,81	0,78	0,82	0,82	0,80	0,50	0,54	0,54
	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	0,00	0,05	0,03	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,05	0,02	0,06	0,05	0,03	0,00	0,00	0,02
	0,99	0,88	0,99	0,88	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,88	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,92	1,05	1,04	1,04

Tab. I : Formules structurales des pyroxènes I et II des pyroxénites de la formation de La Creusa.

n°	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	13	14	15	16	17
FeO <sub>T</sub>	0,37	0,27	0,57	0,01	0,39	0,36	0,15	0,19	0,73	0,58	0,77	0,37	0,22	0,23	0,30
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,66	1,77	1,64	1,68	1,92	1,85	1,83	1,88	1,75	1,95	1,65	1,59	1,95	1,51	1,37
Ce	0,41	0,41	0,03	0,46	0,16	0,36	0,19	0,50	0	0,60	0,30	0,41	0,47	0,23	0
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,23	0	0	0	0,14	0
SiO <sub>2</sub>	0,20	0,24	0	0,11	0,07	0,19	0,19	0,10	0,28	1,06	0,31	0,25	0	0,23	0,18
CaO	2,33	2,04	1,70	1,86	1,97	1,79	1,97	1,77	1,91	1,96	1,96	1,68	1,94	1,65	1,95
TiO <sub>2</sub>	à	3,51?	0,02	0	1,01	0	0	0	0,84	0,43	0	0	0,47	0	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,19	0	0	0,07	0	0	0	0	0,22	0	0,06	0	0	0
UO <sub>2</sub>	84,66	87,49	85,68	84,66	85,71	85,81	86,35	84,69	84,82	85,84	88,56	88,66	88,49	85,90	89,21
ThO <sub>2</sub>	0	0	0	0	0,56	0,06	0	0	0	0,27	0,37	0	0	0,07	0
PbO	0	0,73	0,51	0,57	0,45	0	0,54	0,10	0,29	0	0,17	à,46	0,26	0,03	1,09
ZrO <sub>5</sub>	0	0	0	0,18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,12	0,03	0,86	0,36	0,24	0,14	0,19	0,07	0,17	0,13	0,12	0	0,19	0,07
Total	89,68	96,78	90,17	90,38	92,68	90,66	91,35	89,62	90,78	93,05	94,22	93,61	93,79	90,17	94,18

Tab. LI. Compositions chimiques des pechblendes de la brèche à U de La Creusa (Analyses à la microsonde électronique)

n°	45	46	1	9	11	12		14	15
FeO	1,62	2,55	3,17	1,69	0,01	0,08		0,48	0,15
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	5,86	5,10		4,39	7,05
Ca <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,40	1,42	1,32	1,52	0,32	0,58		0,37	0,45
MnO	0,47	0,44	0,60	0,69	0,00	0,00		0,00	0,00
SiO <sub>2</sub>	0,86	1,69	1,51	0,93	0,00	0,00		1,11	0,36
CaO	1,44	1,63	1,10	1,50	0,87	1,11		0,65	0,88
TiO <sub>2</sub>	37,29	36,51	36,85	37,79	0,14	0,00		0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	0,49	0,56	0,33	0,00	0,00		0,00	0,00
UO <sub>2</sub>	50,45	48,37	48,83	50,01	79,79	80,99		63,49	82,57
ThO <sub>2</sub>	0	0,03	0,14	0,00	0,00	0,00		0,00	0,07
PbO	0,20	0,18	0,21	0,00	0,27	0,48		0,19	0,81
ZrO <sub>5</sub>	0,10	0,14	1,00	0,30	0,06	0,02		0,01	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00
Total	93,96	93,51	95,33	94,76	87,32	88,36		70,68	92,34

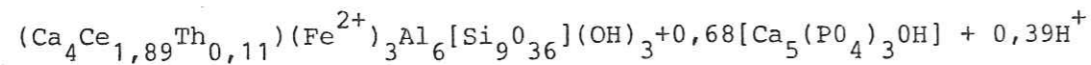
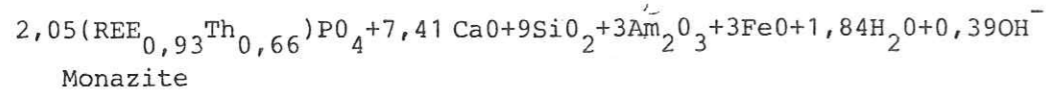
Tab. LII Compositions chimiques des brannérites dans un échantillon minéralisé du granite de Vallorcine (GRVa)

Composition chimique de la pechblende du filon carbonaté du Mont Oreb (VALOR 1)

(analyses à la microsonde électronique).

Calcul du bilan quantitatif de l'uranium lors  
de l'altération de la monazite

La réaction de déstabilisation de la monazite est la suivante :



Allanite

Apatite

Données :

	Volume molaire	densité	poids molaire	Teneur d'U en ppm
Monazite	44,720 cm <sup>3</sup>	5	223,6 g	500
Allanite	144,159 cm <sup>3</sup>	3,8	547,8 g	180
Apatite	176,706 cm <sup>3</sup>	3,2	565,45 g	60

Dans 100 g de monazite il y a 500 mg d'U.

Dans 223,6 g (= 1 mole de monazite) il y aura donc 112 mg d'U.

Pour 1 mole d'allanite et 1 mole d'apatite il y aura donc respectivement 98,6 mg d'U et 33,92 mg d'U.

A 2,05 moles de monazite correspond 229,6 mg d'U

A 1 mole d'allanite correspond 98,6 mg d'U

A 0,68 mole d'apatite correspond 23,06 mg d'U

Le bilan quantitatif de l'uranium lors de la réaction complète est donc :  
229,6 mg (98,6<sub>mg</sub> + 23,06<sub>mg</sub>) = 107,94 mg d'U

A partir des observations en lame mince le pourcentage volumique de la monazite dans un faciès de La Creusa est de 0,48%.

Pour 1 km<sup>3</sup> de cette roche à 0,48% en volume de monazite il y aurait :

$$\frac{112 \times 48 \cdot 10^{11}}{44,72} = 12 \cdot 10^{12} \text{ mg d'U} = 1200 \text{ tonnes d'U dans la roche}$$

Si tous les cristaux de monazite s'altèrent il y aurait

$$\frac{12000}{2,13} = 5633,80 \text{ tonnes d'U libérés à partir de 1 km}^3 \text{ de roche.}$$

PLANCHE I

- 1 - Myrmékite sur les faces de croissance d'un feldspath potassique.
- 2 - Altération de feldspath K en muscovite + quartz.
- 3 - Muscovitisation de biotite.
- 4 - Muscovitisation de plagioclase.
- 5 - Destabilisation d'andalousite.
- 6 - Sillimanite envahie par de la muscovite.
- 7 - Inclusions d'allanite et d'anatase dans de la chlorite.
- 8 - Tourmaline interstitielle.

