Les filons et stratiformes à fluorine, blende, galeène, barytine du Grand Chatelard (massifs cristallins externes, Savoie) : relations, rôle de la distension liasique, remobilisation alpine

Marie Amélie Sivade

▶ **To cite this version:**

Marie Amélie Sivade. Les filons et stratiformes à fluorine, blende, galeène, barytine du Grand Chatelard (massifs cristallins externes, Savoie) : relations, rôle de la distension liasique, remobilisation alpine. Minéralogie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1989. Français. NNT : . tel-00802609

HAL Id: tel-00802609

https://theses.hal.science/tel-00802609

Submitted on 20 Mar 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.

ACADÉMIE DE PARIS

UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Mémoires des Sciences de la Terre

...e SIVADE Marie Aliette ... 89-10

obtenir le titre de DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PARIS VI

Sujet de la thèse :

ES FILONS ET STRATIFORMES A FLUORINE,
LENDE, GALENE, BARYTINE DU GRAND
CHATELARD (MASSIFS CRISTALLINS
XTERNES, SAVOIE) : RELATIONS, ROLE DE LA
ISTENSION LIASIQUE,
EMOBILISATION ALPINE.

Unité d'Enseignement et de Recherche des Sciences de la Terre
4, place Jussieu - 75230 Paris cedex 05

Tout ou partie de ce mémoire ou de tout autre mémoire de la collection des Sciences de la Terre de l'Université Pierre et Marie Curie de Paris, peut être obtenu en reproduction.

Pour tous renseignements et tarifs s'adresser à :
C.N.R.S.
Centre de Documentation Scientifique et Technique
26, rue Boyer
75971 PARIS CEDEX 20 - FRANCE
Tél. 358.35.59 - Télex CNRSDOC 220 880 F

Références bibliographiques : *Mém. Sc. Terre Univ. Curie,* Paris, n°

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS VI
Spécialité
MATIERES PREMIERES MINERALES ET ENERGETIQUES
METALLOGENIE
Présentée

par **Mlle SIVADE Marie Amélie** **n° 89-16**

pour obtenir le titre de DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PARIS VI

Sujet de la thèse :

LES FILONS ET STRATIFORMES A FLUORINE, BLENDE, GALENE, BARYTINE DU GRAND CHATELARD (MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES, SAVOIE) : RELATIONS, ROLE DE LA DISTENSION LIASIQUE, REMOBILISATION ALPINE.

Soutenue le 16 Juin 1989
devant le jury composé de :

Mr	G. DE MARSILY	Président
Mr	J. THIBIEROZ	Directeur
Mr	J.P. FORTUNE	Rapporteur
Mr	D. OBERT	"
M	G. MASCLE	Examinateur

LABORATOIRE DE GEOLOGIE APPLIQUEE

AVANT PROPOS

Au crépuscule de ce travail qui m'a permis de mieux connaître les méandres de la géologie alpine et des gisements de fluorine, je tiens à remercier les personnes qui m'ont aidé dans l'élaboration de cet ouvrage.

Toute ma reconnaiscance se tourne vers celui qui m'a le plus apporté dans le domaine de la recherche et la façon d'appréhender les objets qui nous entourent. Mon regard c'est enrichi à son contact et je l'en remercie : c'est bien sûr Jacques Thibiéroz ! ...

M. le professeur G. de Marsily, directeur du laboratoire de Géologie Appliquée a soutenu mes derniers efforts et m'honore de présider le jury de cette thèse. Pour ces deux raisons ainsi que pour le dynamisme qu'il insuffle au laboratoire, je le remercie chaleureusement.

Merci à Daniel Obert d'être venu m'apporter ses lumières sur le terrain et d'avoir relu, corrigé et rapporté sur ce travail. En espérant que nous poursuivrons une collaboration fructueuse au plus tôt.

Tous mes remerciements à M. le professeur J.P. Fortuné qui a lu et jugé ce travail, a accepté d'en être rapporteur et de siéger dans ce jury.

Je remercie particulièrement M. le professeur G. Mascle qui a bien voulu s'intéresser à la métallogénie et évaluer mon travail.

Les chercheurs et enseignants chercheurs du laboratoire recevront leur part de merci pour les encouragements, les conseils abondants et les sarcasmes sympathiques qu'ils m'ont prodigués. Une mention particulière à Michel Lécolle pour ses qualités de traducteur et pour H. Rouvier pour sa bonne humeur légendaire.

Les techniciens du laboratoire qui ont oeuvré pour que ce travail se fasse dans les meilleures conditions doivent être remercié, notamment Mr Angot qui a développé patiemment mes planches; sans oublier notre scieur préféré dont l'humeur légère et les blagues lourdes sont un soutien au thésard dans le doute.

Je remercie aussi J. Moutte, P. Blanc et Vrielinck pour leurs aides et conseils.

Ouf !! ce travail se termine grâce au soutien de l'ensemble de mes petits camarades du laboratoire de Géologie Appliquée. Ils ont du me supporter ces dernières années mais je les remercie surtout de la patience dont ils ont fait preuve lors du terrorisme des dernières semaines. Faut-il mentionner ici mes amis Luc, Momo and Co pour lesquels les liens que nous avons noués vont bien au delà du cadre universitaire? (je le fais sinon ils vont se vexer!).

Je remercie avec chaleur et amour filial ma chère famille d'originaux pour les distractions et les surprises quotidiennes. Il faut comprendre dans cette catégorie Ariane qui est pour moi un soutien et une source permanente de nouveauté. Bien sûr, je me réjouis du soulagement d'Antoine de savoir cette thèse enfin achevée.

RESUME

Les minéralisations du massif du Châtelard (Savoie) , représentent une importante accumulation de fluorine, isolée dans le contexte alpin. La position structurale du massif granitique, en retrait des massifs cristallins externes est aussi remarquable.

La paragenèse est à fluorine dominante, blende, galène, barytine et un peu de chalcopyrite et pyrite dans une gangue quartzeuse.

L'étude stratigraphique et structurale de l'ensemble socle (granitique) / tégument triasico-liasique a permis de voir :

- une série triasique réduite déposée sur un haut fond permanent au cours de la sédimentation. La trilogie : grès de base, spilites, calcaires et dolomies est parfois surmontée d'une série évaporitique qui sert de niveau de décollement lors des chevauchements tertiaires. Une tectonique distensive s'imprime dans la série par un faisceau de failles à jeu synsédimentaire (faille du Villaret d'en bas). La présence de brèches intraformationnelles et de slumps dans la barre carbonatée confirme cette tendance. Le volcanisme spilitique alcalin témoigne d'un amincissement crustal .

- la tectonique intraliasique est plus notable encore avec un dépôt différentiel de la base calcaire du Lias . La série se complète par la base vers l' Est et le Nord Est; elle recouvre les termes du Trias en légère discordance.

De grands accidents sont actifs et influencent la sédimentation jurassique. Ainsi, le long de la faille de la Balme, au SW du massif, le dépôt de mégabrèches, à blocs de socle et de Trias, est conditionné par le jeu irrégulier de cet accident, alors qu'au NE la série calcaire se dépose plus complètement . Simultanément, des fractures hectométriques s'ouvrent suivant des directions NE-SW et guideront la mise en place du minerai fluoré.

A l'Oullaz, une série de filons sédimentaires à petites stratifications horizontales découpent le granite. Les faciès des remplissages sont reliés à ceux de l'Hettangien. Par la suite, et toujours dans ce secteur, une seconde phase de brèche se sédimente dans le petit fossé de l'Oullaz

Au Domérien, l'activité de la faille est encore sensible et des blocs erratiques de dolomies triasiques se sédimentent dans les marnes noires.

Les phases compressives alpines s' expriment dans l'ensemble de la série. L'orientation des contraintes évolue depuis une direction subméridienne à l'Eocène vers une direction plus latitudinale suivant une rotation antihoraire. Le socle chevauche la couverture au Nord . La faille de la Balme sertde rampe de chevauchement et les accidents contenant les filons sont déformés par de grands décrochements dextres qui leur donnent leur morphologie actuelle. Une premère phase de déformation (P1) plisse les séries liasiques et fait chevaucher le socle sur sa couverture. Une seconde phase (P2) fait chevaucher les unités plus orientales sur l'ensemble du Châtelard et écaille les indices stratiformes dans le Trias.

La minéralisation se met en place dans les premiers niveaux carbonatés du Trias et dans des accidents NE SW dans le socle et la couverture triasico-liasique. Ces filons ont une extension horizontale plurihectométrique et une puissance allant jusqu'à six mètres. La paragenèse, commune à tous les gîtes se répartit selon une zonalité verticale connue dans d'autres massifs . La barytine, se manifeste surtout dans les parties hautes (dans le filon du Sapey), la fluorine se met en place dans les filons intermédiaires et les sulfures vers le bas des indices.

La répartion des sulfures est controlé par la proximité des schistes du Lias moyen, le filon du Rocheray entièrement encaissé dans les schistes liasiques est très enrichi en blende et galène. Tandis qu'ils sont pratiquement absents dans les stratiformes du Trias sauf si le contact Trias/Lias est très proche.Les premiers niveaux carbonatés rencontrés par les circulations minéralisantes sont épigénisés en fluorine et quartz.

L'étude du minerai a montré le polyphasage des dépôts. La minéralisation primaire est en reliquesau sein de brèches à ciment de fluorine et quartz, elle-mème reprise par une phase de plissements contemporains des charriages de la couverture vers l'Ouest.

Les analyses de terres rares effectuées sur les fluorines du massif montre une faible teneur généralisée et un appauvrissement du spectre en terres lourdes pour tous les gîtes. Les spectres des fluorines d'un mème filon (Bois Feuillet) ne montrent pas d'évolution notable du spectre.

De par leur forme à pente négative et bien qu'ils ne montrent pas d'anomalie importante en Eu , ces spectres sont à rapprocher des spectres des filons du Nord du Massif Central français. Ces filons présentent aussi les mèmes caractères morphologiques et gîtologiques . C'est à dire un contexte de dépot en bordure de marge passive, en distension .

Le gisement de fluorine du massif du Grand Châtelard est donc une minéralisation de socle-couverture mise en place après le dépôt des premières assises calcaires du Lias, au cours de la distension téthysienne. Lors des phases de déformations tertiaires, le minerai est remobilisé dans les mèmes pièges structuraux qui jouent en décrochements.

Il n'existe donc pas de phénomènes concentrateurs strictement tertiaires

ABSTRACT

Stratabound and vein ore deposits (F, Ba, Zn, Pb) of the Grand Châtelard massif (Alpine,external cristalline massif, Savoie) : Relations, Tethysian Rifting , Alpine mobilization.

The fluorite ore deposits of the Grand Châtelard massif are hosted within the granitic basement as discordant veins and in the Triassic-Liassic cover as concordant layers.

The stratigraphical and structural study of both basement and cover has evidenced :

- a thin Triassic series deposited over a permanent shoal, during the distensive tectonic which is emphaizsed by a set of synsedimentary faults; intraformational breccias, and slumping also point out this evolution. The spilitic volcanism highlights a crustal thinning.

- the Liassic tectonic is marked by the inconformity above the Triassic and by lateral facies variations on both sides of the horst : breccias on the northern edge along the "la Balme fault and limestones on the southern edge. At the same time, hectometric faults opened along the NE-SW direction; they led the fluorite deposition. The tectonic activity was still noticeable during the Middle Jurassic.

- Later, the Alpine tectonic affected the whole serie. The strain directions varied from NS during Eocene to NW-SE during Miocene. A first event led to the overthrusting of the basement upon the cover; a second event led to the overthrusting of easternmost units upon the Chatelard series; it is assocatied with thrust slices of the Triassic stratabound showings.

Both stratabound and vein deposits exhibit the same mineralogical association : fluorite, baryte, sphalerite, galena, (pyrite, chalcopyrite).

A vertical zonation appears in veins, with sulfides in the lower parts then fluorite and baryte at the top. The sulfide content increase in the Liassic schists or in their close neighbourhood

The mineralisation is polystaged. A first stage occurred prior to the Alpine tectonic, the two later are syn-to post Alpine tectonic.

The REE contents in fluorite are overall low , especially for the HREE. Within a same vein (Bois Feuillet) the different fluorite generations do not exhibit obvious REE pattern evolution. These patterns are similar to those of the northern french Massif Central. As well, they exhibit a identical morphological and gitologocal characteristics of distensive passive margin.

Thus, the Grand Chatelard fluorite deposit is a basement-cover mineralisation which occurred after the deposition of the first Liassic layers, during the Thetysian distension. During the Tertiary tectonic events, the ore is mobilized within the same structural distensive traps.

There are no strictly tertiary concentration processes.

SOMMAIRE

CHAPITRE I INTRODUCTION

I) OBJET DE L'ETUDE p.1

II)LES GISEMENTS DE FLUORINE EN FRANCE ET EN EUROPE p.1

A) TYPOLOGIE p.1

1) GITES LIES AUX PREMIERES ASSISES TRANSGRESSIVES SUR UN SOCLE ERODE (ARLOS) p.1

2) GITES QUI SE PLACENT AUX TOIT DE SERIES CALCAIRES DANS DES SERIES DEE PLATEFORMES CARBONATEES p.2

3) AMAS POST-TECTONIQUES DANS DES CHAINES PLISSEES, A CARACTERE KARSTIQUE (Pourtalet : Martin, 1979), Pyrénées, Alpes. p.3

4) FILONS ENCAISSES DANS LES SOCLES OU LES SERIES SEDIMENTAIRES p.4

B) ZONALITE HORIZONTALE..... p.4

C) SYNTHESE rapide p.4

D) METALLOGENIE "ALPINE" p.5

1) EN EUROPE p.5

2) DANS LES ZONES EXTERNES DES ALPES FRANCAISES p.5

III) CONTEXTE REGIONAL p.7

A) CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL p.7

1) LES MASSIFS CRISTALINS EXTERNES..... p.7
a) Le socle p.7
b)la couverture mésozoïque p.9
c)Histoire structurale mésozoïque et alpine commune p.10

IV) LE MASSIF DU CHATELARD p.10

A) SITUATION GEOGRAPHIQUE p.10

B) APERCU GEOLOGIQUE p.10

1) LE TRIAS BASAL p.12

2) LE TRIAS CARBONATE ET LE LIAS CALCAIRE p.12

3) LE TRIAS EVAPORITIQUE p.13

4) LE LIAS CALCAIRE p.13

5) LES SCHISTES DU LIAS SUPERIEUR ET DE L'AALENIEN p.13

CHAPITRE II LE SOCLE

I) INTRODUCTION p.14

II) PETROGRAPHIE p.15

A) LA SERIE METAMORPHIQUE ENCAISSANTE p.15

1) LES GNEISS MIGMATITIQUES p.15

2) LES MICASCHISTES p.15

3) LES AMPHIBOLITES p.16

B) LE GRANITE DU "ROCHERAY" sp. (Vatin-Pérignon, 1966) p.17

CHAPITRE III STRATIGRAPHIE

I- LE TRIAS DU CHATELARD p.19

A) CADRE REGIONAL p.19

1)LE TRIAS DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES p.19
a)Les grès de base p.19
b)Les niveaux dolomitiques p.20
c) Ensemble détritique et évaporites p.21
d) Ensemble carbonaté supérieur et volcanisme associé p.21
e) Conclusion p.21

2) LES DEPOTS DE PLATEFORME DU BRIANCONNAIS ET PALEOGEOGRAPHIE SYNTHETIQUE p.22

3) L'ACTIVITE TECTONIQUE DANS LES ALPES AU TRIAS p.22
a)le volcanisme associé p 23
b) les failles synsédimentaires du Brianconnais p.24
c) les brèches ladino-carniennes p.24
d)conclusion p.24

4) ELEMENTS DE CHRONOSTRATIGRAPHIE p.24

B) LES SUCCESSIONS LITHOLOGIQUES p.26

1) COUPES DE LA RIVE DROITE DE L'ARC p.26
a)La chapelle de Montvernier p.26
b)Montvernier sud p.27
c)Le Chatel p.28
d)Le Ball Trap p.30
e)L'Echaillon p.30
f)L'Echaillon 2 p.31

2) COUPES DU GRAND CHATELARD p.31
a)La Balme (oratoire) p.31
b)Sommet du Châtelard p.32

3) COUPES DU NORD DU MASSIF p.33
a)Le Replat p.33
b) Champ Grallier (Nantuel) p.34

4) SYNTHESE ET GRANDS TRAITS STRATIGRAPHIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES DU CHATELARD p.36

C)DESCRIPTIONS PETROGRAPHIQUES p.38

1)LES GRES DE BASE p.38
a)les grès grossiers p.38
a1)macroscopiquement p.38
b)les grès fins p.39
b1)macroscopiquement p.39
b2)microscopiquement p.40

2)LES SPILITES p.40
a)Les faciès du Châtelard p.42
a1)microscopiquement p.42
b)Les faciès de la rive droite de l'Arc (Montvernier) p.43
c)Conclusion p.44

3) LA SERIE CARBONATEE TRIASIQUE p.44
a) les brèches p.44
a1) les remaniements des roches volcaniques p.45
a2)Les brèches intraformationnelles p.45
b) les influences terrigènes p.46
c) les termes calcaires capucin p.46
c1) calcaires spathiques p.46
c2) Les termes les plus fins p.47
d) Les dolomies crème et dolomies jaunes p.48
d1) Affleurements isolés de Trias p.49
d2) horizons du sommet de la série carbonatée p.49

4) TRANSFORMATIONS TARDIVES p.50
a) La dédolomitisation et la calcitisation p.50
b) Silicification p.50
c) Néoformations p.51

5) LE TRIAS EVAPORITIQUE p.52

6) CONCLUSION p.53

D) PALEOGEOGRAPHIE ET DISTENSION TRIASIQUE p.54

1)RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE SELON LES FACIES .. p.54
a) Les grès p.54
b) Les spilites p.54
c)les carbonates p.56
d)les évaporites p.58

2)TECTONIQUE TRIASIQUE p.58
a)le volcanisme alcalin associé p.95
b) déformations dans la barre carbonatée p.59
b1) les slumps p.59
b2) les brèches dolomitiques p.59
c)les failles synsédimentaires p.59
d) Filons à remplissages sédimentaires p.60
e) chronologie des évènements tectoniques p.60

3)CONCLUSION p.61

II- LE LIAS p.62

A)INTRODUCTION p.62

1) STRATIGRAPHIE DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES p.62
a)le Lias calcaire (Hettangien, Sinémurien, Carixien) p.64
b)le Lias schisteux p.65
c)le Dogger p.66
d)Le Rocheray dans ce contexte p.66

B) COUPES LITHOLOGIQUES DU LIAS DU CHATELARD p.66

1) INTRODUCTION p.66

2) LES COUPES DU NORD DU MASSIF p.66
a)le Mont p.67
b)Nantuel p.67
c)L'Echapour p.69

3) LES COUPES DU SUD DU MASSIF p.69

4) LES COUPES DE L'OUEST p.69
a)la maison forestière de l'Oullaz p.70
a1)La coupe référence de R.Barbier (1944) p.70
a2) datations nouvelles p.70
b)le plan Pra p.70

4) COUPE SYNTHETIQUE p.71

C) DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE p.73

1) LES BRECHES HETTANGIENNES p.73

2) LES CALCAIRES GRIS BLEU p.73
a)les calcaires fins p.73
b)Les calcaires à entroques p.74

3) LES CALCAIRES FILONIENS p.75

4) LES MARNES p.76

5) CONCLUSION p.76

D) LES MARQUES DU RIFTING TETHISIEN p.77

1) LES FORMATIONS *per descensum* DANS LE SOCLE p.77
a)l'Oullaz p.77
a1)les filons sédimentaires stériles p.78
a2)les filons sédimentaires à calcite prismée blanche, blende et pyrite p.79
a3) les concrétionements p.81
a4) discussion chronologique p.83
a5) direction d'ouverture de ces filons p.83
b)Le Sapey p.83
c)Le flanc sud du Châtelard p.84

2) EFFETS SUR LES MATERIAUX CARBONATES DU SOMMET DU TRIAS.. p.85

3) LE DEMI GRABEN DE L'OULLAZ p.86
a) les brèches de socle ou type "Bois Feuillet" p.86
b) les brèches polygéniques (I) p.86
c)les brèches II p.88

4) LES BRECHES POLYGENIQUES I p.88
a) descriptions des affleurements p.88
a1)Col de Cochemin p.88
a2)Sur la Balme p.89
a3)L'Echaillon p.89
a4)variabilité p.90
b)Lithologie p.90
c) précisions sur les datations p.91
d)distribution de la formation bréchique p.92

5) ACTIVITE DOMERIENNE DE LA FAILLE DE LA BALME p.93

6) RECONSTITUTION CHRONOLOGIQUE p.93

7) CONCLUSION p.94

CHAPITRE IV DEFORMATIONS

I) HISTOIRE STRUCTURALE p.96

A) INTRODUCTION p.96

B) LES DEFORMATIONS ANTE-TRIASIQUES p.98

1) L'OROGENE HERCYNIEN p.98

a)une série de plis D1 p.98
b)des plis isoclinaux D2 p.98
c)des plis D3 p.98

2) ETAT STRUCTURAL DU MASSIF p.99

C) TECTONIQUE DISTENSIVE p.99

1) TECTONIQUE TRIASIQUE p.99
2) TECTONIQUE LIASIQUE p.100

D) TECTONIQUE COMPRESSIVE p.100

1) ANTENUMMULITIQUE p.100

2) LA GRANDE PHASE EOCENE p.101
a) dans le socle p.101
b) dans le Trias p.101
c)dans les termes liasiques p.104

3) LA SCHISTOSITEE S2 ..... p.106

4) TECTONIQUE CISAILLANTE ET FRACTURATION DU BATI CRISTALLIN .. p.106
b)les bains de l'Echaillon. p.106
b)Nantuel p.108
c) Le Replat p.108

5) LA FRACTURATION DANS LE SOCLE p.109

6) FRACTURATION TARDIVE p.111

7) STRUCTURES A VERGENCE EST p.111

E) DISCUSSION p.111

CHAPITRE V MINERALISATIONS

I) INTRODUCTION p.115

A) HISTORIQUE p.115

II- LES CORPS MINERALISES p.116

A)LES GISEMENTS FILONIENS DANS LE SOCLE s.s. p.116

1) LE SAPEY p.118
a) Localisation p.118
b) Morphologie p.118
c) Travaux miniers p.121
d) encaissant p.121

e) La minéralisation p.124
e1) la paragenèse p.124
e2) les coupes du filon p.124
f) Tectonique p.128
f1) Les fractures p.128
f2) Petites structures faillées p.129
g) filon et schistosité alpine p.129

2) BOIS FEUILLET p.130
a)Localisation p.130
b)Travaux miniers p.130
c)morphologie p.130
d)Encaissant p.131
e)Le minerai p.133
e1) Les données du B.R.G.M. p.133
e2) apports des coupes relevées sur le plan I p.135
f)Tectonique p.137

3) LA FREDIERE p.138
a) Localisation p.138
b) Travaux miniers p.138
c) Morphologie p.138
d) encaissant p.139
e) Minéralisation p.140
f) Tectonique p.143

B) LES FILONS DANS LA COUVERTURE p.144

1)LE FILON DU ROCHERAY p.144
a)Localisation p.144
b) Travaux miniers p.144
c)Morphologie p.145
d) Encaissant p.146
e) Minéralisation p.146
f) déformations p.147

2) NANTUEL p.148
a) Localisation p.150
b) Travaux miniers p.150
c) Morphologie p.150
d) Minéralisation p.153
g)indice de Champ Grallier p.162
h)tectonique p.164

C) LES STRATIFORMES (ET FILON ASSOCIE) DANS LA COUVERTURE TRIASIQUE.. p.165

1) MONTVERNIER p.165
a) Localisation p.165
b) Environnement géologique p.165
c) Le filon p.165
d) Les horizons minéralisés p.168
e) Relations filon/stratiformes p.169
g) Minéralisation dans les stratiformes p.170
h) tectonique p.171

2) LE REPLAT - LES JETS. p.172
a)localisation p.172
b) Le Replat ss p.173
c) Les Jets p.173

III) PETROGRAPHIE DU MINERAI p.176

A) LES CONSTITTUANTS DU MINERAI p.176

1) LA FLUORINE p.176
a) couleur p.176
b) faciès et différentes générations p.177
b1) fluorine I p.177
b2) fluorine II p.177
b3) fluorine tardive p.179

2) LA BARYTINE p.180
a) Répartition à l'échelle du massif : p.180
b) Différents faciès p.180
c) Permanence d'une phase sulfatée p.181

3) LE QUARTZ p.182
a) le quartz microcristallin I p.182
b) quartz II, cristallin à inclusions p.183
c) quartz automorphe III p.183
d) apport de la thermoluminescence p.184

4) LA CALCITE p.184
a) la calcite I p.184
b) la calcite II p.184

5) LES SULFURES p.185
a) la blende p.185
a1) blende verte p.185
a2) blende rouge p.186
a3) blende miel p.187
a4) blende claire p.187
b) la galène p.187
b1) associée aux failles majeures p.187
b2) dans les filons peu déformés p.188
b3) en imprégnation p.189
b4) chronologie des différentes galènes p.189
b5) particularité chimique p.189
c) la pyrite p.189
c1) dans la couverture et les stratiformes p.189
c2) la pyrite dans la paragenèse complète p.189
c3) la pyrite tardive p.189
d) Les cuivres gris p.190

B) INCLUSIONS FLUIDES p.192

C) APPORTS DE LA CATHODOLUMINESCENCE p.193

1) METHODE p.193
a)matériel p.193
b) Intensité du phénomène p.193

2) ETUDE DU MINERAI p.194
a) la fluorine p.194
b) le quartz p.194
3) Les carbonates p.194

IV) GEOCHIMIE DES SULFURES p.196

A) LA BLENDE p.196

1) RESULTATS ANTERIEURS p.196

2) DISCUSSION p.196

3) DIAGRAMME Cd/Fe p.197

V) MINERALISATIONS ET DEFORMATIONS p.198

A) DEFORMATION CONTINUE p.198

1) GEOMETRIE DES CORPS p.198
a) jeux dextres de la caisse filonnienne p.198
b) plissement des stratiformes p.198

2) DANS LE MINERAI p.199
a) fluorine p.199
b)faciès particliers p.199

B) DEFORMATION CASSANTE p.200

1) LES FRACTURES MAJEURES p.200
a) minerai ante déformation p.200
b) minerai "syn déformation" p.201
c) minerai post déformation p.201

2) LES DEFORMATIONS MINEURES p.201

C) CHRONOLOGIE DE LA DEFORMATION p.202

VI) LES TERRES RARES DANS LA FLUORINE p.202

A) APPORT DE LA RESONNANCE PARAMAGNETIQUE ELECTRONIQUE ... p.204

B) RESULTATS ANALYTIQUES p.204

1) VARIATIONS ET LIENS GENETIQUES DANS LES DIFFERENTS INDICES... p.206
a) Montvernier p.206
b) Nantuel p.206

c) Le Replat et aux Jets p.206
d) Le Sapey p.206

2) CAS PARTICULIER DE BOIS FEUILLET p.206

3) CONCLUSIONS p.208

C) COMPARAISON AVEC D'AUTRES GISEMENTS. p.210

CHAPITRE VI CONCLUSION p.214

ANNEXES

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE I

Fig I-1 : carte de répartition des gisements de fluorine en France et en Europe. p.2
Fig I 2 : zonation horizontale dans les filons des Maures et de l'Estérel (d'après Rostan et Turco 1982) p.4
Fig.I-3 : coupe simplifiée au travers des Alpes Franco-Italiennes (in Debelmas, 1980) p.7
Fig I-4 : cartes des massifs cristallins externes (in Debelmas, 1980) p.8
Fig.I-5 : cartes paléogéographiques simplifiées (in Debelmas J. 1980) p.9
Fig I-6 : schéma structural simplifié du massif du Châtelard p.11
Fig.I-7 : panorama de la vallée de L'Arc depuis l'Hermillon vers le Nord. p.12

CHAPITRE II

Fig. II-1 : carte géologique schématique du massif du Grand Châtelard (d'après Vatin-Pérignon, 1966 in Gasquet, 1979) p.14
Fig II-2 : gneiss à biotites, (forêt du Sapey). p.16

CHAPITRE III

Fig III-1 : Trias de la zone dauphinoise (Massifs cristallins externes) au Nord de la Durance.(Barfety et al) p.20
Fig III-2 : Trias pelvousien (zone externe) et Trias brianconnais p.23
Fig III-3 a et b coupes du Trias de la rive droite de l'Arc p.92
Fig III-4 : Faille synsédimentaire du Villaret d'en bas. p.30
Fig III-5 : coupe de La Balme p.31
Fig III-6 : synclinal à matériel triasique du sommet du Grand Châtelard p.32
Fig III-7 : coupe reconstituée du Trias du Replat p.33
Fig III-8 : coupe du Trias carbonaté de Champ Grallier p.35
Fig III-9 : coupe du Trias évaporitique de Champ Grallier p.35
Fig III-10 : coupe synthétique du Trias du massif du Châtelard p.37
Fig III-11 : grès schistosés de la forêt du Sapey p.39
Fig III-12 : Coupe du Chatel, slumps dans les grès carbonatés p.40
Fig III-13 : niveau de grès polygéniques (Coupe du Chatel) p.41
Fig III-14 : spilites de la forêt du Sapey (LM) p.43
Fig III-15 : brèche intraformationnelle du Trias de la rive droite de l'Arc. p.45.
Fig III-16 : Fantômes de minéraux sulfatés dans le Trias p.48
Fig III-17 : calcitisation tardive associée aux niveaux silicifiés de Montvernier Nord. p.50
Fig III-18 : néogénèse de feldspath dans la dolomie triasique. p.52
Fig III-19 : carte de répartition des spilites sur le massif du Grand Châtelard. p.55
Fig III-20 : fentes de rétractions des spilites Chemin de la Balme au Châtelard. p.56
Fig III-21 : carte de répartitions des différents faciès carbonatés sur le massif du Châtelard p.57

Fig III-22 : coupe d´un filon clastique recoupant le sommet du Trias carbonaté de la carrière de Monbrunal. p.60
Fig III-23 : falaise triasique vue depuis la Chapelle de Montvernier p.61
Fig III-24 : carte des isopaques du Lias des massifs cristallins externes (Barfety, 1985) p.63
Fig III-25 : coupes du Nord du massif (Barfety, 1985) p.68
Fig III-26 : coupes du Sud du massif (" ") p.68
Fig III-27 : Coupe synthétique de la couverture jurassique du Grand Châtelard. p.72
Fig III-28 : calcaires fins de la base de la transgression liasique. p.74
Fig III-29 : calcaire à entroques attribué au Toarcien p.75
Fig III-30 : Filons clastiques (Baud et Masson ,1975) p.78
Fig III-31 : rosace de fracturation des ouvertures à remplissage de calcaire jurassique de l´Oullaz. p.79
Fig III-32 : remplissage per descensum de filons ouverts dans le socle du Châtelard à proximité de la paléosurface (L´Oullaz). p.80
Fig III-33 : contact socle/couverture liasique et fossé d´effondrement de l´Oullaz. p.82
Fig III-34 : stalactites de pyrite en position verticale dans les remplissages des filons per descensum de l´Oullaz p.82
Fig III-35 : faille liasique à remplissage de brèche p.84
Fig III-36 : Oratoire de la Balme; le Trias dolomitique fracturé *in situ* et bréchifié par les premiers niveaux hettangiens. p.85
Fig III-37 : évolution géodynamique du secteur de la Balme. p.87
Fig III-38 : brèche hettangienne p.89
Fig III-39 : brèche liasique à ciment micritique p.91
Fig III-40 : organisation des formations bréchiques en bordures de plateforme p.92
Fig III-41 : bloc de Trias calcaire éboulé (2) dans les schistes doméríens (1), sur le flanc sud-ouest du Châtelard. p.93
Fig III-42 : coupe de l´éponte NE du filon du Sapey : contact filon/couverture et succession dans la base du Lias. p.95

CHAPITRE IV

Fig IV-1 : coupe schématique du Châtelard interprétée par A.Beach (1980) p.97
Fig IV-2 : carte géologique du plateau des Chamossières p.102
Fig IV-3 : synclinal de Trias pincé (sommet du Châtelard) p.103
Fig IV-4 : Schistosité S1 et S2 dans les spilites de la chapelle de Montvernier p.104
Fig IV-5 : plis de la Frédière montrant une schistosité S1 N45°E. affectant le matériel triasique. p.104
Fig IV-6 : carte des variations de la schistosité S1 à la périphérie du Grand Châtelard. p.105
Fig IV-7 : coupe des écailles du promontoire de l´Echaillon. p.107
Fig IV-8 : coupe de la galerie E.D.F Arc Isère. (Gasquet, 1979) p.107
Fig IV-9 : coupe du contact renversé socle/Trias au Replat p.108
Fig IV-10 : fracturation du granite à proximité du filon de Bois Feuillet. p.110
fig IV-12 : jeu décrochant dextres des failles N140° et N170° qui tronconnent le filon de Bois Feuillet. p.111

CHAPITRE V

Fig V-1 : carte de situation des indices minéralisés du Châtelard. p.117
Fig V-2 : carte géologique du Filon du Sapey et des environs localisations des différentes coupes p.119
Fig V-3 : logs des sondages effectués par le B.R.G.M. p.120
Fig V-4 : calcaire triasique minéralisé de la forêt du Sapey. p.121
Fig V-5 : coupe du filon du Sapey p.122
Fig V-6 : la schistosité du Lias se redresse au contact filon/ couverture, à la suite de jeu post-schisteux. p.123
Fig V-7 : coupe du filon du Sapey sur la route du Chap Tupin p.125
Fig V-8 : schéma des ouvertures postérieures à la mise en place principale du filon p.127
Fig V-9 : coupe du filon sur le chemin inférieur de la Balme p.128
Fig V-10 : faciès caractéristique des brèches de socle de Bois Feuillet. p.132
Fig V-11 : log des sondages de Bois Feuillet (in Ochoa Alencastre, 1979). p.134
Fig V-12 : tableau des pourcentages relatifs des différentes phases minérales dans les sondages de Bois Feuillet. p.134
Fig V-13 : concrétions à blende fluorine et calcite aux épontes de Bois Feuillet. p.135
Fig V-14 : schéma du filon de fluorine de la Frédière recoupant les plis N30°E qui affectent le Trias. p.139
Fig V-15 : coupe du filon de la Frédière. p.140
Fig V-16 : fluorine massive et épontes à fluorine bréchifiée p.141
Fig V-17 : orientation et la foliation de la fluorine parallèlement aux épontes du filon de la Frédière. p.142
Fig V-18 : schéma de la lentille minéralisée de forme sigmoïde du filon du Rocheray . p.145
Fig V-19 : coupe du filon du Rocheray p.146
Fig V-20 : microplis dans les schistes minéralisés du Rocheray. p.147
Fig V-21 : canevas de Schmidt (hémisphère inf) montrant la schistosité S2 p.148
Fig V-22 : plan du gisement de Nantuel avec position des travaux miniers p.149
Fig V-22 b : coupe dans la galerie Paulette p.149
Fig V-23 a : coupe du gisement de Nantuel d´après les lévés de galeries effectués par le B.R.G.M. p.151
Fig V-23 b : structure de Nantuel d´après les logs de sondages p.152
Fig V-24 : plan de la galerie Paulette (680m) à Nantuel. p.155
Fig V-25 : vue de l´entrée de la galerie Paulette p.154
Fig V-26 : microplis et bréchification affectant la fluorine I p.157
Fig V-27 : silicifications de l´encaissant calcaire de la minéralisation à Nantuel . p.158
Fig V-28 : schéma de la faille mettant en contact le Lias et les migmatites à l´entrée de la galerie de la Poudrière. p.159
Fig V-29 : plan de la galerie St Eloi n°1 et coupe du filon. p.160
Fig V-30, V-31 : plan et coupe du filon de la galerie St Eloi n°2 p.162
Fig V-32 : coupe du Trias carbonaté minéralisé de Champ Grallier. p.163
Fig V-33 : carte géologique de Montvernier p.166
Fig V-34 : coupe du filon de Montvernier, sur la falaise dominant l´Arc : coupe du Trias minéralisé. p.167

Fig V-35 : stratifications obliques silicifiées, et petits filons clastiques à la base de la séquence carbonatée. p.169
Fig V-36 : jeu de l'accident minéralisé de Montvernier décalant les horizons à barytine. p.170
Fig V-37 : micro cavité de dissolution à sédiments carbonatés dans lescalcaires triasiques minéralisés de la carrière de Montbrunal. p.171
Fig V-38 : écailles de Plan de la Croix . p.172
Fig V-39 : chronologie relative des fractures dans les horizons minéralisés et leur remplissage associé. p.172
Fig V-40 : coupe de la falaise des Jets p.175
Fig V-41 : fluorine I massive bréchifiée et cimentée par du quartz grenu et de la fluorine II et microplissée. p.178
Fig V-42-43 : fluorine tardive p.179
Fig V-44 : microplis à barytine du filon du Rocheray p.180
Fig V-45 : barytine et quartz automorphe dans les fentes alpines du sommet du Châtelard (orientées N120°) p.181
Fig V-46 : silicification des horizons minéralisés de Montvernier p.182
Fig V-47 : quartz III qui cimente les fractures affectant la fluorine II p.183
Fig V-48 : blende verte de Bois Feuillet, riche en inclusion de phyllites. p.186
Fig V-49 : galène corrodée par le quartz II dans le filon de Bois Feuillet. p.188
Fig V-50 : faciès de pyrite tardive dans les filons de L'Oullaz (A) et dans le filons du Rocheray (B). p.190
Fig V-51 : morphlogie des diférentes inclusions fluides dans la fluorine p.192
Fig V-52 : composition de la blende en équilibre polyphasé dans le système Fe-ZnS (in Sims et Barton 1961) p.196
Fig V-53 : diagramme Cd/Fe des blendes du Châtelard p.197
Fig V-54 : microplis dans la galène tardive du stratiforme des Jets. p.200
Fig V-55 : fluorine (III) croissant en "ombre de pression" p.201
Fig V-56 : spectre de terres rares de la fluorine de Montvernier p.207
Fig V-57 : " " " " " " " " Nantuel p.207
Fig V-58 : " " " " " " " du Replat p.207
Fig V-59 : " " " " " " " du Sapey p.207
Fig V-60 -61-62-63 :" " " " " " de Bois Feuillet p.209
Fig V-65 : comparaison des spectres avec d'autres gisements p.211

CHAPITRE VI

Fig VI-I : reconstitution de la morphologie du massif du Châtelard au Lias supérieur p.215

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I : tableau recapitulatif des remplissages sédimentaires de l'Oullaz p.85

Tableau II : tableau synthétique des déformations tertiaires dans le massif du grand Châtelard et les massifs voisins p.112

Tableau III : chronologie du minerai p.191

Tableau IV : synthèse des observation sur les filons et stratiformes du massif du Grand Châtelard p.212

CHAPITRE I

INTRODUCTION

I) OBJET DE L'ETUDE

Le gisement de fluorine du massif du Grand Châtelard est une des rares concentrations économiques de minerais fluorés et P.B.G.C. des Alpes occidentales. Si l'on ne considère que les zones "externes" des Alpes il s'agit du seul gisement potentiellement exploitable. De plus, la position de la minéralisation, associée au contact socle/couverture, limitée par les mouvements chevauchants à la périphérie du massif granitique, présente un intérêt plus académique dans le cadre de la connaissance de ce type de gisements. Ils sont très répandus un peu partout dans le monde mais étudiés dans des régions tectoniquement moins déformées.

L'objet de cette étude est de caractériser ces minéralisations sur le plan de la typologie, de rechercher un âge de mise en place et de voir si une métallogénie proprement alpine peut être individualisée. Bien sûr il faudra expliquer la mise en place de ces filons et de ces stratiformes à l'aide des éléments structuraux et paléogéographiques.

II)LES GISEMENTS DE FLUORINE EN FRANCE ET EN EUROPE

A) TYPOLOGIE

Notre étude se place d'un point de vue métallogénique dans le cadre des gisements de basses températures accompagnant une transgression sur des bordures de bassins. Ce contact socle couverture qui favorise l'apparition de filons dans le socle recoupant, ou non, la couverture sédimentaire constitue un contrôle très répandu dans le monde.

J.Thibiéroz (1982) à organisé une typologie des gisements de fluorine non liés au magmatisme :

1) GITES LIES AUX PREMIERES ASSISES TRANSGRESSIVES SUR UN SOCLE ERODE (ARLOS)

Dans les Asturies (Espagne), Ferrand et J.Thibiéroz(1978) décrivent des minéralisations associées à des circulations périphériques dans des bassins d'âge triasique ; ces minéralisations sont associées aux premiers niveaux transgressifs sur le socle pénéplané.

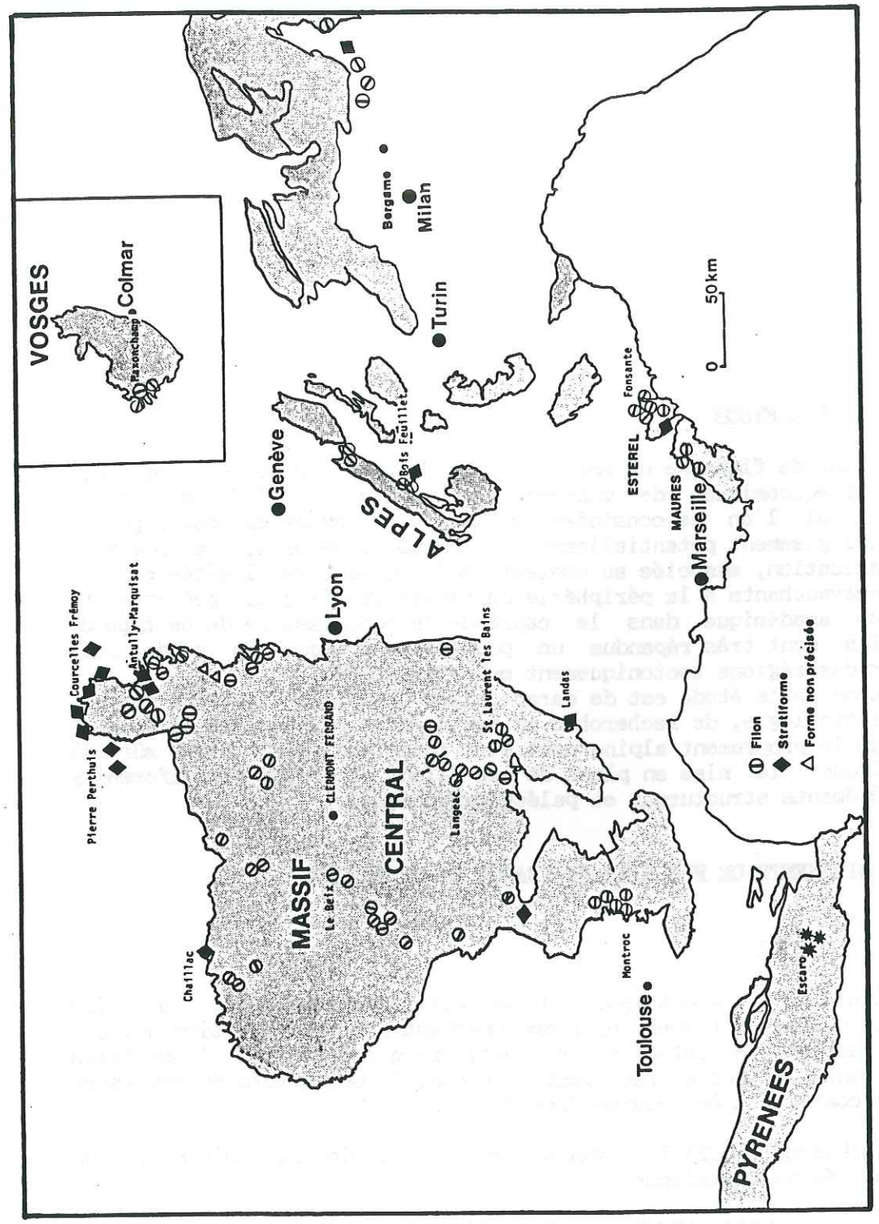


Fig I-1 : carte de répartition des gisements de fluorine en France et en Europe. Les indices sont distingués suivant leur encaissant et le type de gisement.

Le gisement d'Arlos permet d'observer des successions minéralogiques constantes à l'échelle régionale, au sein de cavités qui se développent dans les calcaires de l'horizon porteur indépendamment de sa nature mais liés à sa position structurale en base de série. Les circulations responsables de ce phénomène seraient associées à la tectonique synsédimentaire des marges du bassin.

Dans le Morvan (Soulé de Lafont, 1967) les gisements de fluorine sont également liés aux inconformités socle/couverture: Pierre Perthuis, Marigny. La minéralisation est indépendante des roches supports et est connue jusque dans le Sinémurien. Son caractère épigénétique est clair mais la présence dans l'Hettangien d'une brèche à élements silicifiés montre la précocité de la mise en place du minerai.

2) GITES QUI SE PLACENT AU TOIT DE SERIES CALCAIRES DANS DES SERIES DE PLATES-FORMES CARBONATEES (province tunisienne : Thibiéroz, 1974)

Des exemples analogues apparaissent au SE du Massif Central (Durfort, Landas) dans le Sinémurien, le Bajocien et le Portlandien. La minéralisation recoupe le toit marneux des formations porteuses.

3) AMAS POST TECTONIQUES DANS LES CHAINES PLISSEES, A CARACTERE KARSTIQUE (Pourtalet : Martin, 1979) Pyrénées, Alpes.

4) FILONS ENCAISSES DANS LES SOCLES OU LES SERIES SEDIMENTAIRES

Dans les gîtes de la bordure du Morvan, les minéralisations ne sont pas toujours spatialement associées à des paléosurfaces, mais peuvent aussi être encaissées dans le socle dans des gîtes distants de la couverture sédimentaire comme c'est le cas pour le gisement d'Argentolle dans le Morvan (.Valette, 1983). Ces minéralisations filoniennes se superposent à des structures tectoniques fini-paléozoïques au coeur d'un dyke de microgranite. Pour l'auteur la mise en place du minerai se fait au Jurassique, en relation avec la transgression hettangienne sur le haut fond du Morvan.

C'est la rencontre des eaux superficielles du bassin avec les eaux profondes drainées par les fractures majeures du granite qui serait responsable du dépôt minéralisé.

TYPOLOGIE DES FILONS DU MASSIF CENTRAL :

Ces gisements appartiennent au type 4 de J.Thibieroz, (1982)

Le Massif Central francais étant très riche en filons de fluorine, barytine et les auteurs (Lhégu, *et al*,1982; Jebrak, 1985) ont été amenés à distinguer quatre formations différentes, d'âges très échelonnés et avec une paragénèse propre à chaque type de gisement.

-les filons stéphano-autuniens E-W du Sud du Massif Central (fluorine bleue et sidérite)

- les filons permo-triasiques à fluorine (Maine, les gisements des Vosges) ou triasico-liasiques à barytine et galène (Les Farges)

-les filons triasico-liasiques à fluorine verte et violette du Nord du Massif Central associés spatialement à la transgression triasico liasique et datés du Lias-Dogger.

-enfin des filons d'âge mal déterminé mais probablement tardif par rapport aux autres, à fluorine jaune et barytine surtout connus dans le Sud

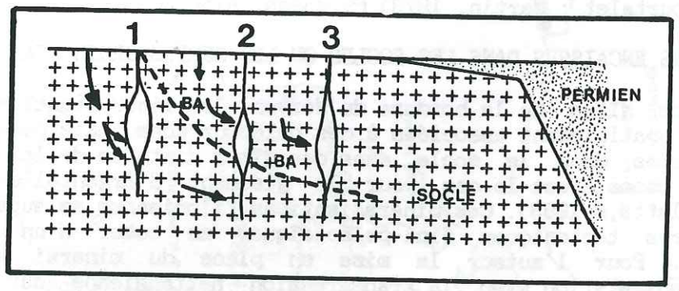
du Massif Central, du Rouergue au Nord des Cévennes. Cette formation est attribuée au Lias Dogger par M.Jebrak (1985); elle recoupe le Lias moyen dans le Nord des Cévennes et est déformée par la phase pyrénéenne.

Une expression fissurale peu différente s'installe dans le Morvan sur des plans ouverts au Miocène (comm. orale J.Thibiéroz, 1988).

B) ZONALITE HORIZONTALE

Dans les gisements des Maures et de l'Esterel P.Rostan et G.Turco (1982) font apparaître une zonation latérale pour les filons sub verticaux, à fluorine et barytine dominantes (filon de Maurevielle ect...) Ici la paléosurface antétriasique n'est jamais loin des têtes des filons mais on ne connait pas de cas de continuité entre ces filons encaissés dans le socle et des termes triasiques de base minéralisés. Les caisses filoniennes seraient induites par la réouverture de failles préexistantes dans un contexte d'extension post triasique au sens large.

Dans le massif du Châtelard le B.R.G.M. a mis en évidence un phénomène similaire que nous expliciterons ultérieurement.



1 Filon fluoré
2 Filon fluobarytique
3 Filon barytique

Fig I-2 : zonation horizontale dans les filons des Maures et de l l'Estérel (d'après Rostan et Turco, 1982)

C) SYNTHESE rapide

Nous voyons que de l'ensemble de ces gisements se dégage un groupe très répandu qui présente un certain nombre de caractères communs -types 1 et 4, c'est à dire les gtes liés aux premières assises transgressives sur le socle et les filons encaissés dans le socle et les séries sédimentaires de J.Thibiéroz (1982), formation à fluorine verte et violette de J.Leghu *et al.* (1982) et M.Jebrak (1985)-. Ce groupe est constitué par des gîtes d'importance économique non négligeable, comme les

filons et les stratiformes du Morvan (Maine,la Grande Verrière,...). Ils sont associés directement ou indirectement à une inconformité, qui est généralement la transgression de termes sédimentaires sur un socle pénéplané. Les pièges structuraux sont des failles en extension dues soit à une distension régionale soit à l'ouverture de bassins de type "pull-appart" (Argentolle); soit à un rejeu de vastes décrochements tardi-hercynien (Langeac; Derré 1972, Cévennes). A ces pièges structuraux s'ajoutent des pièges morphologiques : karsts, cavités de dissolution dans les termes gréseux ou carbonatés poreux et porteurs des minéralisations.

Le massif du Châtelard, se situe dans le contexte des minéralisations socle/couverture avec les caractères propres au filons de socles décrits par ici M.Jebrak (1984) accompagnés de stratiformes dans les premières assises carbonatées. L'activité tectonique des mouvements alpins est-elle responsable de l'individualisation d'une métallogénie alpine ou simplement de la déformation intense des structures minéralisées préexistantes?

C'est dans ce contexte de connaissances que nous avons débuté notre étude métallogénique dans un secteur où les évènements tectoniques ont considérablement modifié la morphologie du terrain et des corps minéralisés.

D) METALLOGENIE "ALPINE"

Contrairement au Massif Central, où les bouleversements tectoniques post-triasiques, à l'exception des effondrements oligocènes, restent d'ampleur limitée, la zone des massifs cristallins externes a été soumise à des changements fondamentaux.

La métallogenie alpine est un sujet assez controversé, ici nous essaierons de faire le point brièvement sur les connaissances européennes afin de poser des repères à notre étude.

1) EN EUROPE

Pour A.W.Walther(1982), il existe une période d'activité métallogénique à Pb-Zn majoritaire associée à la fin du Mésozoïque et au début du cénozoïque en Europe de l'Ouest. Il attribue à cette phase éoalpine divers gisements de la Forêt Noire et des Vosges. L'étude des gisements de Bleiberg, Salafossa et autre gîtes à Pb-Zn a montré un lien clair des minéralisations avec les premiers stades de l'orogène alpin (Brigo, Kostelka, *et al*, 1978) sous l'action du linéament périadriatique.

2) DANS LES ZONES EXTERNES DES ALPES FRANCAISES

Si,en Europe plus orientale on trouve des gisements d'importance économique, il est intéressant de constater que ceux-ci sont pratiquement absents de l'Arc alpin francais.

Dans la zone des massifs cristallins externes les gisements à fluorine sont très rares et de faible importance.

J.Meloux (1975) a synthétisé les connaissances sur les gisements reconnus au cours des missions du B.R.G.M. dans les Alpes. S'il décrit de nombreux petits indices dont la paragenèse est majoritairement PBGC il reste très sceptique sur la potentialité métallogénique de la région : le seul gisement jugé exploitable en 1975 étant celui du massif du Rocheray.

BELLEDONNE

Dans le massif de Belledonne, de nombreuses minéralisations sont connues; surtout dans le massif granitique de la Lauzière (Col de la Madeleine) ou une prospection pour l'Uranium a été effectuée.

On connait aussi des indices à fluorine dans ce contexte, dans le massif de l'Allevard (Belledonne) (Ducros, 1974) associé à la transgression permotriasique de grès feldspathiques. Dans Belledonne d'autres petits indices à fluorine ont été répertorié comme celui du col de la Gitte - les Enclaves, dans le Beaufortin où la minéralisation est incluse dans les dolomies triasiques (Thibiéroz, 1982 comm; orale) et où la fluorine est indiquée par J.Méloux (1975).

MONT BLANC

Dans le massif du Mont Blanc l'indice du col du Tricot situé dans les dolomies triasiques du synclinal de Chamonix contient de la fluorine dans une petite fissure (0.5 x 0.1m).

PELVOUX

Dans le massif du Pelvoux des indices à barytine associées aux premiers termes de la transgression triasique sont connus dans les environs de l'Alpes d'Huez. Le gisement du Jas Roux, dans la vallée du Valgaudemar, a une grande diversité paragénétique avec de nombreux minéraux arseniés, du cuivre, mercure ,etc (Mantienne, 1974; BLanc, 1983). Ces minéralisations sont associées aux calcaires triasiques dans lesquels elles sont encaissées selon des failles d'âge probablement alpin.

DOME DE LA MURE

Plus au Sud dans les Calcaires de Laffrey, sur le dôme de la Mure, le B.R.G.M. a recherché dans ce site favorable des concentrations plombo-zincifères dans les dolomies triasiques et liasiques mais les indices restent non écomiquement exploitables.

ZONES PLUS INTERNES

Dans les zones plus internes, Brianconnais, Piémontais les gisements métallifères restent aussi rares. En zone brianconnaise, les gisements économiques à Pb-Zn se limitent à La Plagne (dans un contexte tectonique et stratigraphique comparable au massif du Rocheray J.Lecouffe, 1984), et Pesey en Vanoise qui ont été exploités depuis l'époque sarrazine et sont aujourd'hui épuisés. On connait surtout le gisement de L'Argentière (Pb, Zn) dans le massif du Pelvoux. Dans un cadre très différent existe aussi le gisement de cuivre de St Véran.

En règle générale, on peut donc considérer que les zones dauphinoises sont, en dépit du piège potentiel que sont les massifs cristallins externes, des régions métallifères pauvres.

Ainsi il est intéressant de comprendre pourquoi, dans cet environnement défavorable, a pu exister un gisement comme celui du Grand Châtelard. En effet ce gisement représente une importance économique francaise puisqu'il est une des plus grandes réserves non exploitées de France.

III) CONTEXTE REGIONAL

A) CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

1) LES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES

Le massif du Grand Chatelard, est rattaché aux massifs cristallins externes mais il est caratérisé par sa petite taille et une position en retrait par rapport au massif de Belledonne (fig I-3)

Les massifs cristallins externes participent à la structuration de l'Arc alpin occidental dont ils forment l'ossature, depuis le massif de l'Aar, au Nord, jusqu' massif de l'Argentera, au SE. Ces massifs limitent à l'Ouest un domaine classiquement dénommé "externe" qui est un domaine de déplacement limités des unités tectoniques; et un domaine "interne" à l'Est où l'ensemble des formations est déplacé vers l'Ouest lors de compressions alpines (fig.I-4)

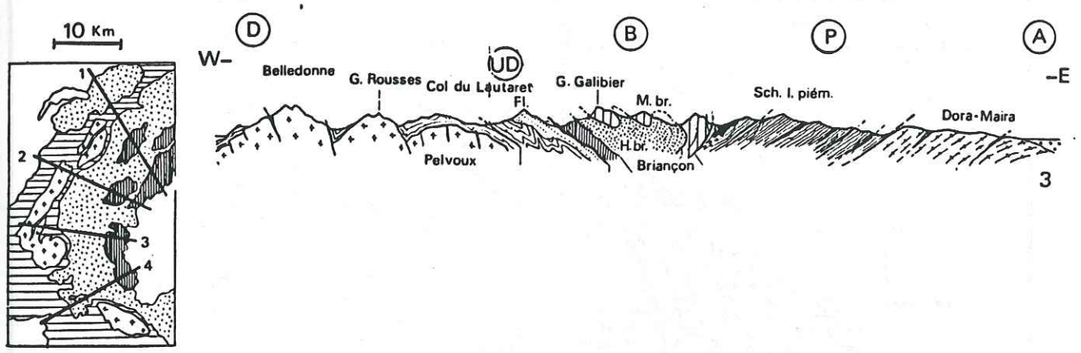


fig.I-3 : coupe simplifiée au travers des Alpes Franco-Italiennes (in Debelmas J., 1980) D : zone dauphinoise; UD : zone ultradauphinoise; B : zone brianconnaise; P : zone piémontaise; A : austro-alpin.

L'ensemble de ces massifs se situe en zone dauphinoise. Une série de caractères communs se retrouve dans la plupart des massifs, dans la structures des môles cristallins et dans la stratigraphie de -leur couverture.

Ces points communs sont :

a) Le socle

Il est composé d'une série métamorphique plus ou moins complexe dans laquelle percent des granites tardi-hercyniens (fig I-3) à affinité continentale à tendance monzogranitique (Debelmas, 1980). Ces restes de croûte continentale s'orientent selon une direction rectiligne N10°E à N20°E dans la partie nord-occidentale de la chaîne. Une virgation très nette s'opère au Sud avec un déversement des structures vers le Sud qui représente alors l'extérieur de la chaîne.

La tectonique compressive des phases alpines qui affecte ces massifs est cassante avec des bordures chevauchantes et de nombreux écaillages à vergence ouest (Bordet, 1961) L'enracinement en profondeur du socle est aujourd'hui très discuté à la lumière des données géophysiques.

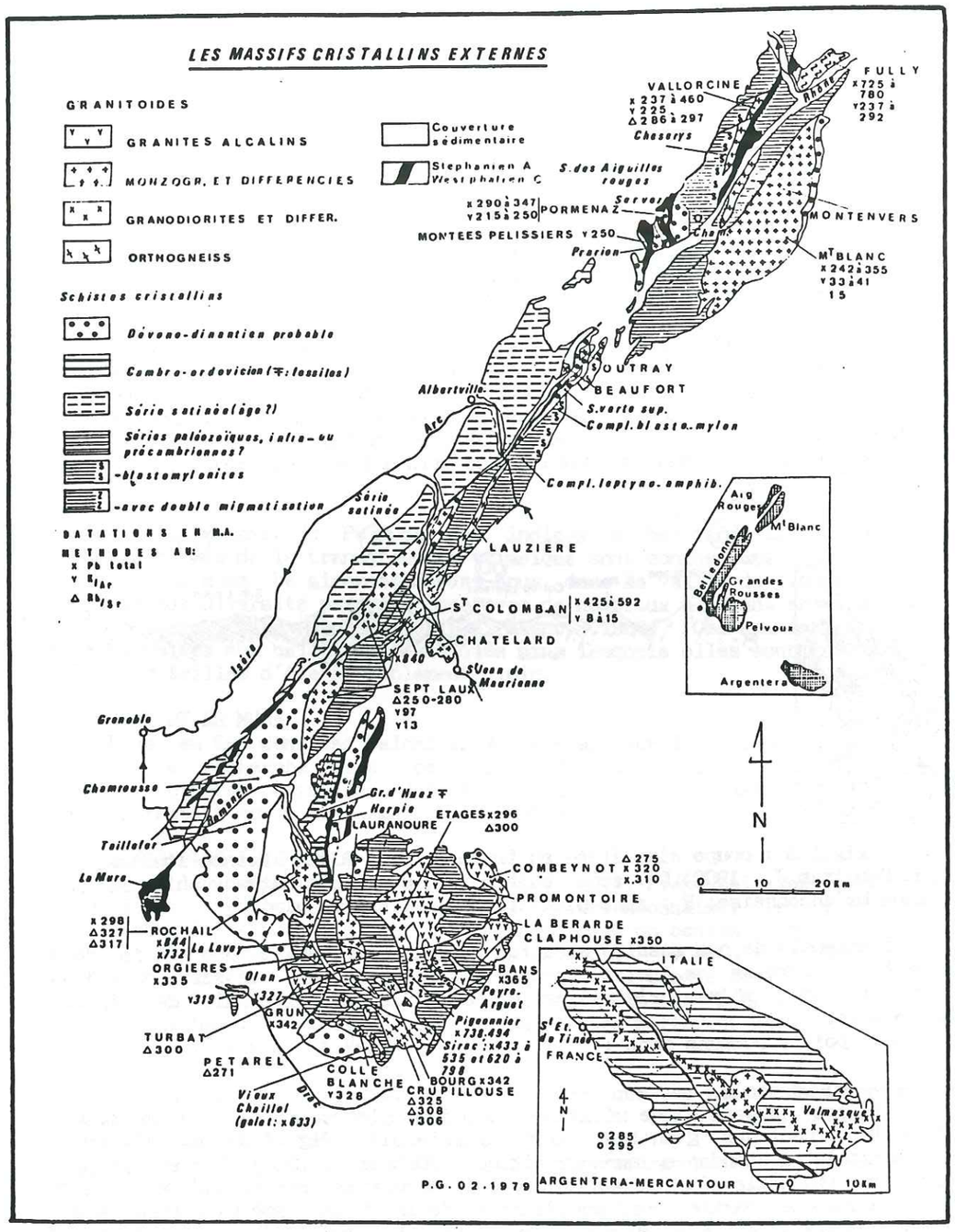


Fig I-4 : carte des massifs cristallins externes (in: Debelmas, 1980)

Les auteurs (Beach, 1980, 1981, Debelmas, 1980) considèrent que les massifs cristallins externes Pelvoux, Mont Blanc, Chatelard sont déracinés et sont chevauchants vers l'Ouest (Programme ECORS)

b)la couverture mésozoïque

Dans certains massifs, Belledonne, les dépôts paléozoïques post hercyniens sont développés : Carbonifère du sillon médian de Belledonne et placages de grès permiens reconnus un peu partout. Dans le Chatelard des copeaux de grès permiens ont été signalés sur la carte à 1/80 000 mais n'ont pas été retrouvés.

Le Trias se dépose sous le faciès germanique avec une trilogie classique : grès, dolomie, gypse. Dans le Pelvoux, à Belledonne sud et au Châtelard, des émissions volcaniques "spilitiques" apparaissent au sein de la série triasique. L'épaisseur de Trias sur les massifs et à leur périphérie est très réduite et signe la précocité des paléoreliefs(Fig I-5). Ces séries réduites marquent le "seuil vindélicien" qui sépare les termes évaporitiques du bassin du Sud-Est des puissantes séries de plates-formes carbonatées du Brianconnais.

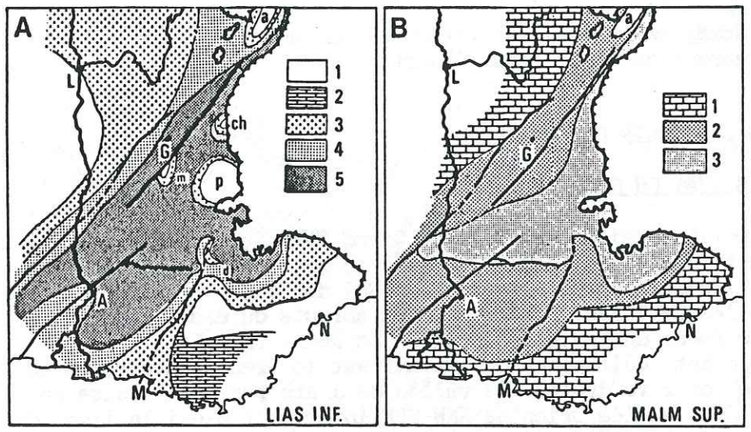


fig.I-5 : cartes paléogéographiques simplifiées (in Debelmas J. 1980) **A** : Lias inférieur : 1.zones émergées; 2. dolomies intertidales à supratidales; 3. faciès zoogène peu épais; 4. faciès calcaréo-marneux à Céphalopodes (Digne) épaisseur moyenne à faible; 5. idem mais épaisseur forte

B : Malm supérieur : 1. Portlandien récifal; 2. Tithonique pélagique; 3. id mais faciès plus profond

Le Jurassique est transgressif sur les marges du bassin du Sud-Est que sont les massifs externes. Les faciès qui sont pélagiques et marneux au coeur du bassin sont carbonatés dans les massifs cristallins externes et sont marqués par de très nombreuses traces de tectonique distensive liées à l'ouverture de la Téthys. Une érosion fini mésozoïque est responsable de l'absence des termes supérieurs du Jurassique et du Crétacé (Debelmas, 1980).

c)Histoire structurale mésozoïque et alpine commune

Au cours de la distension jurassique toute une série de structures va s'individualiser sur les marges des massifs : failles ouvertes à remplissages sédimentaires, petits grabens comme au plateau d'Emparis (Trift et de Grasiansky, 1988) et blocs basculés.

Pendant les compressions alpines la couverture des massifs cristallins externes est fortement tectonisée; elle peut être décollée en présence de gypses et de dolomies triasiques qui forment des cargneules à l'avant des écaillages, elle peut aussi rester solidaire du substratum et être déformée avec lui (Mont Blanc : Landry, 1978; Aiguilles Rouges : Pairis et *al*, 1973) C'est le cas de la partie inférieure de la couverture du Châtelard.

la couverture orientale des massifs du Pelvoux des Grandes Rousses et du Châtelard forme la zone des Aiguilles d'Arves. elle enregistre une phase de déformation anté-nummulitique, appelée phase "Arvinche" (Barbier ,1944 ; Bravard, 1972) marquée par une série de plis d'axes E-W antérieurs au dépôt du flysch éocène des Aiguilles d'Arves. Au contraire, pour A.Serre (1983) cette phase de plissement est postérieure à l'ensemble des phases compressives majeures.

Au Nord, en Suisse, les termes mésozoïques qui forment la couverture sont largement décollés vers l'Ouest.

IV) LE MASSIF DU CHATELARD

A) SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le petit massif cristallin du Grand Châtelard appelé aussi Rocheray ou simplement Châtelard, domine la ville de St Jean de Maurienne au confluent de la vallée de l'Arvan qui vient du Col de la Croix de Fer (à l'Ouest) et de la vallée de l'Arc. Les flanc très abrupts du massif sur la vallée de la Maurienne forme un goulot au Nord de St Jean. (fig.I-6)

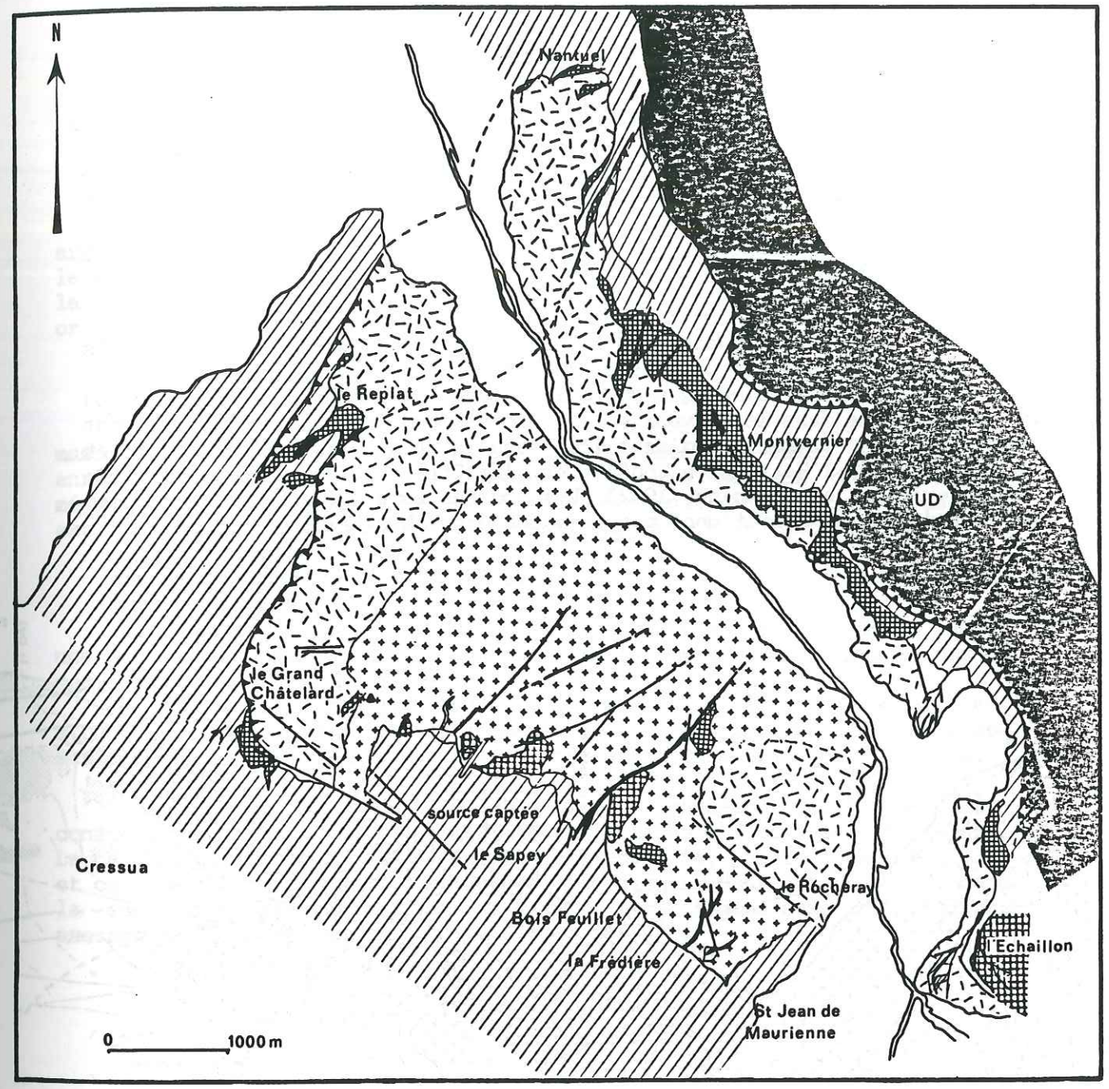
Le point culminant du massif est le Grand Châtelard avec 2141m, il surplombe, en rive droite, la vallée de l'Arc par une falaise de 1550m de dénivelé. La vallée orientée NNW-SSE interrompt ainsi la ligne de crête du Grand Truc dont la direction est NE-SW et qui rejoint à l'Ouest le Col de la Croix de Fer et le massif de l'Etendard (Grandes Rousses).

Au Nord le Châtelard est limité par la vallée du Glandon qui le sépare du massif de Belledonne.

B) APERCU GEOLOGIQUE

C'est le plus oriental des massifs cristallins externes. Régionalement on observe un dôme anticlinal (Barbier, 1944) à coeur granitique de taille très réduite (5km x 8km) chevauchant sa couverture mésozoïque vers le NW (fig I-6). Au NW, il est séparé du massif de Belledonne par le synclinal à coeur jurassique de la Chambre.

Une série tégumentaire comprenant l'ensemble du Trias et la base de la série liasique adhère au socle et encaisse une série de déformations cassantes et d'écaillages locaux. La couverture qui est plus éloignée du socle est décollée et écaillée (Serre, 1983) en 4 écailles superposées (Fig I-7). Les écailles de socle sont scellées par l'arrivée d' écailles plus orientales.



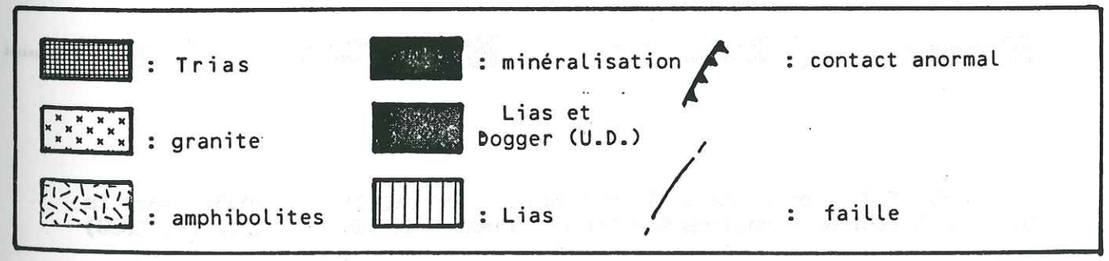


Fig I-6 : schéma structural simplifié du massif du Châtelard; UD unités chevauchantes plus orientales (Flysch éocène)

Le socle est composé d'une série métamorphiqe (amphibolites, gneiss, migmatites) dans laquelle perce un granite d'âge indeterminé.

La série sédimentaire autochtone ou para-autochtone du Châtelard se décompose en trois grands ensembles lithologiques au comportement différent pendant les phases tectoniques alpines :

1) LE TRIAS BASAL

Cet ensemble reste toujours collé au socle cristallin.

-les grès triasiques à petits quartz roses se déposent de facon très irrégulière sur le socle pénéplané; leur épaisseur n'excède jamais 2m.

-un évènement volcanique spilitique signe la tendance à la distension du Trias, comme dans le Pelvoux où les expressions volcaniques apparaissent plus haut dans la série sédimentaire -dans le Trias carbonaté supérieur et dans la base de l'Hettangien (Buffet et Aumaître, 1973 ; Adline, 1982; Vatin-Perignon et Lemoine, 1982). Les coulées sont d'épaisseurs variables et leur dépôt est conditionné par la paléogéographie triasique.

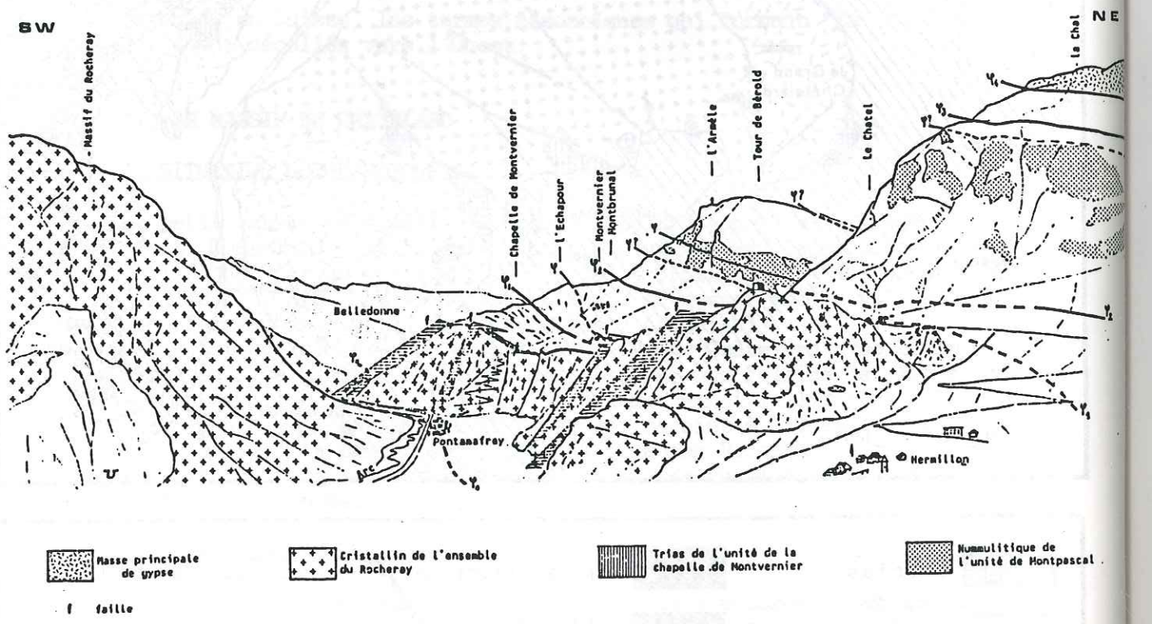


fig.I-7 : panorama de la vallée de L'Arc depuis l'Hermillon vers le Nord. empliment des écailles à matériel triasico-liasique.(in, Serre, 1983)

2) LE TRIAS CARBONATE

Au dessus des spilites, on trouve une masse calcaréo-dolomitique dont l'épaisseur varie de 3 à 40m. Cette série peut être redoublée localement

par un écaillage souligné par une semelle de gypse du Trias évaporitique.

3) LE TRIAS EVAPORITIQUE

Au Nord et à l'Est du massif se développe un bassin évaporitique à argiles vertes et rouges et gypse saccharoïde. ces évaporites, absentes sur le massif se retrouvent à la bordure orientale de la zone dauphinoise dans la vallée de l'Arvan où elles permettent le décollement de l'unité plus orientale des Aiguilles d'Arves.

4) LE LIAS CALCAIRE

Le Lias inférieur est calcaire et transgressif sur les marges du massif du Châtelard, surtout sur la bordure sud-ouest. Ces termes enregistrent une tectonique distensive avec les niveaux de brèches à méga-blocs le long des marges du bassin. Le dépôt des calcaires liasiques est fortement conditionné par une paléomorphologie très contrastée.

5) LES SCHISTES DU LIAS SUPERIEUR

La masse des marnocalcaires du Lias supérieur et de l'Aalénien subit une déformation synschisteuse qui oblitère les litages stratigraphiques de ces termes déjà très homogènes.

L'Eocène transgressif sur les séries triasico-liasiques est structuralement associé aux déplacements et aux déformations de la masse schisteuse du Lias Supérieur sur la couverture tégumentaire du Châtelard.

C'est dans ce contexte à l'histoire polyphasée et relativement bien connue que se mettent en place les minéralisations à fluorine du Châtelard. La paragénèse complète blende, galène, chalcopyrite, pyrite fluorine quartz et calcite apparait dans des structures filoniennes dans le socle et dans la couverture mésozoïque, et au sein de stratiformes dans les premières assises du Trias carbonaté.

CHAPITRE II

LE SOCLE

I) INTRODUCTION

Le massif du Châtelard se compose d'une série métamorphique dans laquelle perce un granite, le tout étant fortement tectonisé. L'étude pétrographique a été faite par N.Vatin-Pérignon (1966) et complété par Gasquet (1979) dans le cadre de la traversée du massif par la galerie E.D.F. Arc-Isère. L'étude pétrographique est donc ancienne et les analyses chimiques rares. Nous reprenons ici les données établies par N.Vatin-Pérignon et D.Gasquet en y ajoutant des informations plus récentes.

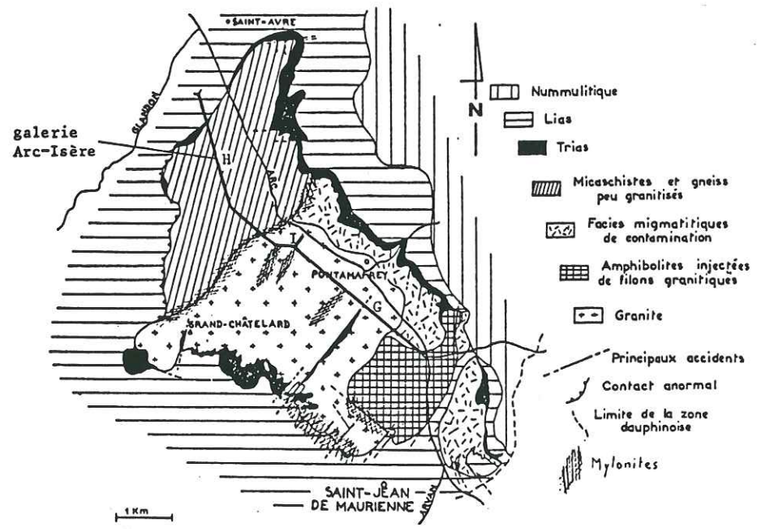


fig. II-1 : carte géologique schématique du massif du Grand Châtelard (d'après Vatin-Pérignon, 1966 in: Gasquet, 1979) montrant la répartion des différents faciès du socle et le passage de la galerie E.D.F. Arc-Isère.

II) PETROGRAPHIE

A) LA SERIE METAMORPHIQUE ENCAISSANTE

Vatin-Pérignon(1966) décrit de nombreux faciès à la périphérie du granite. Au Nord, les roches sont très mylonitisées et on y rencontre des micaschistes avec quelques passages gneissiques montrant des microplis en chevrons d'axe subméridien (fig.II-2). Leur origine reste confuse (Gasquet, 1979) le microscope montre souvent des structures mylonitiques et une altération chloriteuse généralisée.

Toujours au Nord, on rencontre des gneiss à biotite (Ochoa Alencastre, 1979) d'origine métapélitique probable (Gasquet,1979). Ils sont masqués par une mylonitisation progressive liée à la proximité du granite. En lame mince la texture apparait comme foliée à quartz, plagioclase, microcline et biotite.

A l'exclusion de la partie septentrionnale, la périphérie du massif est marquée par un ensemble de faciès de roches plus ou moins migmatitisées depuis les gneiss migmatitiques jusqu'aux granitoïdes (Gasquet, 1979). Vatin- Pérignon (1966) a distingué 8 faciès (et 20 sous faciès) d'où il ressort trois grand ensembles :

-les anatexites
-les faciès granitiques
-les amphibolites

Au Nord du massif, les faciès sont moins granitisés qu'au SE; nous évoquerons dans un premier temps les faciès les moins affectés par la mise en place du granite.

1) LES GNEISS MIGMATITIQUES

Surtout migmatitisés à l'Est du massif. Cette migmatitisation est antérieure à la mise en place du granite du Châtelard (Gasquet, 1979). En effet, on observe des faciès migmatitisés recoupés par des filons de granite postérieurs.

Les gneiss sont présents en rive droite de l'Arc depuis le ravin de Nantuel au Nord jusqu'à l'Hermillon au SE.

Généralement les faciès représentés sont riches en amphiboles mais on peut rencontrer des restites (ségrégations de biotites). La texture est nébulitique à granoblastique. L'altération de ces faciès est importante les feldpaths sont séricitisés et les biotites largement chloritisées (fig : II-2).

2) LES MICASCHISTES

Ils sont visibles surtout au Nord du massif, en rive gauche de l'Arc notamment au village du Mont (Vatin-Pérgnon, 1966). Nous les avons rencontrés dans la forêt du Sapey au lieu dit "la Crèt des Teissonnières" leur structure en plis en chevrons y est bien marquée selon une direction N 65°E

On retrouve ce faciès à l'extrémité septentrionale du plateau des Chamossières, les microplis ont des axes N 65°E déversés vers le NW.

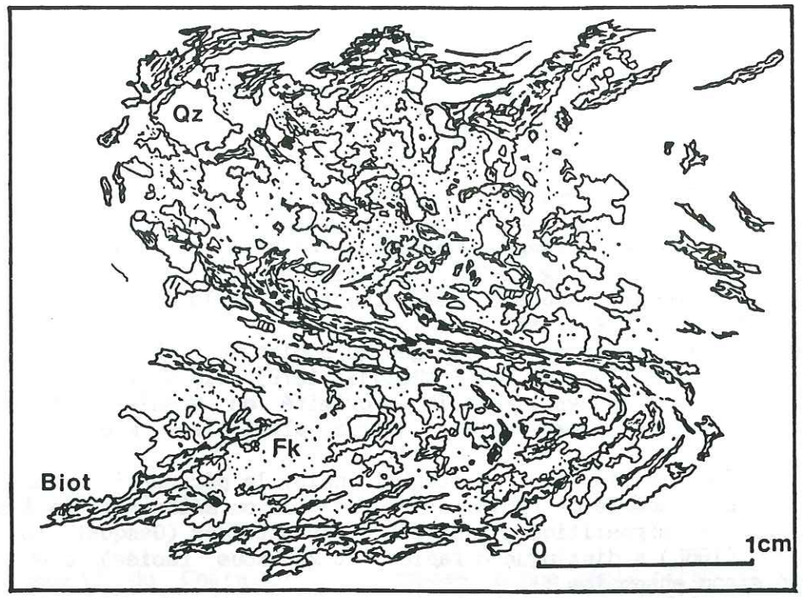


Fig : II-2 gneiss à biotites, (forêt du Sapey). Qz : quartz à extinction roulante; Fk : masse de feldspaths fortement séricitisés; biot : biotites plissées et partiellement chloritisées.

3) LES AMPHIBOLITES

Elles affleurent de part et d'autre de la vallée de l'Arc, au niveau du "goulot" de l'Hermillon. Gasquet (1979) ne mentionne pas ce faciès de la série métamorphique dans la galerie Arc-Isère.

En rive droite on les trouve au promontoire de l'Hermillon et au Chatel. Au Chatel les faciès à alternances de lits feldpathiques et de lits amphibolitiques en bancs assez épais passent, vers l'Est, à des faciès où la stratification s'estompe et où des filons granitiques aux directions très contournées s'infiltrent dans les lits et les recoupent.
L'orientation générale des lits amphibolitiques est N045 35°NW. A l'Est, au niveau de la tour Berold le contact avec les faciès granitiques et anatexiques se fait à la faveur d'une faille verticale N-S. Ce contact est souligné par une forte mylonitisation et une brèche à éléments de granite plus ou moins silicifiés. A L'Est de cette zone broyée les amphibolites ont un faciès sombre avec 80 % de hornblende verte.

En rive gauche de l'Arc affleure la majorité des amphibolites du Châtelard qui représentent une masse assez considérable par rapport à l'ensemble du massif cristallin. On rencontre ,dans le bas de la vallée, et notamment à proximité de la carrière de granulat du pont de L'Hermillon, des faciès très affectés par la granitisation marquée par des filonnets de granite sécants sur la foliation générale pourtant régulière
Vers le sommet du massif on rencontre des faciès plus massifs qui sont accompagnés de faciès de contamination par le granite intrusif. Ces faciès de contamination ont une texture migmatitique avec développement de quartz et de petites biotites brunes peu altérées.

Pour N. Vatin-Pérignon (1966) l'origine de ces amphibolites reste incertaine : il pourrait s'agir d'anciennes séries éruptives à composition gabbroïque. Mais cette conclusion s'appuie sur des considérations analytiques anciennes et une étude de cette série métamorphique avec des moyens modernes apporterait certainement des informations nouvelles sur la série métamorphique et sur l'origine des amphibolites.
D.Gasquet (1979) mentionne dans la galerie E.D.F. orientale, un faciès de gneiss amphibolitiques lités ou rubanés à hornblende auquel il attribue une origine sédimentaire ou volcanosédimentaire.

B) LE GRANITE DU "ROCHERAY" sp. (Vatin-Pérignon, 1966)

Le granite affleure exclusivement en rive gauche de l'Arc où il forme les reliefs les plus élevés du massif et s'étend surtout dans la forêt du Sapey. Les affleurements sont limités par des failles qui ont guidé la mise en place de l'intrusion puis ont rejoué de multiples fois au cours de l'histoire structurale du Châtelard (voir fig I-6). Les deux structures de ce type qui se remarquent le plus sont, d'une part le contact entre les amphibolites et le granite qui se fait le long d'une faille N120 à N140°E; et d'autre part la limite NW qui chevauche la série métamorphique encaissante vers le Nord.

N.Vatin-Pérignon (1966) considère que le granite du Châtelard présente un faciès dit "normal" qui comprend la majorité de la masse granitique et qui peut être cataclasé, plus ou moins altéré. C'est un granite à biotite et à rare muscovite, grisâtre à tendance verte lorsqu'il est chloritisé. Les feldspaths cataclasés sont séricitisés et présentent parfois des auréoles d'albite.

En bordure de nombreuses failles (faille du Rocheray par exemple) et dans les zones granitiques fortement tectonisées on trouve des auréoles enrichies en biotites. La structure de ces faciès de bordure est très cataclastique même si elle reste granoblastique. Ces faciès sont en relation structurale avec les accidents à jeu post-hercynien (Vatin-Pérignon, 1966)

Les contacts du granite avec les amphibolites sont soulignés par un ensemble de faciès à biotite avec un enrichissement en apatite et en zoïsite (Vatin-Pérignon, 1966). Celai s'observe très bien aux environs du Lac des Crevasses.

Gasquet (1979) signale deux autres faciès dans la galerie occidentale que nous n'avons pas identifiés en surface :

-des granites à muscovite qui sont systématiquement dilacérés par des filonnets de quartz. Ce granite est associé à des failles; Pour Gasquet (1979) ce granite est peut être à rattacher aux dernières phases filoniennes aplitiques.