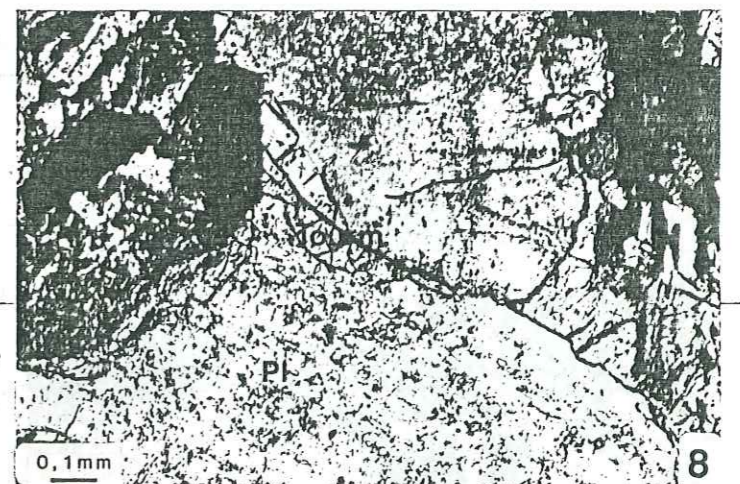
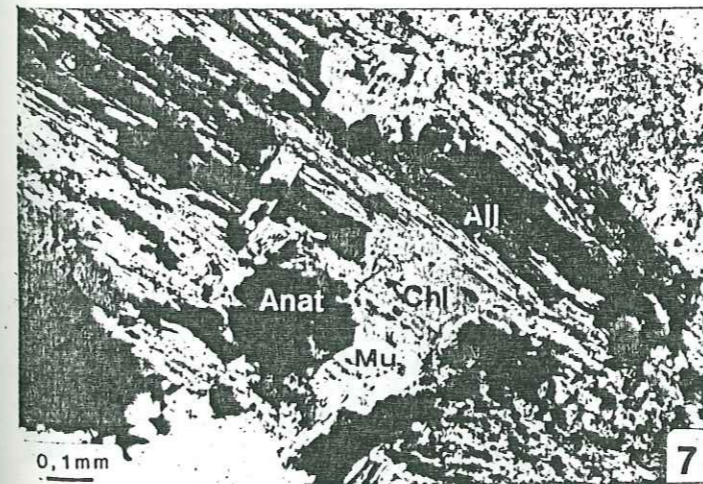
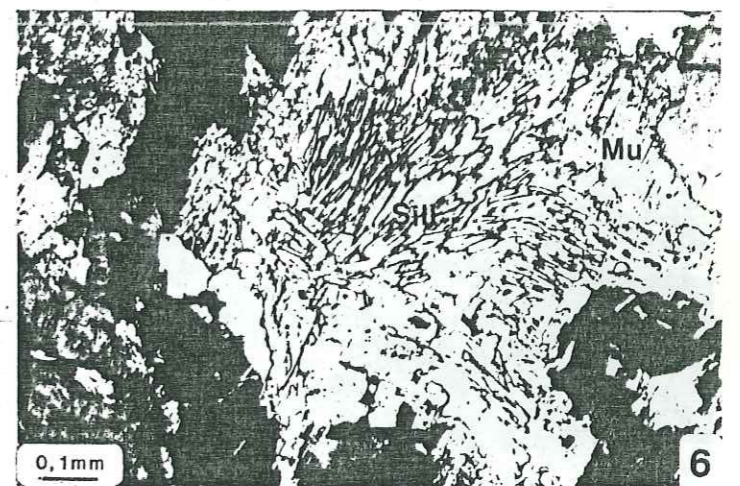
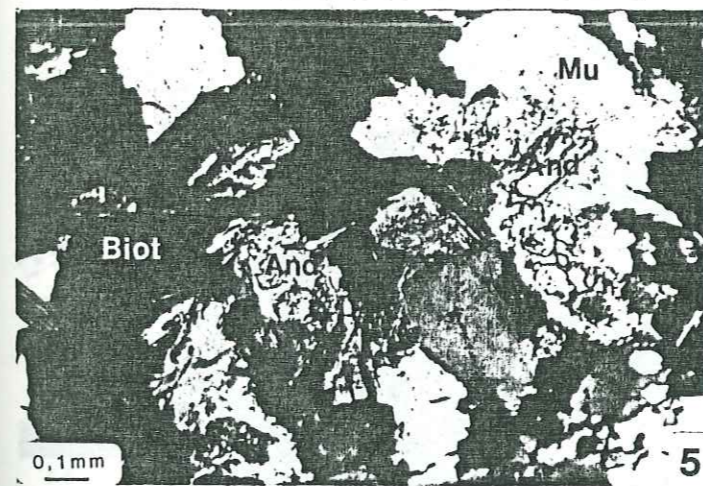
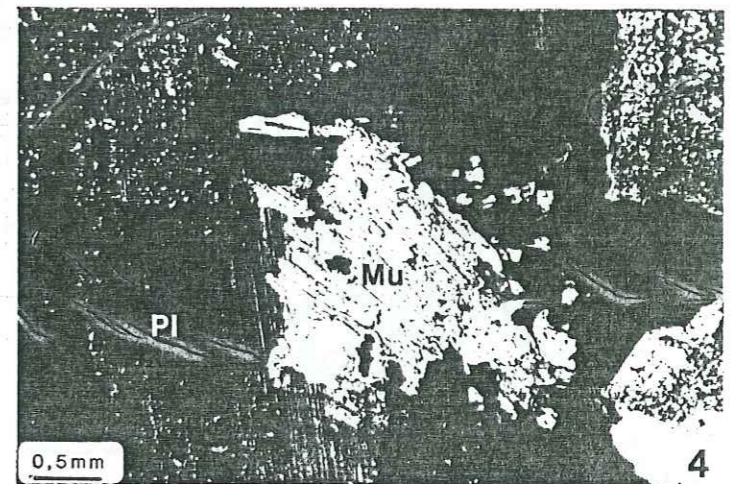
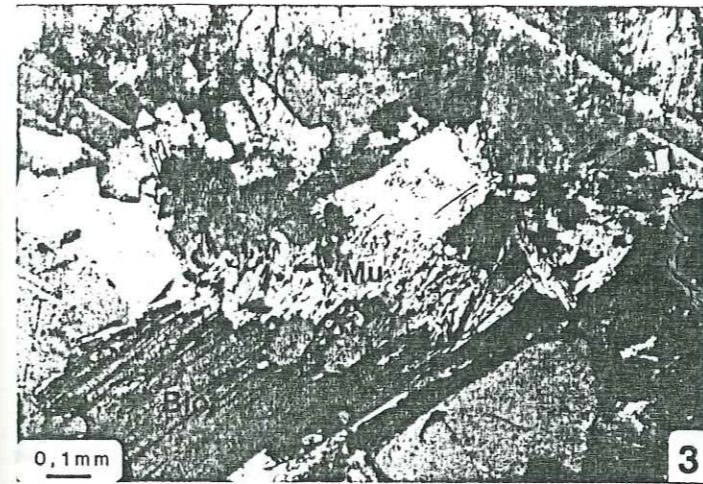
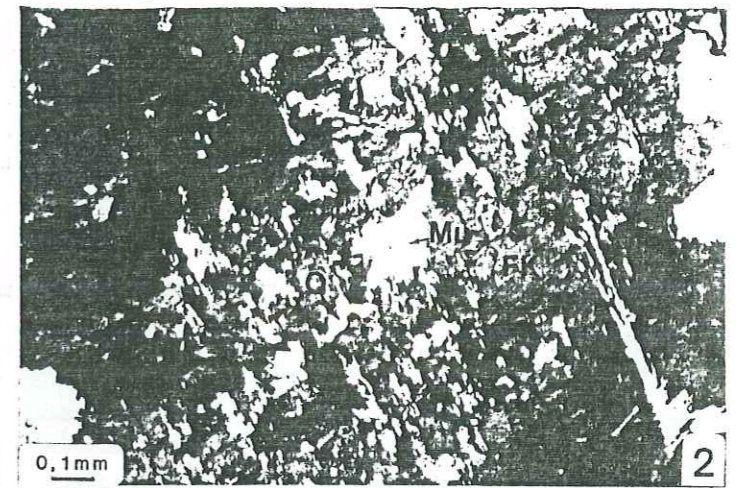
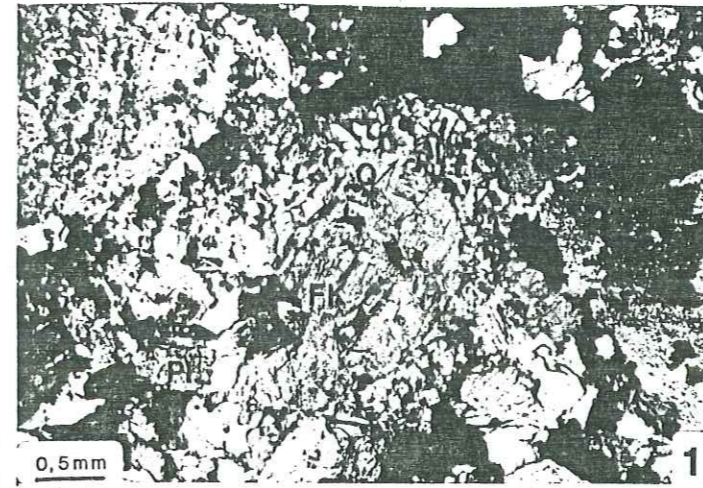


PLANCHE II

- 1 - Association d'apatite-zircon-ilménite.
- 2 - Pseudomorphose d'andalousite en phengite.
- 3 - Inclusions de pyrite dans les clivages de la chlorite.
- 4 - Altération de la cordiérite.
- 5 - Altération de la monazite en allanite.
- 6 - Inclusion primaire de brannerite (?) altérée dans de la biotite.
- 7 - Oxyde de titane radioactif en inclusion dans de la biotite.
- 8 - Kink-bands dans de la biotite et muscovite.