-un granite leucocrate à quartz et grenat imbriqués qui est le seul exemple de ce faciès connu dans les massifs cristallins externes.

La plupart des filons de granite qui recoupent la série métamorphique encaissante sont du type hololeucocrate. La masse principale de ce granite est visible dans le ravin de Crève-Coeur en rive gauche de L'Arc (Vatin-Pérignon, 1966). Localement les filons hololeucocrates recoupent le granite du Châtelard.

Gasquet a établi la chronologie relative suivante :

1) mise en place du granite du Châtelard (leucocrate, calco-alcalin) synchrone de faciès de type granitoïde
2) expressions filoniennes aplitiques et hololeucocrates qui accompagnent la fin de la mise en place du granite.

Les contacts entre le granite et son encaissant métamorphiques sont soulignés par des faciès enrichis en ferromagnésiens et subissent une désilicification (Vatin-Pérignon, 1966). La granitisation affecte une part importante des gneiss et micaschistes du Sud du massif.

L'altération est assez poussée et se manifeste par une chloritisation des biotites, une recristallisation du quartz et une séricititation générale.

Les auteurs ont recherché une parenté entre ce massif granitique et les autres massifs cristallins externes. Pour N.Vatin-Pérignon (1966) on ne peut relier ce granite aux granites des Grandes Rousses. Il possède quelques caractères communs avec les granites leucocrate d'Epierre et des Sept Laux (massif de Belledonne) mais ceux-ci ont des faciès beaucoup plus écrasés. La structure écaillée du Grand Châtelard, largement chevauchante vers l'Ouest incite Gasquet à rechercher une origine plus orientale a ce fragment de socle.

Structuralement, le massif à été découpé et fortement mylonitisé par les phases de compressions alpines. Nous ferons le détail des déformations encaissées par le granite et la série métamorphique dans le chapitre IV Tectonique .

CHAPITRE III

STRATIGRAPHIE

I- LE TRIAS DU CHATELARD

A) CADRE REGIONAL

1)LE TRIAS DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES

La bordure des massifs cristallins externes (hormis le cas particulier de l'Argentera, Durand et al, 1988) présente des caractéristiques communes que l'on retrouve tout à fait dans le massif du Grand Châtelard. Les nombreux auteurs ayant travaillé dans le Pelvoux et le massif du Mont Blanc (Baron, 1981; Eltchaninoff, 1980; Ducros, 1974)observent la même série triasique dont l'épaisseur peut être très variable:

-épaisse d'une centaine de mètres dans le Pelvoux et Belledonne (Baron,1981; Ducros,1974)

- plus réduite au Nord de l'Arc. La stratigraphie du massif du Rocheray est corrélable à la synthèse régionale élaborée en 1963 par J.Sarrot-Reynaud a été actualisée en 1977 lors du colloque sur le Trias francais (fig : III-1) Quatre termes majeurs se dégagent.

a)Les grès de base

D' âge indéterminé mais rattachés, à Barles (partie orientale des zones externes) aux grès bigarrés du Trias germanique et aux quartzites werféniens du Brianconnais. Sur les massifs cristallins eux-mêmes, les séries présentes sont toujours réduites et représentées par les grès arkosiques (au Nord) ou les brèches à éléments de quartz (dôme de La Mure).

J.Sarrot-Reynaud (1977) indique une lacune du Werfénien sur la partie ouest des zones externes qui correspond à la zone des massifs cristallins externes eux-même.

Cette affirmation qui a prévalu longtemps en l'absence de fossiles caractéristiques, a du être écartée après la découverte par G.Bronner et G. Demathieu (1977) de traces de reptiles dans le Trias autochtone des Aiguilles Rouges qui datent le Trias moyen supérieur.

On admet désormais l'hétérochronie des dépôts triasiques de base dans les massifs cristallins externes (Mégard-Galli, Barfety et al, 1982).

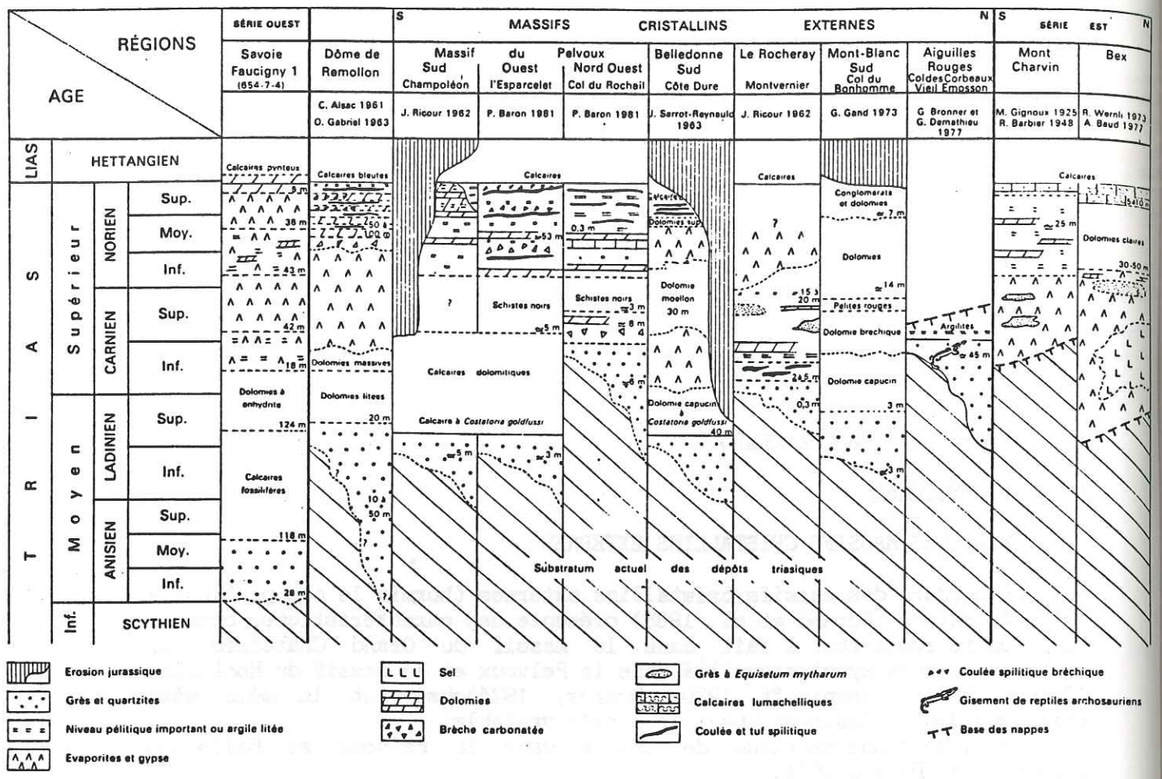


Fig III-1 : Trias de la zone dauphinoise (Massifs cristallins externes) au Nord de la Durance.(Barfety et al, In "synthèse du Sud-Est de la France") Les coupes mettent en évidence une série réduite de bordure de bassin et le fonctionnement d'un seuil dont l'orientation actuelle est approximativement SSW-NNE.

b)Les niveaux dolomitiques

Dans la presque totalité des massifs cristallins externes les grès sont directement surmontés d'une série dolomitique d'épaisseur réduite n'excédant pas 40m. Ces dolomies, caractérisées par une patine ocre-roux sont localement appelées "capucin". Elles sont parfois oolithiques et on peut y trouver quelques Lamellibranches. J.Sarrot-Reynaud (1963) considérait, par analogie de faciès, les calcaires dolomitiques susjacents comme les équivalents stratigraphiques d'horizons des zones plus internes, datées, dans les Dolomites, du Ladinien par Myophories. Ainsi les dolomies capucin étaient assimilées aux calcaires dolomitiques et dolomies de l'Anisien.

Ces niveaux, dans le massif du Grand Châtelard, sont représentés par

une trentaine de mètres de calcaires et dolomies capucin entièrement recristallisées.
Ces termes dolomitiques sont suivis par un troisième ensemble beaucoup plus varié et perturbé.

c) Ensemble détritique et évaporites

A la fin du dépôt des dolomies capucin apparaissent des bancs métriques à brèches synsédimentaires et des niveaux à grès fins, pélites et argiles. Les épaisseurs de ces niveaux peuvent varier de 0 à plusieurs centaines de mètres.

Dans les grès du Mont Charvin (zone ultradauphinoise) on a trouvé (Ricour, 1962) des végétaux (Equisites) qui ont donné des âges carniens pp. Au dessus on peut trouver de fortes épaisseurs de gypse ou de vestiges de sa présence (entonnoirs de dissolution, etc...); là où les évaporites sont absentes P.Baron(1981) a découvert dans le Pelvoux quelques mètres de schistes noirs reposant sans "hard ground" sur les niveaux à Costatoria goldfussi.

D'un point de vue sédimentologique, c'est dans cette zone tidale que l'on peut observer le maximum de figures sédimentaires avec des chenaux des slumps et de nombreuses stratifications obliques.

Cette période d'activité relative des marges des massifs cristallins émergés est reconnue sur l'ensemble des massifs. La presence d'évaporites montre l'existence des petits bassins isolés et faiblement subsidents.

d) Ensemble carbonaté supérieur et volcanisme associé

Un niveau terminal se met en place progressivement par une alternance de lits dolomitiques, peu ou pas bréchiques, de calcaires cristallins et surtout d'argilites rouges et vertes qui servent de niveaux repères pour la fin du Trias. Bien que parfaitement azoïques ces niveaux sont datés du Norien pp. par référence aux termes qui les surmontent directement, rattachés au Lias inférieur.

C'est dans ces alternances que les venues volcaniques, de type spilitique, se mettent en place. Dans le massif du Pelvoux (Adline, 1982; P.Baron, 1981), on compte plusieurs épanchements successifs au sommet de la série, et en intercalations dans les bancs dolomitiques supérieurs. La mise en place de ces coulées et les faciès pétrographiques observés par G. Adline,1982 montrent des épanchements en milieu sub-aérien ce qui correspond bien au faciès de sebkra de la série triasique encaissante. La bordure occidentale de ce massif est la plus affectée par ces évènements volcaniques. Dans le massif du Grand Châtelard c'est à la base de la série carbonatée que l'on retrouve les coulées doléritiques du même type spilitique que dans le Pelvoux.

e) Conclusion

Cet apercu de la stratigraphie des bordures des massifs cristallins externes montre une certaine homogénéité de faciès le long d'un axe NNE-SSW qui, émergé ou sous faible tranche d'eau joue le rôle de plate-forme instable. Généralement dénommé seuil "vindélicien" (Barbier, 1963)

Au Trias, des séries réduites se déposent le long de ce seuil, au bord du bassin brianconnais qui s'étend à l'Est. Les quatre faciès se

mettent en place avec une certaine hétérochronie, pour les grès de base comme pour les manifestations spilitiques.

Cette description sédimentologique et la classification qui en découle est finalement assez pauvre pour dater les évènements sédimentaires. L'existence de niveaux slumpés sur tous les massifs implique de faibles mouvements de fond mais n'entraine pas nécessairement la comtemporanéîté de ces phénomènes à l'échelle générale des zones externes. La rareté des repères paléontologiques laisse donc beaucoup d'incertitudes sur l'âge de ces formations.

Pour conclure, on remarque que la série triasique est très homogène dans tout ce secteur des Alpes externes. Les traces d'activités volcaniques du Trias moyen-supérieur sont surtout présentes dans le massif du Pelvoux.

Si dans le Grand Châtelard, on retrouve la série triasique presque complète; de nets particularismes s'individualisent : d'une part la forte réduction des séries, d'autre part l'absence d'un terme détritique moyen, et enfin le niveau d'apparition des émissions volcaniques, relativement bas dans la série.

2) LES DEPOTS DE PLATEFORME DU BRIANCONNAIS ET PALEOGEOGRAPHIE SYNTHETIQUE

Les séries réduites du Trias de la zone dauphinoise à la périphérie des massifs cristallins externes n'excèdent pas quelques dizaines de mètres de puissance (sauf au Sud -Barles- où la série des grès peut atteindre 75m)

Les dépôts de plateforme du Trias brianconnais qui s'étendent à l'Est peuvent atteindre plusieurs milliers de mètres. La polarité géographique s'impose, avec des reliefs atténués à l'ouest (actuels massifs cristallins externes) et une mer qui s'ouvre faiblement à l'ouest (Lemoine, 1984). Les épaisses séries brianconnaises ont des faciès de sebkra avec de multiples récurrences stromatolitiques (Mégard-Galli et Faure, 1988) Ces niveaux ont pu être recouverts lors de tempêtes par de petits bancs très continus de calcaires à entroques qui témoignent de dépôts à très forte énergie (Mégard-Galli, 1988). Mais le faciès classique est celui de la Hauptdolomit, avec des dolomies beiges varvées d'une rythmicité remarquable et de faible énergie.

L'épaississement très marqué du Trias entre les massifs cristallins externes et le bassin brianconnais (fig : III-2) est induit par une subsidence beaucoup plus nette à l'Est qu'à l'Ouest qui est corrélable avec l'activité distensive de la marge prététhysienne. (Lemoine, 1984).Fig. In Vatin-Pérignon et Lemoine,1982.

3) L'ACTIVITE TECTONIQUE DANS LES ALPES AU TRIAS

Alors qu'il existe une bonne analogie de faciès entre le Trias des massifs cristallins externes du Pelvoux au Mont Blanc, M.Durand et G.Avril (1988) montrent dans l'Argentera une coupe de Trias tégumentaire bien différente. ici la sédimentation est rattachée au domaine du bassin du Sud-Est avec de fortes épaisseurs de grès -70 à 100m- avec des paléosols évolués etc... Ces dépôts ne seraient pas liés au pré-rifting téthysien mais à la formation du rift avorté du bas-Rhône dont les premières manifestations auraient cessé avant la distension thétysienne.

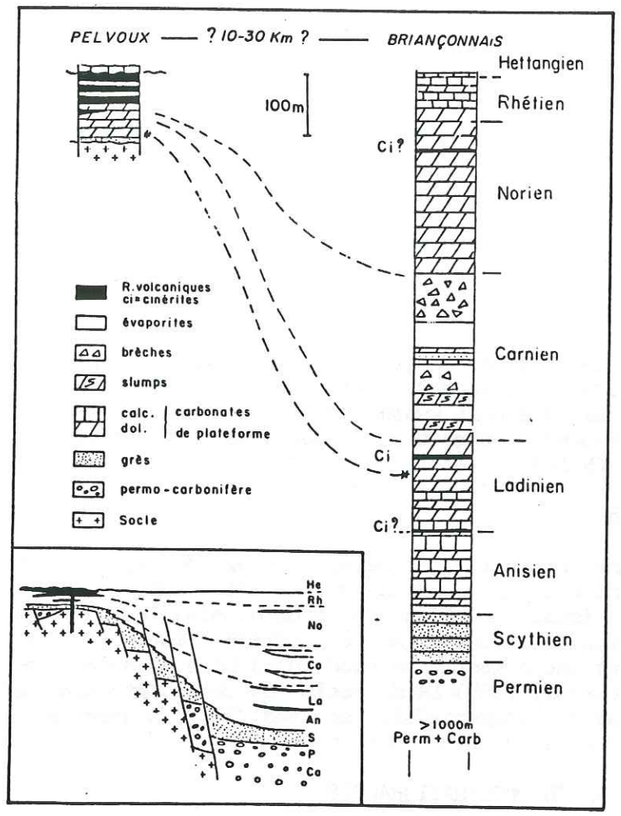


Fig III-2 : Trias pelvousien (zone externe) et Trias brianconnais : colonnes stratigraphiques schématiques comparaison et interprétation (Lemoine, 1984). la différence d'épaisseur résulte : a) de la transgression tardive (Ladinien) du Trias sur la zone haute des massifs cristallins externes et b) de taux de subsidence très différents.

La subsidence du bassin triasique à l'Est (domaine brianconnais) s'accompagne d'autres témoins de l'activité distensive de cette période :

a)le volcanisme associé

Très bien connu dans le massif du Pelvoux et autres massifs externes sous forme de coulées subaériennes et de filons d'alimentation recoupant le socle. Ce volcanisme se développe assez peu mais il marque une tendance à la distension lithosphérique (Lemoine, 1984). Ce volcanisme est attribué au Trias supérieur, 197 + 8 ma, dans le Pelvoux par datations radiométriques K-Ar (Baubron in Buffet et Aumaître, 1979). Des niveaux cinéritiques sont connus dans le Trias moyen et dans le Norien du Brianconnais.

b) les failles synsédimentaires du Brianconnais
(Mégard-Galli et Faure, 1988)

Elles affectent la série dolomitique de la nappe de Champcella (photo) du Carnien. Elles ont des rejeux métriques de failles normales dans les zones très rythmées de la base de la série. Elles indiquent l'induration précoce du matériel carbonaté par une dolomitisation diagénétique (Mégard-Galli et Faure, 1988) La direction des failles est N150 et N055. L'extension se serait effectuée selon cette dernière direction (comm. orale, Mégard-Galli)

c) les brèches ladino-carniennes

La tectonique cassante est prolongée par des mouvements du sol induisant des glissements banc sur banc des dépôts les plus calcaires ,et la formation de brèches synsédimentaires. Les plissements qui les accompagnent ont une direction identique à celle des failles synsédimentaires (N150)

d)conclusion

Une certaine activité distensive au cours du dépôt du Trias moyen et supérieur, se manifeste d'abord dans le Brianconnais par des failles normales et des épisodes bréchiques puis ou en mème temps par des effusions volcaniques de type spilitique dans les massifs cristallins externes. Cette activité aurait eu une orientation N150 aussi bien dans le Brianconnais que dans le Pelvoux (Grand, 1988) La direction de cette extension est propre au rifting avorté carnien (Mégard-Galli et Baud, 1977; Bourbon et al.,1977)

4) ELEMENTS DE CHRONOSTRATIGRAPHIE

Il y a peu de datations des termes triasiques dans les massifs cristallins externes, les âges des formations évaporitiques restent indéterminés et les niveaux carbonatés ont généralement une faune assez pauvre.

LES GRES DE BASE
-Reptiles
Les traces de reptiles (Bronner et Demathieu, 1977) permirent de dater le sommet des niveaux gréseux du début du Trias supérieur dans les Aiguilles Rouges tandis que dans le massif du Pelvoux les grès de base furent datés, par Costataria Goldfussi de la fin du Trias moyen (Ricour, 1962; Baron, 1981).
-Flore
A proximité du massif du Grand Châtelard, J.Ricour, (1962) a rencontré dans les grès arkosiques du Mont Charvin (zone ultradauphinoise) des Equisetum mytharum du Ladinien supérieur-Carnien inférieur.

LE VOLCANISME
-K/Ar
Les niveaux volcaniques du massif du Pelvoux ont étés datés par Baudron (in Buffet et Aumaître,1979) 197 + ou - 8 MA, c'est à dire triasique supérieur.

LES CARBONATES
-Costatoria Goldfussi
Dans le massif du Pelvoux, de nouvelles datations, dans des dolomies capucins, par Costatoria goldfussi donnent des âges ladinien supérieur à carnien inférieur (coupe de l'Esparcelet P.Baron, 1981) .
-datation relative
Dans le massif du Mont blanc, C.Etchaninoff et S.Triboulet (1981) datent par encadrement de faciès les calcaires spathiques noirs du sommet de la série triasique du Rhétien. A.Serre (1983) attribue cet âge, par analogie de faciès, aux calcaires du sommet de la barre carbonatée dans le massif du Châtelard.
-conodontes
La fragilité des datations se rapportant à la couverture du Châtelard nous a conduit à rechercher d'autres éléments de datation; c'est pourquoi une recherche systématique de trace de conodontes a été effectuée, en vain. Une quinzaine d'échantillons ont été collectés, broyés attaqués et observés dans le but de découvrir des conodontes, sans résultats.
Il est important de rappeler qu'aucune faune n'a été trouvée dans le Trias carbonaté du Grand Châtelard.

L'ensemble de ces données indique des âges Trias moyen supérieur et Trias supérieur pour les différents termes de la série. Dans le Pelvoux le volcanisme apparait au Trias supérieur et s'étend jusqu'au Lias inférieur. les émissions spilitiques du massif du Châtelard se situent à la base de la série carbonatée mais peuvent être recouvertes directement par l'Hettangien. Si l'analogie entre le Rhétien du Mont Blanc et les calcaires spathiques du Trias est correcte on peut considérer que le Trias du Châtelard se dépose entre le Trias moyen supérieur et le Rhétien.

B) LES SUCCESSIONS LITHOLOGIQUES

1) COUPES STRATIGRAPHIQUES DE LA RIVE DROITE DE L'ARC
(fig : III-3a; fig III-3b)
La coupe la plus septentrionale du massif (Champ Grallier) bien que située en rive droite de l'Arc sera décrite dans le § Coupes du Nord du massif car ses affinités stratigraphiques diffèrent légèrement des coupes décrites ci-dessous.

a)La chapelle de Montvernier

Situation: au pied de la chapelle de Montvernier, sur la route de Montvernier à Pontamafrey

Cette coupe décrite par de nombreux auteurs (Kilian et Revil 1904; Gignoux et Moret 1931; Ricour, 1962, Serre, 1983) sert de référence pour le Trias du Châtelard.

1)Sur le granite très altéré et arénisé, après une surface de discontinuité avec des indices de rubéfaction: grès arkosique à élements de quartz laiteux rose non classés et feldspaths (1m). granoclassement sur des séquences positives décimétriques.

On ne connait pas d'autres figures de sédimentation dans ce terme.

2)3,5m de spilites très déformées et entièrement chloritisées, riches en pyrite.
à la base : galets de socle remanié signalant des mouvements brusques, un remaniement latéral par la coulée ou l'activité d'une paléofaille.
-réseau de veines à remplissage calcaire à rapporter au Trias carbonaté du sommet de la série.

3)20m d'une série carbonatée avec successivement:
- un niveau de dolomie fine à laminations cryptalgaires, beige clair d'extension latérale locale (faciès de confinement en milieu supratidal); associé à des faciès grèseux (0.2m).
- niveaux à slumps sur 2m environ, très affectés par la compression alpine.
déformation du matériel engagé dans les plis par une schistosité de plan axial qui oblitère les directions de glissement du matériel au Trias.
- alternance de dolomies fines, noires, et rubanées.(m)
-niveau bréchique(m)
-niveau de silex noirs .
- bancs spathiques noirs métriques, dolomitiques à altération rousse caractéristique(1,5m).("dolomies" capucin)

On ne connait pas l'épaisseur totale de la masse carbonatée érodée au sommet par les phases glaciaires quaternaires.

b)Montvernier sud

Situation: 500m au sud-est de la coupe précédente, toujours le long de la falaise dominant l'Arc.

1) zone rubéfiée au sommet des migmatites à nodules pluricentimétriques de carbonates blonds à altération limonitique (paléosol à nodules).

2)une assise de grès à cailloutis de quartz de 0.8m

3)5m de spilites vertes très chloritisées, à élements blancs, (feldspaths) et pyrite abondante. schistosité pénétrative marquée par un débit en dallettes. - brèches de spilites à ciment carbonaté puis des brèches de calcaire à ciment spilitique.
- contact calcaire/spilites à plis décimétriques isoclinaux d'axe méridien. (Les spilites, niveaux de moindre compétence servent de niveaux de décollement à la masse carbonatée. voir chapitre III)

4)placages discontinus de grès grossiers à éléments quartzeux et à ciment très phylliteux.(0.20m)

5) 3m de spilites massives

6)grès fins à ciment calcaire et à patine capucin; conglomérat à la base (0.4m).

7)0.20m de quartzite blanc rubané

8)0.50m de calcaire gréseux et 0.05m de grès blancs silicifiés

9)0.30m de schistes gréseux à trous (niveau de décollement)

10)masse carbonatée dolomitique déformée (3 à 4m).
figures de charges, slumps et chenaux témoignant de l'instabilité des fonds et de courants dont les directions sont inconnues à cause de la tectonisation poussée de ces niveaux. bancs calcaires fins, noirs, plus ou moins silicifiés; forte tendance détritique à la base.

11)brèche intraformationelle triasique ,en bancs décimétriques (5m) : alternances de dolomies et de schistes dolomitiques à éléments de dolomie jaune et patine capucin
Latéralement vers le Sud passage des bancs bréchiques à des calcaires à entroques (2m granodécroissants).

12)2m de calcaires spathiques noirs à niveaux pyriteux et nodules de barytine.

13)sommet de la série des calcaires spathiques noirs silicifié:

-silicification primaire sous forme de silex noirs,
-silicification à pustules en "chiken wire" des niveaux sommitaux (indices d'évaporites pseudomorphosés par du quartz blanc).

14)récurrence de la zone à calcaire spathique avec dolomie rousse à la base (2 à 3m)

15)2m de calcaire à pustules de silice blanche.
- placages de silex roses au sommet de la série carbonatée (silicification d'argilites rouges de la base du Trias évaporitique).

Vers le sommet la sédimentation devient de moins en moins terrigène mais on reste en limite d'émersion avec des indices de milieu relativement confiné. La récurrence de la série carbonaté, avec les deux niveaux à pustules évoque un redoublement tectonique de la série si on considère que de tels phénomènes ont été observés plus au Nord (Plan de la Croix avec les gypses en semelle de décollement).

c)Le Chatel

Situation : le long de la falaise surplombant l'Arc (rive droite);à 500m au sud du Chatel.

La série triasique se réduit considérablement (au total 10m) et les manifestations volcaniques disparaissent. Cette disparition est réalisée 400m au NW du Chatel, sous la tour du Villaret d'en bas. A cet endroit, au NW d'un filon situé dans le prolongement du filon du Sapey (voir carte), les spilites apparaissent à la base des calcaires sur une épaisseur de 5m. Au SE de la structure minéralisée, dans le compartiment effondré, l'horizon spilitique ne dépasse pas un mètre. Cette variation d'épaisseur se réalise sur quelques mètres. La mauvaise accessibilité de la falaise à cet endroit ne permet pas de trancher entre l'hypothèse d'une érosion ou d'un biseautage des spilites. L'observation établit l'existence d'une tectonique contemporaine de la sédimentation triasique.(Cette tectonique qui par la suite fonctionnera en jeu inverse et localisera le filon minéralisé) (fig III-4)

1) grès grossiers remplissant les fentes du socle rubéfié (0.5m).
-niveau de grès à trous à la base (nodules carbonatés dissous) PHOTO

2) grès fins à ciment noir (2m) et galets de spilites remaniés.

3) niveau détritique fin de grès à ciment calcaire (1m)
- nombreuses figures de charge; slumps décimétriques affectés par une silicification différentielle.

4) alternances de dolomies capucins et de grès fins (2m).

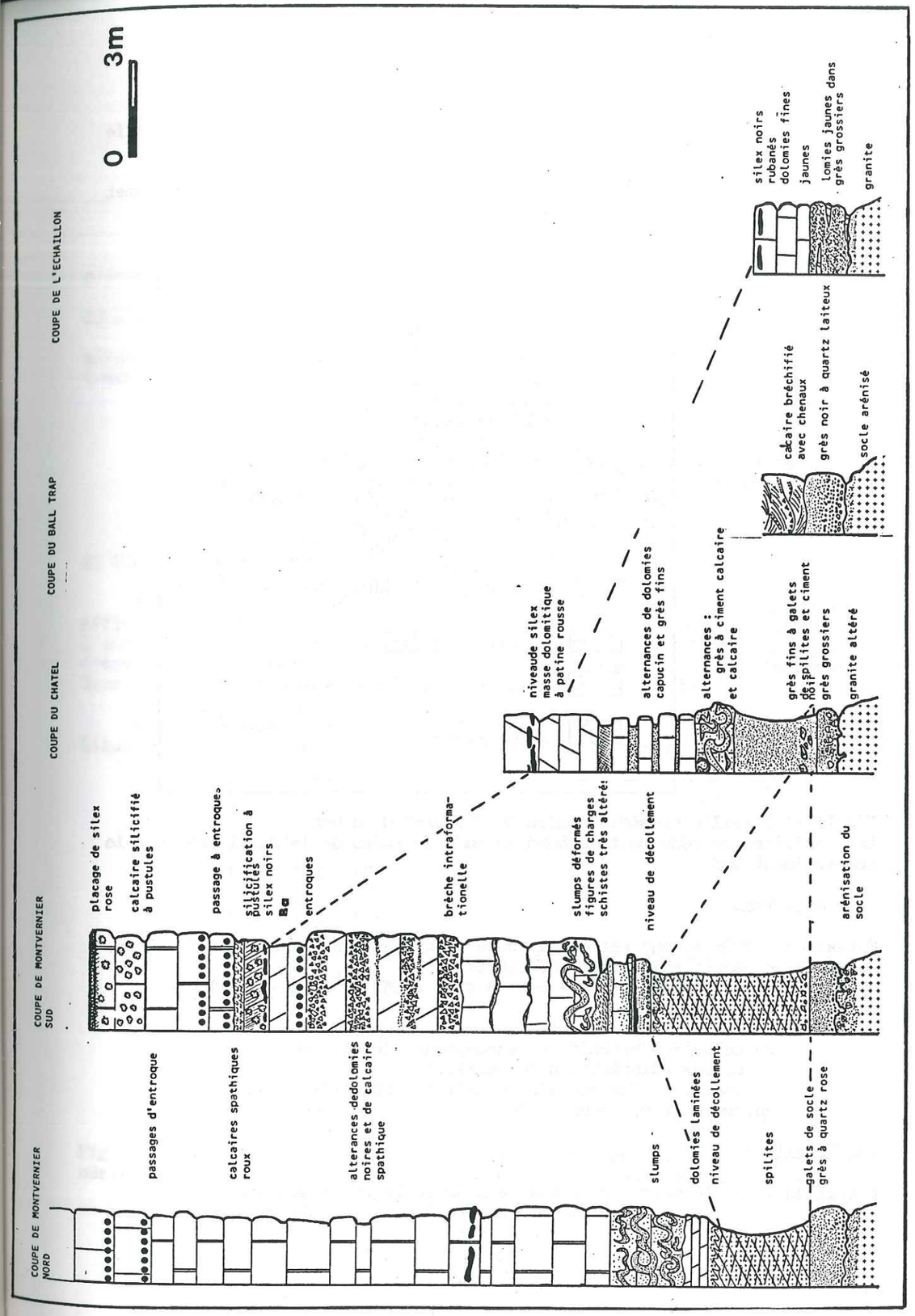


Fig III-3 et III-3b

5) petit terme très schisteux marquant le début de la partie carbonatée(0.5m).

6) masse dolomitique noire à patine rousse dont le sommet est souligné par un niveau à silex noirs.(1.5m)

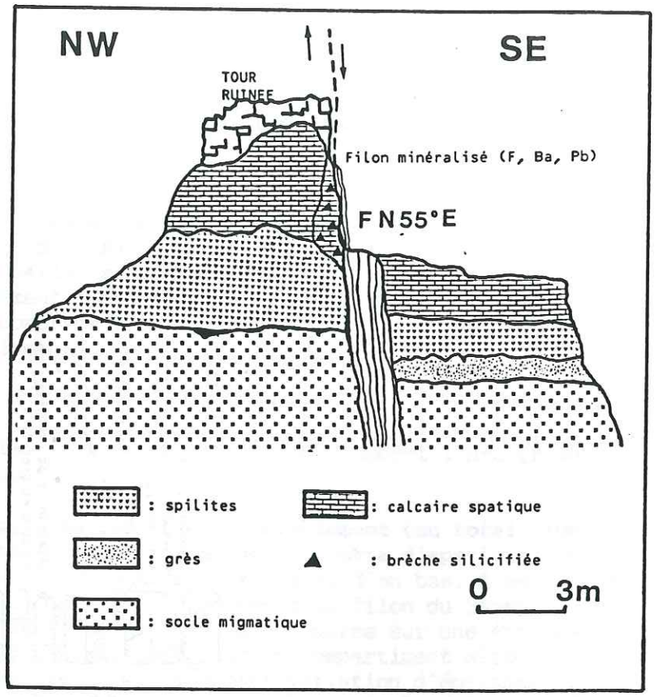


Fig III-4 : Faille synsédimentaire du Villaret d'en bas.
Les spilites se réduisent du Nord au Sud, le rejeu de la faille abaisse le compartiment sud.

d)Le Ball Trap

Situation : 200m au sud-est de la coupe précédente sur la falaise de l'Arc.
La série se réduit aux termes inférieurs :

1) grès noirs granoclassés à gros éléments de quartz blancs (1.5m)

2) calcaires bréchifiés, accompagnés de récurences gréseuses (disparition des spilites)
- nombreuses figures sédimentaires : stratifications entrecroisées, chenaux.(1m)

e)L'Echaillon

Situation : sur le chemin de Croix, à 150m de la route de Montpascal.

1)sur un socle hétérogène : grès à quartz roses

centimétriques et feldspaths détritiques.
- passées de dolomies capucin à la base et au sommet de ces niveaux.(2m)

2) quelques mètres de dolomies fines à patine jaune et cassure bleutée. avec des bréchifications in situ au sommet.

Les termes de cette coupe sont engagés dans des plis couchés plurimétriques. à vergence ouest.

f) l'Echaillon 2

situation : au promontoire de l'Echaillon au dessus des bains thermaux.

1) grès rouges très schistosés à quartz roses (1m).

2) calcaires fins,(1m) ocres, contenant des accidents siliceux noirs corrélables avec les niveaux semblables du sommet de la série de Montvernier.

2) COUPES DU GRAND CHATELARD

Aux abords du sommet du grand Châtelard existent de nombreux affleurements triasiques, très discontinus et de superficies restreintes. L'incidence du relief anté-triasique est nette et les variations d'épaisseur importantes. L'extension des spilites et la multiplicité de leur faciès laisse penser que le point d'émission est proche.

a)La Balme (oratoire)
Situation: à la cote 1820m une butte témoin donne une bonne coupe du Trias.

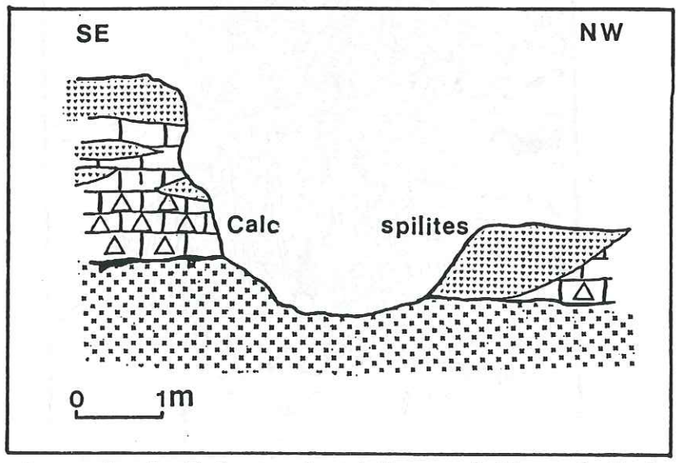


Fig III-5 : coupe de La Balme montrant les variations de la base de la série triasique avec intercalation des spilites au sommet des calcaires .

1) granite du Châtelard arénisé et diaclasé

2) fine bande de grès feldspathiques(0.3m)
- spilites vertes sur 2 à 3m surmontées d'alternances de spilites et de calcaires spathiques roux triasiques.
latéralement la succession s'inverse :
les calcaires brèches intraformationnelles, sont couverts, au Nord, par les spilites massives ayant des niveaux de tuffites au sommet. Cette variation s'effectue par le biais d'une faille synsédimentaire dirigé E-W triasique qui s'amortit dans les calcaires.

Cette succession met en évidence la diachronie du dépôt des coulées volcaniques et du calcaire triasique.

b)Sommet du Châtelard

Situation : 100m à l'Ouest du point culminant du Châtelard, le Trias affleure dans un petit synclinal pincé d'axe N20° à l'altitude de 2100m. (fig : III-6)
La coupe montre des faciès se rapprochant de ceux du flanc sud-ouest du massif et de l'Echaillon.

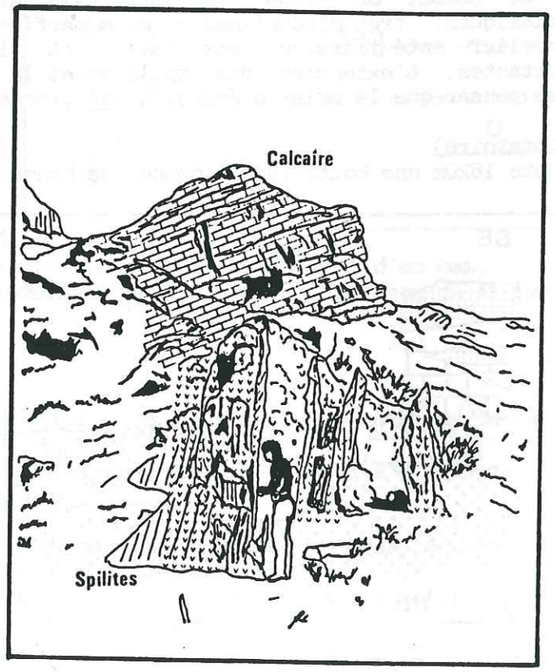


Fig III-6 : synclinal à matériel triasique du sommet du grand Châtelard avec la barre carbonatée (1) formant corniche et les spilites (2) très déformées à la base.

1) socle migmatitique très altéré
- les grès ne sont pas identifiables.
- 1.5m de spilites vertes fortement schistosées

2) barre de calcaires spathiques noirs à patine claire présentant des niveaux de brèche intraformationnelle sur 4m. silicification à pustules (évaporites) associée à de la barytine en nodules centimétriques.

En dehors de ces coupes, de nombreux affleurements de Trias sont dispersés à la surface du massif du Châtelard et notamment le long du filon du Sapey.

3) COUPES DU NORD DU MASSIF

a)Le Replat

Situation: Sur la route forestière de l'Uliette, 200m avant les chalets du Replat.
En série renversée on trouve une coupe complète allant du socle au Lias inférieur schisteux.(fig : III-7)

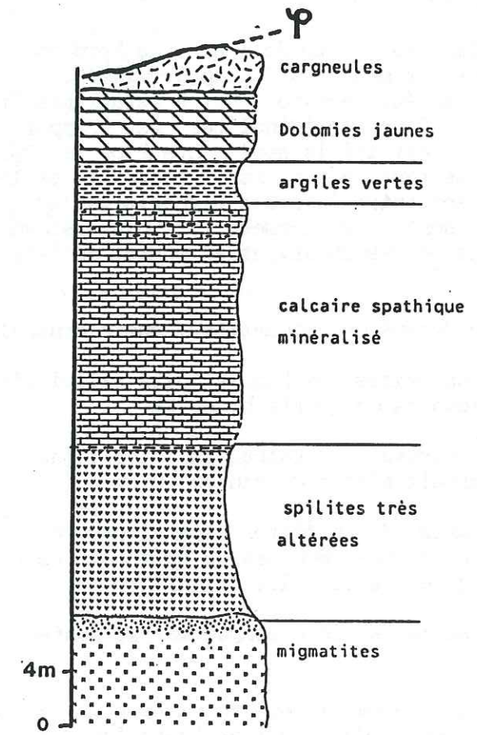


Fig III-7 : COUPE RECONSTITUEE DU REPLAT (rive gauche de l'Arc).

1)grès fins à éléments de quartz laiteux et ciment phylliteux 1.5m.

2) spilites très altérées et décomposées à amydales de calcite.3m

3) 4 à 5m de calcaires spathiques noirs et à patine rousse, à alvéoles de dissolution, minéralisées en galène,fluorine, blende et quartz conformément aux strates.

4) schistes pélitiques verts

5) éboulis de cargneules ocres du Trias évaporitique. 6m corespondant à un contact tectonique

6) dolomies jaunes sub-lithographiques qui affleurent en blocs très dispersés sur une épaisseur de 0.5m .

7) 0.3m de marbre fétide blanc qui souligne le contact décollé Trias/Lias.

b) Champ Grallier (Nantuel)

Situation : Sur la rive droite de l'Arc, au Nord du village de l'Echapour, sur un chemin forestier menant à "Champ Grallier".
Cette coupe n'a pas été décrite dans le paragraphe "rive droite de l'Arc" car elle possède quelques originalités par rapport aux autres coupes étudiées.En effet, c'est ici le seul secteur où le gypse apparaisse.
Les conditions d'observation sont assez mauvaises et les affleurements très dispersés. Le contact entre le socle migmatitique et la base du Trias n'est pas visible : ce sont les termes les plus élevés de la série qui apparaissent et qui correspondraient au sommet de la série carbonatée.

coupe 1 :
Quelques mètres au dessus des migmatites, entre Nantuel et Champ Grallier on rencontre :

1) calcaires spathiques noirs silicifiés par de petits filonnets de quartz blanc.2m

2) niveau de calcaires micritiques finement ondulés (il pourrait s'agir de slumps) 0.3m

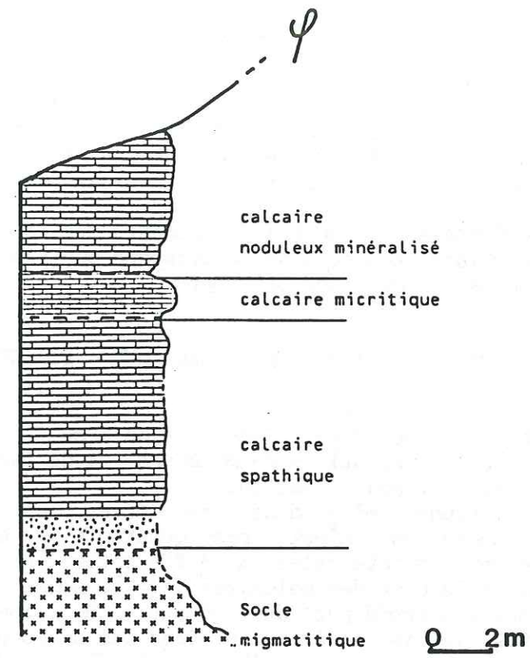
3) masse de calcaires spathiques minéralisée en fluorine avec quelques mouches de sulfures. Le tout est très largement silicifié. (fig III-8)

La suite de cette série est interrompue par le contact tectonique avec le Lias.

Le Trias évaporitique ne parait pas rattaché à la même unité que les coupes de Montvernier et sert de semelle tectonique aux chevauchements des écailles orientales vers l'Ouest. Il se présente en position anormale sur le Lias calcaire:

coupe 2 (fig III-9)

1) dolomies jaunes à cassure écailleuse et néoformations d'albite (2m).
Ces dolomies sont rattachées par analogie de faciès aux dolomies du sommet de la série triasique recontrées sur le Châtelard au Replat et dans le ravin de Nantuel.



COUPE DU TRIAS CARBONATE DE CHAMP GRALLIER (1020m)

Fig III-8 :

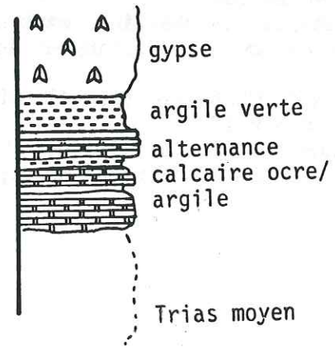


Fig III-9 : coupe du Trias évaporitique de Champ Grallier;

2) passage progressif à des argilites vertes intercalées de dolomies à la base et de gypse au sommet (3 à 4m)

3)gypse saccharoïde plissoté sur une épaisseur indéterminée.

Ce faciès de Trias évaporitique n'a pas été retrouvé ailleurs dans le massif. Pourtant différents indices peuvent témoigner de sa présence au niveau de plusieurs discontinuités de la série. En effet, on retrouve des indices de dépôts des argilites vertes et rouges, qui sont associées au gypse, au sommet de la barre carbonatée. Par exemple, dans la carrière de Montbrunal, une fine pellicule de pélites rouges silicifiées recouvre les calcaires en placages discontinus. Ces mêmes termes très fins s'infiltrent dans de petites fissures triasiques NE-SW qui témoignent des premiers mouvements de la tectonique intra-triasiques (voir paléogéographie)

Ailleurs sur le Châtelard (Plan Pra, Le Replat) des cargneules et un niveau de marbre fétide blanc témoigent de la présence du Trias évaporitique sur le flanc nord du massif du Grand Châtelard.