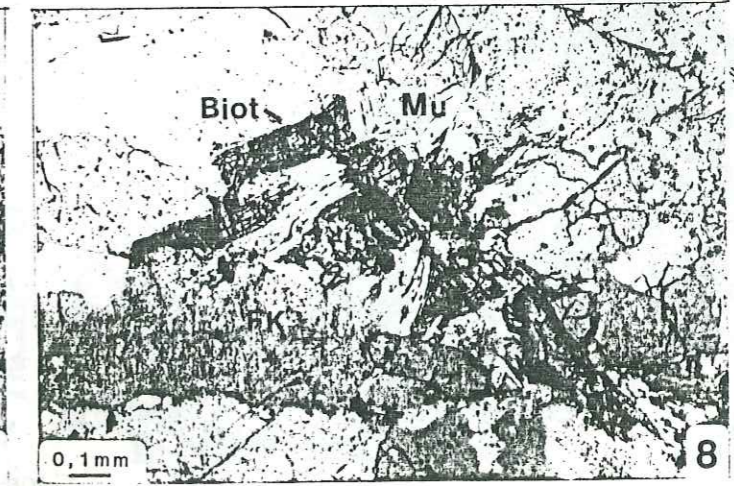
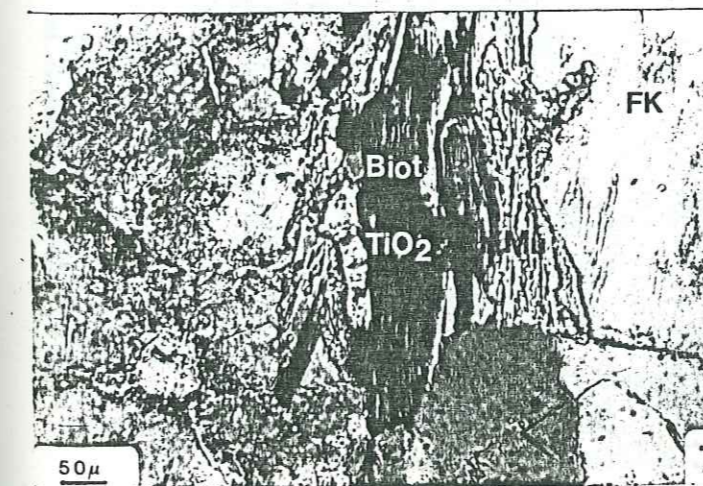
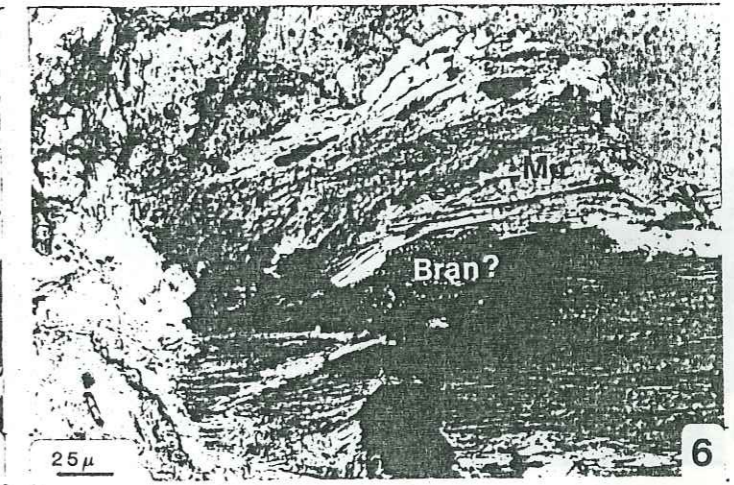
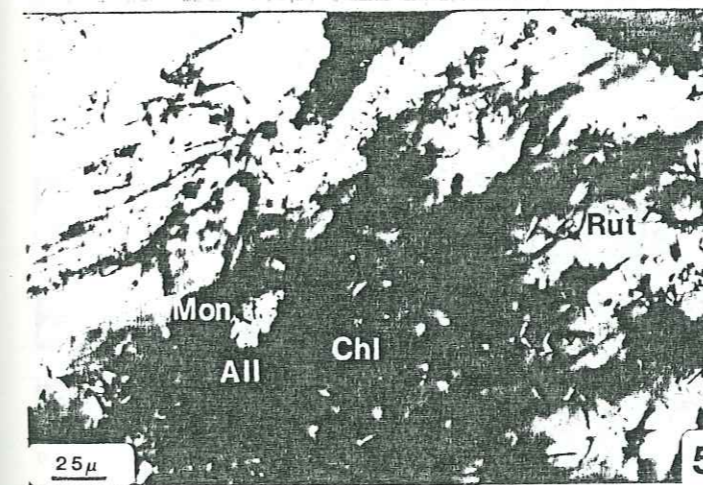
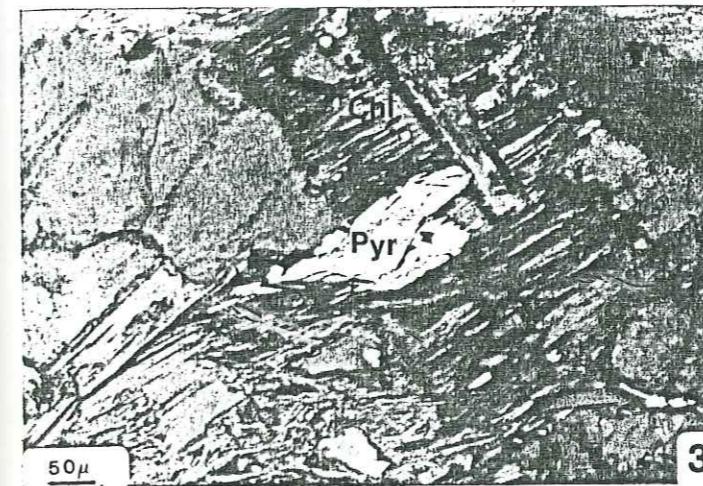
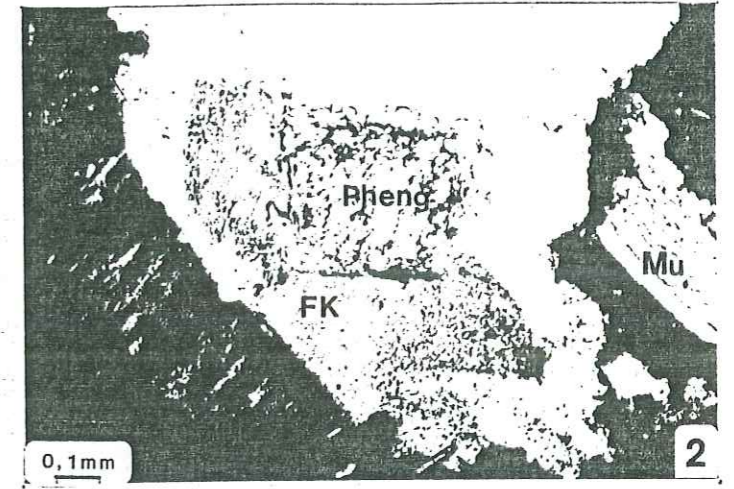
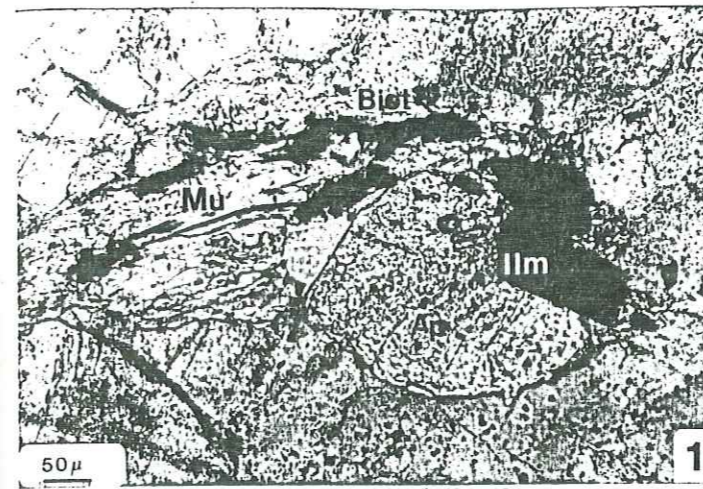


PLANCHE III

- 1 - Platten quartz dans un schiste de La Creusa.
- 2 - Fragmentation de feldspath K et cimentation par de l'albite.
- 3 - Zircon métamictisé au coeur et fracturé.
- 4 - Muscovitisation des granules de plagioclase dans un schiste de La Creusa.
- 5 - Altération de monazite en allanite + apatite.
- 6 - Relation biotite-graphite.
- 7 - Grenat sélectivement altéré en chlorite. La biotite autour est intacte.
- 8 - Altération de grenat en chlorite.