4) SYNTHESE ET GRANDS TRAITS STRATIGRAPHIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES DU CHATELARD

Le levé de nombreuses coupes sur l'ensemble du massif a permis de mettre en évidence d'importantes variations de puissance et de faciès au sein de la série sédimentaire triasico-liasique. A l'échelle de l'étude, même dans les séries les plus réduites du Châtelard,la succession n'est pas constante : ainsi les épisodes volcaniques peuvent s'intercaler à différentes périodes des dépôts triasiques, soit à la base des calcaires soit au sommet.
Le Trias, fréquemment érodé par des phases d'émersions postérieures se succédant depuis le Lias inférieur n'offre pas de coupe continue jusqu'au Lias.Cette érosion est surtout sensible sur le flanc sud-ouest du massif.
Les coupes partielles, qui concernent essentiellement la base de la série montrent cependant une certaine homogénéïté des successions lithostratigraphiques.
Lorsque la série est "complète", sans les argilites gypsifères l'épaisseur reste très réduite (30 à 40 mètres).
Alors que dans les massifs cristallins externes, quatre faciès se succèdent, seuls trois termes ont été distingués ici

série synthétique du Trias du Châtelard (fig III-10)

1) les grès de base: 0,5 à 1m
2) horizons volcaniques de type spilitique: 0 à 5m
3) terme carbonaté: 2 à 30m avec traces de gypse au sommet

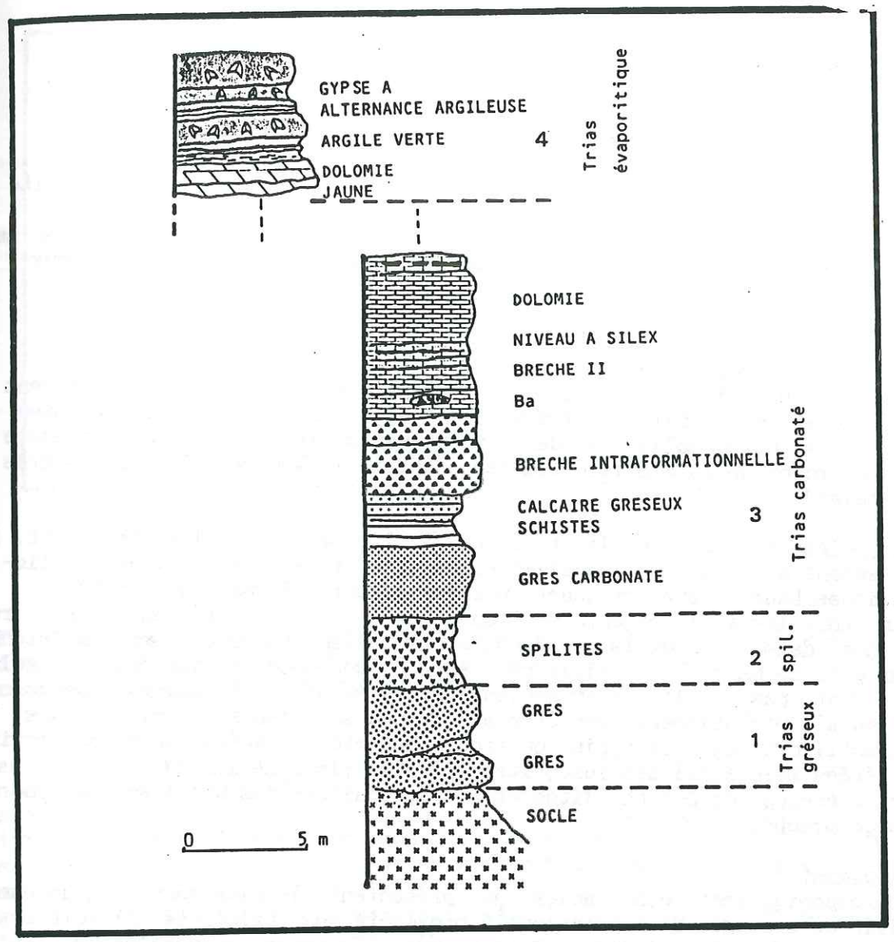


Fig III-10: coupe synthétique du Trias réduit du massif du Châtelard, montrant les trois ensembles : grès, spilites, série carbonatée. le Trias évaporitique n'est jamais présent directement au sommet de la série.

C)DESCRIPTIONS PETROGRAPHIQUES

1)LES GRES DE BASE

Dans les paragraphes précédents nous avons vu la grande hétérogénéité de faciès de ce niveau .
Nous envisageons la présence de deux types principaux de grès sans toutefois être certain de la position relative de ces termes entre eux .

a)les grès grossiers

a1)macroscopiquement

Tout d'abord les grès les moins évolués, sans granoclassement évident ni structures sédimentaires .Il s'agit des arénites grossières de la base de la coupe de l'Oullaz et des affleurements situés sur la partie haute du Châtelard et de la Frédière.Ils représentent la grosse majorité des grès du Châtelard.

Les éléments: de taille homogène à l'échelle de l'affleurement, ils n'exèdent pas trois à cinq millimètres et sont le plus souvent millim--triques.Leur nature est quartzeuse et surtout feldspathique (60%).
Dans tous les affleurements on trouve de petits galets de quartz rose connus dans l'ensemble des massifs cristallins externes comme appartenant aux grès de base. Leur taille peut être de quelques centimètres. Ces galets ne sont pas roulés mais souvent fracturés et cicatrisés par une dolomie fissurale probablement connectée aux termes supérieurs du Trias. Dans les échantillons les plus frais, on trouve des micas, généralement des biotites altérées mais aussi des muscovites (l'Oullaz;le Châtelard).
La présence de ces phyllites et en particuliers des biotites, indique une souce proche.

Le ciment :
Macroscopiquement ces faciès ne présentent le plus souvent q'un ciment siliceux microgrenu et notamment à proximité des filonnets silicifiés et riches en fer, limonitisés à leur sommet . Ce ciment ne représente que 10 à 20% de la roche. La cassure est blanche dans les niveaux silicifiés, rouge et ocre dans les autres.

L'altération:
L'altération de ces arénites est très différente selon la situation des coupes. Ainsi au sommet du Châtelard, les feldspaths sont désagrégés et déconsolidés et le socle très rubéfié. Ailleurs, la silicification quasi générale qui affecte les grès les rend beaucoup plus résistants ,notamment dans la forêt du Sapey.

a2)microscopiquement

Les grès sont, selon l'intensité de la déformation subie, plus où moins cataclasés et schistosés.
La matrice est phylliteuse, parfois subsistent quelques cristaux dérivant d'un ciment calcaire primaire (fig III-11). Une silicification en facules de quartz microgrenu envahit le ciment.

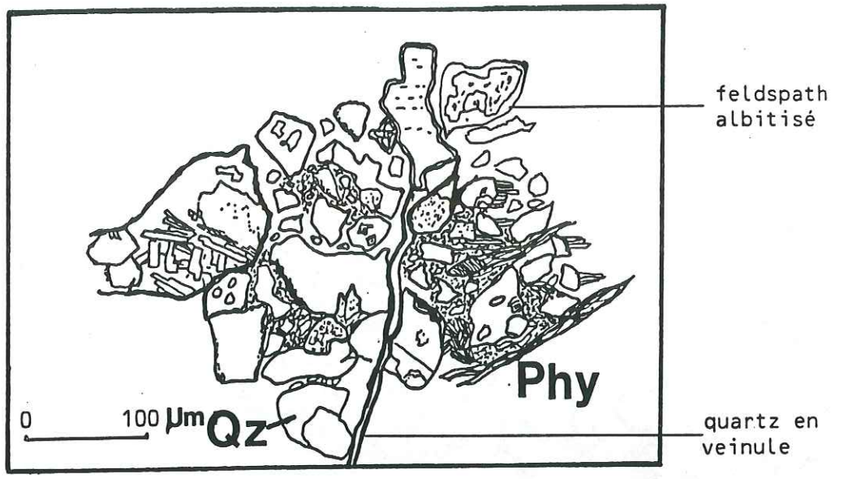


Fig III-11 : grès schistosé de la forêt du Sapey, a ciment siliceux noir et phyllites orientées dans la schistosité, affecté par une silicification en fractures et un nourrissage secondaire des quartz détritiques.

En lame mince les traces du métamorphisme alpin se matérialisent par la présence de phyllites secondaires en lits discontinus et orientés.
Les éléments feldspathiques, feldspaths potassiques et plagioclases, sont séricitisés et fracturés sans indices de déplacement; la majorité des grains quartzeux sont polygéniques et montrent un nourrissage secondaire fréquent.
Ces grès ne sont, en général, pas organisés et on ne trouve que rarement des traces de séquences de sédimentation.

b)les grès fins (fig III-12)

b1)macroscopiquement

Surtout connus dans les coupes de la rive droite de l'Arc,ce sont des grès calcaires fins à patine brune. Stratigraphiquement ils sont situés à la base de la transgression. Une exception est faite pour la coupe de l'Echaillon,au Sud du terrain, où les grès n'apparaissent pas à la base de la série mais au dessus du premier niveau du Trias qui est une dolomie fine à patine "capucin"(quelques centimètres d'épaisseur)

Les éléments
Monocristallins, de taille jamais supérieure à un millimètre, les éléments sont plus arrondis que les grains des grès grossiers . On ne trouve pas traces de phyllites détritiques. La nature des grains est à quartz dominant on n'y remarque pas de feldspaths contrairement aux grès grossiers.

Fig III-12 : Coupe du Chatel, slumps dans les grès carbonatés de la base du Trias. 1 : grès silicifiés blancs; 2 : grès plus carbonatés noirs; 3 : quartz roses centimétriques.

le ciment représente 30% de la roche; il est carbonaté et phylliteux dans les zones déformées. Il peut être noir à la cassure

L'altération
la nature généralement siliceuse de ce terme lui confère une résistance importante à l'érosion et son altération ne présente pas de signes particuliers.

b2)microscopiquement

Dans ce terme les éléments sont légèrement différents de ceux rencontrés plus haut. Ils sont plus petits et plus roulés, au sein d'une matrice franchement siliceuse accompagnée de phyllites associées à la déformation. Leur nature est à majorité quartzeuse. On a remarqué ici une silicification tardive en petits filonnets remplissant les fractures des grains de quartz.

2)LES SPILITES

Les spilites abondent particulièrement sur le flanc sud-est du Châtelard entre le point culminant et les chalets de la Balme, où elles se

répartissent à proximité du contact socle/Lias. Ici elles ne sont surmontées par aucun terme calcaire du Trias et, au contraire des coupes de la rive droite de l'Arc, on peut même trouver parfois un ou deux bancs calcaires à la base de la coulée. En rive droite de l'Arc les traces de volcanisme sont plus réduites en puissance.

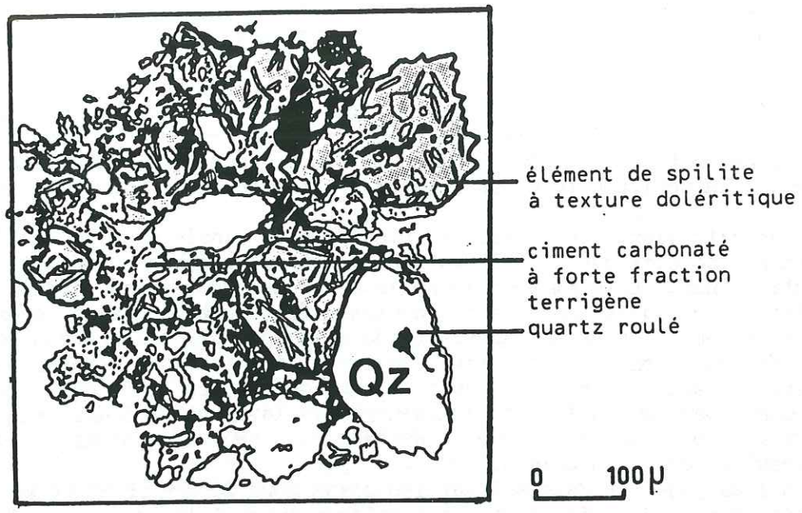


Fig III-13 : niveau de grès polygéniques à gros quartz laiteux et éléments de spilites roulés dans un ciment carbonaté. (Coupe du Chatel)

De nettes variations de faciès sont visibles dans les niveaux épais du Châtelard, alors que seul le faciès doléritique est présent au sein des calcaires triasiques (rive droite). On peut donc imaginer que non loin des chalets de la Balme, un point d'émission s'est établi éjectant un matériel homogène sur une grande aire d'extension (qui représente le niveau infracalcaire) puis de petites coulées sa proche périphérie par la suite (coulées du Châtelard supra calcaire).

La pétrographie de ces laves a été bien étudiée dans le Pelvoux par G.Buffet et R.Aumaître (1973) et G.Adline (1981) pour qui ces dépôts sont de type franchement sub-aériens. Ce point est confirmé dans la coupe de l'Esparcelet (St Firmin en Valgaudemar) où des paléosols dolomitiques (réticulum et nodules) s'installent au sommet bréchifié de ces coulées. (observations lors de l'excursion du Groupe francais du Trias, 1988; coupe présentée par M.J. Mégard Galli et M.Perrissol).

Ce type de volcanisme est assez largement répandu en France notamment dans les Pyrénées et les Corbières où il a été étudié par B.Azambre et M.Rossy (1981) qui le corrèle avec celui décrit par N.Vatin-Pérignon (1974) dans le Pelvoux.

Pour le Grand Châtelard les travaux sont beaucoup plus rares, on peut citer N.Parjadis de Larivière (1960) et trois analyses chimiques reprises

par A.Ochoa Alencastre dans sa thèse (1979) que nous reverrons avec plus de détails en géochimie.

a)Les faciès du Châtelard

N.Parjadis de Larivière (1960) a décrit les faciès de la maison forestière de l'Oullaz, mais elle n'avait pas parcouru l'ensemble des affleurements de spilites très étendus dans la forêt du Sapey.
On distingue trois faciès volcaniques avec de nombreuses lacunes d'un ou plusieurs termes de cette trilogie.

1) A la base, comme dans le Pelvoux, un lit centimétrique à faciès très vert, presque exclusivement chloriteux auquel les auteurs attribuent une origine vitreuse. Comme l'ensemble des niveaux fins, cet horizon est affecté par la schistosité et sa structure vitreuse n'est plus visible.

2) Ensuite vient un ensemble massif bien individualisé à faciès franchement doléritique. L'altération est très variable suivant le point d'échantillonnage. Le sommet de la série ne permet de voir que des minéraux à l'état de reliques. Lorsque les coulées affleurent largement, comme sur la Balme un débit losangique apparait, du à la rétraction des laves lors de leur refroidissement, et délimite des blocs décimétriques séparés par des filonnets de calcaires micritiques fins. Le dépôt des ces calcaires se situe donc peu après le refroidissement des laves c'est à dire soit a la fin du Trias soit au début de l'Hettangien avec les premiers dépôts transgressifs sur le Châtelard.
Le débit losangique se fait suivant les plans N005 25°W et N095 50°S .
La pétrographie des sédiments qui remplissent ces filonnets, rappelle les premiers termes hettangiens mais on ne possède pas d'arguments déterminant.

3) le sommet des coulées est individualisé par la présence de vacuoles de calcite.
Si la mise en place aérienne des coulées peut être retenue, l'enveloppe de ces coulées n'a pu être clairement identifiée.

a1)microscopiquement

Une matrice généralement calcitique, avec parfois une forte chloritisation, englobe des minéraux d'albite aciculaire non orientés au coeur du massif. La texture des spilites est intersertale, les minéraux qui sont à l'origine entre les lattes de plagioclases, à savoir habituellement, pyroxène et olivine, sont ici entièrement transformés en calcite, chlorite et nombreuses baguettes d'actinote (éch : CH109) Les baguettes feldspathiques sont fréquemment entièrement remplacées par de la calcite tardive qui respecte l'allure générale de la roche.
Le sommet de la coulée présente le même facies mais avec une nette orientation minérale de type fluidale (ou microlithique trachytique). La matrice est entièrement chloritisée, et on remarque même quelques quartz allongés fracturés et recimentés par de la chlorite.
De facon discontinue on trouve des niveaux (ou plutôt des "poches") avec de très nombreuses vacuoles sphériques à remplissage centripète avec des concrétionnements de calcite brune probablement riche en fer et une chlorite fibroradiée. (éch : SA18). Ces vacuoles sont généralement interprétées comme des traces de dégazage lors de la mise en place des

coulées au contact de l'eau. La mésostase, très calcitique est parsemée de rares baguettes, assez bien orientées dans le plan de fluidalité. Ces faciès vacuolaires se rencontrent surtout au dessus de la Balme, là où l'épaisseur des coulées est la plus grande, mais aussi dans la falaise au Nord donnant sur l'Arc à proximité du filon du Sapey (fig III-14)

b)Les faciès de la rive droite de l'Arc (Montvernier)

L'épaisseur de la passée volcanique est très inférieure à ce quelle est au Châtelard (sommet). Ici on voit affleurer 2 à 3m de roches vertes extrèmement altérées et très affectées par une schistosité minérale. L'altération subie par ces niveaux rend encore plus délicate le reconnaiscance de minéraux et de faciès particuliers.

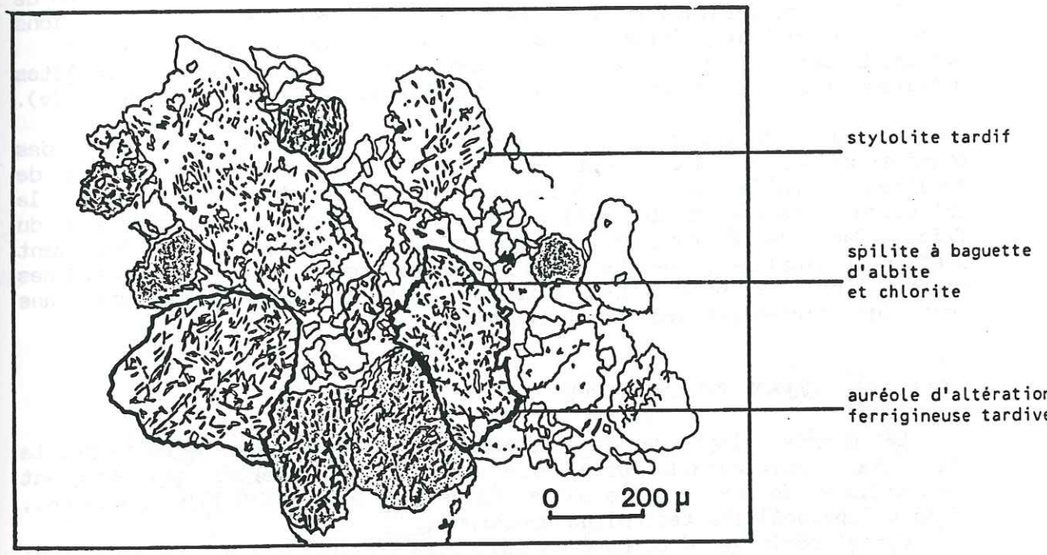


Fig III-14 : spilites de la forêt du Sapey ; en éléments limités par une zone altérée. Les éléments ont une texture doléritique à baguettes de plagioclases dans une matrice vitreuse calcitisée.

Trois faciès volcaniques sont parfois superposés, avec de fréquentes absences d'un ou même deux termes :

Toutefois, il semblerait qu'aux alentours de Montvernier on trouve à la base de la coulée plus ou moins mélées aux grès arkosiques de base des cinérites fines et très déformées qui annoncent le volcanisme.(ech :MO SP)

Au dessus existent des tufs à texture doléritique très altérés, mais dont les plagioclases sont encore visibles dans une mésostase très micacée et chloritisée. Latéralement on constate la limite d'extension de ces

niveaux vers le Sud-Est au lieu dit "le Chatel" par le biais de failles à jeu synsédimentaire.

On les compare aux analyses effectuées par G.Adline (1982) sur les spilites triasico-liasiques du massif du Pelvoux et aux résultats d'Azambre et al (1981) pour les laves des Corbières orientales.

Pour ces auteurs les spilites sont a relier à un volcanisme alcalin, bien que dans le Pelvoux le caractère hyperpotassique des laves les rapproche de faciès plus shoshonitiques (par contamination sialitique).

c)Conclusion

Dans le Châtelard comme dans l'ensemble des gisements de ces laves (bassin du S-E, Alpes, Afrique du Nord), ces émissions signent une phase ditensive de pré-rift. Les dykes n'ont pas été retrouvés (à l'exception de de : N085 à Montvernier) et on ne peut donc pas reconstituer les directions d'extension qui ont présidé à la mise en place de ce volcanisme alcalin.
Les conditions d'émersion, avec la présence de cinérites et de tuffites alternent avec des conditions de dépôts sub aériens (vacuoles de dégazage).

En rive droite de l'Arc, le dépôt concommitant des spilites et des premiers dépôts carbonatés est souligné par les faciès de galets de spilites cimentés par des calcaires ou des dolomies; alors que sur le Châtelard (rive gauche) les spilites se mettent en place jusqu'à la fin du Trias. Dans le Pelvoux, N.Vatin-Pérignon et M. Lemoine (1982) confirment l'affinité alcaline de ces basaltes par la nature de leurs clinopyroxènes et de leur amphiboles. Ces auteurs lient ce type de volcanisme à une tectonique distensive proprement triasique.

3) LA SERIE CARBONATEE TRIASIQUE

La grande disparité de puissance qui existe au sein de cette petite série, va de pair avec la forte variation de faciès observés qui évoquent des milieux de dépôt différent à Montvernier et à l'Echaillon notamment, ainsi qu'une activité tectonique synchrone.

Cette série se décompose en deux termes principaux qui se présentent rarement ensemble à l'affleurement. Le premier terme formant la majorité des carbonates triasiques est une série de bancs métriques de calcaires et de dolomies plus ou moins affectée par une tectonique synsédimentaire. Le terme supérieur est constitué de bancs décimétriques de dolomie fine claire à patine jaune-gris, présents dans les secteurs où le Trias à la plus faible épaisseur.

L'ensemble de ces termes a été dolomitisé et a subi une silicifi--cation à divers degrés. L'étude pétrographique et sédimentologique va nous permettre de déterminer les conditions qui présidaient au dépôt de cette série.

a) les brèches

Les caractères de ces termes sont ceux notés au sein de la barre triasique qui apparait sur toute la rive droite de l'Arc depuis l'Echapour jusqu'au Chatel (c.f. carte structurale)

a1) les remaniements de roches volcaniques

Dans la coupe de Montvernier, on voit de nombreuses reprises du volcanisme spilitique dans les sédiments; cela se traduit dans la série carbonatée par des passées de tufs à ciment sparitique recristallisé. Au contact des éléments volcaniques et du sédiment se forme une auréole réactionnelle avec dans la spilite un enrichissement en fer-pyrite- oxydes et silice. (fig III-18). Plus au Sud, au Châtel les spilites disparaissent. On ne trouve plus dans les grès carbonatés que des éléments de spilites très roulés qui mettent en valeur l'existence d'accidents synsédimentaires du Trias. De tels accidents peuvent être identifiés à l'aplomb de la tour ruinée du Villaret d'en bas, au Nord de la coupe du Châtel (carte).

a2)Les brèches intraformationnelles

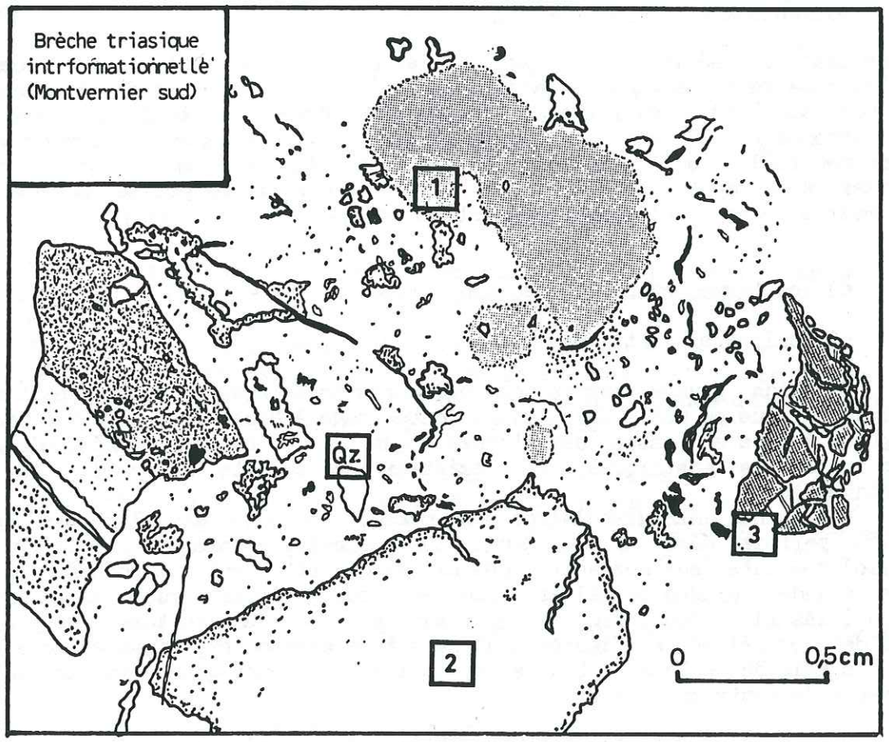


Fig III-15 : brèche intraformationnelle du Trias de la rive droite de l'Arc. 1 : élément micritique noir ; 2 : élément microsparitique aux bords altérés et partiellement micritisé et microfracturé (3) et cimenté par de la calcite prismée; Qz : quartz détritique.

Plusieurs passées bréchiques apparaissent dans les séries les plus épaisses, comme à Montvernier Sud. Ces brèches sont des brèches intraformationnelles. Les éléments sont des paquets centimétriques de Trias, dont les formes arrondies témoignent d'une lithification incomplète. Leur patine est ocre à brune. Ces éléments ont une pâte micritique souvent fracturée; ils sont cimentés par une calcite claire recristallisée en larges cristaux à macles mécaniques. Le matériel est assez riche en impuretés et les éléments sont sombres noirs.
Les éléments sont auréolés d'une ombre plus foncée où la micritisation semble plus importante. On remarque des néogénèses de quartz sub automorphe dans les éléments micritiques (fig III-15)

Ces niveaux ne sont pas constants à l'échelle du massif, il semble qu'il s'agisse du passage latéral des dolomies à patine jaune à ocre vers des faciès plus profonds en allant vers le Sud et le Nord. La texture bréchique pour ces termes est a mettre en relation avec une activité des fonds triasiques pendant le dépôt des termes carbonatés.

b) les influences terrigènes

Dans toute la série, mais plus à la base qu'au sommet, l'influence détritique reste permanente dans les calcaires qu'ils soient sparitiques (à la base surtout) ou micritiques en ciment des brèches intraformationelles. On reconnait en lame mince de nombreux petits quartz esquilleux (0.5mm) donc peu roulés, qui ne forment pas des lits réguliers mais font plutôt penser à des décharges sporadiques dans le sédiment. De petites muscovites primaires peuvent accompagner ces éléments.

c) les termes calcaires capucin

c1) calcaires spathiques

La plus grande partie des calcaires triasiques se compose de bancs métriques plus ou moins dolomitiques ocre-rouge à bruns avec un aspect très rugueux riches en passées détritiques à quartz. Ces bancs sont généralement des calcaires spathiques, aux cristaux de calcite noire de taille centimétrique.
Les joints intergranulaires sont presque toujours stylolithisés (éch C015) parfois même au sein d'une plage de calcite homogène on observe un stylolithe antérieur aux autres phénomènes qui affectent ces roches.
Ces grandes plages de calcites montrent toutefois des structures reliques d'un Trias micritique, fin, azoïque, avec souvent des fantômes de corps ovoïdes ou éléménts figurés dont la nature exacte reste indéterminée. Il peut s'agir de pellets, intraclasts, oolites (ou entroques dans certains niveaux de Montvernier Sud).

Ces faciès sont plus caractéristiques d'un milieu de dépôt infratidal et montrent donc une ouverture du bassin vers une mer franche par opposition aux niveaux inférieurs et méridionaux de la série, qui sont des faciès plutôt supratidaux (J.Mégard-Galli com. orale 1988)
Des fractures peuvent être visibles dans ces faciès plus ou moins bréchiques; il s'agit de brèches d'éclatement toujours cimentées par une calcite claire en plages qui recouvrent à la fois l'élément fracturé et le

ciment de cette fracture. On ne peut donc connaître la nature originelle de ce ciment. Une dolomitisation est parfois visible, antérieure à la calcite en grandes plages.

Dans le Trias du sommet du Châtelard, ces termes spathiques noirs, sont très fracturés et lardés de fentes à remplissage de calcite, il semblerait qu' il n'y ait pas eu de recristallisation du ciment qui apparait sous forme d'une microsparite, claire à grains équants et arrondis; toujours typique de milieux de dépôts assez agités.
On observe généralement (éch : N23 et C015) des nourrissages de calcite claire sur les éléments anciennement micritiques sombres. Cette calcite cimente la brèche d'éclatement. A Montvernier Sud on reconnait encore les structures de nourrissage type dolomitisation avec croissance périphérique autour de petits rhomboèdres juxtaposés. Le tout est recristallisé en grands cristaux calcitiques (photo).

La déformation n'est que peu visible dans ces niveaux, à l'exception des bancs les moins recristallisés où la calcite présente des clivages tordus et des preuves de la compaction (surtout dans les micrites)
Vers le haut de la série de petits nodules de barytine en gerbe dont la taille peut atteindre 10 à 20cm, parsèment la roche montrant une polarité positive. Il s'agit de dépôts de cavités où la barytine se développe de bas en haut sur un plancher de sédiments capucins fins
Ces faciès sont analogues au terme supérieur de la série triasique du Replat.

c2) Les termes les plus fins

Une minorité de bancs bruns ocres de la grande masse carbonatée présente des faciès fins microsparitiques à micritiques non ou peu recristallisés.
On observe dans ces bancs de nombreuses figures sédimentaires. A Montvernier et Montvernier Sud, 3 ou 4m au dessus des spilites on trouve un banc métrique à slumps. Ces termes sont plutôt situés dans la partie inférieure de la série, c'est à dire sous et au sein de la première occurence bréchique.
C'est dans ces micrites que l'on peut trouver comme à l'Oullaz des vestiges coquilliers (Lamellibranches) indéterminables assez épais et cassés, symptomatiques d'un milieu de dépôt agité. Ces quelques restes sont les seuls fossiles rencontrés dans le Trias carbonaté du massif du Rocheray.
Ces calcaires présentent souvent au sommet des bancs, de petites pustules de calcite blanche, très arrondies à croissance centripète. Selon P. Baron (1981), qui les observe dans le Trias du Pelvoux il pourrait s'agir de remplacement d'évaporites.

Ces niveaux fins, microsparitiques et micritiques à grains en mosaïque sont dolomitiques sans calcite tardive. Des éléments allongés (fig III-16) fantômes apparaissent dans la trame de la dolomie microsparitique très riche en impuretés reliques de la micrite primaire. Ces lamelles sont plus claires que la masse et orientées parallèlement à la stratification : il pourrait s'agir de pseudomorphoses de cristaux de sulfates mais on ne possède pas d'arguments discriminants.

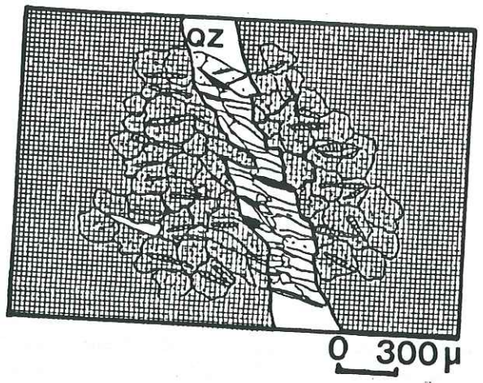


Fig III-16 : Fantômes de minéraux sulfatés parallèles à la stratification, dans une dolomie sparitique entièrement recristallisée (rive droite de l'Arc).

d) Les dolomies crème et dolomies jaunes

Ce faciès de dolomies rencontré directement sur le socle à l'Echaillon, à la Balme et au Grand Châtelard est corrélé avec les niveaux situés à Nantuel (voir p...) au dessus de la barre carbonatée. La position directe sur le socle de ces faciès peut être interprétée comme la poursuite de la tendance à la réduction des séries vers le SE.

La transgression triasique atteint donc son maximum d'extension à cette époque et dépose des calcaires et dolomies très fins avec une matrice homogène, fracturée et cimentée par une calcite tardive très claire en larges plages.

Dans certains de ces niveaux on a vu des traces d'éléments bréchiques, du type brèche intraformationnelle avec des textures pouvant différer de l'ensemble du fond. On y trouve des microsparites et parfois des débris coquilliers (Lamellibranches) entièrement transformés, ou des fissures perpendiculaires à la stratification à remplissages clairs présentant des signes de compaction.

Deux types d'affleurements montrent ces faciès et nous permettent de définir des zones de faciès:

d1) Affleurements isolés de Trias

Ces affleurements ne comportent qu'une faible partie de la série et notamment la partie supérieure sans les faciès classiques de la barre carbonatée.

Ces fractions de coupes sont visibles à l'Echaillon, au Sapey et plus encore à Champ Grallier. On trouve, directement au dessus des grès arkosiques reconnus plus haut (voir p...), 1 à 2m de dolomie jaune à patine claire et cassure bleutée avec de fréquentes traces de brèches intraformationnelles, très monotones. Ces niveaux sont affectés par une bréchification in situ recoupée par des faciès liasiques (voir p...)

Généralement cette masse homogène est lardée de filonnets de calcite et de fentes de tension à calcite et quartz. A l'Echaillon ont été trouvées des

fentes à calcite et feldspaths.

d2) horizons du sommet de la série carbonatée

A Monbrunal, à Montvernier dans la carrière du Noirey et sur le synclinal du Châtelard, les derniers bancs décimétriques de Trias carbonaté, au dessus des calcaires spathiques ,ont des faciès identiques à ceux rencontrés à Nantuel à la base du Trias évaporitique (voir p 35); c'est à dire des dolomies jaunes fines à cassures bleu...

On ne remarque pas dans ces niveaux de néoformations comme à Nantuel sauf au Châtelard où une silicification en facules apparait au sein de la matrice dolomitique.

Des muscovites détritiques indiquent la proximité des domaines d'apport.

Des filonnets de calcaires fins qui s'insinuent dans les fractures de rétraction des spilites de la Balme ont un faciès qu'il convient de rapprocher de ces dolomies jaunes à cassure bleutée décrites à l'instant.

4) TRANSFORMATIONS TARDIVES

a) La dédolomitisation et la calcitisation

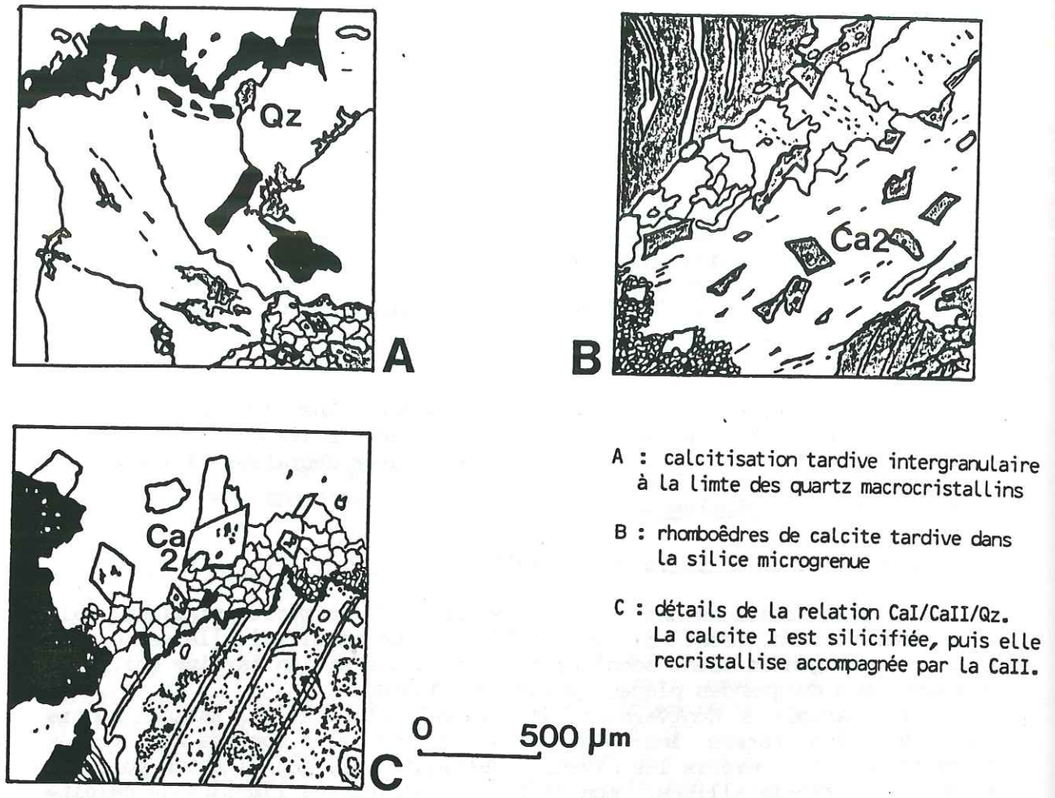
Ces transformations ont affecté l'ensemble de la série triasique mais la dolomitisation, dont il est difficile de savoir si elle est ou non primaire, est généralement occultée par une calcitisation tardive qui noie la masse dans de grandes plages spathiques claires.

Sur l'exemple de Montvernier Sud , la coloration à l'alizarine montre que seuls les termes les plus fins et les plus sombres sont restés dolomitiques. A l'inverse les niveaux spathiques qui, nous l'avons vu sont entièrement recristallisés, montrent des nourrissages limpides de calcite claire autours de noyaux plus sombres anciennement micritiques et qui ne montrent pas de coloration.

Cette recristallisation de la matrice est à mettre en relation avec une fracturation à remplissage de silice au coeur et calcite en dent "de chien" au centre.

C'est dans les niveaux minéralisés ou très fortement silicifiés que se repère le mieux la calcitisation en rhomboèdres et son association spatiale avec les fentes de tension (fig III-17). P.Martin (1974) signale un développement identique de rhomboèdres de calcite dans les niveaux silicifiés microcristallins du viséen du Cirque d'Anéou. Ces faciès ont aussi été décrit par S.Caillère et F.Kraut (1964) dans les calcaires liasiques du Morvan.

Il est très délicat de vouloir caler l'âge de cette calcitisation qui semble relativement tardive dans les termes triasiques très sollicités par la tectonique alpine. Ce phénomène serait du à une reprécipitation de carbonates associée au dépôt de la silice (Caillère et Kraut, 1964).



A : calcitisation tardive intergranulaire à la limte des quartz macrocristallins

B : rhomboêdres de calcite tardive dans la silice microgrenue

C : détails de la relation CaI/CaII/Qz. La calcite I est silicifiée, puis elle recristallise accompagnée par la CaII.

Fig III-17 : calcitisation tardive associée aux niveaux silicifiés de Montvernier Nord.

b) Silicification

Cette silicification intervient à plusieurs degrés dans les calcaires du Trias :

- bancs décimétriques de calcaires spathiques noirs à accidents siliceux de la série principale triasique marquent le sommet des séquences carbonatées. Il s'agit de rubanements de silex noirs très continus mais sur une faible épaisseur (5 à 10cm)qui peuvent servir de repères dans les coupes de la rive droite de l'Arc.

-des fentes de tensions tardives à quartz-calcite (probablement tertiaires) se repartissent dans certains niveaux soumis à des contraintes tectoniques. La masse est alors très peu affectée et l'on retrouve seulement des quartz limpides très bien développés dans de petites fractures milli à centimétriques ; cette silice est associée à la calcite tardive comme nous l'avons vu précédement.

-La silicification la plus intense est associée à la minéralisation à barytine et fluorine. On n'évoquera pas ici le détail de ces expressions, qui seront étudiées dans les chapitres se rapportant à la minéralisation, mais il nous suffit de savoir que cette silicification se répand à proximité des horizons minéralisés ou non loin des filons, mais dans des sîtes différents de la minéralisation.

Des manifestations évaporitiques sont visibles au sommet de la série carbonatée :

-dans la masse carbonatée en joints intergranulaires se développe une silice microcristalline, à inclusions d'anhydrite associée à des phyllites (éch : C06)

-dans les bancs de Montvernier qui sont entièrement silicifiés et minéralisés la silice prend un aspect microcristallin à baguettes individualisées dans un ciment encore plus fin; ce qui pourrait être interprété comme résultant d'un remplacement de nodule évaporitique (Arbey, 1980, Giannoni, 1989). On trouve une autre phase de quartz en grands cristaux peu déformés.

-dans la carrière du Noirey on a signalé de nombreuses pustules siliceuses caractéristiques de remplacement d'évaporites.

c) Néoformations

Dans les niveaux dolomitiques du sommet de la série carbonatée, particulièrement à Nantuel, dans les dolomies jaunes associées au Trias évaporitique à gypse et argilites vertes, des néoformations de feldspaths se développent au dépens de la matrice carbonatée (fig III-18).

Ces feldspaths cristallisent avec la macle du Roc Tourné (Drian 1861). Il s'agit d'albites de petite taille disséminées dans la dolomie sans orientation préférentielle. Elles représentent entre 5 et 10% de la roche. La néogénèse d'albite dans les Alpes est signalée depuis fort longtemps (Drian, 1861; Lory, 1861) Les études actuelles (Kastner et Siever, 1979) montrent que ces cristallisations s'effectuent dans un milieu hyperalcalin qui necessite la présence d'eaux hypersalines dans un milieu marin ou évaporitique.

Dans le Permien du dôme de Barrot, C.Vinchon (1982) décrit de tels phénomènes "quartzo-albitiques; elle considère l'apparition de ces minéraux comme relativement primaire, associée à la diagénèse et à la compaction de la roche (les minéraux apparaissant dans les fentes de compaction).

ici deux processus de contrôle de ces néogénèses peuvent être soulignés :
-Elles apparaissent à proximité des niveaux gypsifères (situés au dessus)
-Elles sont associées au front de chevauchement, très proches des bancs plastiques qui supportent la poussée venue de l'Est.

La relation avec les accidents alpins pourrait être avancée : mais l'absence de contrôle tectonique fin de ces néoformations, leur indépendance vis à vis des fentes quartzo-calcitiques tardives, conduisent à rejeter toute hypothèse basée sur des surpressions tectoniques. Il semble plus vraisemblable que ces néoformations résultent de circulations salines à la proximité des évaporites, et qu'elles se sont exprimées durant la diagénèse.

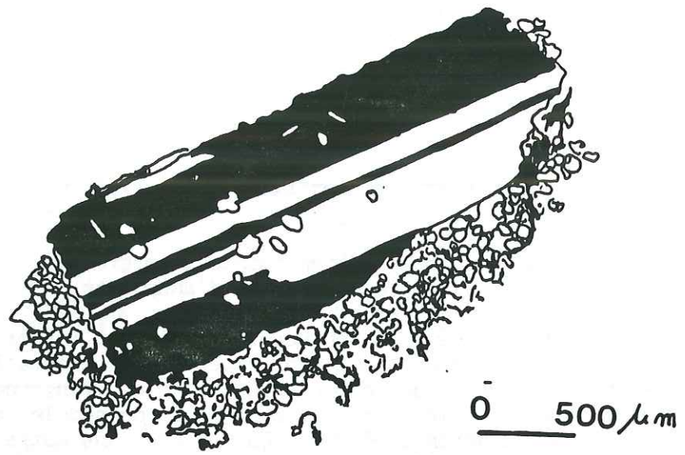


Fig III-18 : néogénèse de feldspath dans la dolomie triasique. montrant les inclusions de dolomie primaire conservées dans le cristal de feldspath

5) LE TRIAS EVAPORITIQUE

Le Trias supérieur des zones actuellement proches (Ultradauphinois, Dauphinois en général) est représenté par des épaisseurs importantes d'argiles vertes et rouges, surmontées par une masse gypseuse très épaisse (Serre, 1983). Il en est de même dans le Pelvoux (Baron, 1981).
Ici le Trias évaporitique est présent dans le Nord du massif, au dessus de Nantuel, et à l'Echapour où il est constitué par des dolomies jaunes (voir p. 35) des argiles vertes en lits centimétriques et par du gypse saccharoïde en bancs épais sub-horizontaux. Ces affleurements se trouvent isolés tectoniquement du sommet de la coupe du Trias carbonaté que nous avons décrit plus haut : la base du contact repose toujours sur le Lias carbonaté. Le gypse se positionne donc toujours à la base du chevauchement sur la couverture autochtone du massif.

L'analogie de faciès qui existe entre les dolomies jaunes associées aux évaporites (éch : NO16) et les dolomies jaunâtres de Nantuel est grande et laisse à penser que les zones de dépôt de ces termes devaient être proches. Le Trias évaporitique aurait pu être présent au sommet de la série triasique et non absent comme le suggère A.Serre (1983).
Les autres indices qui témoignent du dépôt des niveaux détritiques fins et évaporitiques en continuité de la sédimentation carbonatée ne manquent pas dans l'ensemble du massif:

-la présence de cargneules en position normale au sommet stratigraphique de la série renversée du Replat;
-la présence à Montbrunal, et à Montvernier Sud de pélites rouges silicifiées au sommet des carbonates triasiques;

-les nombreux indices d'évaporites dans le sommet de la barre carbonatée (pustules silicifiées)

Il est difficile de séparer alors deux domaines de sédimentation l'un à gyspe au Nord et un sans évaporite au Sud. Il est plausible qu'une série évaporitique ait suivi sur le Châtelard la sédimentation carbonaté.
La position structurale particulière des gypses lors des compressions alpines (en semelle de chevauchement) a permis un déplacement important du matériel mobilisé apr les phases compressives.
C'est pourquoi dans le Nord du massif les unités orientales chevauchent le tégument du Châtelard avec une flèche supérieure à ce que l'on observe au Sud ou les écailles de l'Echaillon s'empilent sans grand déplacement. La présence du gypse en semelle au Nord et son absence au Sud pourrait expliquer cette flèche différente. On déduit donc de ces observations que la série évaporitique dont nous voyons les traces sur l'ensemble du massif a été décapée partiellement avant l'arrivée des unités plus orientales.

6) CONCLUSION

A la base de la barre calcaro-dolomitique du massif du Châtelard, on reconnait une série de bancs de calcaires et dolomies fines à forte fraction terrigène (quartz muscovite); à la suite de ces dépôts viennent des termes plus spathiques accompagnés de fantômes d'entroques et présentant un caractère plus calcaire, donc un milieu de dépôt affiché plus profond. Les termes jaunes supérieurs se rapprochent déjà plus des faciès connus au Lias inférieur. De nombreux bancs fins présentent des faciès de brèche intraformationnelle qui complètent le schéma d'un Trias réduit qui se dépose en bordure du haut fond du Châtelard, et soumis à de petits mouvements de fond tout au long de sa sédimentation.

La rareté de figures sédimentaires observées (bioturbations,...)est partiellement due à une forte recristallisation de l'ensemble des bancs carbonatés qui masque peut-être des traces de fossiles.

On remarque donc l'évolution transgressive de la série, marquée par le dépôt des calcaires noirs au sommet de la barre carbonatée de faciès plus profond que les termes inférieurs (grès, et volcanisme sub-aérien).
Un brusque changement de régime, avec émersion, permet le dépôt de la série évaporitique.

D) PALEOGEOGRAPHIE ET DISTENSION TRIASIQUE

1)RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE SELON LES FACIES

Les informations apportées par l'étude, dans les paragraphes précédents, des coupes du Trias, vont nous permettre d'envisager une paléogéographie dynamique des terrains au début de leur évolution mésozoïque.

L'obstacle principal reste quand même la valeur des bouleversements tectoniques subis par le massif du Châtelard et son tégument au cours de l'orogène alpin.

a) Les grès

Au cours du Trias, le socle pénéplané du Châtelard, s'érode, s'arénise sur les parties actuellement les plus hautes. Puis des grès grossiers se déposent à la base de la série. L'épaisseur, à peu près constante et toujours très faible de ces grès laisse à penser que les reliefs étaient très atténués.

b) Les spilites

A la suite de cette sédimentation gréseuse mal classée, des fissures et des dykes volcaniques amènent des épanchements spilitiques à la surface.

Au Nord et à l'Est, vers Montvernier, le caractère cinéritique de ces laves est bien visible. Au SE les faciès tuffacés sont représentés; ceci sur de petites épaisseurs n'exédant jamais 2m (Fig III-19).

Nous avons là des épanchements explosifs dans une faible tranche d'eau où sédimentent parallèlement les premiers calcaires gréseux de la base de la série carbonatée. Ce volcanisme traduit le caractère distensif du Trias moyen-supérieur.

Sur le flanc sud du Châtelard (la Balme) on rencontre d'épais affleurements de spilites montrant différentes coulées sucessives dont les sommets sont marqués par la présence de vacuoles de calcite, témoins d'un dégazage sous faible tranche d'eau. Nous sommes à proximité de points d'émissions volcaniques dont nous n'avons pas retrouvé les cheminées d'alimentation, dans un bassin ou une cuvette, au flanc d'un petit édifice dont les coulées doléritiques s'épandent, sur quelques centaines de mètres. Un phénomène de rétraction lors du refroidissement des laves ouvre de petites diaclases où s'infiltrent les calcaires fins triasiques. Ces fentes s'ouvrent selon un réseau géométrique (fig III-20)

Le volcanisme, qui dans le Pelvoux se poursuit jusque dans la base du Lias inférieur (Baron,1981) prend fin ici très rapidement. il n'est pas connu dans le Nord du massif (Nantuel, Echapour) ni au Sud (l'Echaillon). Il reste donc d'un importance très locale.

Ce volcanisme est régi par des failles synsédimentaires visibles dans les coupes de la rive droite de l'Arc (Tour Bérold) d'orientation N20° à N30°E qui font disparaitre les dépôts vers le sud. L'activité de ces accidents est contemporaine de la sédimentation de la base de la série carbonatée et mobilise les dépôts spilitiques dans des brèches et des grès carbonatés à éléments spilitiques.

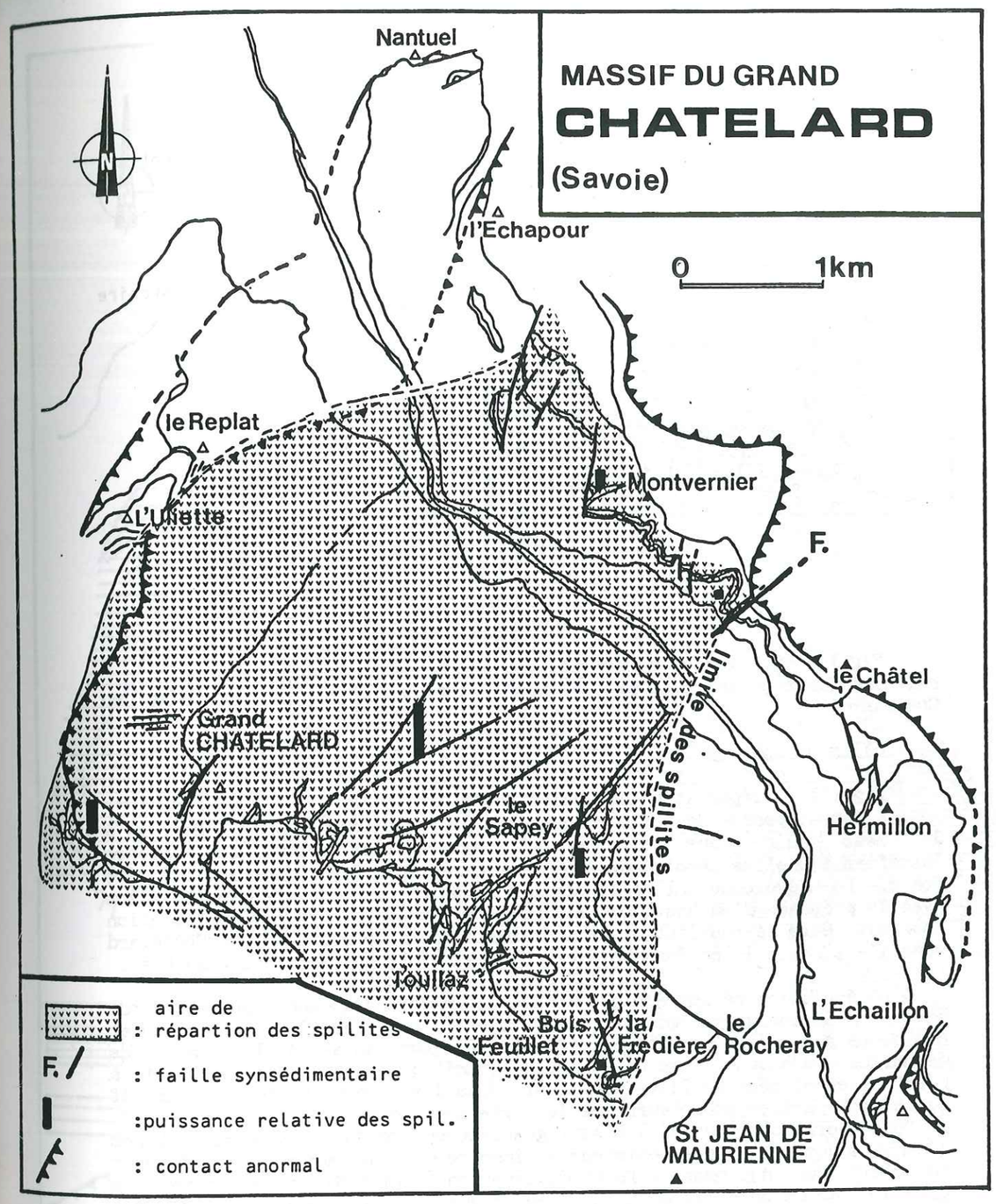


Fig III-19 : carte de répartition des spilites sur le massif du Grand Châtelard.

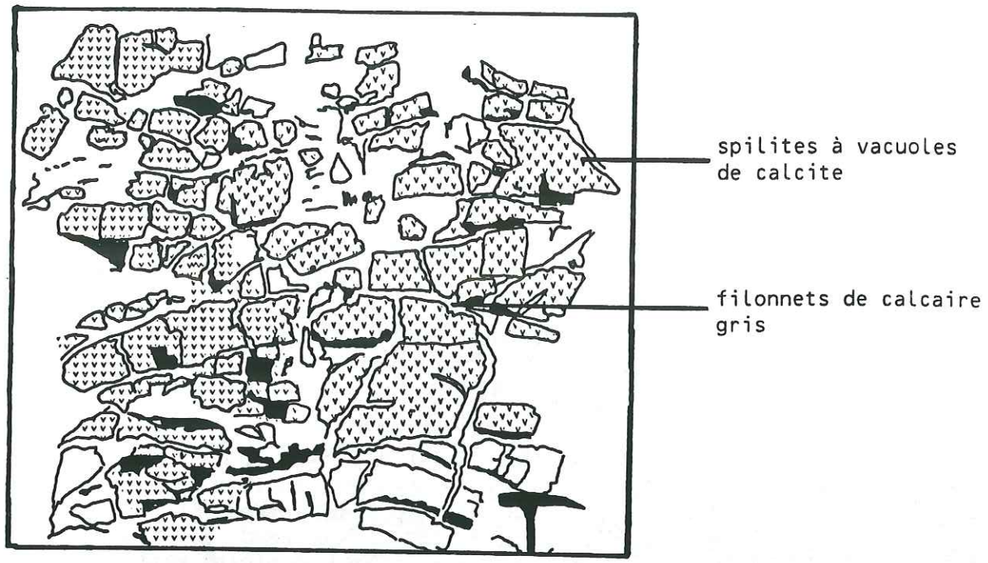


Fig III-20 : fentes de rétractions des spilites remplies par un calcaire fin à patine ocre probablement triasique. Chemin de la Balme au Châtelard.

c)les carbonates

fig III-21 répartition des calcaires et des dolomies

Ils se déposent dans des milieux peu profonds (laminations algaires) à la base puis plus ouverts et agités (entroques). Les brèches intraformationelles témoignent à plusieurs reprises de l'instabilité des fonds. Le développement de la série à l'Est et au Nord parait en relation avec la présence d'un haut fond à l'Ouest et au Sud. Cette différenciation pourrait être le résultat d'une surrection du flanc sud du Grand Châtelard sous l'action de l'accident bordier, N140 - N120°E qui sera actif au Lias.

L' évolution pétrographique montre un approfondissement permanent du bassin avec une granulométrie plus faible et la disparition vers le sommet des décharges gréseuses qui se révèlent très importantes à la base. Ces décharges montrent que le socle granitique était partiellement à l'affleurement même au Trias supérieur. Dans les zones hautes du massif seules les parties supérieures de la série se déposent.
IL faut alors noter que s'il s'agit généralement de dolomies ocres en bancs décimétriques et d'une épaisseur maximum de quelques mètres (Sud et Ouest du massif: dessin). Dans la forêt du Sapey on observe directement sur les grès 3 ou 4m de calcaire spathiques noirs qui sont les équivalent du sommet de la série de Montvernier et on ne trouve pas les dolomies fines du Flanc sud du Châtelard. On peut donc penser qu'il a pu exister deux étapes de sédimentation paléogéographiquement différentes :

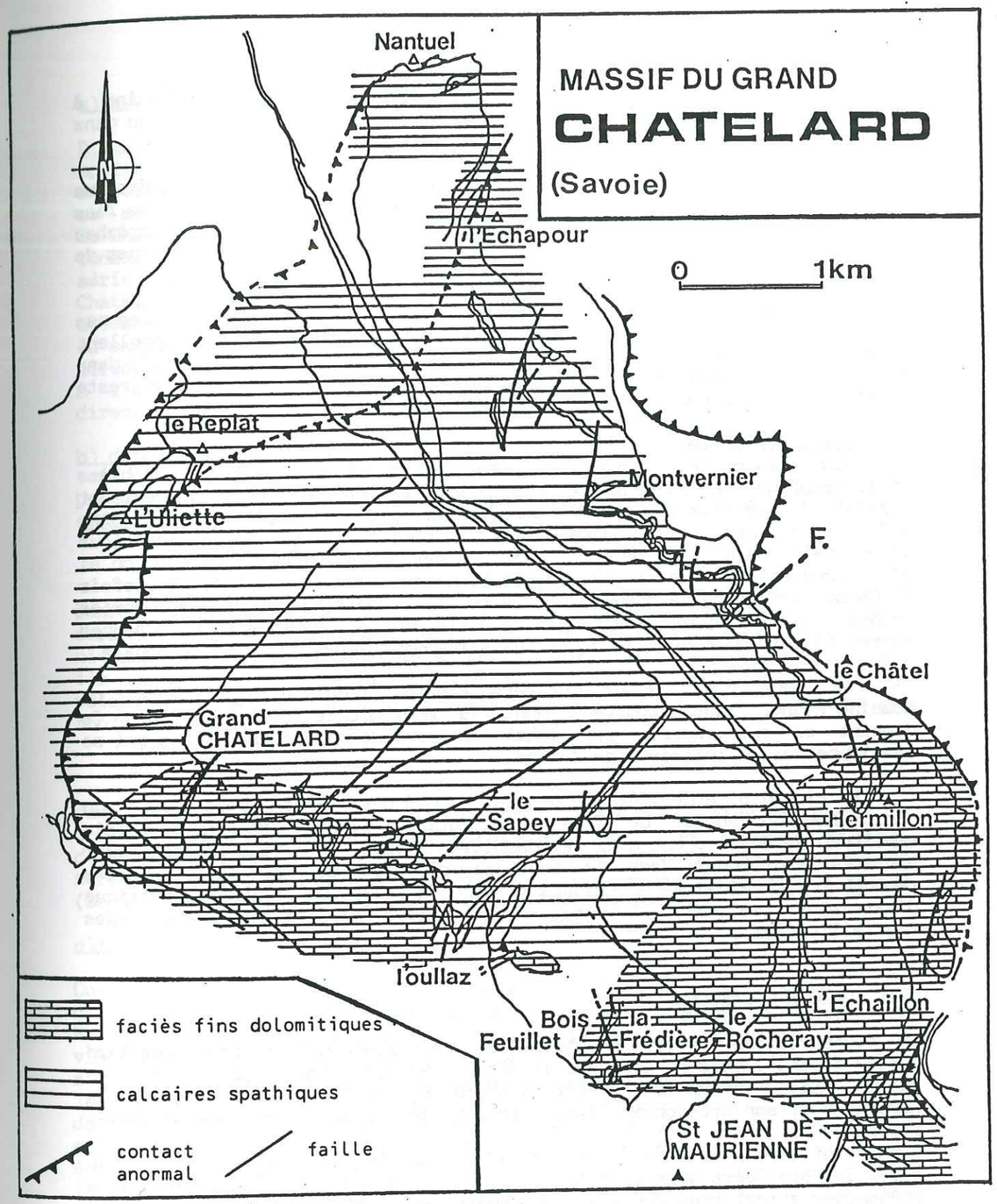


Fig III-21 : carte de répartition des faciès carbonatés sur le massif du Châtelard.

- Dans un premier temps **dépôt de calcaires noirs dans un domaine à faible taux de sédimentation,** mais régulière sous faible tranche d'eau dans la zone de battement des marées (Oursins: milieu infratidal)

- Puis viennent en transgresion **sur la partie haute du massif, dans un domaine protégé des influences marines, des calcaires dolomitiques fins sans traces de bioturbations ni de tectonique** à l'exception de brèches intraformationnelles. Ce type de sédimentation correspond à des types de dépots dolomitiques lagunaires, c'est à dire de milieu confiné.

Les caractères du Trias du Châtelard sont analogues aux faciès connus dans le massif du Mont Blanc (Eltchaninoff, Triboulet,1981) Ils rappellent aussi, en beaucoup plus réduits, les niveaux décrit par P.Baron (1981) dans le massif du Pelvoux, en effet ici la série n'éxcède jamais 50m et reste relativement monotone.

d)les évaporites

Les évaporites rencontrées sur le terrain posent un problème stratigraphique. Elles sont toujours situées au front de chevauchement et servent de semelle à l'avancée des écailles plus orientales ; il est donc difficile de savoir si elles sont la continuité du Trias supérieur tégumentaire dans les domaines proches des affleurements observés, ou si elles proviennent d'unité paléogéographiquement plus lointaines. Toutefois à Champ Grallier, la base de ces évaporites, constituées par des dolomies jaunes sublithographiques à néogénèse de feldspath, se trouve à quelques mètres (lacune d'observation) des calcaires spathiques du Trias carbonaté.

On peut donc penser que vers le Nord Est du secteur s'étendait un domaine évaporitique important dont la morphologie reste ignorée. Ce domaine se raccorderait par l'Est au grand domaine évaporitique qui se développe vers l'intérieur de la Chaine.

En rive droite de l'Arc on a aussi trouvé des traces d'activités du détritisme du sommet du Trias. de petits filons clastiques de faible amplitude se développent dans les derniers termes du Trias dolomitique; ainsi à Montbrunal dans la carrière du Noirey de fines pélites noires recoupent les calcaires spathiques triasiques selon un filonnet mètrique d'extension verticale et quelques centimètres de puissance. Ces placages sont silicifiés.

2)TECTONIQUE TRIASIQUE

La transgression triasique aborde le haut fond du Châtelard assez tard (Trias moyen) . Lors du dépôt de la série l'activité tectonique reste très faible. Elle va se manifester d'abord par la déstabilisation du socle hercynien et son érosion in situ, puis par la trangression des dolomies fines.
D'un point de vue structural on distingue deux domaines triasiques, d'une part le Nord-Ouest du massif où les dépôts plus épais ne témoignent pas de phénomènes structuraux précoces importants, et d'autre part le Sud où les réductions brutales d'épaisseur et les variations de faciès sont remarquables.

a)le volcanisme alcalin associé

D.Gasquet (1979) signale que la galerie E.D.F. Arc-Isère recoupe une zone spilitique de 2 à 3m, à 350m de profondeur sans que des mesures de direction aient pu être prises. Ce volcanisme étudié dans le Pelvoux où il se met en place au sommet de la masse carbonatée (Adline, 1982) est, dans le Châtelard, nettement moins important et très limité; mais il signale la tendance régionale à la distension lithosphérique au Trias; au sommet de la série dans le Pelvoux et à la base dans le Châtelard. Dans le massif du Châtelard les manifestations volcaniques du type spilitique du Trias moyen attestent de la tendance distensive de la déformation. Le réseau de filons ou cheminées nourricières n'est pourtant pas assez visible pour évaluer une direction majeure d'ouverture de ces fractures.
A l'affleurement on ne connait que deux filons en rive droite de l'Arc de directions N 170 et N 050. Indiquant une direction de sigma 1 N020.

b) déformations dans la barre carbonatée

Dans le massif du Châtelard, les marques des déformations des fonds triasiques sont les suivantes :

b1) les slumps

Dans les coupes en rive droite de l'Arc, on reconnait à la base de la série carbonatée des slumps qui se développent du Chatel à Montvernier. Ces niveaux sont de nature hétérogène, gréseux dans la série réduite du Chatel, ils deviennent franchement carbonatés lorsque la série augmente de puissance comme à Montvernier. Ils témoignent d'une faible activité des fonds triasiques.

b2) les brèches dolomitiques

dans les mêmes coupes au sein de la barre carbonatée, deux épisodes de brèches monogéniques ont été identifiés, dans les niveaux calcaro-dolomitiques fins.Ces deux épisodes bréchiques coexistent dans la partie nord du massif, à Montvernier notamment, alors que sur le sommet et au Sud (Echaillon), il ne subsiste qu'un seul de ces évènements.

c)les failles synsédimentaires

Outre la faille de la tour du Villaret d'en bas, en rive droite de l'Arc qui règle la disparition des spilites vers le Sud suivant une direction N050 (voir p..), d'autre témoins de l'activité des failles triasiques sont visibles sur le flanc sud-est du Châtelard :
à l'altitude 1870m, une faille dirigée EW influence le dépot de la série : le panneau nord montrant les grès à la base puis les spilites et les dolomies jaunes à cassure bleu, tandis qu'au Sud de l'accident les spilites se réduisent sous les dolomies qui scellent le jeu de la faille
Au dessus de la maison forestière de l'Oullaz, en falaise le Trias montre localement des inversions stratigraphique de la série, mais ces failles ayant rejoué lors des phases alpines en jeu inverse et guidé de petites écailles de jeu métrique à décamétrique il est délicat de reconstituer leur géométrie originelle.

d) Filons à remplissages sédimentaires

Dans la carrière du Noirey, 200m au nord du filon de Montvernier on voit des failles à remplissage calcaire qui descendent au sein du Trias minéralisé. La taille des objets n'exède pas 2 à 3m de long sur une extension verticale de 1m. On retrouve dans ces calcaires fins mais très déformés, à patine ocre-brun un débit lamellaire. L'orientation générale de ces filons est N045.(fig III-22)

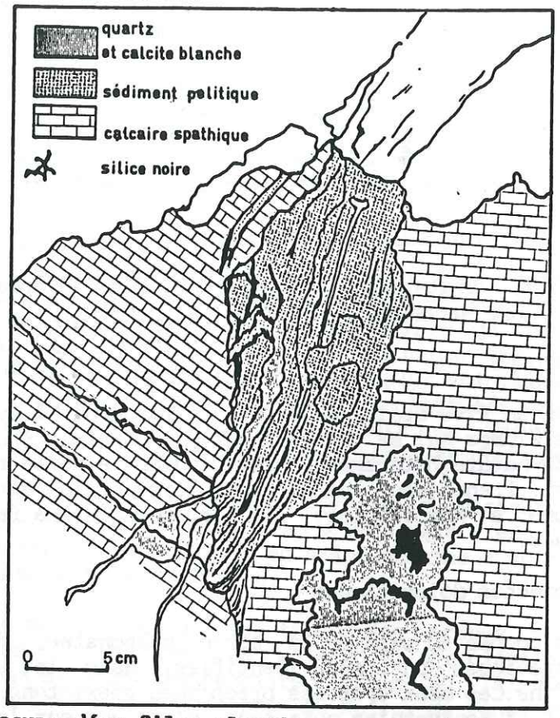
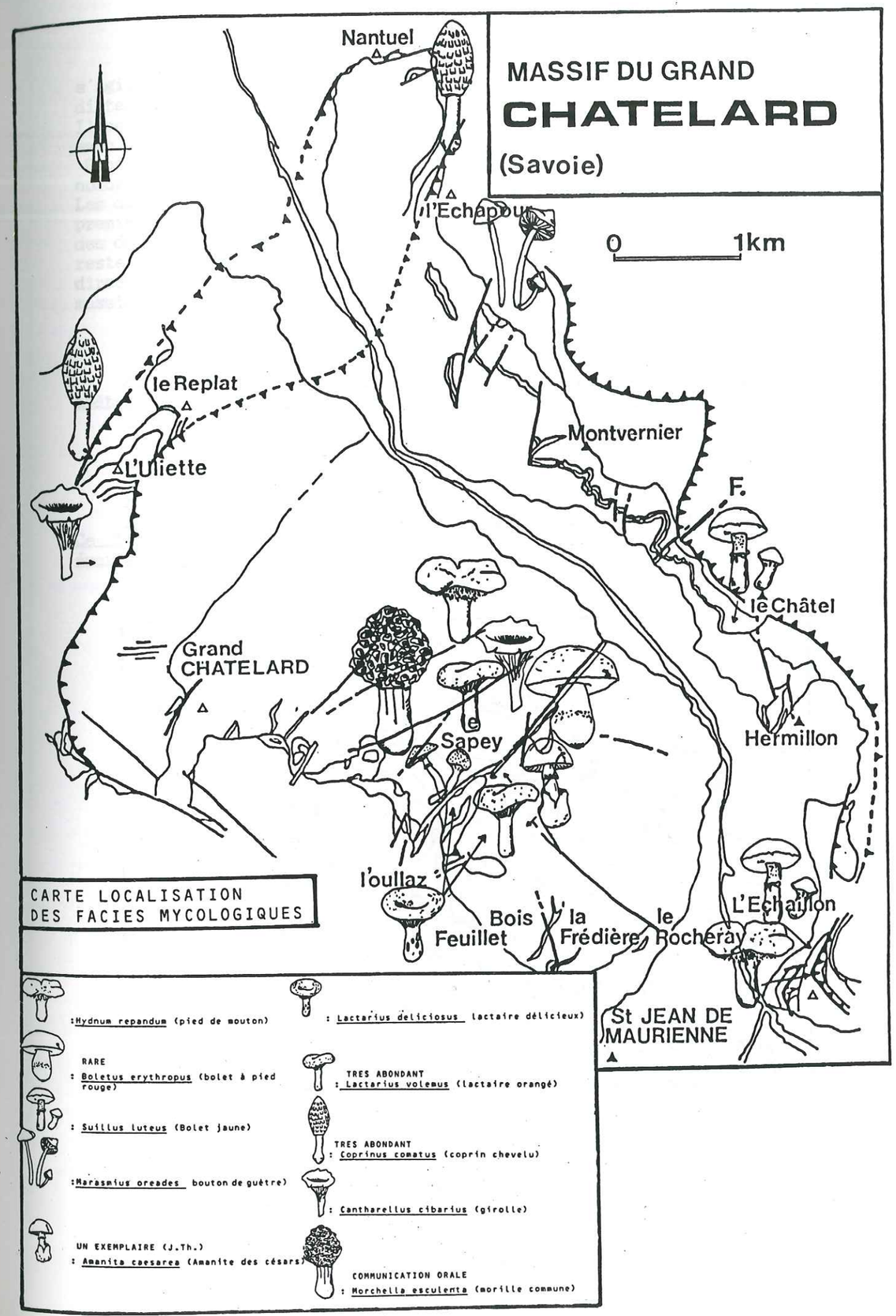


Fig III-22: coupe d'un filon clastique recoupant le sommet du Trias carbonaté de la carrière de Monbrunal, les fractures tardives à quartz et calcite réempruntent cette discontinuité.

e) chronologie des évènements tectoniques

La tectonique triasique marque le passage de la tectonique hercynienne à tendance compressive, à une distension marquée par le début de la transgression mésozoïque sur un dôme émergé et érodé. Cette activité est exprimée par des mouvements sporadiques sous une faible tranche d'eau.
Tout d'abord une phase volcanique se manifeste à la base de la série par des coulées de dolérite d'expansion réduite, dont les centres d'émission sont inconnus.
De petits mouvements intraformationnels créent un niveau à slumps, à la base de la série carbonatée, suivis par un et parfois deux niveaux de brèches synsédimentaires. Une tectonique cassante de faible amplitude influence la sédimentation carbonatée. Le caractère très local des ces évènements, non corrélable à l'échelle de tout le massif montre qu'il ne



s'agit pas là d'une crise majeure mais simplement des prémisses d'une distension.
Il est important de noter que **toutes ces manifestations sont compatibles avec une distension dont la direction aurait une composante NW-SE à E-W.**
Dans le massif de Pelvoux P.Baron (1981), constate l'existence de nombreuses failles synsédimentaires dans les termes carbonatés triasiques Les directions présumées de ces accidents sont sub méridiennes dans un premier temps puis N060 à N070 qui influencent le dépôt des calcaires et des dolomies en limitant de petits grabens, l'amplitude de ces mouvements reste réduite. Cette tectonique est scellé par les coulées spilitiques. Ces directions sont corrélables avec les données que nous obtenons dans le massif du Châtelard.

3)CONCLUSION

Au Trias, une distension de type pré-rift débute la grande distension thétysienne NW-SE à E-W ceci se manifeste de plusieurs facons:
-volcanisme alcalin basique
-niveaux à slumps
-brèches intraformationnelles
-faille synsédimentaire
-biseautage des termes triasiques vers le Sud
-remaniement des spilites dans la sédimentations sur le haut fond.
Ce Trias très réduit, cinquante mètres au maximum, se dépose sur le dôme émergé du Grand Châtelard; il est rattaché au Trias germanique.

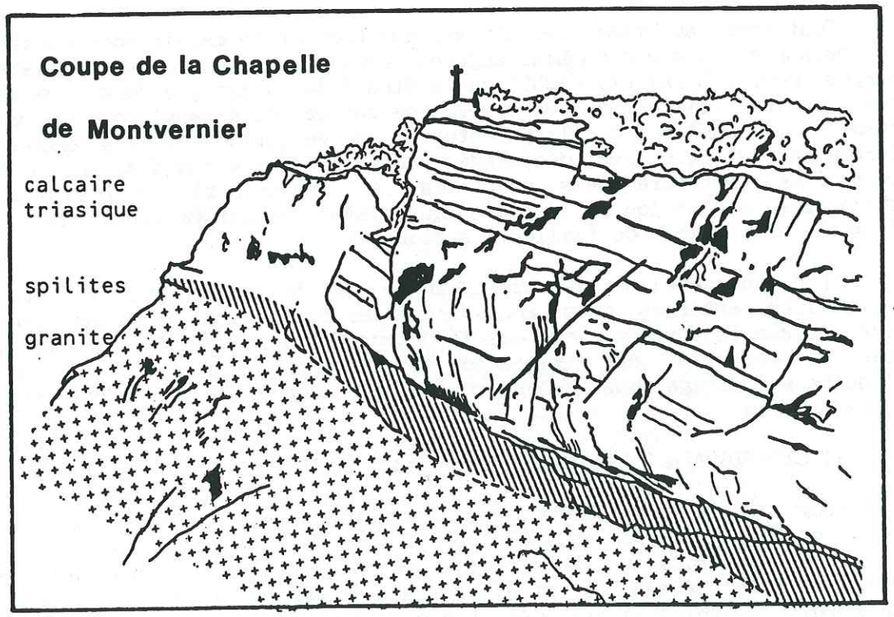


Fig III-23 : falaise triasique vue depuis la Chapelle de Montvernier

II- LE LIAS

A)INTRODUCTION

Au Lias, les faciès se diversifient de part et d'autre du massif; à l'Ouest des faciès de bordure active sont recouverts rapidement (quelques mètres) par des faciès marneux plus profonds. A l'inverse, à l'Est la transition des faciès calcaires aux marnes se fait beaucoup plus progressivement. Malgré les disparités de la série nous pouvons établir une coupe synthétique du Lias du massif du Chatelard, avec les datations proposées par R.Mouterde et J.C.Barfety (1985) et par A.Serre, 1983.

Tout comme au Trias, les niveaux qui bordent le massif sont réduits et la puissance générale du Lias augmente considérablement en s'éloignant des marges. Pour J.C.Barfety (1985) qui a étudié le Jurassique dans l'ensemble des massifs cristallins externes, ce schéma est général pour ce type de massifs. Il considère que la paléotectonique va influencer les mouvements Tertiaires et que les découpages actuels résultent non seulement de la tectonique tertiaire mais aussi de la prédisposition jurassique des structures, par le jeu de la tectonique distensive qui va limiter des blocs de socle à la faveur de failles listriques.

Après un rappel sur la stratigraphie de la couverture des massifs cristallins externes nous analyserons les coupes lithostratigra phiques relevées sur le terrain ainsi que la pétrographie des différents niveaux; puis l'observation des traces de la tectonique distensive liasique nous conduira à envisager une reconstitution paléomorphologique du Châtelard au cours du Lias.

1) STRATIGRAPHIE DE LA COUVERTURE DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES

Pour J.C.Barfety (1985), une variation de faciès dans les séries jurassiques est nettement visible du Sud vers le Nord avec une importante réduction des séries qui va de pair avec une tectonisation croissante. Sans détailler chaque étage, il est intéressant de rappeler ces variations et notamment la multiplicité des faciès réduits et bréchiques du Lias inférieur. Les données présentées sont issues du travail de J.C Barfety. (fig III-24).

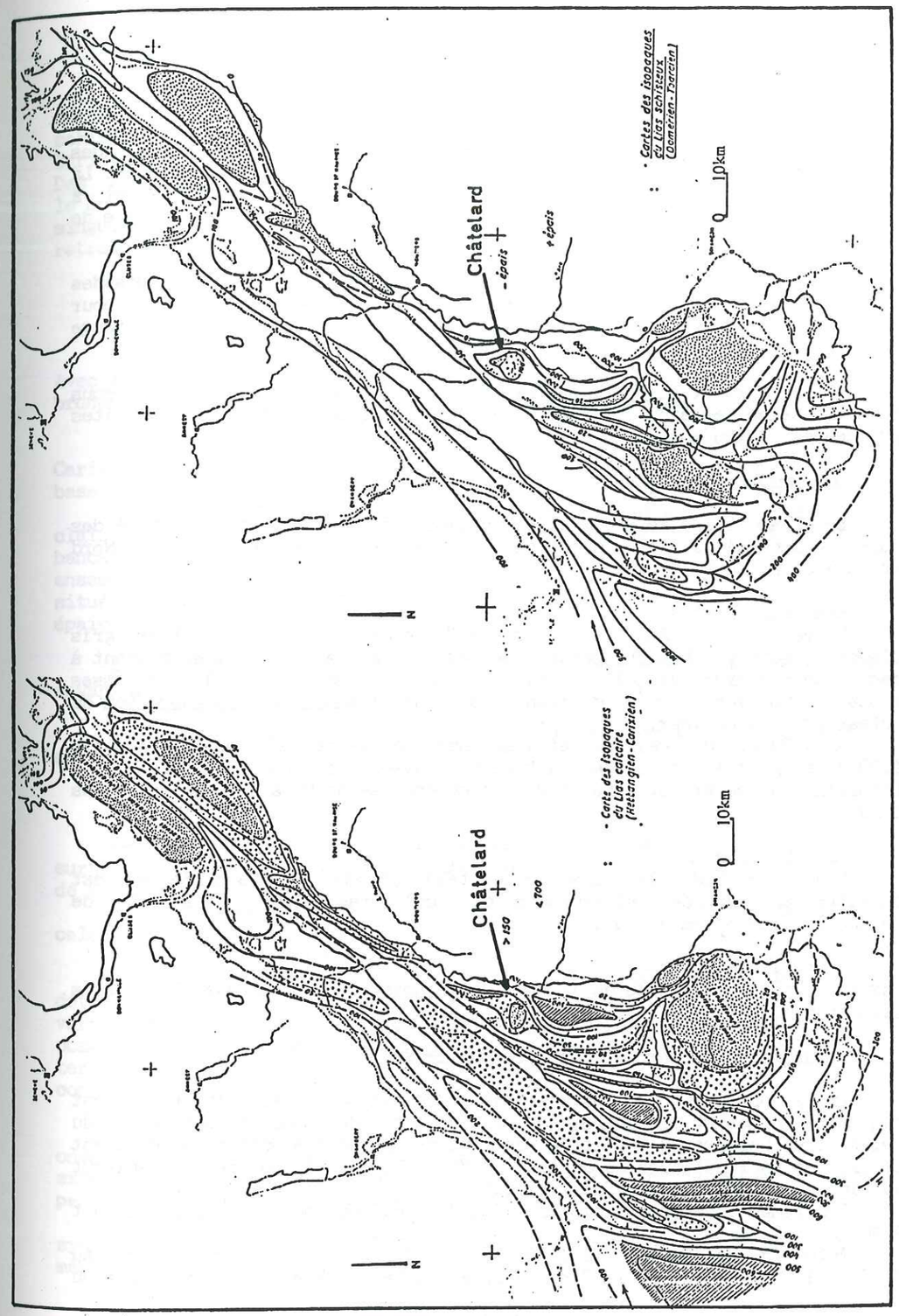


Fig III-24 : carte des isopaques du Lias des massifs cristallins externes (Barfety, 1985)

a)le Lias calcaire (Hettangien, Sinémurien, Carixien)

La distension liasique s'accompagne sur toute la périphérie des massifs cristallins externes de phénomènes tectonosédimentaires variés. La vallée de l'Arc est considérée par J.C Barféty (1985) comme appartenant à la partie nord des Alpes externes pourtant elle est à la charnière de domaines de sédimentation différents.

- Au Sud et à l'Ouest, dans les massifs du Pelvoux, des Grandes Rousses, et du dôme de la Mure on connait des faciès réduits pour l'Hettangien avec des calcaires zoogènes. Ce faciès néritique se retrouve jusqu'aux Grandes Rousses.

- Au Nord et à l'Est, au même âge, se déposent des faciès épais sous forme de calcaires argileux fins à patine ocre rose et schistes à ammonites pyriteuses (jusqu'à 100m).

Sinémurien Carixien

Le Lias calcaire se banalise au Sinémurien-Carixien et la rareté des fossiles rend difficile la distinction de ces étages, à l'exception du Nord et de l'Ouest du Pelvoux.

-Pelvoux (N et W)

On rencontre le Sinémurien sous la forme de calcaires très fins gris bleutés (daté par Metophioceras). Au dessus, les calcaires lités passent à des calcaires argileux, plus clairs à passées marneuses plus épaisses (total 100m vers Bourg d'Oisans) à faune de Echioceras raricostatum du Lotharingien supérieur.

A l'Ouest du Pelvoux affleure une épaisse série de calcaires noirs (300m) à patine rousse en alternance avec des schistes noirs du Lotharingien supérieur. Le carixien se compose de 50 à 100m de calcaires fins.

-Sud Pelvoux

Dans le Sud, la zone occidentale (Beaumont, Grand Serre) est caractérisée par des alternances de calcaires fins gris et de marnocalcaires ocres à roux,

- Maurienne

dans la partie orientale de la zone dauphinoise, on retrouve les trois divisions du Lias.

Faciès réduits sur les bordures des massifs

En s'approchant du Châtelard la série liasique s'amincit et contient des microbrèches et des entroques. Il en est de même à proximité du Pelvoux. En bordure du massif de Beaumont des passées à entroques annoncent les faciès encrinitiques du dôme de la Mure (Bas, 1985) qui se poursuivent au Lias moyen et à la base du Toarcien.

Ces réductions sont visibles au Nord du Pelvoux où la série se réduit à 10-15m.

Autour de Belledonne, le Lias calcaire se réduit à quelques mètres. Au Nord de la Maurienne, de la Tarentaise et au NE de Chamonix une tendance au

détritisme s'annonce et des calcaires à bancs à fraction terrigène et schistes passent à des calcaires à zones gréseuses et Bélemnites du Carixien.

Des lacunes de Lias calcaire sont connues dans les Aiguilles Rouges et sur le bord oriental du Mont Blanc mais il réapparait sous la forme de "grès singuliers" au Sud (20 à 30m de Sinémurien au Toarcien). Ces faciès se retrouvent au NE du Mont Blanc sur 40m surmontés par l'Aalénien.

b)le Lias schisteux

Domérien

Avec le Domérien débute le Lias schisteux. Il s'agit des marnes noires à brunes (150 à 200m) avec des Amaltheus et des Pleuroceras.

- Belledonne

Dans la vallée du Drac et à l'Ouest de Belledonne le passage Carixien/Domérien est progressif avec de petits bancs de calcaires à la base des marnes.

Par contre à l'Est de Belledonne la base est tout de suite tendre et claire et la partie supérieure comporte des alternances de schistes et de bancs de calcaires noirs à patine brune; généralement il s'agit d'un ensemble de marnocalcaire noir à altération brun chocolat. Dans la zone située au Sud de Saint Jean de Maurienne on observe le même faciès, plus épais (200 à 300m).

-Nord

Au Nord d'une ligne La Rochette Moûtiers, le Domérien plus réduit est envahi de dépôts terrigènes est plus difficile à caractériser.

-Grand Châtelard

A l'inverse sur le Châtelard les marnes noires indiquent une reprise de sédimentation.

Toarcien

Le Toarcien, qu'il est difficile de distinguer du Domérien , est surtout connu au Sud du Pelvoux et dans la zone ultradauphinoise sous forme de marnocalcaire sableux.

Pour le reste des Alpes on attribue au Toarcien un ensemble de 200m de calcaires argileux.

-Nord du Pelvoux jusqu'à Chamonix

Au Nord du Pelvoux on distingue un niveau plus schisteux finement détritique puis des calcaires noirs à patine rousse; toujours plus au Nord, vers la Maurienne le détritisme fin envahit les niveaux calcschisteux et on observe de petits bancs plaquetés gris ocre. Ce sont les indices du faciès terrigène connu en Tarentaise jusqu'à Chamonix, où Domérien et Toarcien se confondent.

-Ouest Pelvoux

Le Toarcien est moins épais (30m), en bancs très durs à Encrinites et oncolites. Le Toarcien est absent sur l'ensemble des massifs cristallins externes; sur le dôme de la Mure on voit apparaitre des calcaires noduleux peu épais puis débute la sédimentation vaseuse.

Le Toarcien supérieur est affecté par des mouvements tectoniques synsédimentaires dans les régions où le Lias présentait déjà de telles manifestations.

c)le Dogger

L'Aalénien montre une uniformisation des faciès avec au SW (vallée du Drac) un ensemble de marnocalcaires biens marqués, à patine gris clair et bancs métriques accompagnés d'un débit en feuillets (200m). Puis on passe à des marnes argileuses brunàtres à noires, à nodules (200m)

Au Nord de la Mure seul le faciès argilitique à nodules est représenté. L'Aalénien schisteux se rencontre tout le long de Belledonne avec parfois des grès calcaires à concrétions siliceuses A l'Est de Belledonne et dans la région de Chamonix on trouve les argilites brunàtres à nodules. La faune indique l'Aalénien moyen spérieur (400 à 500m).

L'Aalénien est souvent transgressif sur le socle (à l'Est du Mont Blanc) ou sur le Lias réduit. En zone ultradauphinoise, en Maurienne, l'Aalénien est divisé en deux ensembles : l'inférieur calcaire à mince bancs très durs, le supérieur à faciès de schistes à nodules. La tectonique synsédimentaire est toujours sensible (discordance et olistolites) au Sud de Belledonne. L'ensemble de ces faciès restent assez lointains des massifs cristallins proprement dit.

Le Bajocien n'est pas représenté sur le massif du Châtelard.

d)Le Rocheray dans ce contexte

Dans cette stratigraphie liasique, le massif du Châtelard se trouve en position intermédiaire, avec des faciès de Lias calcaire semblables à ceux connus dans la partie sud (Pelvoux) et des traces de tectonique distensive apparaissent dès l'Hettangien Sinémurien. Plus tard au Domérien-Toarcien se déposent des marnocalcaires noirs et chocolats. L'Aalénien se réduit (J.C. Barfety, 1985) à proximité du socle du Châtelard. Pour l'auteur la couverture liasique du massif permet de le placer dans une position paléogéographique et structurale relativement interne car les épaisseur de Lias schisteux et de Dogger sont importantes comme à l'Est du Mont Blanc : le Mont Chétif.