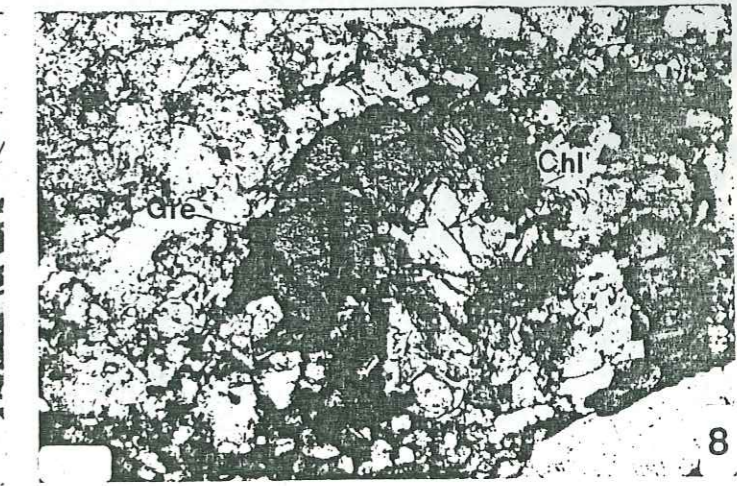
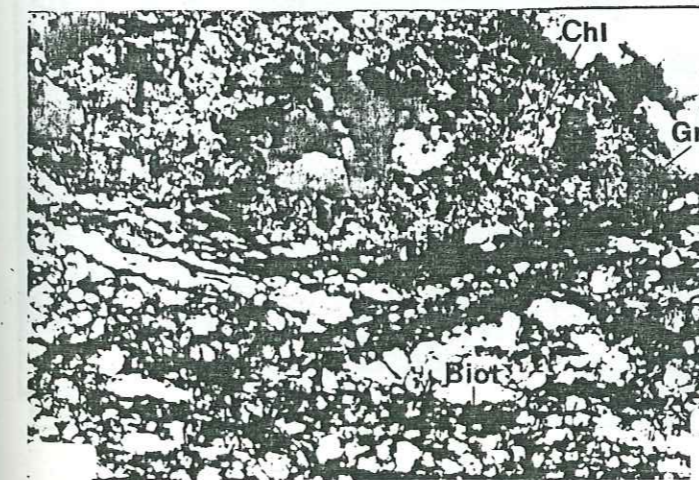
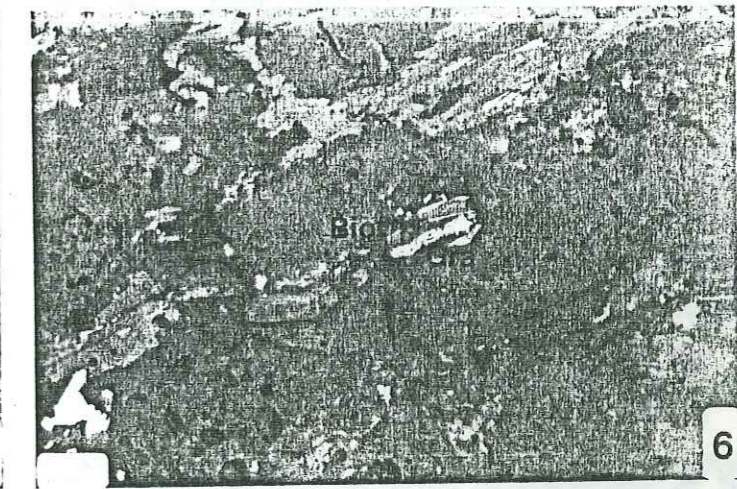
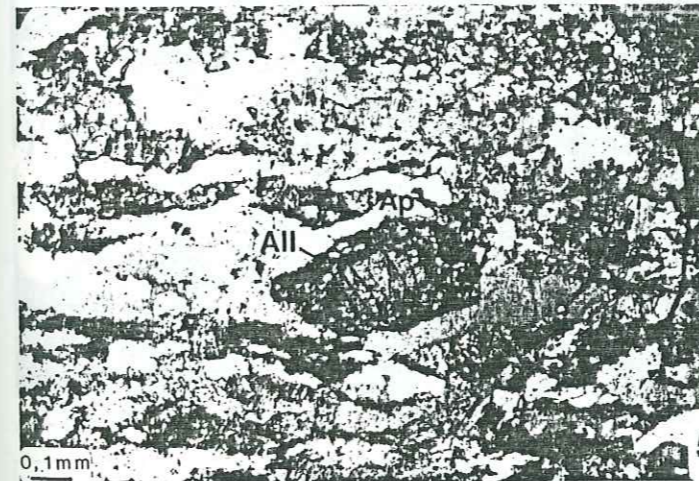
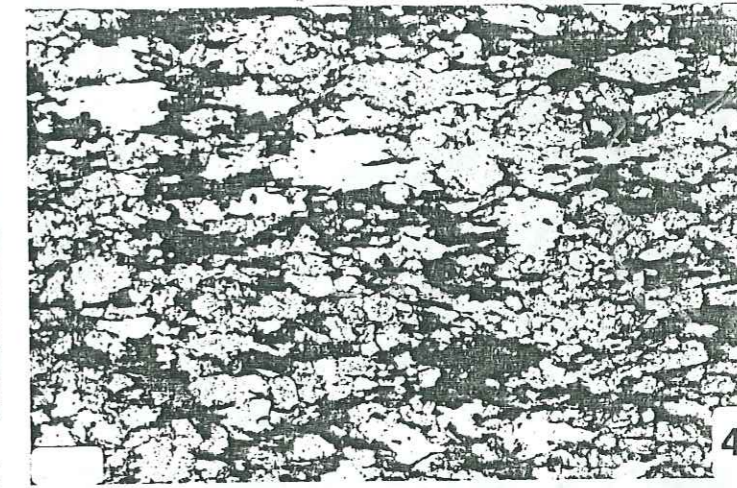
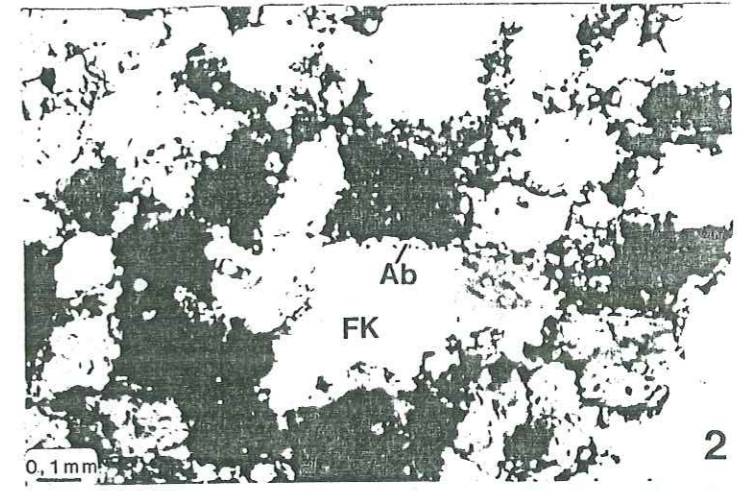
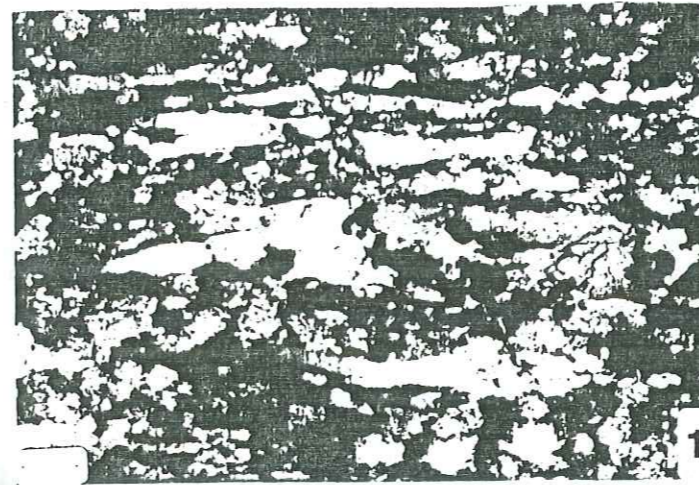


PLANCHE IV

- 1 - Altération de pyroxène.
- 2 - Graphite en inclusion dans un ancien pyroxène amphibolitisé.
- 3 et 4 - Fissure à hématite et traces  $\alpha$  correspondants.
- 5 et 6 - Pseudomorphose de sphène en ilménite et traces  $\alpha$  correspondant.
- 7 et 8 - Destabilisation de la monazite en allanite + apatite et traces  $\alpha$  correspondants.