B) COUPES LITHOLOGIQUES DU LIAS DU CHATELARD

1) INTRODUCTION

Le Lias est transgressif sur l'ensemble des séries triasiques, à l'exception des faciès évaporitiques, et parfois directement sur le socle, selon la position plus ou moins élevée des points d'observation. C'est R.Barbier (1944), qui décrivit l'existence d'un dôme émergé au Lias inférieur après avoir observé des brèches très spectaculaires, affleurant surtout sur le flanc sud-ouest du Grand Châtelard. Une certaine hétéromorphie des dépôts se fait sentir dans les termes de base de la série où seuls les flancs nords montrent des dépôts carbonatés. Au Sud la série débute par les faciès calcaires et passe rapidement aux schistes noirs et chocolats du Lias moyen. Au Nord les termes calcaires sont plus développés. Cette hétérogénéîté de faciès a été mise en évidence par le levé de quelques coupes sur l'ensemble du terrain. Tout comme pour le Trias elles révèlent le rôle actif que joue le dôme du Châtelard dans la sédimentation. L'activité tectonique distensive mise en évidence dans l'ensemble des Alpes contribue a édifier une paléomorphologie où les failles N120 à N140 jouent un rôle actif dans la sédimentation.

2) LES COUPES DU NORD DU MASSIF
fig III-25

Souvent tronquée par le chevauchement du socle sur sa couverture et à l'Est par le chevauchement des unités plus orientales la série est rarement complète.

a)le Mont

J.C. Barfety (1985) a levé une coupe relativement complète au dessus du village du Mont en rive gauche de l'Arc, sur la route qui monte à la maison forestière de l'Uliette. La série s'observe particulièrement bien dans les virages aux cotes 600-620m et 650-670m.

-40m de petits bancs calcaires gris acier attribués à l'Hettangien

-une dizaine de mètres de bancs plus durs à patine roussàtre et Belemnites, avec de nombreuses traces organiques (Lamellibranches, entroques) datés par J.C.Barfety du Carixien (par Tropidoceras sp)

-bancs de calcaires gris bleu à Belemnites (20m) et des schistes argileux clairs à rares bancs roussàtres (microbrèches et entroques) non datés.

Enfin la grande série domérienne avec les marnes chocolat se développe sur une épaisseur mal déterminée (chevauchement)

b)Nantuel
(coupe de J.C.Barfety fig III-25)

Ici en rive droite de l'Arc, en face de la coupe du Mont on observe quelques variations de faciès et d'épaisseur dans la série liasique.

Le Lias calcaire est très développé

1) calcaires fins gris bleu (150m)
- bancs de calcaire roux à passées métriques de marnes à Bélemnites (100m)

2)Le Lias schisteux :
marnocalcaire à patine chocolat avec des passées microbréchiques et calcarénitiques.
Ces niveaux sont très replissés et leur épaisseur, très approximative, est estimée à 100m.

3)Au dessus dans la forêt affleurent des marnocalcaires gris attribués au Toarcien supérieur par J.C.Barfety (1985).

Plus haut, le Lias calcaire peut localement reposer sur le Trias spathique noir (route de Champ Grallier). Le contact Trias /Lias est minéralisé en fluorine blende et galène dans le Trias. Ce contact est tectonisé et partiellement décollé de son substratum. Pour A.Serre,(1983), sur le Trias carbonaté viennent les marnocalcaires à passées schisteuses qui passent vers le haut à des faciès plus calcaire.

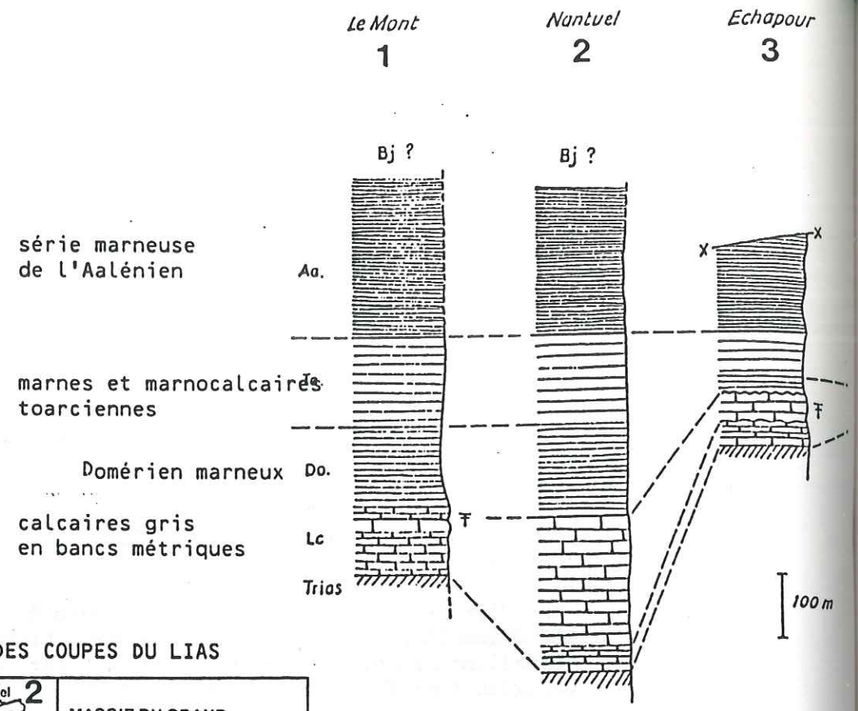
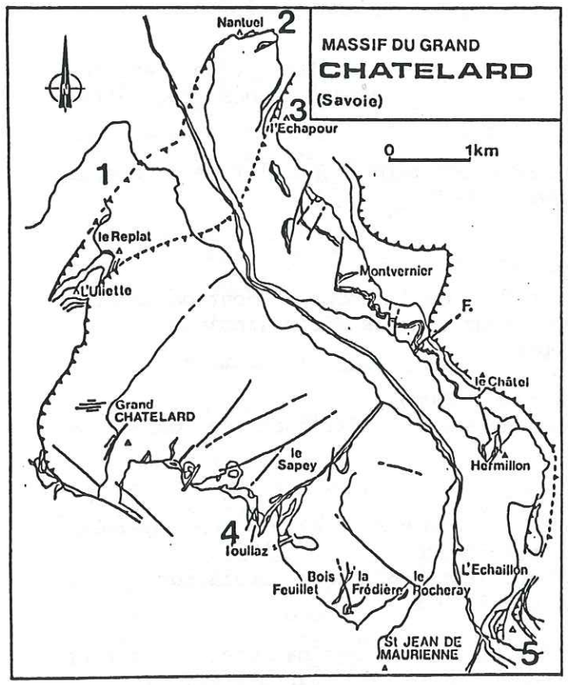


Fig III-25 : Coupes du Nord du massif

POSITION DES COUPES DU LIAS



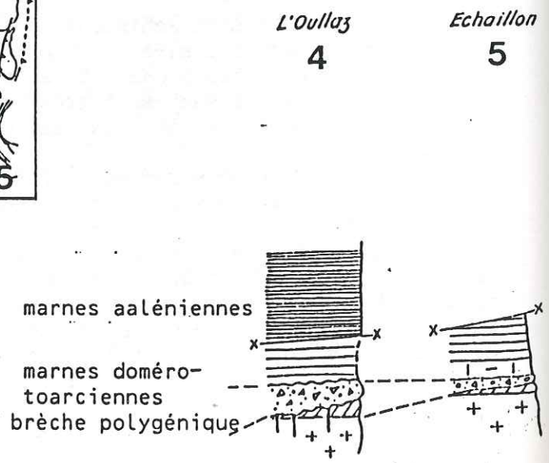


FIg III-26 : Coupes du Sud du Massif

c)L'Echapour
(coupe de J.C.Barfety, fig III-25)

Toujours en rive droite de l'Arc, sur la falaise dominant la vallée, au Sud-Est de l'accident chevauchant. On trouve les gypses triasiques à la base de la série :

1) calcaires argileux bleus de la base, datés par Psiloceras plicatum de l'Hettangien inférieur et par Schlotheimia angulata de l'Hettangien supérieur. 20 à 30m.

2) calcaires à nombreuses Bélemnites (50m), plus massif vers le sommet, à patine roussàtre et entroques.

3) Lias schisteux :
marnes très altérées en brun sur une épaisseur approximative de 100m surmontées par l'Aalénien.

3) LES COUPES DU SUD DU MASSIF
(fig III-26)

Ici le plus remarquable est sans doute la présence de brèches à la base de la série liasique; ces brèches remanient socle et Trias et reposent en discordance sur la plupart des termes triasiques :

1) brèches polygéniques

2) calcaires gris bleu en petits bancs sur 0.5m contenant de grandes bélemnites et des entroques, transgressifs sur le socle ou les brèches.
A la base de ces niveaux R.Mouterde et M.Phelps (1984) ont découvert des ammonites (Ariétitidés) signant le dépôt du Sinémurien au moins localement et donnant un àge anté-sinémurien aux brèches.

3) marnes noires ou brun roux attribuées au Domérien Aalénien
Il existe une controverse sur cette datation et pour Barfety (1985) on ne peut pas écarter un àge plus récent (Dogger ou Malm) pour ces marnes et même pour le sommet de calcaires.

4) LES COUPES DE L'OUEST

La bordure sud-ouest du massif est jalonnée par les témoins sédimentaires d'une activité tectonosédimentaire importante qui s'imprime dans la série jurassique. L'observation de la base de la série est difficile car les marnes transgressent largement sur le massif granitique et sur l'ensemble des niveaux sousjacents. Le Lias est globalement plus épais dans cette partie occidentale du massif mais le Lias calcaire y est par contre très réduit. Les coupes levées sur ce flanc vont montrer le dimorphisme de la sédimentation liasique et sa polarité Est-Ouest.

a)la maison forestière de l'Oullaz

Nous n'abordons ici que la description de la coupe complète de la série liasique et laissons de côté les problèmes de tectonique liés à la distension liasique.

a1)La coupe référence de R.Barbier (1944)

R.Barbier (1944) donne une coupe précise du Lias de la maison forestière de l'Oullaz :

1) brèches à la base de la série liasique

2) calcaires gris en gros bancs avec de nombreuses bélemnites (20m)

3) calschistes à patine claire, 30m

4) schistes noirs très épais du Lias supérieur

L'auteur n'avait pas trouvé de faune caractéristique et ne donne pas d'âge à ces formations, mais il constate la contemporanéîté du dépôt des brèches et de la base des calcaires.

Depuis de nouveaux afleurements ont montré qu'au sein de la première assise calcaire quelques bancs lumachelliques sont visibles et que l'épaisseur de Lias calcaire serait en fait beaucoup moins importante -quelques mètres- au dessus de brèches bien développées.

a2) datations nouvelles

Nous avons vu dans la description des coupes que certains niveaux du Lias avaient été datés par R.Mouterde et J.C Barfety (1985). Les brèches sont situées, à l'Echaillon, sous un niveau calcaire (0.2m) daté du Sinémurien par des Ariétitidés (Mouterde et Phelps,1984). La découverte de deux échantillons sur le flanc SW de la Balme contenant de petites (2cm) ammonites pyriteuses dans les brèches, d'une part, et dans les niveaux de calcaires gris lummachelliques d'autre part, à permis de préciser l'âge de ces formations. Après expertise de R. Mouterde, ces fossiles se révèlent être des Schlotheimia. Celle contenue dans les calcaires, coiffant la brèche est déterminée précisement : Schlotheimia angulata (Schlotheim) caractéristique de l'Hettangien supérieur (zone à Angulata). L'exemplaire des brèches est aussi une Schlotheimia de section plus épaisse; elle est rattachée aussi à l'Hettangien supérieur car elle ne présente pas les caractéristiques des Schlotheimidés plus tardifs.

Ces données confirment et étendent l'âge hettangien de la formation bréchique.

b)le plan Pra

Située sous le col de Cochemin, à l'altitude de 1750m, au Nord sur la vallée du Glandon, cette coupe est très incomplète car les affleurements se trouvent sous le chevauchement du Châtelard vers le Nord-Ouest et sont donc très tectonisés.

L'affleurement le plus septentrional des brèches occupe la crête du Châtelard au lieu dit Plan Drait, 200m au dessus de la coupe.

A 1900m on rencontre uniquement des bancs de Lias calcaire gris bleu très plissotés sans rapport visible avec les autres termes de la série et qui transgressent sur la série triasique.

Plus bas (1750m), dans le ravin du Plan des Moelles après un contact tangentiel souligné par des cargneules on trouve de petits plis anticlinaux à coeur de Trias carbonaté sur lequel repose d'épais bancs calcaires spathiques à patine rousse et très grosses entroques (10m). D'après l'analogie de faciès entre ce terme et les schistes à patine rousse du Domérien qui bordent l'ensemble du massif on peut attribuer à ce calcaire à entroques un âge post sinémurien.

Il y a donc lacune des premiers termes du Lias et les faciès à très forte concentration d'entroques confirment l'existence d'une zone haute au cours du dépôt du Lias.

Les brèches se disposent donc suivant une direction N120 à N140 le long d'un accident synsédimentaire; vers le NW ces brèches disparaissent pour faire place aux calcaires hettangiens que l'on rencontre partout ailleurs sur le terrain.

5) COUPE SYNTHETIQUE

On peut toutefois donner une coupe complète du Lias dans sa plus grande puissance (Fig III-27).

1) calcaire en bancs décimétriques pouvant atteindre 100m de puissance au Nord (Nantuel) :
- calcaire fins, micritiques à Schlotheimia angulata de l'Hettangien supérieur,
- calcaires gris à patine rousse datés du Carixien par Tropidoceras sp., au Mont. Au Sud et à l'Ouest ces niveaux sont marqués par des brèches et de petits bancs lumachelliques ou à entroques. Les épaisseurs sont alors plus réduites qu'au Nord du massif les calcaires n'existant que sur quelques mètres. On observe parfois au sommet de ces calcaires des traces de silicification.

2) niveaux marno-calcaires bruns à noirs, pas toujours identifiables du Domérien ou Toarcien, transgressifs sur les calcaires-sur la Balme- (200 à 300m)

Latéralement, de grandes variations de faciès sont observables avec notamment un gros niveau à entroques (plus de 5m) dans les calcaires domériens de Plan Pra. Ce niveau repose en discordance sur le Trias spathique.

3) marnocalcaire argileux à nodules et fraction détritique fine, attribué à l'Aalénien, transgressifs. L'épaisseur n'est pas estimable du fait de nombreux replis tectoniques

Globalement la série est donc découpée en trois grands ensembles dont l'évolution montre la tendance générale de la mer jurassique à l'ouverture et à l'approfondissement.

Nous observerons dans un paragraphe particulier les marques de la

distension téthysienne et les variations locales de faciès liées à des accidents synsédimentaires (brèche, olistolites)

Pour J.C.Barfety (1985), la sédimentation liasique possède une polarité E-W. A l'Est des faciès réduits s'opposent à des faciès plus complets de Lias schisteux à l'Ouest. Cela peut être discuté car l'orientation de cette différenciation, visible pendant le dépôt du Lias calcaire et du Lias schisteux a une composante NW-SE avec des séries plus complètes au NW et une forte réduction au SE (pour les termes inférieurs).

Pour les marnocalcaires liasiques et aaléniens, la lamination tectonique des bordures les plus orientales ajoutée à la difficulté d'estimer correctement les épaissseurs des sédiments au Sud du Châtelard nous invite à une grande prudence quant à l'interprétation paléogéographique.

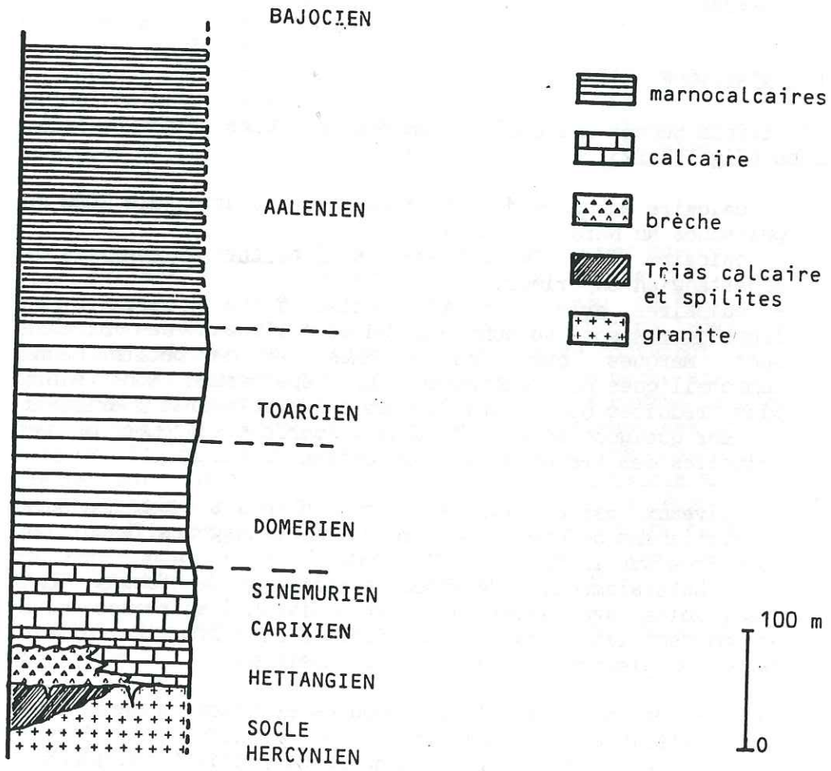


Fig III-27 : Coupe synthétique de la couverture jurassique du Grand Châtelard.

C) DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE

Le cadre de notre étude se limitant à la périphérie du massif du Châtelard, nous n'avons pas observé l'ensemble des calcschistes liasiques et notamment les termes décollés, jamais affectés par les minéralisations. Par contre les termes de base qui forment la couverture du Grand Châtelard et qui montrent des relations avec les phénomènes métallogéniques ont retenu notre attention.

1) LES BRECHES HETTANGIENNES

En tant que témoins essentiels des événements responsables de la distension liasique nous traiterons ce cas particulier dans le paragraphe se rapportant aux marqueurs du rifting téthysien.

2) LES CALCAIRES GRIS BLEU
(Hettangien, Sinémurien, Carixien)

Ils affleurent sur l'ensemble du terrain à l'exception du NW. Il existe de très impotantes variations d'épaisseur, les faciès restant relativement semblables.

C'est une micrite grise généralement azoïque,qui peut conserver quelques débris fossilifères, comme à Nantuel. Il a été trouvé dans ces niveaux un banc à entroques et débris de Lamellibranches contenant un fragment d'ammonite pyriteuse indéterminable. Au sein de ces calcaires gris des passées à entroques, très riches en débris fossiles se développent en bancs décimétriques. Leur position stratigraphique au sein de ces calcaires n'a pu être déterminée avec précision (les affleurements étant très isolés).

a)les calcaires fins
(fig III-28)

Généralement azoïques, il contiennent quelques passées à débris coquilliers. Souvent tectonisés, ils sont recristallisés en mosaïque avec une zonation importante dans les grains de calcite. Les opaques soulignent la stratification. Ces niveaux sont très semblables au derniers niveaux dolomitiques du Trias supérieur (surtout aux calcaires de la Balme). mais n'ont pas de patine ocre, ni de traces de dolomitisation. La présence d'éléments dolomitiques dans la brèche hettangienne montre pourtant l'existence d'une dolomitisation anté-liasique. On peut trouver une légère silicification en baguettes (col de Cochemin) mais qui reste très diffuse.

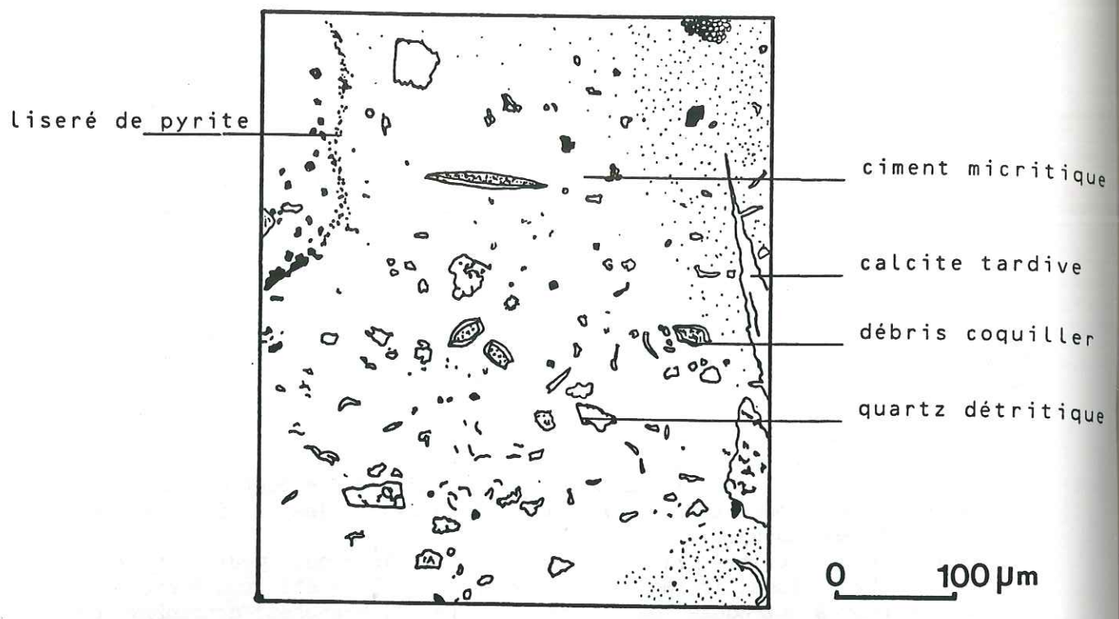


Fig III-28 : calcaires fins de la base de la transgression liasique. ciment micritique bleu, élements : bioclastes, et quartz détritiques.

b)Les calcaires à entroques

Ils sont surtout remarquables à l'Ouest de Plan Pra, à l'Ouest du massif. Ici les épaisseurs des bancs dépassent quelques dizaines de mètres (en tenant compte des nombreux replis dans lesquels ils sont engagés). Les entroques sont très grosses (centimétriques); la part du ciment est très faible il s'agit de micrite ou de microsparite à grains arrondis et déformés. Le ciment est riche en éléments quartzeux bien roulés et n'est pas recristallisé.

Les entroques ont été fracturées et cimentées par une calcitisation plus tardive; elles sont rarement entières mais brisées et peu déplacées.

Sur le Châtelard, on note une silicification secondaire contrôlée par la schistosité. On trouve aussi avec les entroques des galets de calcaires spathiques qui évoquent le Trias.

T.Bas (1985), décrit dans le haut fond de la Mure des séries à entroques à la base de l'Hettangien, la présence dans ce secteur de faciès à Crinoïdes lui a permis d'étudier la paléoécologie du milieu. Ces fossiles vivent selon une bathymétrie de 100 à 1000m de fond selon les espèces.

Dans le massif du Châtelard, les bioclastes se limitent surtout à des débris d'Echinodermes, des plaques madréporaires et des fragments de spicules.

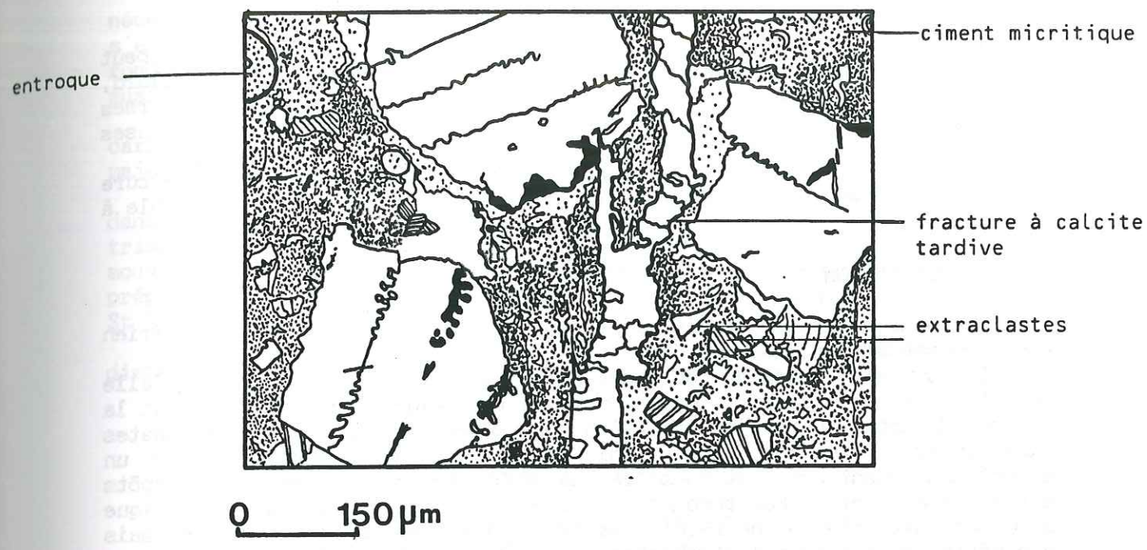


Fig III-29: calcaire à entroques attribué au Toarcien; faciès particulier de Plan Pra.

A Plan Pra on rencontre quelques Pentacrines isolées de taille importante, signatures, selon T.Bas(1985), d'un milieu peu profond. On interprète aussi les faciès de la Balme, c'est à dire des entroques dispersées dans une micrite comme résultant de coulées catastrophiques et non pas de phénomènes continus (Arnaud,1981) (fig III-29)

Pour T.Bas (1985) les faciès à crinoïdes caractérisent surtout des hauts fonds, par opposition aux séries de bassin caractérisées par des faciès à spicules de spongiaires.

3) LES CALCAIRES FILONIENS

Ce paragraphe regroupe toutes les expressions calcaires que l'on attribue à l'Hettangien mais qui sont en général azoïques et assez semblables aux faciès fins précédemment décrits. Leur description sera reprise dans le chapitre sur les marques du rifting téthysien.

Pour l'ensemble de ces filonnets la fraction détritique demeure importante, avec de la muscovite primaire et des quartz ourlés d'oxydes de fer. Il y a donc une bonne similitude entre ces calcaires filoniens et les calcaires fins décrits plus haut. On peut donc considérer que la transgression liasique affecte le socle granitique et que la distension qui se généralise, ouvre des filons clastiques où vont se sédimenter les micrites attribuées à l'Hettangien Sinémurien.

Au sommet du Châtelard vers la Balme les dolomies triasiques jaunes sont sillonnées de filonnets centimétriques qui vont jusqu'à individualiser

des éléments de brèches. On y note des directions préférentielles (voir § III-D) (photos N°3 : niveaux à brèche)

4) LES MARNES

La sédimentation se poursuit par des marnes noires dont la base peut montrer de petites passées gréseuses, et sur le flanc ouest du Châtelard, les premiers niveaux sont riches en petits quartz arrondis et diverses phyllites. Dans les schistes noirs du Domérien on retrouve de nombreuses ammonites indéterminables car très tectonisées.

La série schisteuse devient monotone et plus épaisse avec l'ouverture des bassins. De nombreux plissements affectent ce matériel très sensible à la déformation

5) CONCLUSION

La série se dépose depuis l'Hettangien inférieur jusqu'au Domérien pour les schistes noirs.

La nature lithologique du Lias, par sa variété et l'évolution qu'elle démontre est révélatrice des mouvements tectoniques qui caractérisent la période du début du rifting thétysien. La succession depuis les carbonates micritiques jusqu'aux aux schistes noirs du Domérien montre un approfondissement constant du milieu de dépôt. Le dimorphisme des dépôts entre le Nord et le Sud témoigne du rôle actif joué par le môle granitique du Grand Châtelard qui ne recoit pas la totalité des dépôts liasiques, mais une série réduite sans les schistes.

La tectonique distensive règle la sédimentation de brèches de pentes (mass flow) le long d'une grande faille active N120 à N140 et ouvre des accidents préexistants N040 dans les lesquels on retrouve les brèches de la base de la série et des sédiments carbonatés fins rattachés eux aussi à la base de la série liasique. Les olistolites du Domérien indiquent la permanence des mouvements distensifs.

D) LES MARQUES DU RIFTING TETHYSIEN

L'importance accordée à la tectonique liasique est renforcée par la nécessité de mettre en évidence les pièges structuraux et morphologiques où s'est localisée la minéralisation fluorée. Par ailleurs, le caractère fondamental de ces déformations dans l'édification du massif actuel est aussi à souligner.

Les minéralisations sont toujours en rapport étroit avec les termes carbonatés de la série liasique. Examinons maintenant les structures majeures qui apparaissent au début du Jurassique.

M.Lemoine, (1984) a synthétisé l'histoire de l'ouverture océanique dans le domaine des Alpes francaises et considère la charnière triasico-jurassique comme le début du rifting téthysien. Les traces de ces mouvements distensifs sont importantes dans les zones internes: unitée prépiémontaise de Rochebrune (Dumont, Lemoine, 1984); domaine brianconnais St Triphon, (Baud 1975).

Sur le massif du Chatelard nous verrons que les indices d'une distension active sont nombreux. Ils sont principalement de quatre types :

-les formations *per descensum* dans le socle,
-les brèches sédimentaires,
-le demi graben de l'Oullaz,
-et des formations associées d'âge non établi.

-REMARQUE SUR LA SITUATION PRIVILEGIEE DU SECTEUR DE L'OULLAZ

Cet affleurement est l'un des plus importants sur le plan structural pour comprendre les mouvements anté tertiaires du Châtelard. Situé le long de la route forestière de Jarrier, sous la maison forestière, on peut y observer une coupe du passage granite/Lias et les différentes manifestations de la transgression liasique (filons sédimentaires, failles, demi graben).

L'Oullaz se situe à la limite de secteurs structuraux dont l'existence remonte au Trias. A l'Est, la série classique du Trias repose horizontalement sur le socle et 200m à l'Ouest (derrière la maison forestière) le Trias montre de fortes variations d'épaisseur (voir p...); il est ici très affecté par la tectonique alpine et a été écaillé. Pour le Lias les réactions face au contraintes tectoniques sont comparables. A l'Est le demi graben liasique reste intact alors qu'à l'Ouest le contact stratigraphique granite/Lias est redressé et mème renversé localement (coupe sur la route). En première analyse, cette dissemblance entre les secteurs à l'Est et à l'Ouest de l'Oullaz s'interprète comme le résultat différent de l'application de la tectonique alpine sur un domaine déjà structuré.

1) LES FORMATIONS *per descensum* DANS LE SOCLE

a)l'Oullaz

Les premiers termes du Lias rapportés à l'Hettangien par R.Barbier (1944), transgressent sur le massif du Chatelard. De nombreuses diaclases s'ouvrent sur les marges, dans le granite. C'est le long de la route sous la maison forestière de l'Oullaz que se voit le mieux le réseau de ces filons clastiques. La morphologie des dépôts sédimentaires rappelle les filons décrits par A.Baud et Masson (1975) dans le domaine brianconnais.(fig III-30) et par M.Bourbon et P.C.de Graciansky (1975), dans le Norien de la nappe de Peyre-Haute.

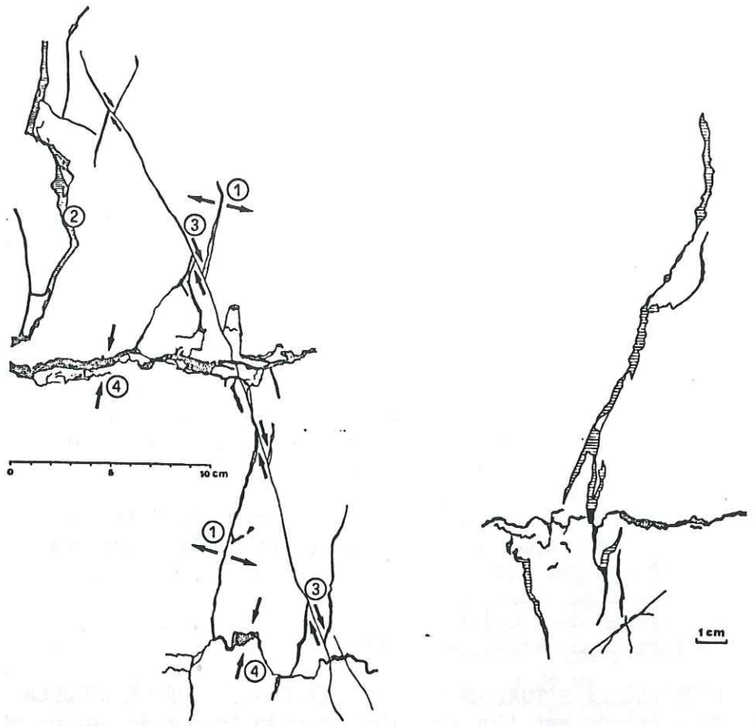


Fig III-30 Filons clastiques (Baud et Masson ,1975)

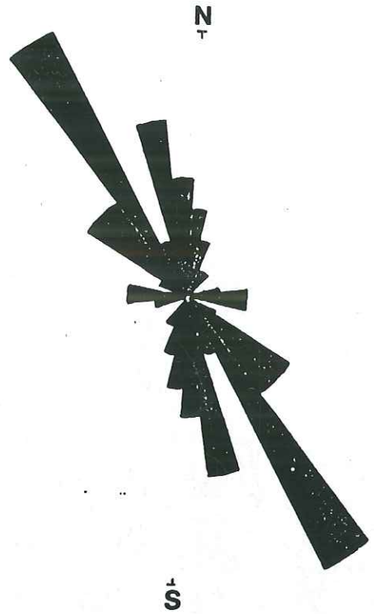
-les remplissages

On distingue parmi ces filons trois grands types de remplissages de nature et d'âge différents :

-les filons sédimentaires stériles
-les filons à calcite prismée, blende et pyrite
-les concrétionnements

a1)les filons sédimentaires stériles

Profonds de quelques mètres -l'ouverture de ces fractures n'excède jamais dix centimètres- les filons s'enfoncent dans le socle selon une orientation préférentielle N 160 parallèllement et à quelques mètres du contact stratigraphique (très déformé) socle/brèches liasiques (N165) Ces mesures ont été effectuées dans des zones relativement préservées des perturbations alpines (fig III-31). En effet à quelques centaines de mètres le contact socle/lias est verticalisé puis renversé :le granite renferme des filons de même type, mais d' orientation très difficile à déterminer, il est donc prudent d'examiner ces mesures avec circonspection.



46 mesures

cumulées

Fig III-31 : rosace de fracturation des ouvertures à remplissage de calcaire jurassique de l'Oullaz.

-pétrographie du remplissage

C'est une boue calcaire fine à patine brun roux due à sa relative richesse en fer, bleue à la cassure. Ces calcaires montrent des laminations millimétriques avec un granoclassement positif.(fig III-32) et des faciès de dépôt en fond de bateau.

En lame mince de petits cristaux de pyrite framboïdale peuvent souligner la stratification. Ils sont caractéristiques de remplissage de fractures en extension et marquent le début du rifting.

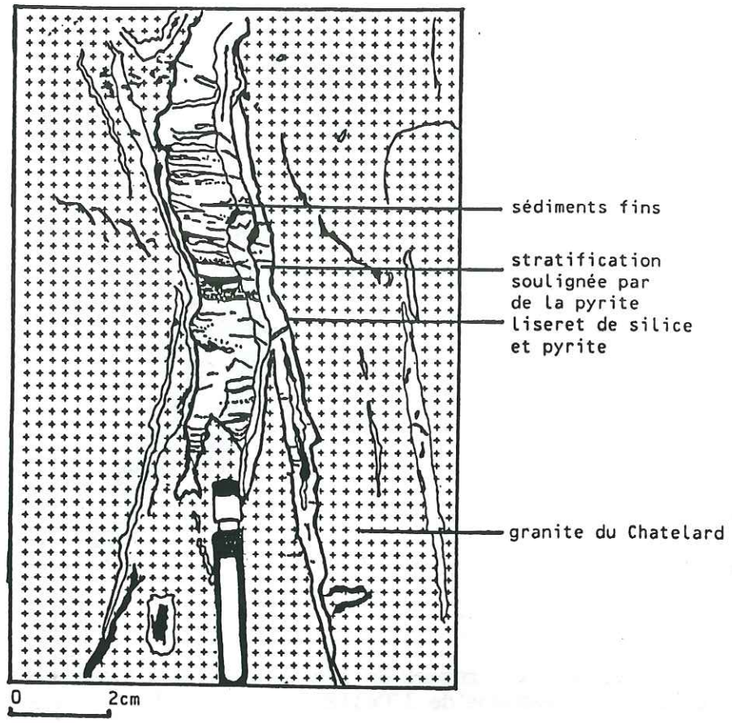
Il a été trouvé dans une poche à sédiments, au sein de la masse granitique, des niveaux à radioles d'oursins et même quelques restes de Gastéropodes (non datés)

Pour l'ensemble de ces filonnets la fraction détritique demeure importante, avec la présence de muscovite primaire et des quartz ourlés d'oxydes de fer. Ces remplissages ont un faciès analogue à celui des calcaires bleutés decrits dans les fentes de rétraction des spilites.

Parfois on rencontre des filonnets dont les parois sont tapissées de petits quartz blancs laiteux puis vers le coeur du filon, d' un millimètre de jaspe vert. Ils se cantonnent dans le granite à proximité du contact granite/Lias; ils ne se trouvent jamais associés aux faciès de brèches décrits plus loin.

a2)les filons sédimentaires à calcite prismée blanche, blende et pyrite

Toujours sur la route de la maison forestière quelque dizaines de mètres à l'Est des filons précédents et sur une cinquantaine de mètres, se développe un réseau très serré de filonnets à remplissage calcaire et sulfures. Ils recoupent les brèches sédimentées dans le petit graben (fig III-33) mais peuvent aussi se rencontrer dans le granite à proximité de la faille de l'Oullaz qui limite le graben. Le remplissage est polygénique.



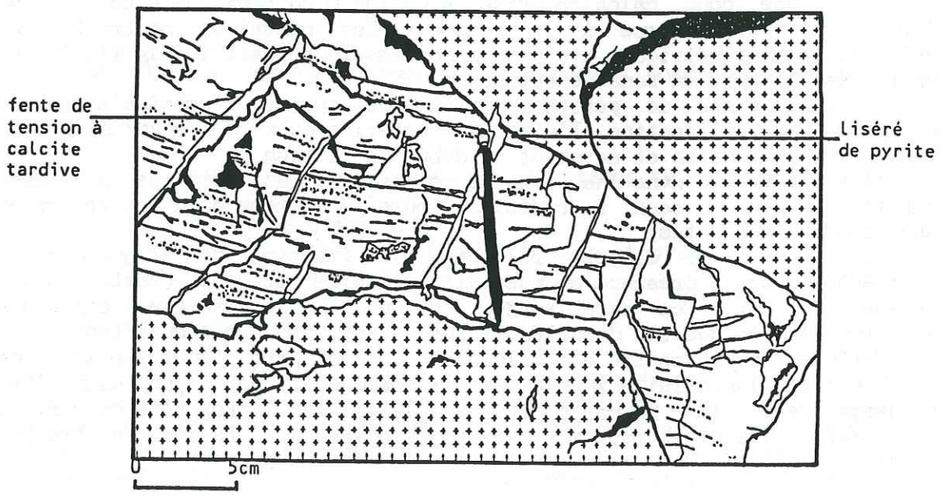


Fig III-32 : remplissage per descensum de filons ouverts dans le socle du Châtelard à proximité de la paléosurface (L'Oullaz). 1 : filonnet montrant le tapissage des bordures par de la silice et de la pyrite. 2 : sédiments stratifiée découpé par des fentes à calcite tardives.

Dans une microbrèche (brèche II) à éléments de calcaires micritiques noirs plus ou moins silicifiés et ciment micritique gris, s'individualisent de petites poches (quelques cm) à remplissage de sédiments karstiques fins, de sédiments micritiques noirs et dont les parois sont tapissées de liseré de pyrite et de blende claire (accessoirement de galène). Le coeur de la poche est fréquemment comblé par une calcite prismée très blanche ou grise. Les remplissages des poches sont granoclassés positivement. Les éléments de la brèche n'ont pas été identifiés mais plusieurs hypothèses sont envisageables:

-Il s'agit d'éléments de calcaires triasiques, mais ils ne présentent pas le faciès spathique rencontré dans les affleurement voisins

-ce sont des éléments de calcaires liasiques noirs proches lithologiquement du ciment des brèches polygéniques du Jurassique moyen (brèches II voir p. 86). Ceci est le plus probable car ces filons sont encaissés dans ces brèches II ou à leur proche périphérie et disparaissent en s'éloignant de la faille de l'Oullaz.

-il pourrait s'agir de sédiments beaucoup plus récents mais antérieurs aux dépôts concrétionnés (voir p.95)

La présence de stalactites de pyrite strictement verticales dans ces fissures évoque un remplissage post-tectonique en milieu non saturé. La position horizontale et normale des objets géologiques conforte l'hypothèse de phénomènes tardifs (fig III-34). On peut trouver des filonnets plus évolués avec des alternances de dépôts micritiques fins à forte fraction terrigène (quartz, phyllites, sphérolites de calcite prismée parfois même débris fossilifères). Ils sont isolés par une concrétion de pyrite sur laquelle croît une calcite en "dents de chien" blanche et verte formant des géodes remplies de calcite prismée blanche.

Ces faciès indiquent des circulations plus complexes en milieu réducteur et non saturé, qu'un simple dépôt mécanique de sédiments dans des fractures ouvertes comme c'est le cas pour le type de filon précédent. Il y a un polyphasage du remplissage et reprise des sédiments de a1 dans une matrice calcitique.

a3) les concrétionements

Plus à l'Est, le socle est dilacéré et envahi par des filonnets de calcite fine noire et grise qui débitent le massif sans que l'on puisse trouver de traces de déplacement du matériel démantelé. Le terme d'olistolithe (Serre, 1983) parait un peu excessif pour qualifier ces blocs partiellement désolidarisés de leur base par des circulations de type karstiques très concrétionné et en cocardes mais non déplacés. L'âge de ces dépôts karstiques est discutable :ils sont post Lias moyen puisqu'ils affectent la seconde brèche, mais ne sont pas "calés" vers le haut.

Ces concrétionnements peuvent atteindre un mètre de puissance, ils sont constitués exclusivement d'alternances de calcite noire et grise en "dent de chien" et croissance centripète avec une symétrie parfaite des dépôts jusqu'au centre du filon. Les circulations qui ont généré ces concrétions sont très éloignées génétiquement des sédimentations liées à la transgression liasique sur la bordure du massif. Ils'agit plutôt de système de circulation karstique, sans apport détritique avec des dépôts chimiques très importants.

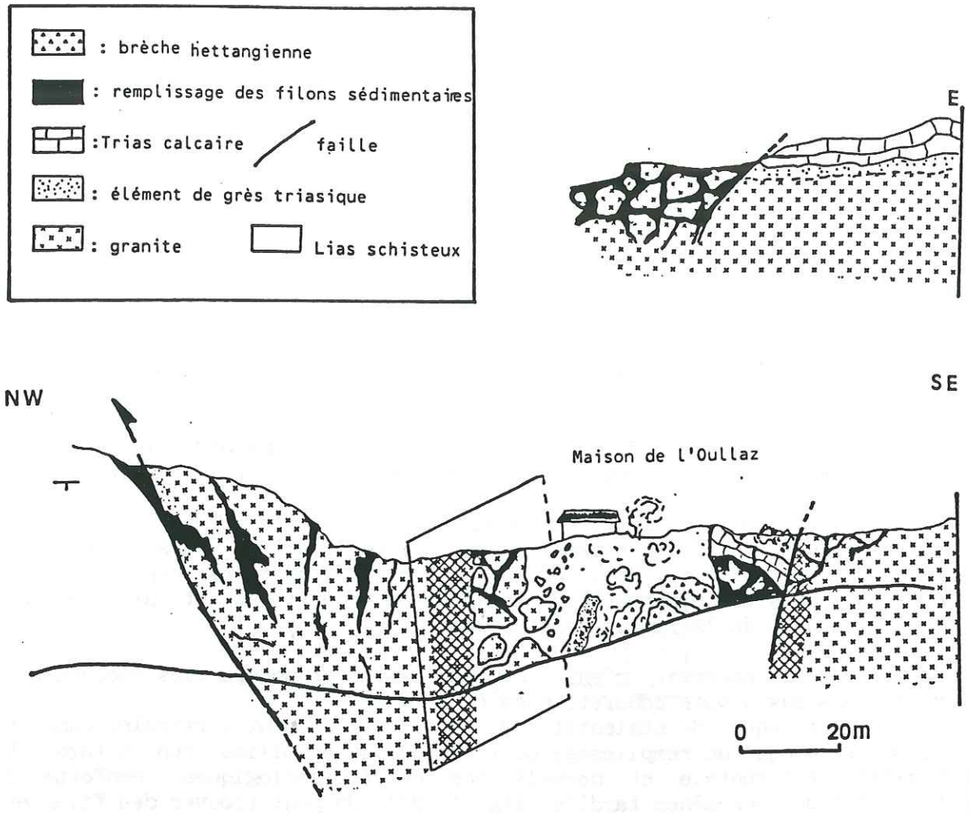


Fig III-33 : coupe le long de la route de Jarrier à la maison forestière de l'Oullaz montrant le contact socle/couverture liasique et le fossé d'effondrement de l'Oullaz.