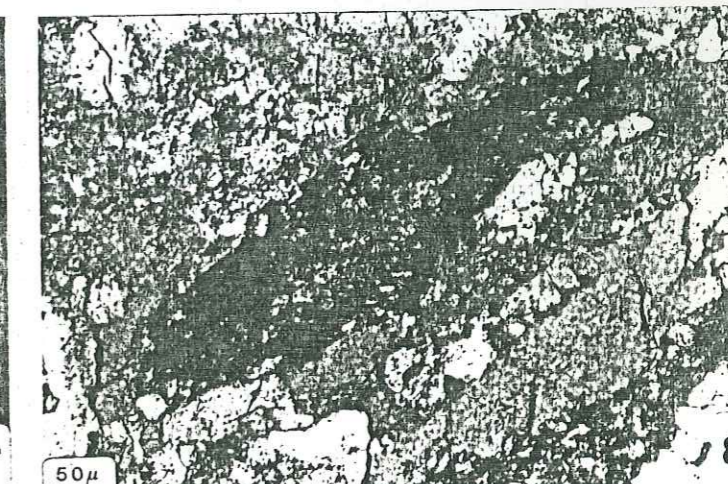
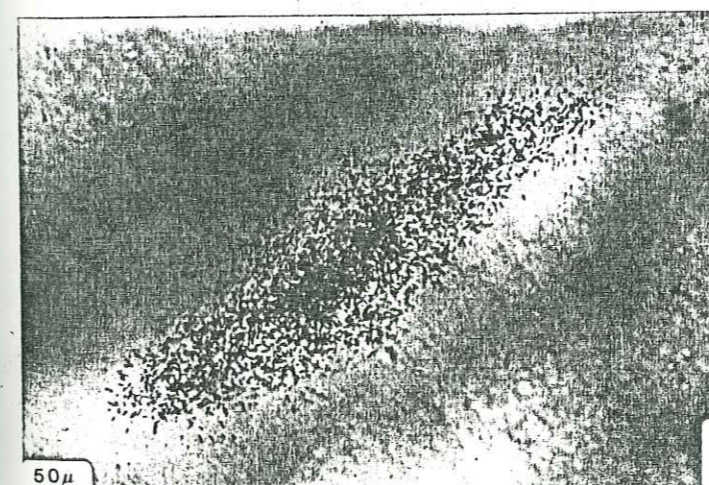
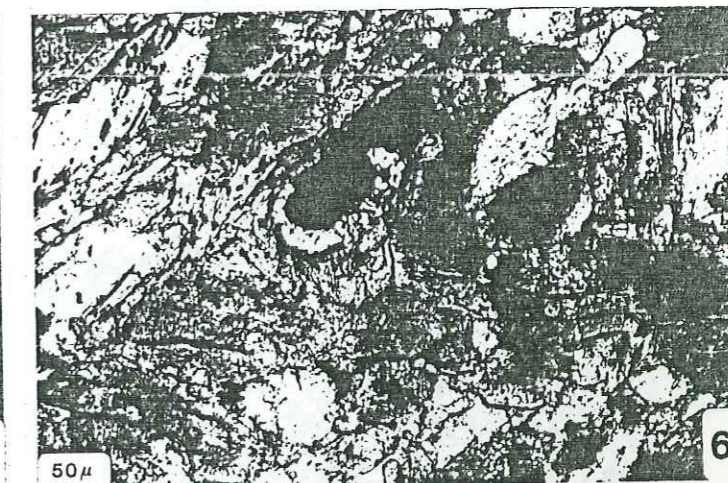
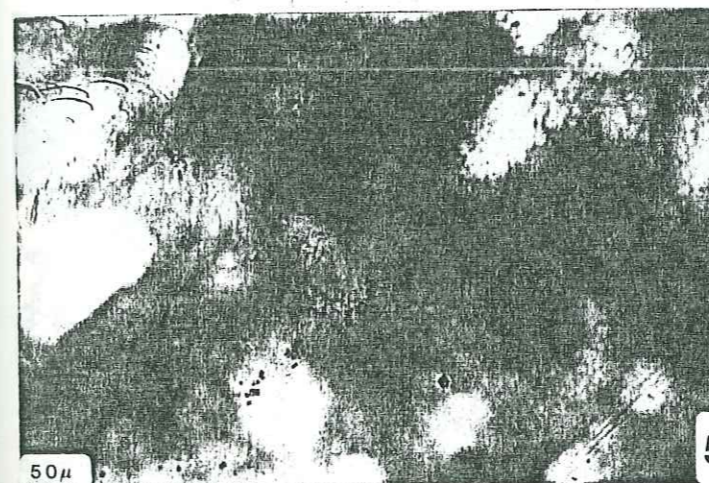
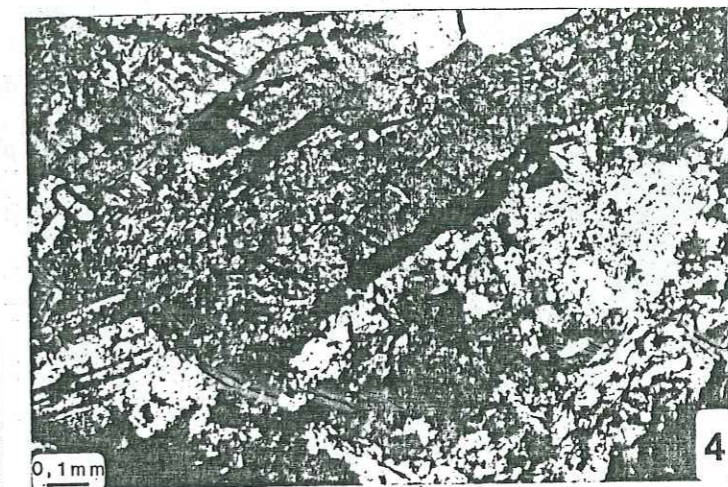
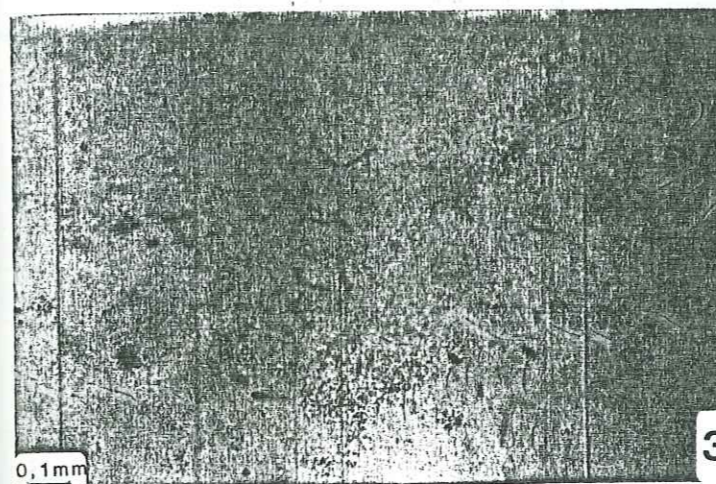
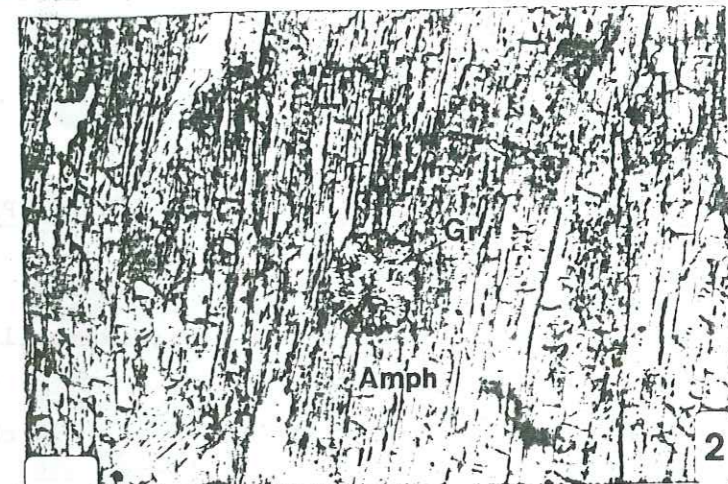


PLANCHE V

- 1 - Remplissage de pore en uranotile, chlorite, quartz, calcite (granite de Vallorcine).
- 2 - Brannérite incluse dans de la chlorite.
- 3 - Inclusion de bornite et de bismuthinite dans de la pyrite (Brèche de La Creusa).
- 4 - Association pechblende-pyrite dans une fissure (Brèche de La Creusa).
- 5 - Remplacement de pechblende en phuralunite.
- 6 - Epigénèse de sphène en Q et anatase.

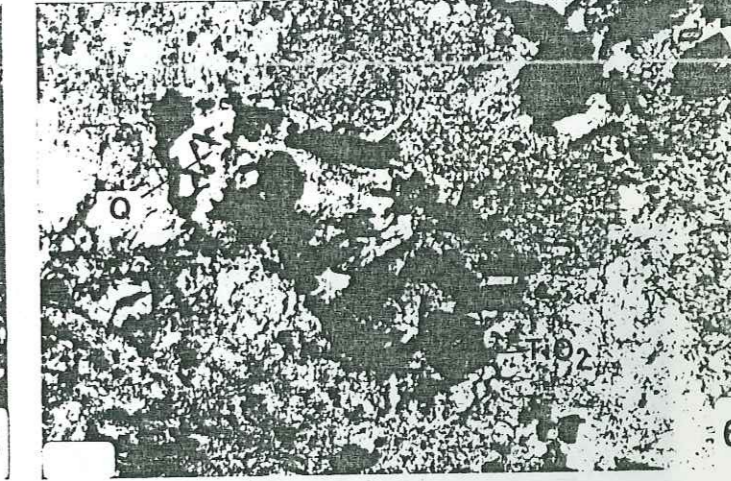
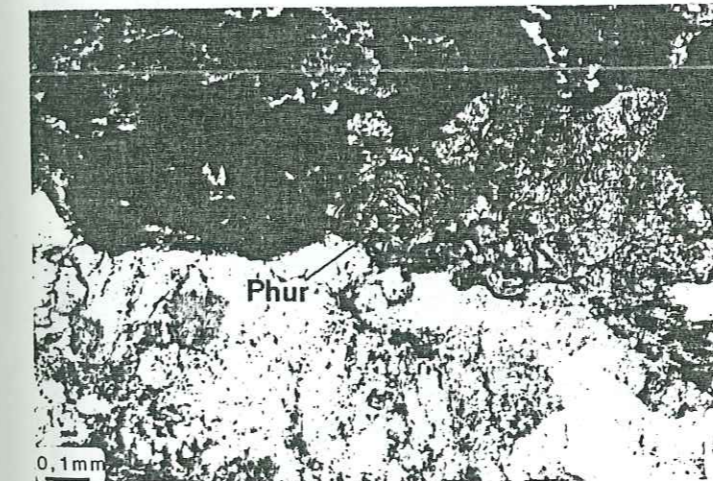
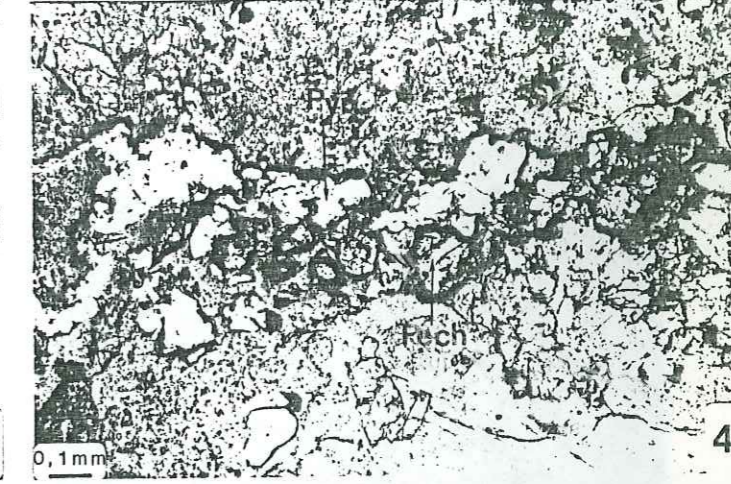
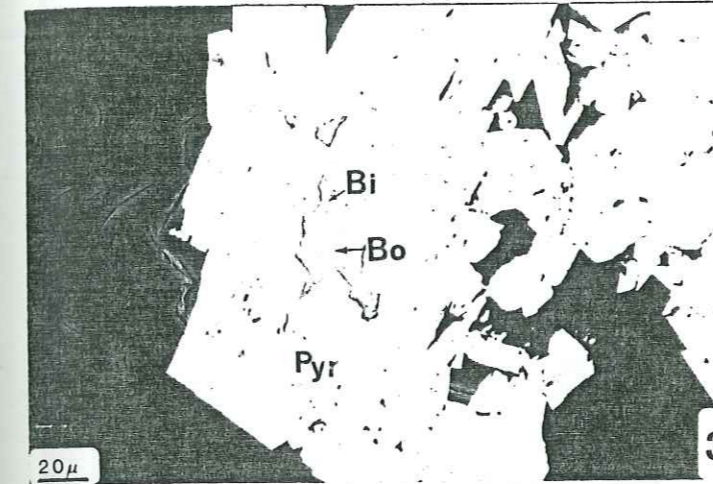
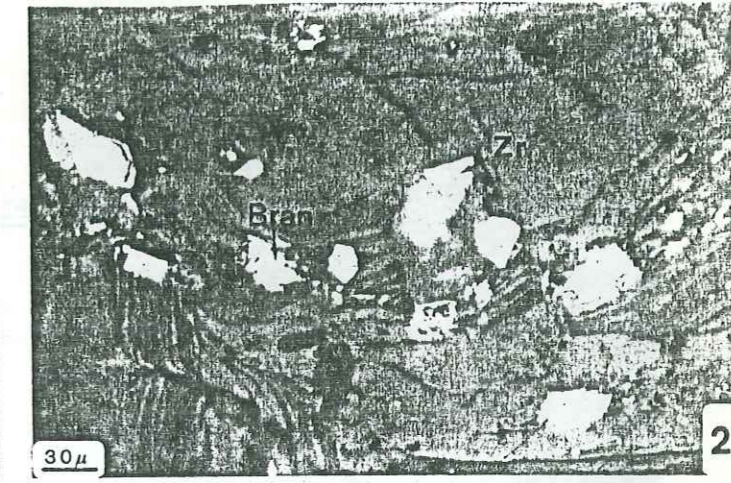
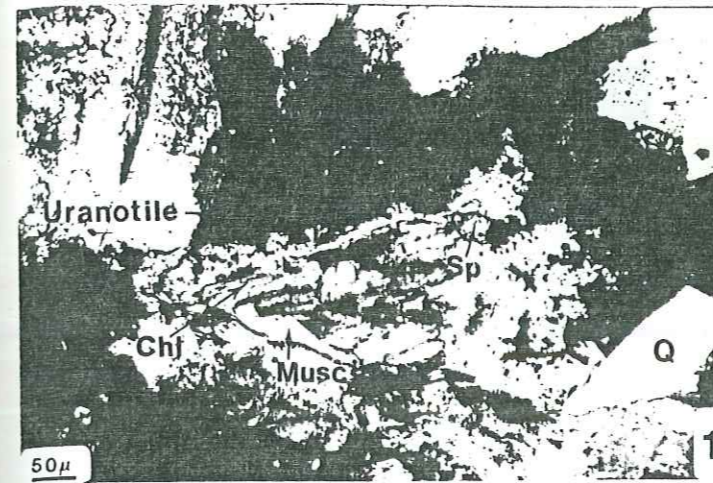




PLANCHE VI

Images en dispersif d'énergie (M.E.B.) sur une monazite en voie d'altération.

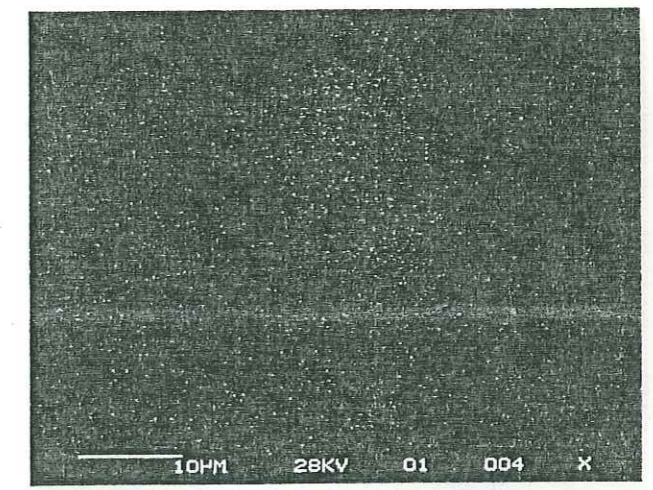
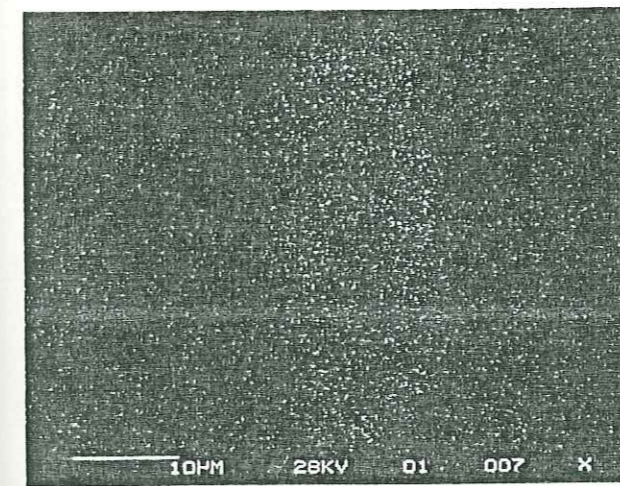
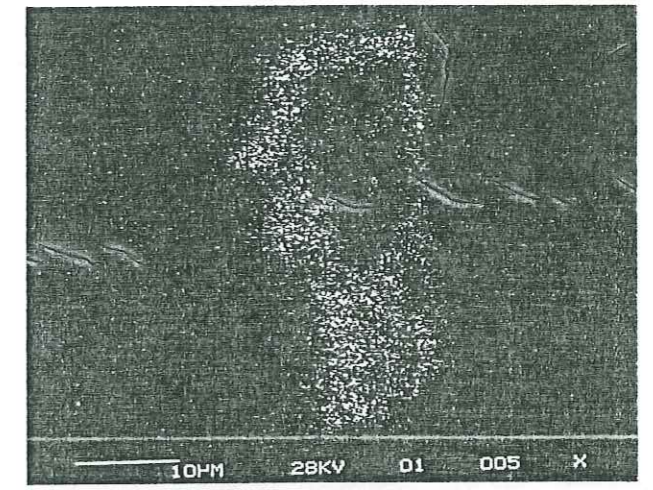
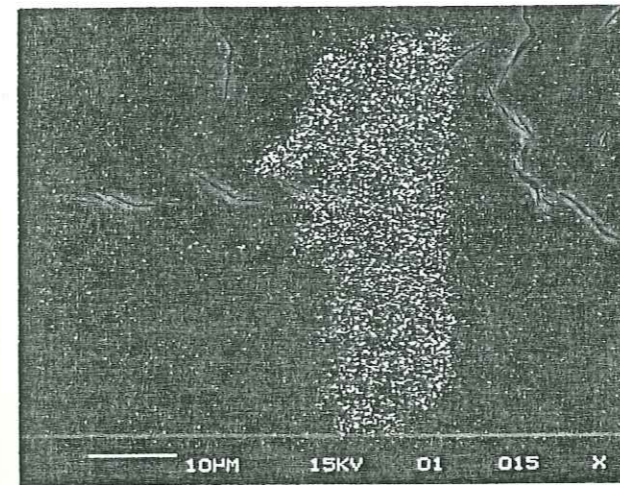
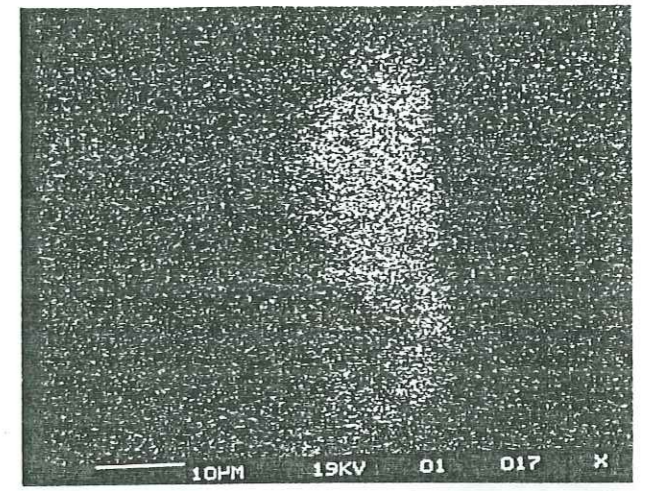
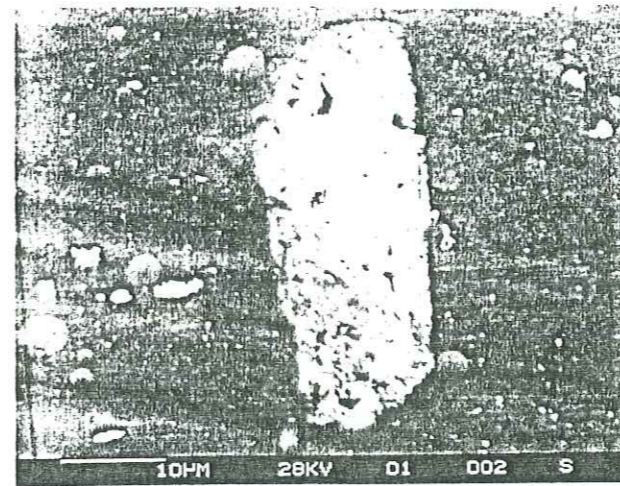


PLANCHE VII

Images en dispersif d'énergie (M.E.B.) sur un minéral à Fe-Ti-Th-U.