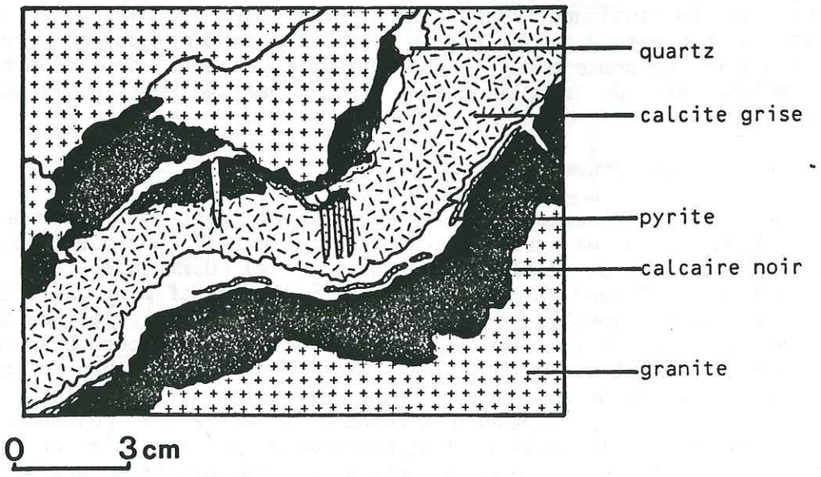


Fig III-34 : stalactites de pyrite en position verticale dans les remplissages des filons per descensum de l'Oullaz.

Structuralement, les orientations de ce réseau sont subparallèles à la bordure liasique (N120 à N140).

a4) discussion chronologique

Les expressions per descensum de la distension liasique permettent d'établir une première chronologie relative que nous étendrons ensuite à l'ensemble de la paléogéographie liasique.

A l'Oullaz on peut établir la succession suivante :

1 -filons stériles de calcaires gris à patine rousse a1
2 -reprise en éléments du matériel de ces filons a1 dans une brèche a2;
3 -karstification de la brèche dépôts de sédiments dans des poches en fond de bateau; a2
4 -tapissage de pyrite blende et calcite blanche et verte a2 et calcite prismée
5 -concrétionnement rythmé de calcite grise et noire à croissance centripète a3

a5) direction d'ouverture de ces filons

A l'échelle du Chatelard il est intéressant de révéler la constance et la bonne rythmicité de ces filons clastiques. On envisage donc une décompression préthétysienne ENE-WSW compatible avec les directions d'ouverture repérées sur l'ensemble du terrain et les fractures N40 (Le Sapey) qui représentent des accidents hercyniens réactivés.

Outre ces manifestations de la distension d'échelle métrique d'autres témoins, de taille beaucoup plus importante, ont été reconnus.Sur la marge sud-ouest du massif du Châtelard, s'ouvre une série d' accidents majeurs d'extension hecto à kilométrique d'orientation N40° subverticale. Ce sont ces failles, préexistantes dans le bati hercynien, qui localisent les mouvements distensifs et les filons minéralisés. Leur ouverture à cette période est prouvée par la présence en leur sein des brèches liasiques caractéristiques et de calcaires fins noirs rapportés par analogie de faciès à l'Hettangien.

Deux exemples décrits de ces remplissages sont ceux du filon du Sapey et du "Châtelard sud". (schéma structural)

b)Le Sapey

Les phénomènes sédimentaires associés à cette mégastructure de 1400m d'extension horizontale et de direction N040 sont partiellement occultés par l'intensité de la phase alpine; toutefois de nombreux affleurements ne sont que très peu affectés par ces évènements. La mise en place de la minéralisation oblitère aussi une partie des observations. (photo brèche des filons)

Sur le chemin du haut de la Balme, de part et d'autre du filon encaissé dans le socle et dont des apophyses s'insinuent dans les schistes liasiques, aparaissent des brèches à ciment calcaire et éléments de socle roulés. Des figures de charge en périphérie des galets témoignent du dépôt sédimentaire de ce niveau. Ce remplissage filonien se rattache directement aux brèches sédimentaires (brèches I) que l'on retrouve le long de la marge

du bassin (au SW) et que nous étudierons plus en détail dans le paragraphe suivant.

On a donc de grandes bandes d'affleurements de cette brèche conservées dans les sites préexistants mais aussi quelques placages de calcaires noirs azoïques que l'on ne peut rattacher morphologiquement qu'aux éléments de calcaires cimentés dans les filons sédimentaires à pyrite et blende de l'Oullaz.

c)Le flanc sud du Châtelard

Directement au dessus de la source de Jarrier, à l'altitude 1550m un filon de quartz d'une puissance de 2m emprunte le tracé d'une autre faille antéliasique. L'observation est rendue difficile par la pente mais on voit nettement un remplissage sédimentaire anté-tectonique de la fracture.

Les témoins de l'activité jurassique de cet accident sont surtout les vestiges de brèche liasique embarqués dans la faille; alors que le Lias transgressif sur les grès triasiques est généralement le Domérien sans brèches à la base (fig III-35) Ce premier niveau de la transgression liasique marque de son empreinte la fracturation distensive du Lias, et s'infiltre dans une série de failles, orientées préférentiellement N165. Cette orientation est locale et liée au décrochement tardif du grand accident N140 (voir chapitre IV tectonique)

Cette faille a rejoué lors de la phase alpine et sert de rampe au chevauchement du granite sur la couverture mésozoïque, ce qui a beaucoup modifié l'orientation des structures.

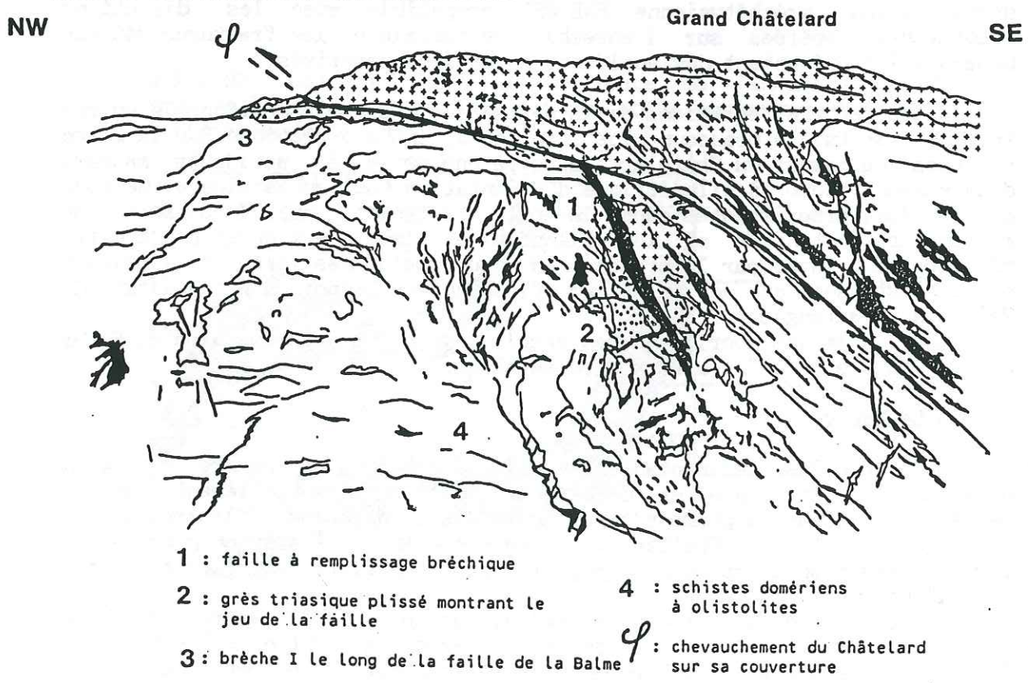


Fig III-35 : faille liasique à remplissage de brèche sur le flanc sud du Châtelard

2) EFFETS SUR LES MATERIAUX CARBONATES DU SOMMET DU TRIAS

La transgression liasique très active sur le sommet du dôme émergé déstabilise les restes de calcaires fins triasiques et des olistholithes se sédimentent dans les schistes noirs domériens du Sud-Ouest du Châtelard (c.f.photo). Ces paquets à patine ocre-roux de taille métrique (jusqu'à 3m) sont associés à la faille de la bordure SW ce qui permet d'imaginer un rôle permanent pour cette faille paléotectonique N140 qui marque la limite stratigraphique du socle granitique et de sa couverture.

L'existence de cette marche pourrait expliquer aussi le soudain approfondissement du bassin au Sud-Ouest.

De la Balme vers le sommet du Châtelard à l'altitude 1900m les micro-failles qui affectent et remobilisent le Trias ont des orientations préférentielles N055 à N070. Il s'agit de filons clastiques centimétriques à remplissage de calcaire fin gris souris (fig III-36) On a comparé lithologiquement ces calcaires à l'Hettangien.

Ces manifestations semblent plutôt localisées sur le haut de la paléosurface en rive gauche de l'Arc. Sur la rive droite, où le calcaire triasique affleure bien, les vestiges de cette activité s'avèrent plus ténus.

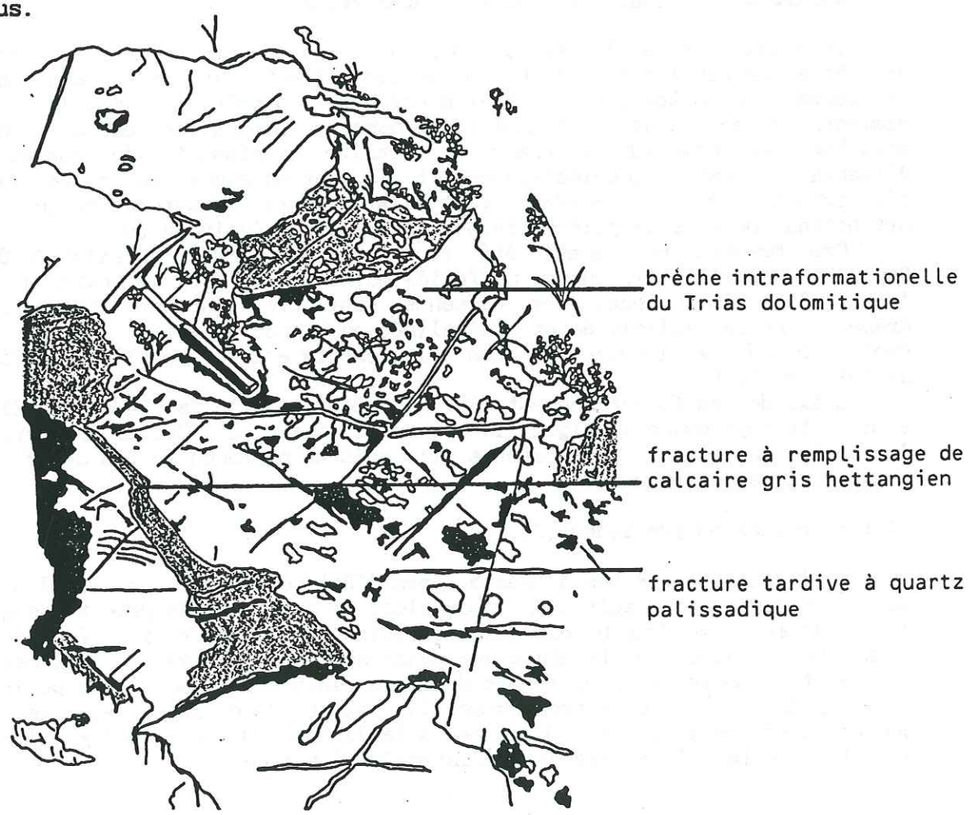


Fig III-36 : Oratoire de la Balme; le Trias dolomitique est fracturé in situ et bréchifié par les premiers niveaux hettangiens.

3) LE DEMI GRABEN DE L'OULLAZ

A l'Est, sur la route de l'Oullaz, juste en dessous de la maison forestière, s'étend une zone de failles que A.Serre (1983) attribue au Lias moyen-supérieur (fig III-37)

D'Ouest en Est la coupe de la route a montré, d'abord un socle granitique relativement sain, sillonné de filonnets de calcaires hettangiens à sédimentation normale, puis une zone plus altérée où on trouvait des filonnets à remplissages sédimentaires accompagnés du dépôt de sulfures et de circulations karstiques. Cette évolution vers une plus grande instabilité se confirme ici par la présence d'une faille N120°-140°E (faille de l'Oullaz) sub verticale qui affecte le socle et effondre le compartiment oriental de quelques mètres. Dans ce compartiment apparaissent plusieurs formations :

-des brèches de socle
-des brèches polygéniques (I)
-des brèches de ces mèmes brèches (II)

a) les brèches de socle ou type "Bois Feuillet"

Immédiatement à l'Ouest de la faille de l'Oullaz, apparait un faciès de brèches particulieres : la bréchification affecte le socle mais sans déplacement du matériel; il s'agit d'une brèche d'éclatement qui isole des éléments de socle centi à décimétriques dans un ciment de calcaire noir englobant de nombreux minéraux du granite encaissant. Au sommet les éléments sont petits (decimétriques) et ils vont en augmentant de taille en s'éloignant de la surface (actuelle). Cette structure évoque une bréchification sous la paléosurface anté-liasique (voir photo).

Ces brèches ont aussi été reconnues à proximité du filon de Bois Feuillet mais elles présentent un faciès moins évolué et apparaissent de facon plus discontinue; les éléments sont cimentés par une matrice gréseuse, noire, silicifiée et minéralisée en blende, pyrite, pyrrhotite. (voir chap V) La direction des ces afleurements est sub parallèle au filon de Bois Feuillet.

L'àge de ces formations est lié à l'activité de la faille de l'Oullaz, et à la transgression liasique, la nature du ciment (à l'Oullaz) est proche de celle du ciment des brèches II; mais on ne recontre pas de critère chronologique déterminant.

b) les brèches polygéniques (I)

En s'éloignant des brèches de socle, vers l'Est, on observe le remplissage du petit fossé. Il s'agit d'abord de blocs de granites, de grès triasiques de taille métrique dans un ciment de calcaire gris à noir fin (sur 5m). Puis, au coeur de la structure une masse de brèches I (voir p..) à patine rousse et éléments de calcaires et dolomies fines triasiques. Leur position structurale plusieurs mètres sous la paléosurface liasique, que l'on connait quelques mètres à l'Ouest de la faille de l'Oullaz, confirme le jeu normal de cette faille lors de la distension liasique.

LEGENDE ET COMMENTAIRE

a : dépôt de la série triasique avec des failles à jeu synsédimentaire (1) les spilites ne sont pas présentes de façon uniforme. Elles s'intercalent dans la barre carbonatée

b : ouverture d'un petit fossé à remplissage polygénique issu du démantèlement de la couverture triasique et du socle granitique. Parallèlement, ouverture et remplissage des filons sédimentaires de l'Oullaz sur la bordure NW-SE du Châtelard. A l'Ouest le long de la faille de la Balme, dépôt des brèches de l'Hettangien supérieur (2)

c : une nouvelle brèche (II) polygénique reprend en élément la brèche I et l'ensemble du substratum (Trias, socle) dans lefossé de l'Oullaz. Un faciès de brèche type Bois Feuillet débite les blocs de granite (3). A l'Ouest de la faille de la Balme se dépose la suite du Lias calcaire (4) avec des faciès lumachelliques

d : karstification (5) et déstabilisation du socle à l'Est du fossé, par des calcites grises concrétionnées. Ces filonnets affectent l'ensemble des structures préexistantes

e : la compression plisse le matériel du petit fossé et permet l'écaillage (6) du tégument triasique su lui-même. La faille de la Balme sert de rampe au chevauchement principal du socle sur sa couverture (7)

: grès (Trias) : calcaire (Trias) : schiste liasique

: granite : spilites (Trias) : calcaire (Lias)

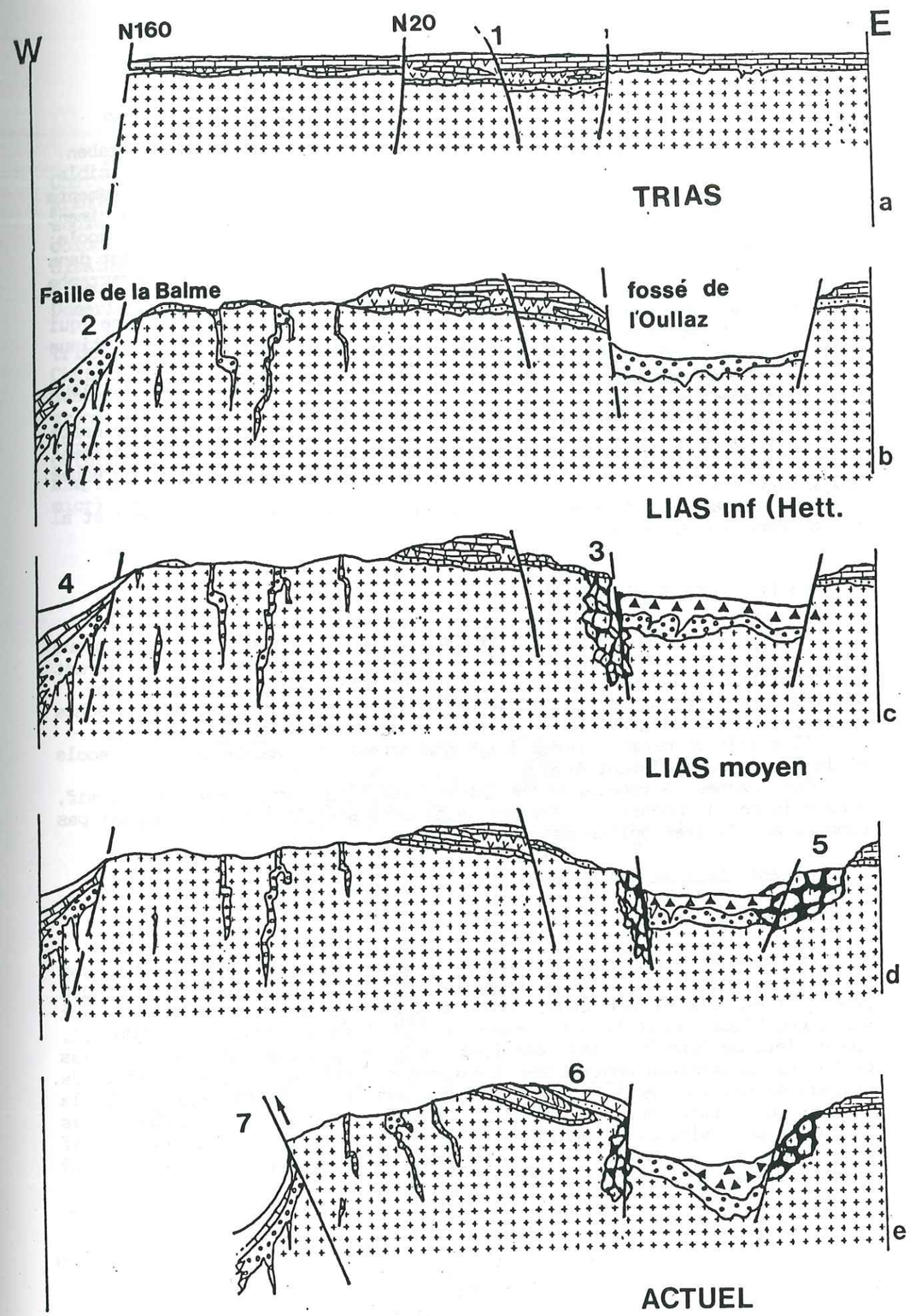


Fig III-37 : EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU SECTEUR DE L'OULLAZ

c)les brèches II

Cette formation n'a été rencontrée qu'à la faveur de ce petit graben.

Pétrographiquement ce sont des brèches sans classement visible, composées d'éléments de Trias carbonaté, de grès triasiques et de fragments de la brèche I. On y trouve aussi des éléments de calcaires gris. Le ciment est semblable au calcaire qui remplit les filonnets de la brèche de socle; c'est à dire des calcaires noirs à forte fraction détritique. C'est dans cette brèche que l'on rencontre surtout les filonnets décrits au paragraphe 1)a2) qui la recoupent.

Elles représentent l'essentiel du remplissage du graben; ce qui indique une ouverture contemporaine du dépôt des brèches I qui se continue et s'accentue lors du dépôts des brèches II

Ce faciès de brèches est donc postérieur au Sinémurien (âge attribué par encadrement aux brèches I)

Ce remplissage très détritique et polyphasé permet d'interpréter cette structure comme un petit graben dont un des jeux est incontestablement d'âge Lias inférieur puis Lias moyen-supérieur (présence des brèches polygéniques).

De telles structures sont très bien décrites par G.Dardeau et al (1988) dans les Alpes du Sud.

4) LES BRECHES POLYGENIQUES I

C'est le terme le plus intéressant au point de vue paléogéographique puisque sa distribution ordonnée selon une direction N140°E permet d'évoquer une faille qui aurait réglé la sédimentation du Lias inférieur. Ces horizons discontinus présentent beaucoup d'analogies avec les brèches oxfordiennes du Télégraphe qui montrent la même morphologie.

Il s'agit du premier terme de la transgression liasique sur le socle et le Trias partiellement érodé.

Ces brèches se rencontrent sur tout le flanc sud-ouest du massif, depuis le col de Cochemin jusqu'aux bains de l'Echaillon, Elles ne sont pas connues en d'autres points du massif.

a) descriptions des affleurements

a1)Col de Cochemin

Au NW du massif les affleurements sont très dispersés et n'exèdent pas un mètre, on y voit des éléments décimétriques, de dolomies triasiques jaunes très disséminés dans une matrice gris-clair. Le contact stratigraphique socle/Lias est orienté N120. Immédiatement au Nord du col, aux chalets de Plan Pra, les calcaires bleus du Lias reposent sur le Trias carbonaté suivant un contact lapiazé recouvert par des brèches à galets de dolomie jaune. Il s'agit de l'affleurement le plus septentrional de la brèche. La limite Nord d'extension de ce terme est donc située juste sous le col, à proximité de l'accident N040 qui fait chevaucher le massif granitique sur sa couverture au Nord. On peut alors envisager une activité paléotectonique pour cet accident (voir § 4) c)

a2)Sur la Balme

Entre les cotes 1850m et 1500m, en suivant le sentier du Grand Châtelard, le contact entre le socle et sa couverture est marqué par de grands affleurements de brèches I discordantes, soit directement sur le socle, soit sur le tégument triasique (grès, spilites ou calcaires et dolomies). Ils forment une bande plus ou moins continue de quelques dizaines de mètres au maximun et parfois d'un ou deux mètres seulement. Directement au dessus de ces brèches viennnent les schistes du Domérien-Toarcien indifférenciés.

Les éléments constitutifs de la brèche sont surtout des dolomies triasiques à patine jaune, très importantes vers le sommet du Grand Châtelard (bloc de plusieurs mètres). La granulométrie décroit en descendant vers la Balme. Ceci s'accompagne d'arrivées de matériel granitique et de la coexistence avec des éléments dolomitiques. Le ciment toujours micritique peut contenir quelques débris fossilifères non déterminables) Au sommet, la brèche est monogénique et les éléments sont simplement déstabilisés et cimentés par un calcaire gris clair finement micritique.

a3)L'Echaillon (fig III-38)

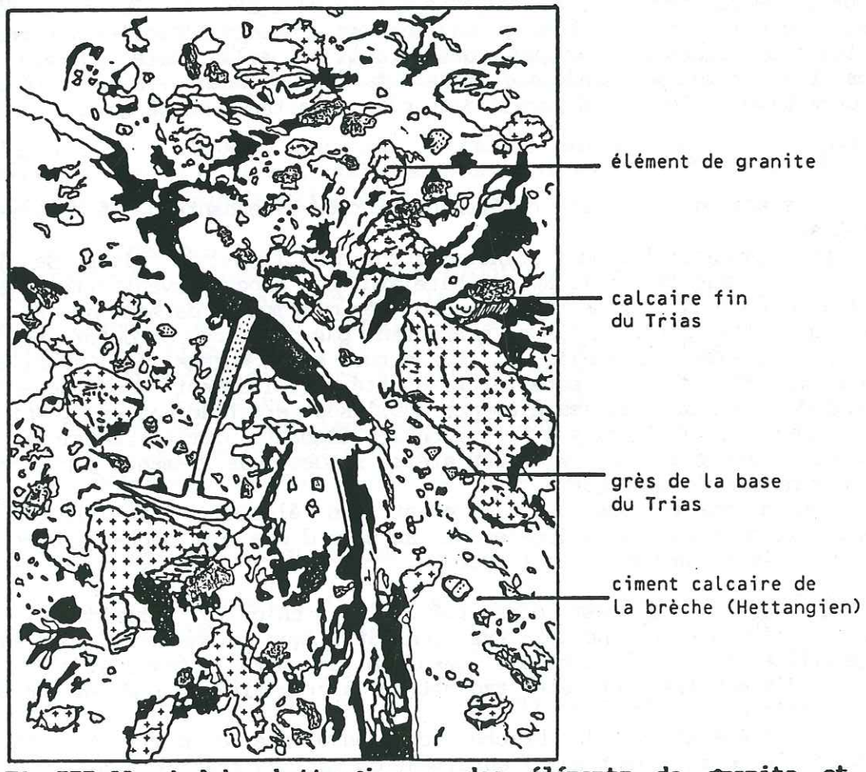


Fig III-38 : brèche hettangienne, des éléments de granite et de calcaires fins triasiques sont noyés dans un ciment micritique fins.

En rive droite de l'Arc on retrouve les brèches dans la continuité de la structure N140 en bordure du socle. La tectonique alpine a fortement déformé et écaillé le socle et son tégument triasico-liasique. Néanmoins, à l'altitude 900m, à la limite du petit plateau qui domine les Bains de l'Echaillon et sous le chapelle de Montandré, les brèches apparaissent avec de très volumineux éléments de socle (jusqu'à un mètre de diamètre), accompagnés d'éléments plus petits (0.1m) de dolomies et calcaires à patine jaune du Trias. Le granoclassement est fruste et les éléments anguleux. Le ciment est toujours micritique fin. L'épaisseur de la formation est difficile à estimer car on se trouve pratiquement en surface structurale, mais le maximum de puissance peut aller jusqu'à 15 à 20m. Ici les éléments sont plus diversifiés que dans les affleurements précédents, les fragments granitiques présentent des arêtes très aigües.

a4)variabilité

On constate une gradation dans ces affleurements : le niveau de déstabilisation du substratum par les brèches va croissant depuis le NW du massif jusqu'à l'extrémité SE. Au col de Cochemin le éléments sont déstabilisés, sans traces de déplacement important, la brèche reste monogénique. Plus bas, et suivant la direction N140, sur la Balme on rencontre des éléments plus petits, polygéniques (granite et Trias) avec de nombreux débris fossilifères. En rive droite de l'Arc, à l'extrême SE du massif granitique, la brèche contient des éléments de toutes natures aux arêtes très aigües qui indiquent des dépôts de très forte énergie avec apparition d'un polygénisme dans la nature des éléments. L'activité de la bordure N140 du Châtelard parait donc plus importante au SE qu'au NW.

b)Lithologie

Il s'agit d'une brèche hétérogène et très dépendante de la nature du substratum.

Les éléments: Ils sont principalement constitués de blocs de Trias dolomitique sur la partie NW du Châtelard, ces blocs peuvent atteindre une taille métrique à plurimétrique accompagnés d'éléments de même nature mais beaucoup plus petits. Ils ne présentent pas de traces de déformation, ne sont pratiquement pas roulés, et leur nature est homogène à l'échelle de l'affleurement. Si le substratum a été suffisamment érodé avant la transgression liasique, les éléments mobilisés seront de nature granitique (ou migmatitique). Ainsi à l'Echaillon les éléments pluridécimétriques sont tous de nature granitique avec des arêtes aîgües; des éléments plus petits ont une nature dolomitique.

On n'observe pas de classement des éléments (fig III-38) sur l'ensemble du dépôt, mais localement, au sein d'une même décharge bréchique il peut exister un bon granoclassement.

Le liant : Il est constitué d'un calcaire micritique, peu recristallisé avec une notable fraction détritique et une certaine quantité de phyllites (...). Il contient beaucoup de pyrite (oxydée). Quelques débris d'ammonites ont été rencontrés à proximité de l'abreuvoir de la Balme (voir carte)

Les éléments de la brèche sont enveloppés d'un liséré de calcite prismée claire qui vient aussi en ciment de petites fractures qui affectent l'ensemble de la brèche. (Fig III-39)

Ces mèmes brèches sont déposées dans les structures faillées, filoniennes du Sapey. Les éléments ont alors subi un fort écrasement à la suite des contraintes tectoniques alpines et sont relativement arrondis; par contre le ciment ne montre pas de traces nettes des déformations auquelles il a été soumis. Il y a recristallisation autour des galets.

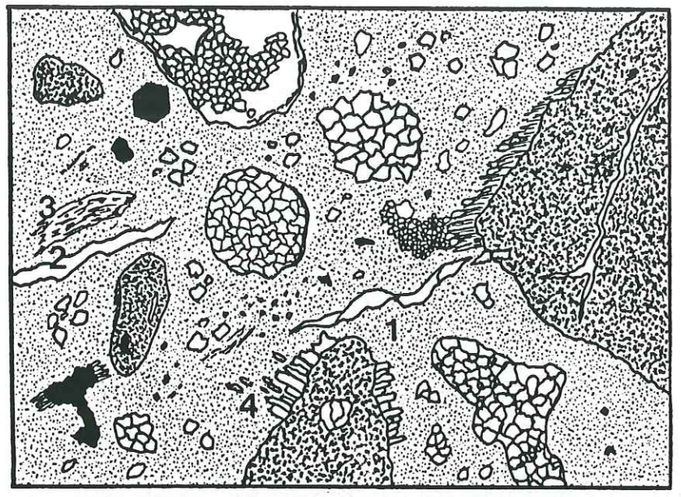


Fig III-39 : brèche liasique à ciment micritique (1), éléments polygéniques de calcaires triasiques et biotite altérée (3), fracturée et cimentée par de la calcite prismée (2).

milieu de sédimentation :

Le caractère pélagique de ces dépôts est établi par la tendance réductrice de ce milieu, attestée par la présence de fragments pyriteux (Ammonites) dans le ciment carbonaté. Ces brèches rappellent les faciès (Füchtbauer et Richter, 1983; fig III-40) de brèches internes qui se forment en bordure de bassin lors du rifting (triasique ou liasique) et qui évoluent vers des faciès de "mass flow" avec départ des sédiments dans des fractures profondes .Les brèches I du Châtelard ont un caractère intermédiaire entre ces mass flow et les brèches sans déplacement. Ici le déplacement est réduit puisque le lien entre la source des éléments et leur dépôt est proximal.

c) précisions sur les datations

Rappelons que les brèches ont été datées par Schlotheimia angulata (R. Mouterde) sur le flanc de la Balme de l'Hettangien supérieur. Une datation sur bélemnite à l'Echaillon (Serre,1983) donnait à ce terme un âge plus tardif Sinémurien-Carixien mais ceci à été infirmé par une datation par des Ariétitidés (R.Mouterde,1984) qui attribue au Sinémurien les calcaires susjacents.

d)distribution de la formation bréchique

Les brèches I se mettent en place le long d'une direction N140°E qui limite la bordure du massif cristallin au SW; sur ce flanc la transgression liasique est soumise à l'activité tectonique d'une grande faille N140°E (Faille de la Balme)

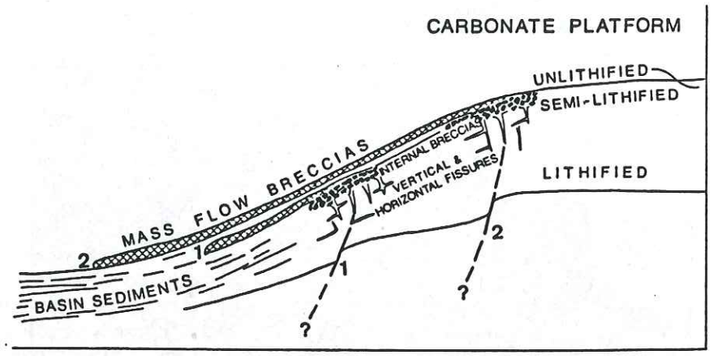


Fig III-40 : organisation des formations bréchiques en bordures de plate-forme (in Füchtbauer et Richter , 1983)

Leur caractère très inorganisé et leur extension très linéaire, l'absence de déplacement des éléments et leur taille importante(0.3 à 0.6m) permettent d'évoquer pour ces niveaux un milieu de dépôt très agressif et violent. Il s'agit du démantèlement du haut fond dans une mer à approfondissement rapide et sans forts courants dominants.

Les brèches témoignent de cette activité et de sa permanence au cours de la sédimentation du Lias inférieur et moyen puisqu'on retrouve des olistolites plus haut dans la série liasique (Domérien voir 5)). Ce grand accident synsédimentaire, qui règle la sédimentation liasique sur le bord SW du massif, peut être considéré comme la marge active d'un bassin en extension situé au SW et lié à l'ouverture de la mer téthysienne.

La polarité de la répartition de ces brèches est remarquable: leur absence totale, à l'exclusion de la bordure Sud-Ouest renforce l'importance paléogéographique de cet accident actif tout au long de la sédimentation liasique. C'est d'ailleurs le long de cette structure majeure que vont s'ouvrir les filons qui s'échelonnent selon la direction N140°E. Ainsi s'ouvrent les filons NE-SW du Sapey, où l'on retrouve des sédiments et des brèches d'âge liasique, de Bois Feuillet, avec un autre faciès de brèche, et de la Frédière. Il existe aussi une polarité NW SE le long de cet accident souligné par un accroissenment de l'activité de la faille vers le SE. On peut donc envisager un basculement du massif selon un axe méridien avec un point haut à l'extrémité NE du massif.

5)ACTIVITE DOMERIENNE DE LA FAILLE DE LA BALME

Une dernière manifestation de la tectonique distensive liasique apparait encore sur cette bordure sud-ouest. Le long de la pente herbeuse qui domine la source captée de Jarrier, dans les schistes noirs domériens, il n'est pas rare de trouver de petits olistolithes de calcaires ou dolomies triasiques à faciès capucin, qui ont été attribués au Trias moyen supérieur.(fig III-41) Ceci met en évidence la continuité de la tectonique qui accompagne la transgression liasique sur le Grand Châtelard bien après les premiers dépôts calcaires de l'Hettangien-Sinémurien. L'activité permanente de cette zone de faille entre le socle et sa couverture se poursuit jusque dans le niveaux supérieurs du Lias.
Ces déjections d'une falaise dans un bassin très subsident mettent en relief le faible déplacement des blocs et éléments détritiques qui sédimentent tout au long des dépôts liasiques.

Fig III-41 : bloc de Trias calcaire éboulé (2) dans les schistes domériens (1), sur le flanc sud-ouest du Châtelard.

6) RECONSTITUTION CHRONOLOGIQUE

Tous les marqueurs de la distension téthysienne répertoriés n'ont pas toujours de relations claires entre eux. Si, grâce à l'affleurement de l'Oullaz on a pu reconstituer la chronologie des remplissages

sédimentaires, il reste difficile de connaître la relation chronologique entre les brèches I et les filons clastiques; en effet on ne trouve jamais d'affleurement ou se présentent les relations spatiales entre ces deux formations. Toutefois, l'analogie de faciès qui existe entre les remplissages des filons stériles et le ciment de la brèche I, confortée par leur position structurale en contact direct avec le substratum autorise l'assimilation de ces deux termes à une première expression de la tectonique distensive dès l'Hettangien supérieur. Les calcaires gris bleu à débris fossilifères qui surmontent les brèches sur la Balme et qui sont aussi rapportés à l'Hettangien supérieur, se mettent en place lors cette première phase majeure.

Une seconde phase, non datée, reprend dans le petit graben de l'Oullaz la première brèche dans une seconde brèche (II) à ciment noir calcaire et éléments de calcaires à faciès hettangiens. Peut être contemporains de cette formation on trouve à l'Oullaz, des filonnets de calcaire noir qui traversent le socle et forment une brèche de socle type "Bois Feuillet".

Nous n'avons pas intégré dans ce schéma les filonnets minéralisés car une discussion s'impose. Dans le paragraphe sur les formations per descensum (p.85) nous avons rattaché les filons minéralisés à une phase relativement précoce dans l'histoire du massif, c'est à dire anté-tertiaire et même anté brèche II; cette association se fait sur la base de l'analogie de faciès entre les sédiments des remplissages filoniens et le ciment de la brèche I. Mais on peut aussi envisager que ces sédiments soient le produit de l'altération de la brèche ou des calcaires hettangiens, cette altération pouvant intervenir à n'importe quel moment de l'histoire post-liasique du massif.

7) CONCLUSION

La tectonique distensive impose au matériel rigide du socle granitique la réouverture de failles acquises au cours de l'orogenèse hercynienne permettant le dépôt irrégulier de Lias calcaire transgressif. Ainsi les calcaires de l'Oullaz s'infiltrent dans des directions N165 et N140, alors que les brèches du Sapey empruntent des directions hercyniennes N040.

D'un point de vue stratigraphique,qui va influencer la structuration du massif, on notera que lors du dépôt des termes calcaires du Lias sur le dôme du Châtelard, le Trias gypseux est absent. Il en est ainsi sur tout le terrain à l'exception de Nantuel où le gypse affleure largement au Nord et au sommet du ravin.

Les divers degrés d'érosion du Trias moyen-supérieur mettent en évidence une énergie différentielle de la transgression liasique et l'importance de l'activité de la tectonique en distension de la marge . C'est sur la bordure SW, le long de la faille principale N140 que le démantèlement des matériaux préexistants est le plus vif. Tous les niveaux stratigraphiques sont remaniés par le Lias calcaire.

Un des problème qui se pose à propos des âges des formations du Lias inférieur est ici très aigü; en effet il est difficile de trancher sur l'antériorité des calcaires sur les brèches de facon absolue. Au Sapey, on constate simplement que les brèches sont recoupées par les apophyses sud du filon alors que le calcaire n'est pas présent dans le remplissage de la

caisse filonienne mais qu'il est présent à l'éponte du filon du Sapey, sur le chemin de la Balme où on peut observer la séquence suivante:

1 -calcaire fin azoïque: 0.10m
2 -calcaire à débris d'Echinodermes 0.20m (daté de l'Hettangien supérieur par Schlotheimia angulata.)
3 -brèche liasique à élément de Trias dolomitique
4 -Schistes liasiques

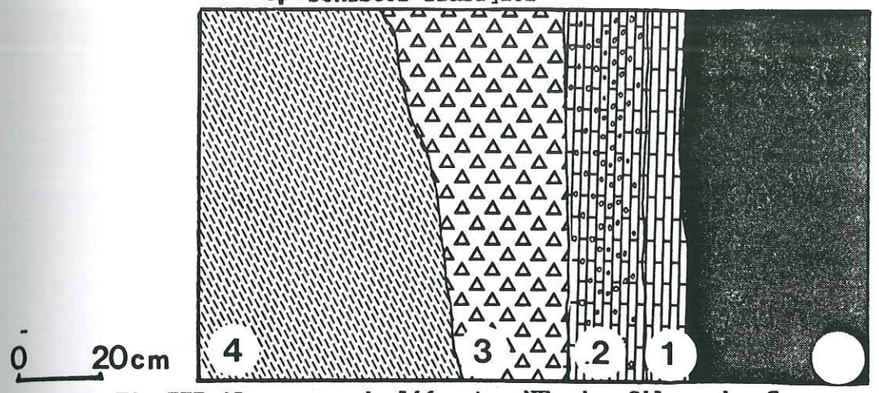


Fig III-42 : coupe de l'éponte NE du filon du Sapey montrant le contact filon/couverture et la succession dans la base de la série liasique.

ceci en s'éloignant de l'éponte avec des pendages sub-verticaux . Les brèches seraient donc postérieures aux calcaires. Dans ce cas la présence des brèches dans la caisse filonienne du Sapey et l'absence des premiers dépôts calcaires liasiques indiquent que l'ouverture principale de la structure s'est produite après le dépôt des calcaires et pendant le dépôt des brèches; ce qui correspond bien à une phase distensive importante soulignée par les décharges bréchiques le long du flanc SW du massif du Châtelard.

AGE PRESUME	FORMATION FILONIENNE (l'Oullaz)	FORMATION STRATIFORME	LITHOLOGIE DES REMPLISSAGES	FORMATION AFFECTEE ORIENTATION DES STRUCTURES MAJEURES
ANTE EOCENE	A3 : Concrétions de calcite grise		Dépôt chimique de circulations karstiques	Fentes de tension N060 Brèche II' dans un réseau N125 et N045
	A2 : Filon sédimentaire à stalactites de pyrite et blende.		Brèche micritique remaniant des sédiments jurassiques.	Brèche II
	Brèche de socle (hydraulique) de type Bois Feuillet	Brèche polygénique II de l'Oullaz	Ciment micritique noir et éléments de brèche I.	Brèche I dans un graben (l'Oullaz) N020 et brèche de socle à Bois Feuillet
HETTANGIEN SUPERIEUR (daté par Schlotheimia)	A1 : Filon sédimentaire stérile et remplissage du Sapey	Brèche polygénique I le long de la faille de la Balme. Au Nord, dépôt des calcaires hettangiens	A1 : Calcaires micritiques et pyrite framboïdale.	Toutes, du socle au Trias

CHAPITRE IV

DEFORMATIONS

I) HISTOIRE STRUCTURALE

A) INTRODUCTION

Situé à l'extrème Est de la zone dauphinoise, en bordure de l'unité des Aiguilles d'Arves et de celles du Cheval noir et du Perron des Encombres; le massif du Châtelard se comporte, au cours de son histoire géologique, comme l'ensemble des massifs cristallins externes.

Après avoir joué le rôle de seuil paléogéographique (Trias, Jurassique) les massifs subissent les déformations liées aux compressions tertiaires et sont aujourd'hui considérés comme déracinés et pour partie allochtones, charriées vers le NW sur leur couverture (A.Beach 1980) (fig IV-1). Ceci à été confirmé récemment par le profil ECORS qui a traversé les Alpes au niveau de Belledonne.

Le massif du Châtelard enregistre, avec l'apparition de schistosités au sein des séries métamorphiques, toutes les déformations depuis l'orogènèse hercynienne. L'analyse des témoins, permet d'établir une chronologie relative des déformations successives qui ont affecté l'ensemble du Châtelard. Le problème principal demeure quant à l'âge qu'il convient de donner à ces déformations. Aussi après avoir décrit les objets et établi une chronologie relative des déformations une discussion sur les âges présumés de ces déformations sera engagée sur la base des données connues régionalement et dans les autres massifs externes.

Serre attribue à la quasi totalité des déformations affectant socle et couverture, un âge général"nummulitique" et ne reconnait pas de phase antépriabonienne compressive.

A l'échelle des massifs cristallins externes A.Beach (1981) a mis en évidence une série de déformations, au sein même de la série Eocène; déformations qui sont continues depuis la couverture triasico-liasique jusque dans l'Eocène (région de Saint Jean de Maurienne). Les mêmes types de recristallisations et de linéations se retrouvent dans la série mésozoïque et dans les roches éocènes.

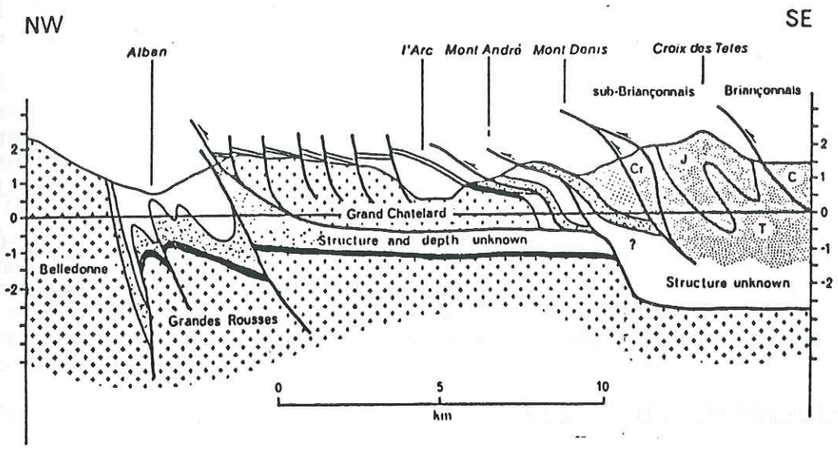


Fig IV-1 : coupe schématique du Châtelard interprétée par A.Beach (1980) et montrant le déracinement et le décollement général du massif sur sa couverture.