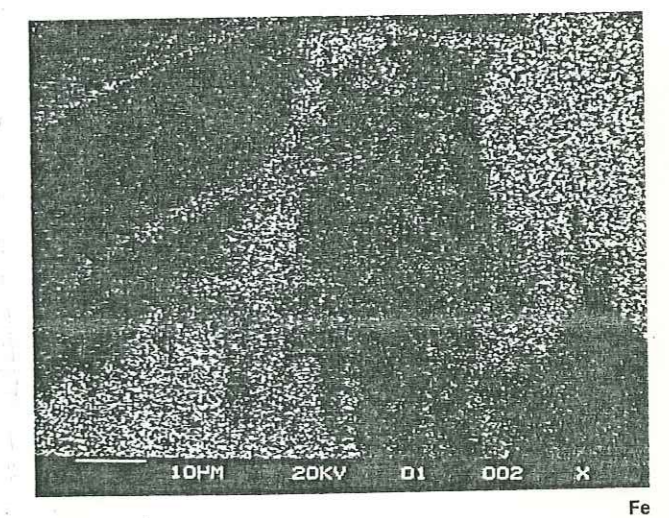
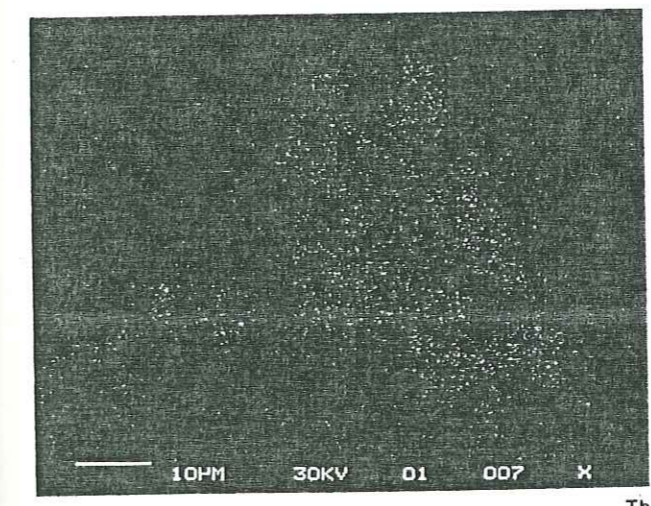
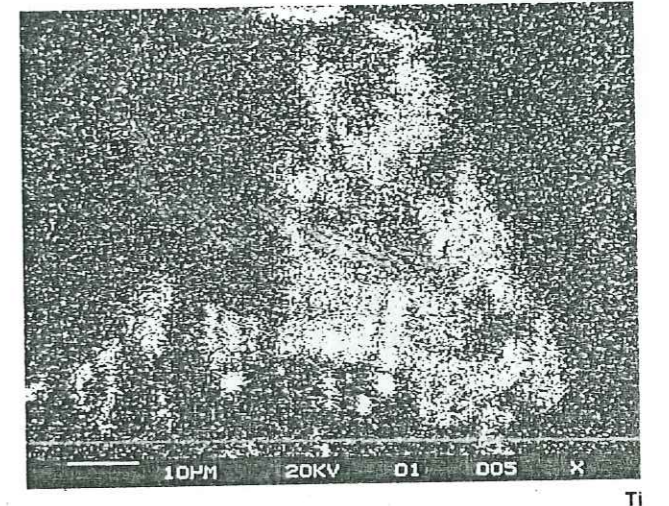
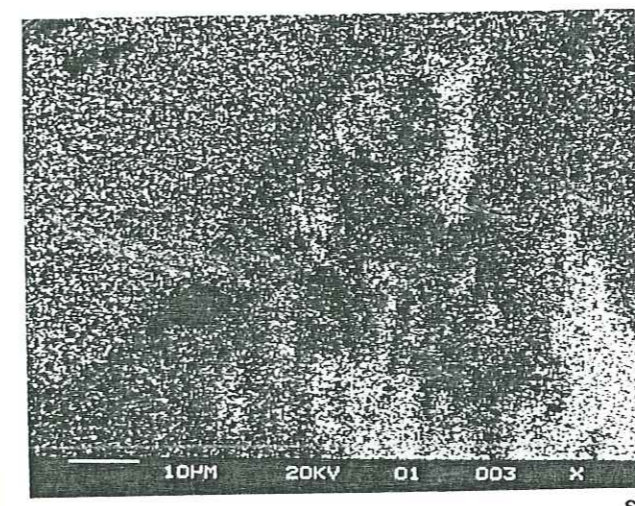
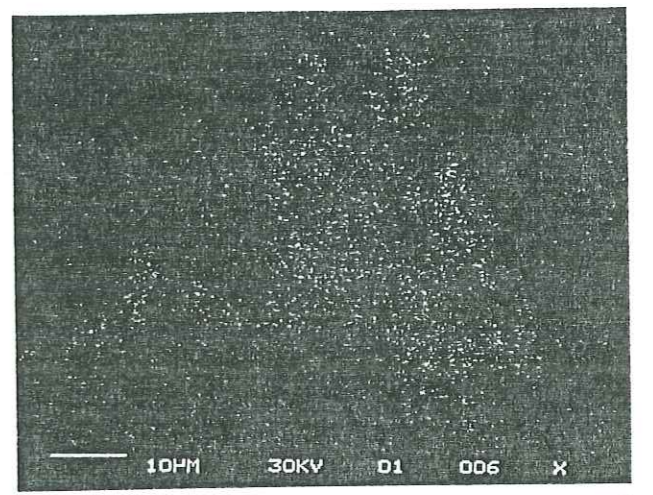
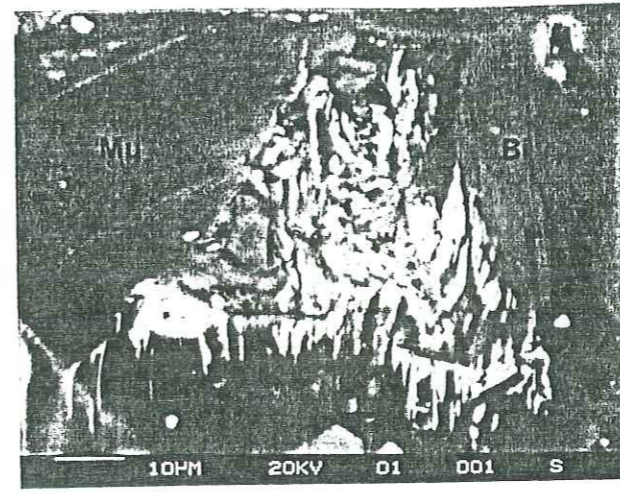
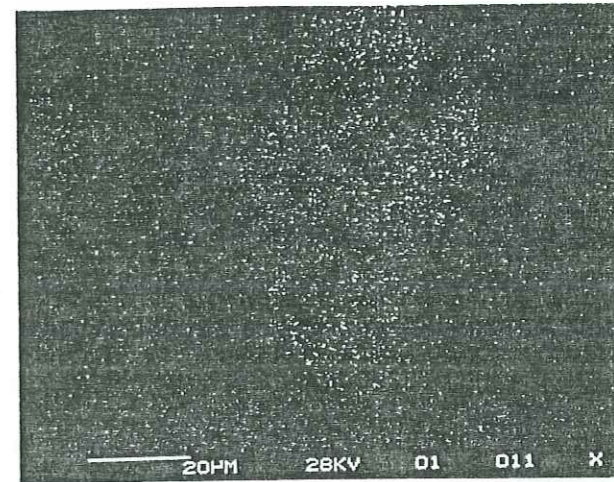
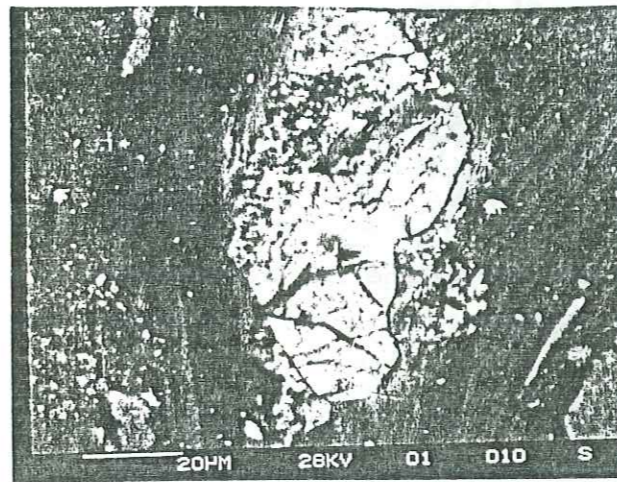
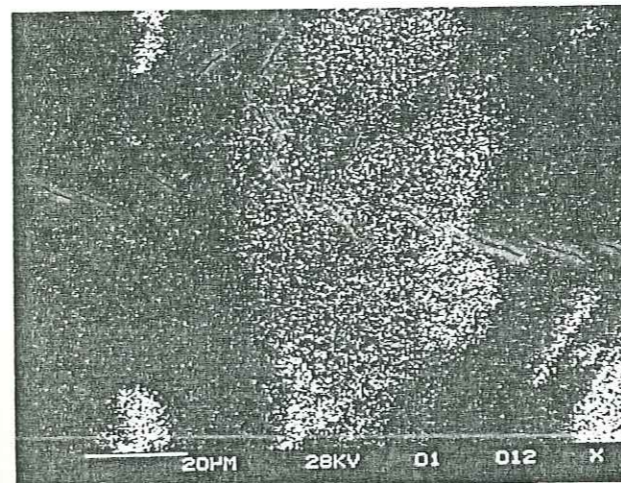


PLANCHE VIII

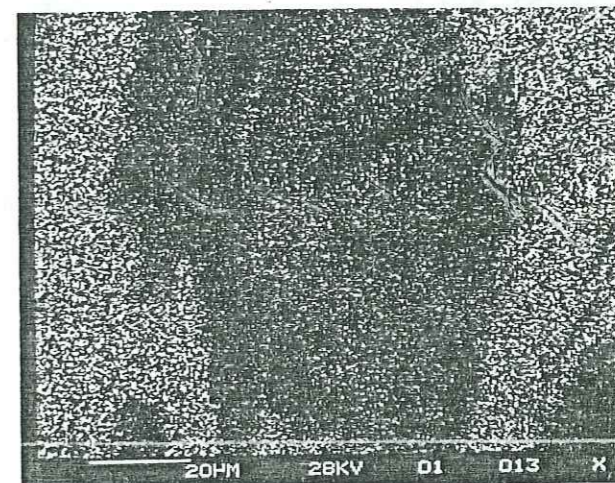
Images en dispersif d'énergie (M.E.B.) sur un minéral à Fe-Ti-U.



U



Ti



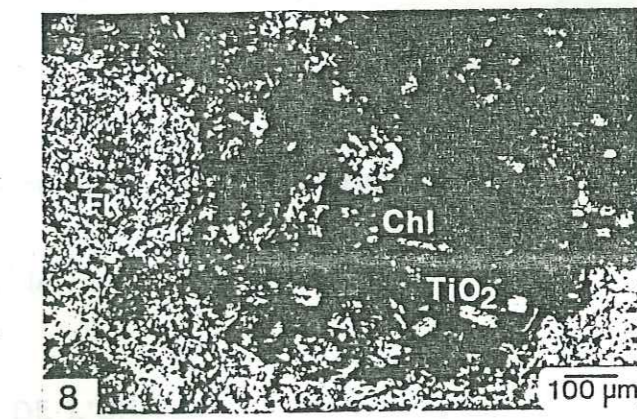
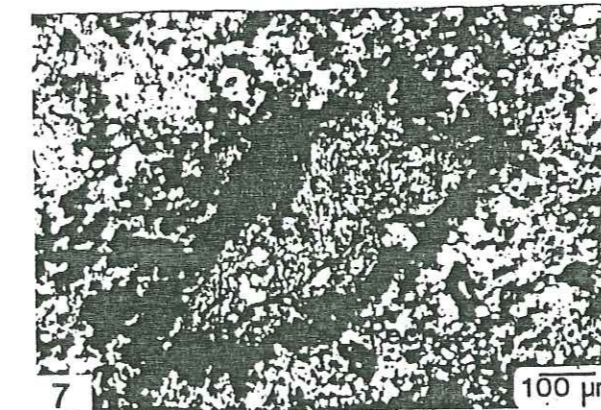
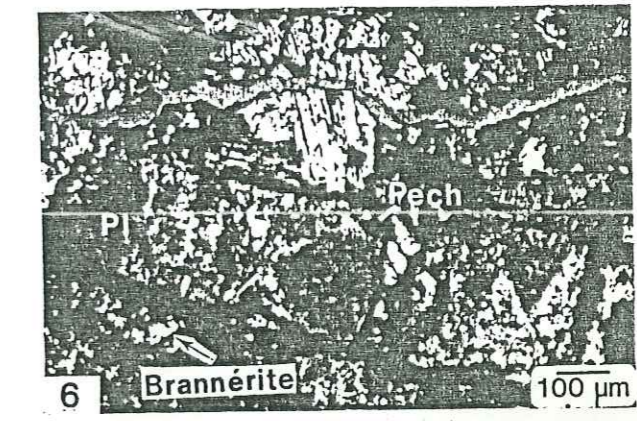
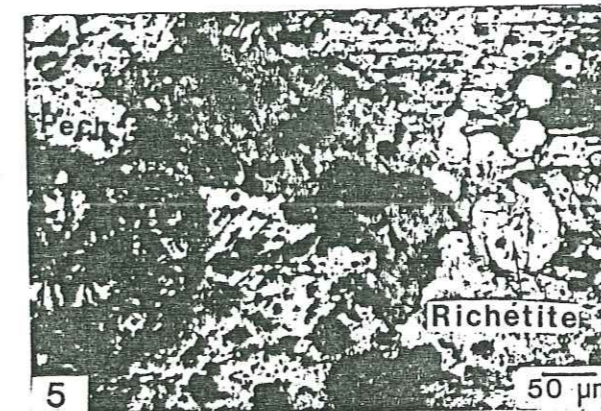
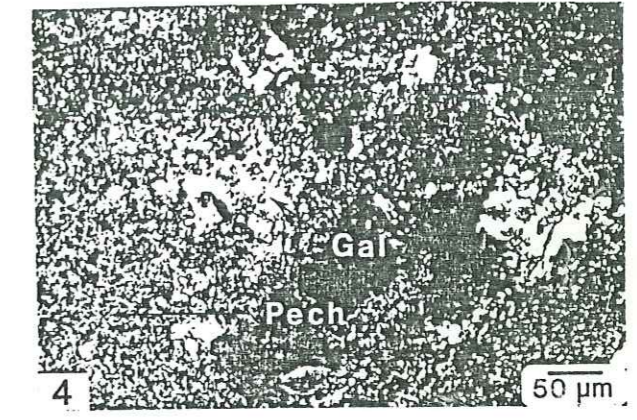
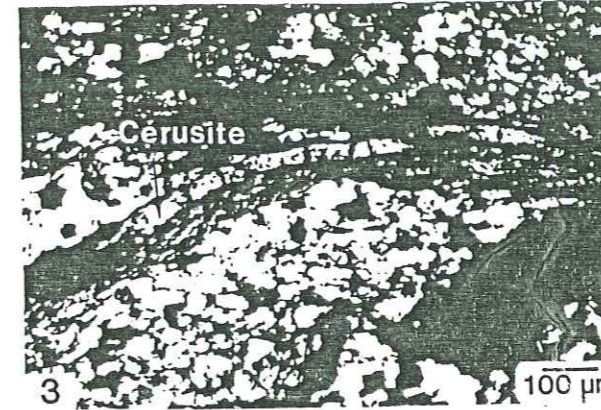
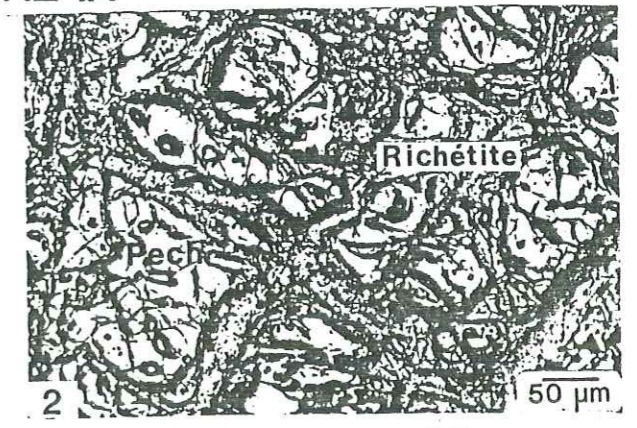
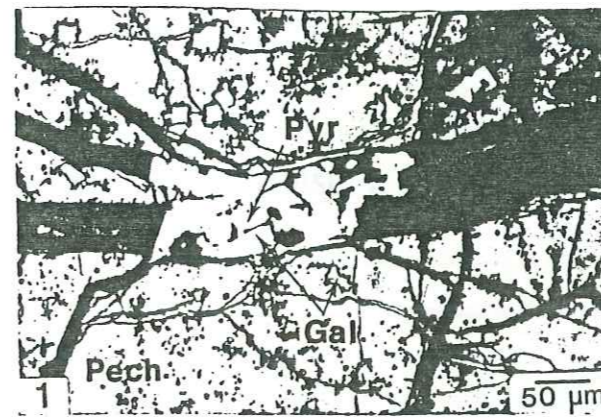
Fe



PLANCHE IX

- 1 - Mouchetures de galène dans de la pechblende et galène fissurale (ech. : GDE 1).
- 2 - Pechblende et richetite intergranulaire (ech. : AIL 99).
- 3 - Cerusite fissurale (ech. : LEC 131 N).
- 4 - Corrosion de pechblende par de la galène (ech. LEC 131 N).
- 5 - Pseudomorphose de pechblende en richetite (ech. : AIL 99).
- 6 - Dépôt de pechblende et brannerite autour des clastes plagioclasiques (ech. 114 S).
- 7 - Dépôt de pechblende autour de claste (ech. GDE).
- 8 - Corrosion du feldspath K par de la chlorite (ech. 114 S).

PLANCHE IX



NOM DE L'ETUDIANT : NEGGA Hailé Sellassié

NATURE DE LA THESE : Doctorat 3ème cycle en Pétrologie Minéralogie

VU, APPROUVE ET PERMIS D'IMPRIMER

NANCY, le 26 JUIN 1984 Mgo

LE PRESIDENT DE L'UNIVERSITE DE NANCY I