F.Bergerat (1988) à l'échelle géodynamique globale a étudié les paléochamps de contraintes au front de l'orogène alpin. Cette étude s'attachant à des domaines assez éloignés de notre secteur, nous apporte des informations sur les régimes de déformation certainement comparable (à des problèmes d'anisotropie près) aux champs de contraintes rencontrés dans les Alpes. On voit ainsi:

-Eocène supérieur (40M.A.); prédominance d'une compression subméridienne induisant de nombreux décrochements N020 et N045 senestres .

-Oligocène (35 à 30M.A.); tendance très marquée à la distension avec des directions d'ouverture E-W. ceci n'est pas sensible dans le contexte du Rocheray mais on peut y voir un relaxation des contraintes et l'avènement d'une période de charriage tectonique, soit d'écaillage du Rocheray, soit l'arrivée des nappes plus orientales.

-Miocène; une phase compressive NE-SW succède à la distension oligocène, mais dont les effets n'ont pas été individualisés sur le Grand Châtelard.

Les structures à vergence Est

La déformation miocène évoquée plus haut est peut être responsable des structures tardives à vergence Est qui sont représentées dans le Châtelard. Cette déformation affecte l'ensemble du bati alpin avec pour conséquence le

rétrocharriage de Belledonne (Triboulet et Eltchaninoff, 1981). Pour les auteurs la schistosité S2 de crénulation est postérieure dans Belledonne à cette tectonique tardive d'âge mal connu.

Pour C.Bravard (1983) qui à étudié les structures à vergences Est de la zone des Aiguilles d'Arves, ces structures sont sans aucun doute très tardives; les plis à vergences Est n'étant jamais repris par une autre structure plicative, ni recoupés par une schistosité. Toutefois, les donnés restent pour lui insuffisantes pour prouver l'existence de telles déformations plus à l'Ouest.

Dans le massif il n'est pas connu de structures similaires mais par contre, à Nantuel il est incontestable que le rétrocharriage de Belledonne a fait rejouer les failles et les filons dans des mouvements inverses et cisaillants jusqu'à leur donner un pendage orienté vers l'W. Ainsi le chevauchement frontal est déformé et redressé.

B) LES DEFORMATIONS ANTE-TRIASIQUES

1) L'OROGENE HERCYNIEN

Les terrains anté-hercyniens et le granite intrusif ont subi une série de déformations au cours de l'orogène hercynien accompagnées d'un métamorphisme faible.

Les travaux de N.Vatin-Pérignon(1966) ont été précisés par D.Gasquet (1979). Il a décrit les séries métamorphiques et leur déformations (ainsi que celles du granite) dans la galerie E.D.F. "Arc-Isère" qui traverse le massif perpendiculairement aux structures majeures. Pour cet auteur la tectonique alpine oblitère en grande partie les traces de tectonique antérieure. Par ailleurs, JP.Guillot et D.Cluzel (1986) mettent en évidence le caractère mésozonal de la tectonique varisque grâce à quelques observations:

- La nature amphibolitique et pyroxénique avec plagioclases, quartz et biotites de la série de l'Hermillon et du Châtel (c.f. pétrologie p.).
- La présence de grenat,biotite et oligoclase dans les restes rubanés de la série.

Trois phases hercyniennes majeures affectent le massif et ont pour conséquence toute une série de déformations.

a)une série de plis D1

Plis à charnière anguleuse, synmétamorphes, responsables de la foliation F1 et de la linéation minérale L1. Cette foliation très marquée dans le secteur des amphibolites s'exprime au sein des séries migmatitiques sur la rive droite de l'Arc avec des directions généralement N050° à N030°. Dans les zones protégées de la granitisation,de nombreux plis en chevrons ont des axes N025 faiblement pentés (25°) vers l'Ouest.

b)des plis isoclinaux D2

Plis de type semblable, plus ou moins synchrones d'une anatexie locale, que je n'ai jamais observés.

c)des plis D3

Ces plis reprennent le matériel existant dans des plis métriques.Les filons satellites du batholite granitique, pegmatitiques ou aplitiques, sont entrainés par cette déformation. Par exemple à l'Hermillon et en rive gauche de l'Arc. Ils ont une direction qui oscille entre N030 et N060.
C'est donc dans la période entre la déformation D2 et la déformation D3 que le granite se met en place (âge non précisé).

Le caractère unidirectionnel des déformations pendant cet orogène se complique d'une phase tardive de fracturation régionale qui s'inscrit encore une fois dans la schistosité N030 à N060. Elle découpe le Châtelard et servira de guide aux déformations ultérieures.

Il faut aussi remarquer une phase tardive, (probablement permienne) antétriasique qui débite le massif selon une direction méridienne et qui s'accompagne de mylonitisation et silicification.

2) ETAT STRUCTURAL DU MASSIF

Tout comme Belledonne, le Châtelard apparait à la fin du Primaire comme une masse de roches métamorphiques dans lesquelles a percé un granite plus ancien que celui des Sept Laux (Gasquet, 1979). Le massif a subi une déformation polyphasée et un découpage par de grandes failles plurikilométriques N40 (c.f.schéma structural). Ces grandes structures vont jouer un rôle permanent dans l'histoire du massif. Parmi celles-ci le réseau de failles de la forêt du Sapey avec ses zones mylonitisées, ainsi que la faille hercynienne N140 qui limite les amphibolites à l'Ouest, apparaissent comme des stuctures majeures.

C) TECTONIQUE DISTENSIVE

1) TECTONIQUE TRIASIQUE

Dans le chapitre III nous avons détaillé la tectonique active triasique. Rappellons simplement les points marquants qui signent la composante distensive du Trias :

-Le volcanisme alcalin montre un amincissement lithosphérique et, l'ouverture de dyke visibles en trois points du massif et orientés N170 et N050 et N085 indique des directions d'extension imprécises.

-les mouvements dans la série carbonatée.

A la base, ces mouvements sont marqués par des niveaux discontinus de slumps sur 1 à 2m; puis des niveaux bréchiques (brèches dolomitiques) parfois récurents (Montvernier sud). La présence de petits filons clastiques N045 au sommet de la série (Noirey) à remplissage pélitique rouge silicifié (Trias évaporitique) montrent la permanence d'une activité tectonique contemporaine du dépôt du Trias.

-les failles

Les accidents à jeu normal qui régissent la sédimentation des calcaires et la mise en place des spilites sont reconnus dans tout le Châtelard : Au Villaret d'en bas (voir p), Sur la Balme, à l'Oullaz. Leur

direction n'est pas très significative d'une orientation de la distension car la plupart d'entre-elles sont des failles hercyniennes qui ont rejoué (le Sapey). Les autres sont très déformées par les phases compressives alpines (l'Oullaz). Ces directions sont quand même compatibles avec des directions d'ouverture sub méridiennes.

2) TECTONIQUE LIASIQUE

Le caractère distensif du régime des contraintes s'imprime dans les termes liasiques par l'apparition de failles et de filons à remplissage sédimentaire suivant deux directions majeures N140 à N165 et N040 à N070.
La transgression liasique sur le massif est marquée le long de la faille de la Balme par une brèche polygénique liée à l'activité synsédimentaire de la faille.
Les directions d'extension sont mal définies dans le secteurs, mais l'ouverture de filons le long de cette faille selon des accidents préexistants indique un jeu décrochant dextre compatible avec une extension E-W.

D) TECTONIQUE COMPRESSIVE

Dans la proche périphérie du Châtelard il y a lacune entre le Dogger et l'Eocène, les évènements survenus entre les derniers dépôts jurassiques et la transgression éocène à l'Est restent donc peu connus quant à leur âge et leur chronologie. C'est peut-être à cause de cette forte lacune que les géologues ne signalent que peu d'activité au cours de cette longue période.

1) ANTENUMMULITIQUE

Pour A. Serre (1983) il n'y a pas dans la région de trace d'activité anté-priabonienne (y compris dans l'unité plus orientale du Cheval Noir - Casse Massion). Par contre R.Barbier et J.C.Barféty (1972), puis Bravard (1983) ont néanmoins mis en évidence dans la zone "ultradauphinoise", dans le soubassement des Aiguilles d'Arves, une déformation nettement marquée dans les termes du Bajocien- Bathonien, scellée par le dépôt des premiers niveaux de l'Eocène. Il s'agit de plissement d'axe E-W à N120 déversés vers le NNE.

On connait ces déformations non loin du massif du Châtelard : dans la vallée de l'Arvan, peu avant St Sorlin d'Arves au lieu dit "la combe Génin". On y voit un anticlinal hectométrique qui fait apparaitre en son coeur le Trias supérieur avec des cargneules ocres. Une importante polémique s'était installée quant à la réalité de cette phase anté-nummulitique. En effet, l'inexistence de déformations E-W au passage Jurasssique-Eocène pourrait être attribuée à un amortissement des plis au sein des séries marneuses du Lias supérieur et Dogger (Bravard, 1983). Dans le secteur du "Grand Rieu" Bravard a pu observer un vaste pli plurihecto-métrique dont les flancs renversés sont recouverts en transgression par le Nummulitique en position normale; de plus la schistosité de plan axial qui accompagne ce pli ne se poursuit pas dans le Nummulitique.
Cette phase,connue dans l'ensemble des massifs cristallins externes et de la zone ultradauphinoise est peu développée dans les termes situés sous les chevauchements. Cette activité précoce n'est évidente que dans les séries très épaisses du Lias et du Dogger de la zone "ultradauphinoise".

-CHATELARD
Cette phase anténummulitique n'a pas été observée dans les séries très réduites qui bordent le dôme émergé du Grand Châtelard . Toutefois sur le massif, au lieu dit "la Balme" on trouve les traces d'un petit synclinal d'orientation, N090 à N110, transverse sur l'ensemble des structures visibles dans le massif. Les terrains engagés sont ceux du Trias calcaire et gréseux et les premiers niveaux du Lias transgressif: les brèches et les calcaires à entroques.
Ailleurs les déformations postérieures masquent les éventuels témoins de phénomènes anténummulitiques.

On peut donc considérer que dans le secteur du Châtelard L'importance de cette phase anté-nummulitique est faible et que la véritable phase de déformation ne débute qu'à la suite du dépôt du flysch paléogène.

2) LA GRANDE PHASE EOCENE

La tectonique compressive qui impose aux Alpes leur structure actuelle débute peu après le dépôt du Nummulitique.
Notre étude n'englobant pas les terrains du Cénozoique la description s'attachera aux déformations affectant les différents niveaux du socle et de la couverture sédimentaire triasico-liasique.

a) dans le socle

Tout comme J.P.Guillot et D.Cluzel (1986) l'ont signalé, et V. Vialon et *al*, (1975) l'ont signalé avant eux, la marque de la schistosité S1 éocène est nettement imprimée dans le granite et les migmatites encaissantes. Cela s'observe bien dans le Nord du massif, à Montvernier où la coupe du Trias et de son substratum montre que cette schistosité coexiste dans le socle et dans les termes de bases, grès et spilites, du Trias. Il a été démontré (Guillot et Cluzel, 1986) que cette schistosité est due aux contraintes alpines et non aux reliques des déformations hercyniennes qui présentent des caractères pétrographiques très différents.

Nous avons relevé les directions de cette schistosité dans les roches vertes du sommet du Grand Châtelard. Ces affleurements qui recouvrent le plateau sommital sont très déformés, ils sont assurément post-hercyniens et sans doute triasiques.
Une carte au 1/5000 a été levée (fig IV-2) et met en évidence une série de plis sub-méridiens aux axes déformés par des phases légèrement transverses. On voit des plis couchés décamétriques d'axes grossièrement N-S à N030 replissés par une phase compressive E-W responsable des chevauchements régionaux.
L'examen de canevas corrobore le replissement des structures N30°E (fig IV-2)

b) dans les niveaux triasiques

Le Trias enregistre nettement une déformation avec une première schistosité d'orientation générale N035 à N050 visible sur le canevas (fig IV-4) puis une seconde plus marquée S2 associée au décollement de la couverture sur le socle du Châtelard (voir § 3). Mais on rencontre une plus large dispersion des directions que dans le socle.

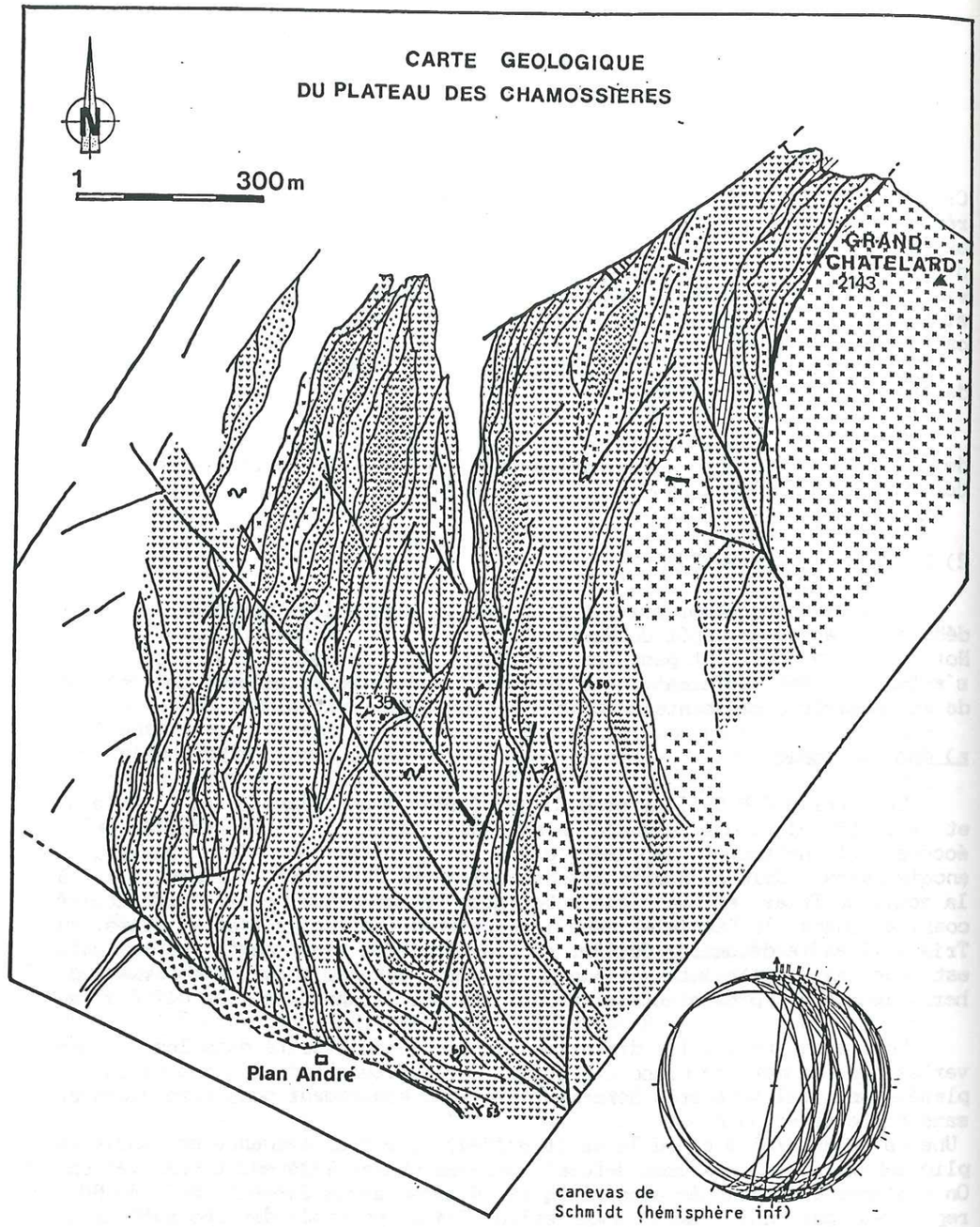


Fig IV-2 : carte géologique du plateau des Chamossières, et canevas de Schmitt (hémisphère inférieur) montrant les plis couchés, le replissement de la schistosité S1 et le jeu décrochant senestre tardif de l'accident N120 souligné par les brèches liasiques. Seuls les niveaux repères sont représentés.

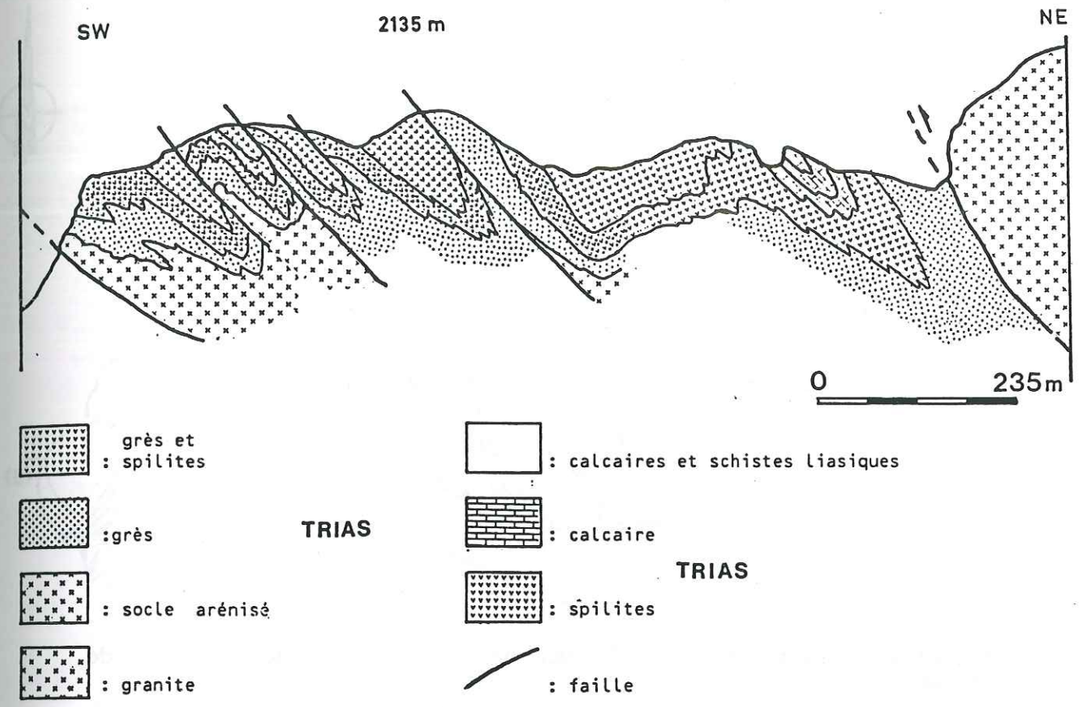


Fig IV-3 : synclinal de Trias pincé avec les calcaires et les spilites (sommet du Châtelard) (S1 N135°E)

Ces déformations sont très marquées dans les niveaux spilitiques de base alors qu'elles restent très frustres dans les termes calcaro-dolomitiques supérieurs. Les spilites ne sont pas partout affectées aussi brutalement par la tectonique alpine: ainsi les spilites de la Balme ne présentent qu'un débit régulier parallépipédique : ces fractures sont remplies par un calcaire fin azoïque d'âge indeterminé, soit Trias supérieur soit Lias inférieur.

A la Frédière, sur la surface structurale que forme la pente du versant SE du môle cristallin, le filon minéralisé de la Frédière emprunte le tracé d'une faille N066 . Cette structure recoupe nettement de petits microplis d'axe N030 à 045 légèrement inclinés vers le SE (30°). Ces microplis affectent un matériel triasique avec la série complète : grès, spilites, et plus épisodiquement calcaires. Ces plissements, liés à la compression alpine présentent une schistosité de plan axial S1 N050 75°S. Par la suite ils seront affectés par une fracturation N170 (fig III-5)

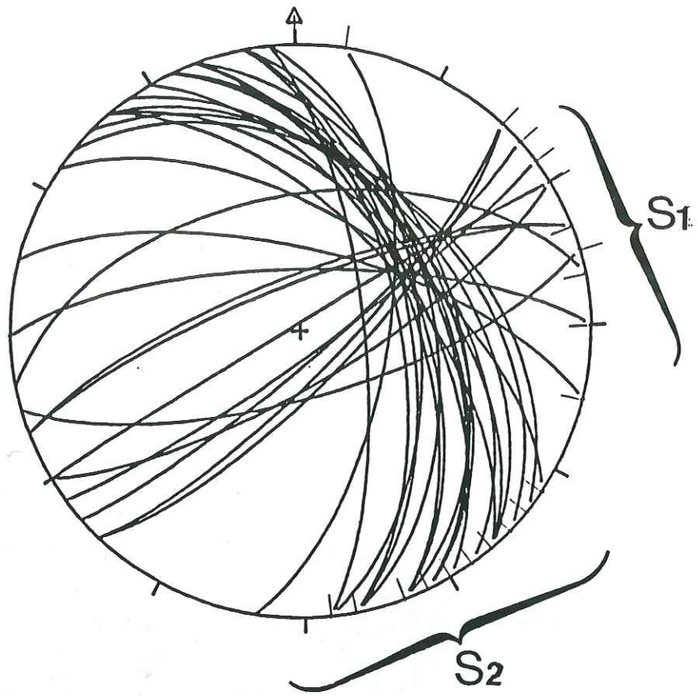


Fig IV-4 : Schistosité S1 et S2 dans les spilites de la chapelle de Montvernier

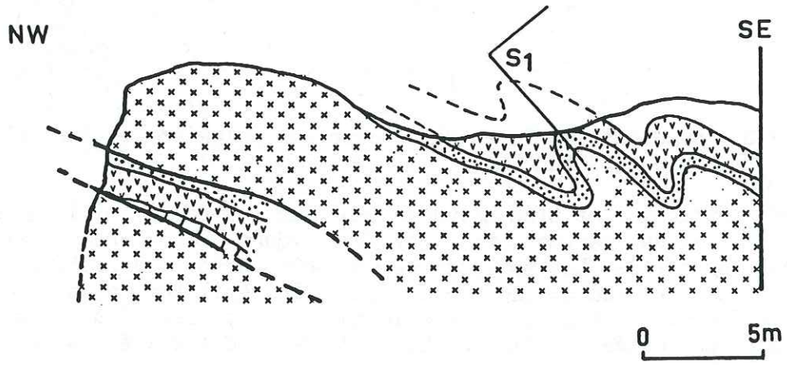


Fig IV-5 : plis de la Frédière montrant une schistosité S1 N45°E. et affectant le matériel triasique.

c) dans les termes liasiques

Les mesures de schistosité effectuées sur l'ensemble des bordures du massif dans les termes liasiques montrent l'homogénéité relative des déformations qui créent une schistosité de direction générale N020 à N040. (fig : IV-5) La schistosité affecte tous les niveaux du Lias mais de son intensité varie selon la compétance des matériaux.

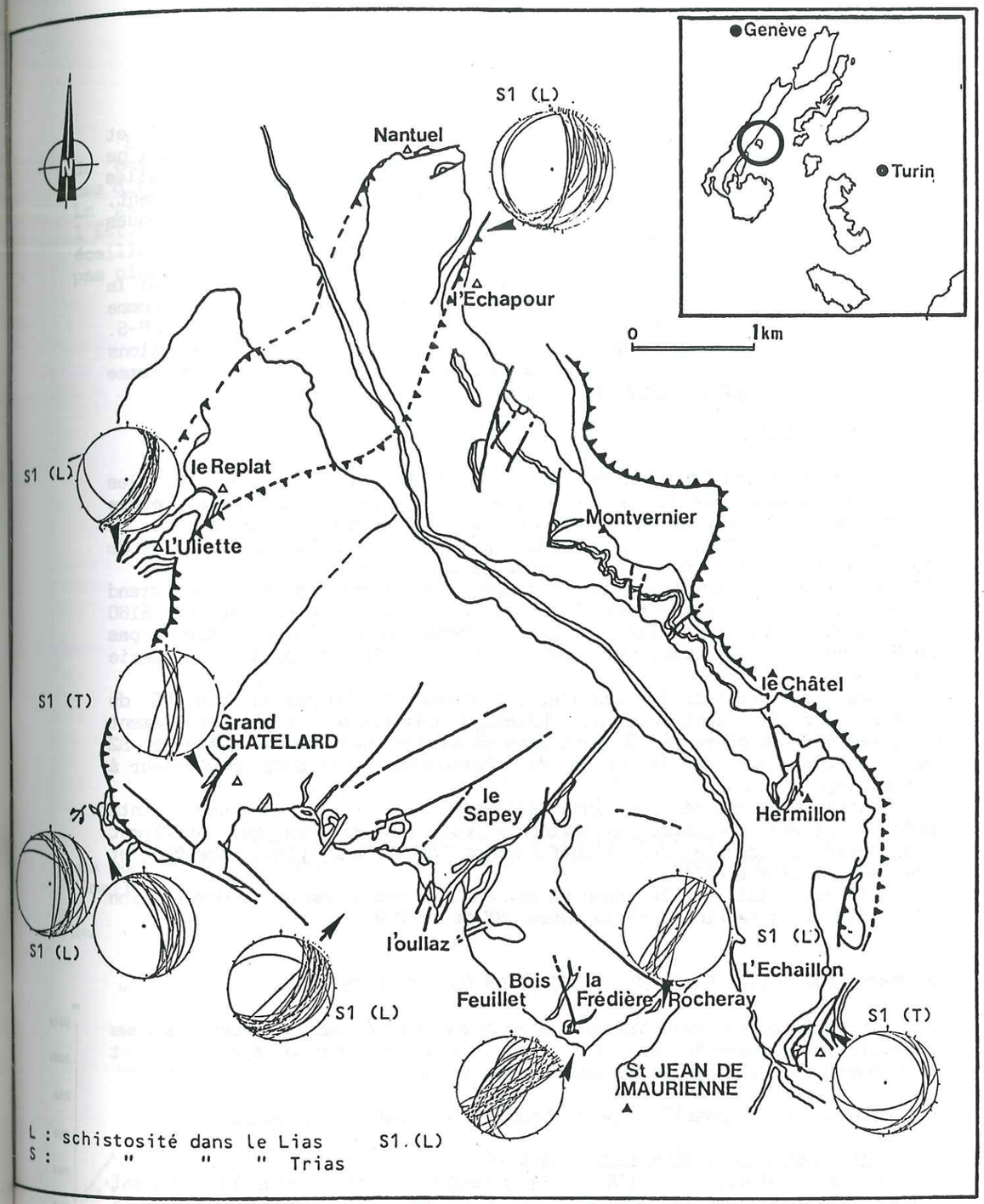


Fig IV-6 : carte des variations de la schistosité S1 à la périphérie du massif du Grand Châtelard. S mesures dans le socle; T : mesures dans le Trias; L : mesures dans le Lias.

Le Lias moyen jusqu'au Domérien laisse bien apparaître les plis P1 et la schistosité S1 par opposition aux niveaux plus carbonatés qui ne présentent pas toujours de trace de déformation souple. Les rares fossiles trouvés dans les schistes montrent que l'aplatissement est très important, (de 1 pour 5 environ sur les ammonites trouvées à l'Echapour à quelques dizaines de mètres du chevauchement des unités orientales).

Au col de Cochemin et au lieu dit "plan Andre" on remarque que si la direction de la schistosité de plan axial "S1" est constante au Nord comme au Sud, ici il y a une importante variation de direction et S1 devient N-S.

Cette virgation est, comme dans le socle, le fruit de déformations postérieures et notamment le rejeu d'accidents décrochants senestres comme la faille de la Balme (Fig IV-6).

3) LA SCHISTOSITE S2

La schistosité S2 n'est pas toujours aussi bien marquée dans les schistes liasiques que ne l'est S1. Cependant, selon les stations de mesure on constate qu'elle peut devenir dominante, surtout à proximité du col de Cressua (à l'Ouest), loin du môle granitique, et dans les spilites de Montvernier où elle prévaut sur l'ensemble des déformations.
Il s'agit d'une schistosité de crénulation associé à des plis à grand rayons de coubure. Cette phase plicative P2 est sub-méridienne jusqu'à N160 elle semble intimement liée aux phases chevauchantes. On ne la trouve pas au Nord du contact anormal principal depuis "Plan Pra" jusqu'à Sainte Marie de Cuines.

Les chevauchements les écailles orientales de Montpascal (au NE du massif) sur le substratum du Châtelard déjà déformé sont spacialement associés à cette phase P2. On peut donc considérer que **la schistosité S2 est contemporaine de la phase de chevauchements tardifs** (postérieur à l'écaillage du socle)

Cette schistosité peu individualisée (sauf dans quelques points précis) n'a pas été mise en évidence par les auteurs qui préfèrent considérer l'ensemble de la déformation comme une phase homogène et continue de déformation.

Il est clair que la phase P2 est dans le continuum de la déformation P1 et dont la direction oscille entre SE-NW et E-W

4) TECTONIQUE CISAILLANTE ET FRACTURATION DU BATI CRISTALLIN

La déformation synschisteuse accompagne une déformation cassante dans le socle qui découpe des écailles de socle et de couverture tégumentaire et fait chevaucher l'ensemble du massif vers le NW.

En trois points du massif on peut observer les contacts anormaux:

b)les bains de l'Echaillon.(fig IV-7)

En rive droite de l'Arc, le promontoire de l'Echaillon permet d'observer une série de petites écailles très serrées de taille hectométrique à pluridécamétrique. Ces écailles engagent les terrains du socle et leur tégument triasique, ainsi que la couverture liasique schisteuse, et parfois même quelques mètres de brèches polygéniques. L'ensemble est déversé vers l'Ouest.

L'Eocène schisto-gréseux repose par un contact anormal sur l'ensemble de ces écailles sans que l'on puisse établir un lien d'antériorité entre ces différents contacts chevauchants.
La galerie E.D.F. recoupe l'ensemble de ces formations mais un peu plus à l'Est. Les coupes levées par D.Gasquet (1979) montrent que les quatre écailles qui sont visibles à l'aplomb des bains thermaux ne se retrouvent pas plus à l'Est, pas plus que les brèches liasiques (fig IV-8).

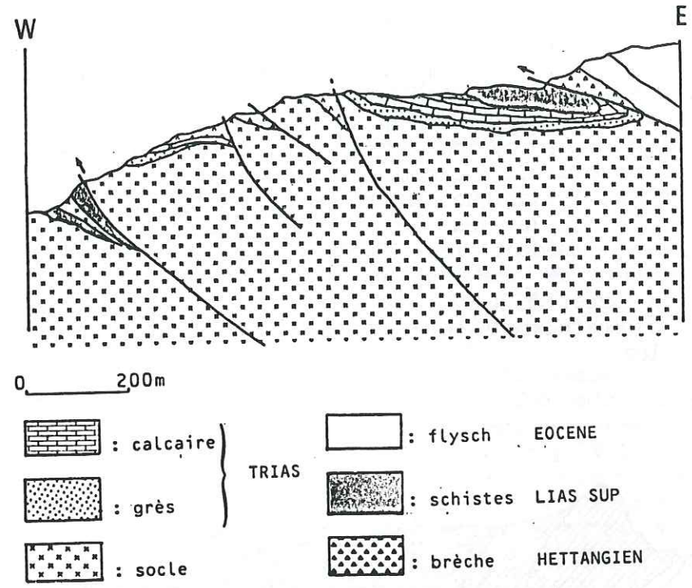


Fig IV-7 : coupe des écailles répétées du promontoire de l'Echaillon. La couverture tégumentaire pincée revèle l'absence de gypse en semelle des écaillages.

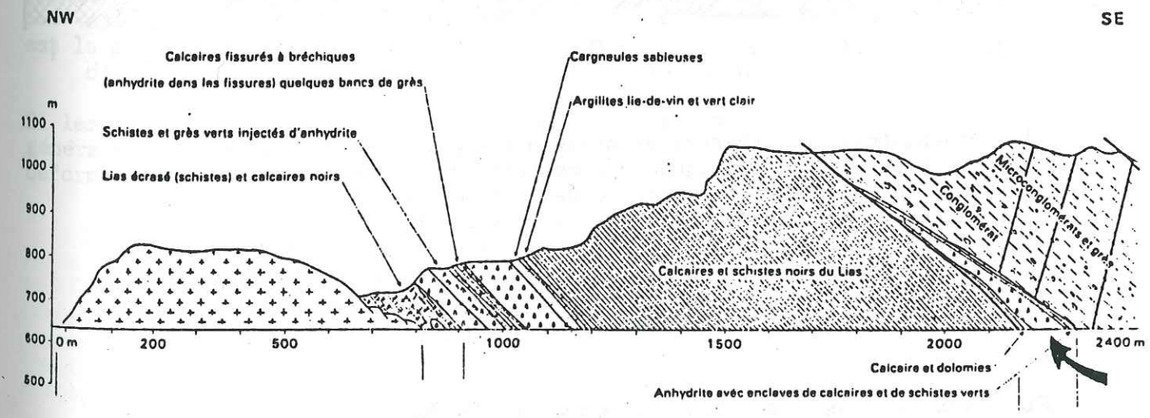


Fig IV-8 : coupe de la galerie E.D.F Arc Isère. (Gasquet, 1979)

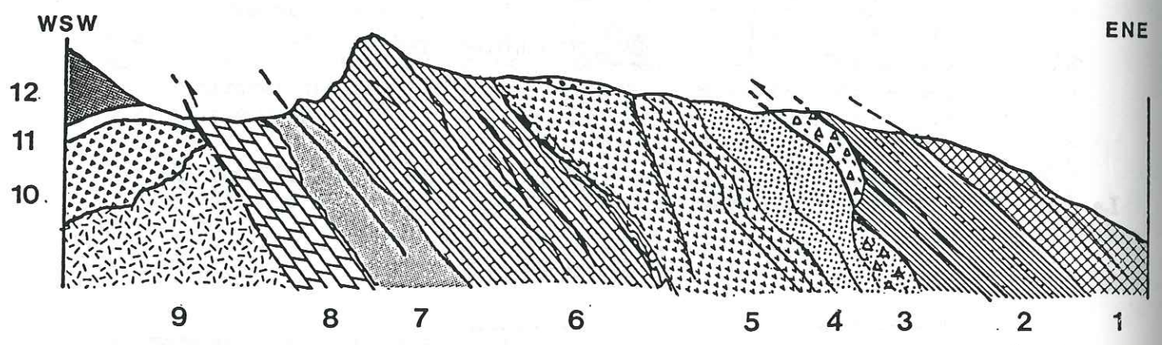
A l'Est la présence de niveaux plastiques gypseux a favorisé le déplacement des écailles vers l'Ouest avec une flèche importante. A l'inverse, au Sud, l'absence de niveaux gypseux du Trias supérieur provoque la fracturation intense puis les cisaillements à faible déplacement et explique la forte densité des écailles sur la vallée de l'Arc.

b)Nantuel

Il s'agit d'un point triple au contact du socle du Châtelard chevauchant sa couverture vers le Nord et au contact du chevauchement du Nummulitique sur le Lias sub-autochtone. Les manifestations de ces bouleversements tectoniques ont été observées dans les épontes des filons du gisement de Nantuel et leur encaissant.

Dans la galerie principale, dont l'entrée est à une altitude de 650m, le socle migmatitique apparaît sysématiquement au toit des minéralisations et le tégument triasico-liasique au mur. Toutefois, à la suite de remaniements postérieurs, le jeu des accidents est généralement normal alors que les parois gardent les témoins de mouvements tangentiels inverses. L'orientation de ces failles est N070 à N090 c'est à dire perpendiculaire à la direction N-S du chevauchement majeur du Cénozoïque sur la couverture du Châtelard Elles sont donc antérieures à l'arrivée des nappes plus orientales.

c) Le Replat



1 : migmatites; 2 : schistes et micaschistes altérés; 3: zone de brèches très altérée soulignant le contact anormal; 4 : grès triasiques; 5 : spilites dont la base présente des déformations disharmoniques; 6 : calcaires spathiques noirs minéralisés en fluorine et blende rouge conformement aux strates; 7 : schistes péliteux verts semblables à ceux du Trias évaporitique de "Champ Grallier"; 8 :dolomies jaunes sub-lithographiques; 9 :cargneules; 10 : niveau à cargneules et dolomies; 11 : niveau de marbre blanc fétide; 12 :calcschiste liasique

Fig IV-9 : coupe du contact renversé Socle /Trias sous le chevauchement du Massif du Châtelard (Le Replat)

C'est sans doute ici que s'observe avec le plus d'évidence et le chevauchement de la masse cristalline sur sa couverture et le renversement des structures.

Au lieu dit "l'Uliette" (maison forêstière) qui domine à 1200m le village du Mont, et jusqu'au Replat on suit une coupe continue. Le Lias renversé est sub-horizontal (N040° 20°S) avec une schistosité de plan axial, S1 N025° 55°E en moyenne, très marquée; puis vient un Trias très aminci avec, une quasi absence du terme gréseux de base, un niveau volcanique extrèmement altéré et déformé, et des calcaires spathiques noirs très recristallisés et lardés de veinules à fluorine et blende rouge. Le tout est chevauché par les migmatites du Châtelard selon un accident N030° faiblement penté (40°).

En éboulis on a trouvé les cargneules ocres du Trias supérieur. A moins qu'il existe une forte discontinuité entre le Trias et la couverture liasique, la position de ces cargneules ne souligne pas le chevauchement majeur mais un décollement local du Lias sur les dolomies triasiques (fig IV-9)

5) LA FRACTURATION DANS LE SOCLE

L'héritage des accidents hercyniens qui ont déjà rejoué lors de la distension téthysienne impose aux déformations compressives alpines un réseau de directions pré-établi. Les accidents principaux vont jouer en décrochements alternativement senestres et dextres.

La faille de la Balme (N120° à 140°) sert de rampe latérale au chevauchement frontal qui s'amortit au col de Cochemin. Cet accident fonctionne lors de la phase de plis P2 en décrochement senestre et déforme les axes des plis du plateaux des Chamossières. (voir fig IV-1).

L'étude des épontes des filons indique de nombreux mouvements décrochants responsables des déformations finales et de l'aspect contourné des filons. Nous analyserons ces déformations dans le chapitre V. Mais à Bois feuillet l'étude de la fracturation du granite encaissant (fig IV-11) met en évidence une chronologie de la fracturation :

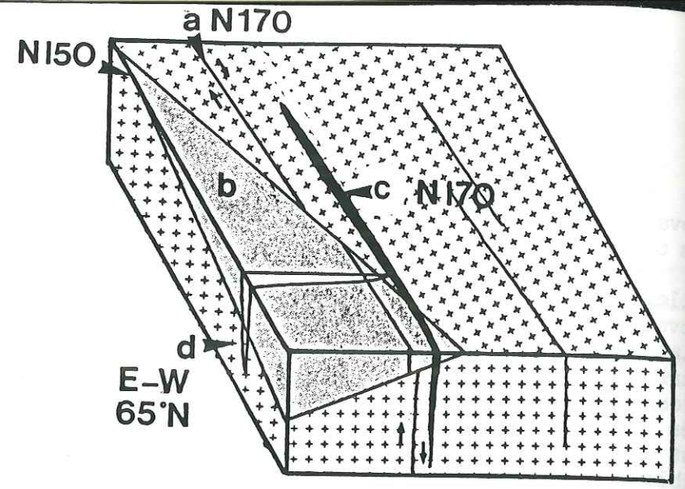
a) une phase de décrochements dextres N170°E sub-verticaux peu développée

b) une fracturation décrochante senestre N150°E qui affecte les premières cassures

c) une nouvelle phase qui ouvre des fentes de tension N170°E et qui est la plus développée

d) des fentes de tension EW 65°N qui recoupent l'ensemble.

Si les deux premières phases sont mal repérées par rapport à la déformation générale du massif les deux autres sont corrélées à l'ensemble des déformations.



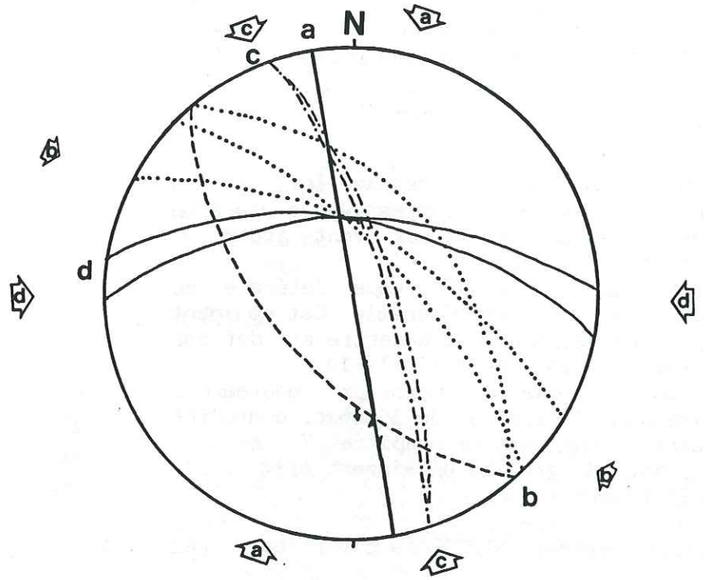


Fig IV-10 : fracturation du granite à proximité du filon de Bois Feuillet. Le bloc diagramme montre l'évolution des accidents affectant le socle. Sur le canevas de Wulff (hémisphère inf) on voit la direction des différentes contraintes.

Les fentes de tension N170 (c) correspondent à la phase plicative P1 avec la schistosité associée S1 car elle s'incrit dans le même régime de compression SSE-NNW acompagné par un régime décrochant senestre des grands accidents N030° à N050° qui limitent le massif et découpent l'ensemble de la région (Belledonne, Mont Blanc)

Les ouvertures N 065° s'inscrivent dans un régime de compression plus latitudinal ESE-WNW qui amène le chevauchement du socle sur sa couverture et le jeu décrochant senestre des accident N120 à N140°E comme celui de la Balme.

6) FRACTURATION TARDIVE

Des fractures postérieures vont découper le socle et son tégument. Il s'agit de deux familles principales:

-Les diaclases N090° subverticales sont bien visibles surtout dans les zones minéralisées et affectent la fluorine. Elles ne sont que de faible importance et n'ont pas de rejet notable.

-Fractures Nord-Sud (dextres) qui recoupent toutes les structures observées. C'est un réseau de failles hectométriques assez lâche qui est associé a des rejeux dextres des failles N140° à N170° (notament visible sur le filon de Bois Feuillet fig V-12). Ces structures peuvent se suivre dans les niveaux nummulitiques.

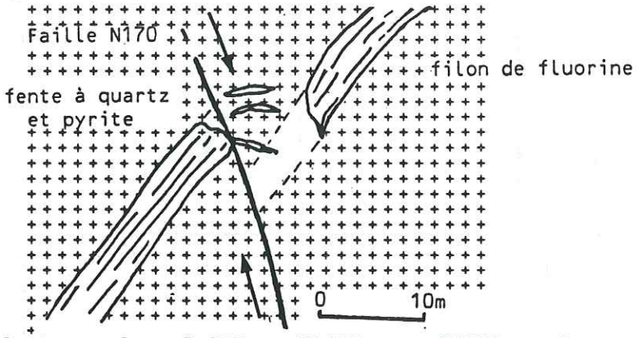


Fig V-12 : jeu décrochant dextres des failles N140° et N170° qui tronconnent le filon de Bois Feuillet.

7) STRUCTURES A VERGENCE EST

Pour terminer, on remarque dans le Nord du massif, à Nantuel, des témoins de phases ultimes qui redressent l'ensemble des caisses filoniennes et même vont jusqu'à inverser le pendage initial des failles N80°E vers l'Ouest (80°). Cette activité tectonique à vergence Est est connue dans l'ensemble de la région. Elle correspondrait au rétrocharriage de Belledonne.

E) DISCUSSION

Les âges de ces déformations restent inconnus à l'échelle du massif de par l'absence de termes supérieurs au Nummulitique et donc contemporains des phases majeures miocène de la déformation alpine. Pour ce qui est de la phase post-liasique anténumulitique, la même ambiguîté existe. L'absence des termes crétacés ne permet pas de dater et de connaître l'importance des phases anténummulitiques reconnues dans les autres parties de la zone dauphinoise et ultradauphnoise (phase arvinche de R.Barbier, 1944).

Une discussion peut être entamée, en comparant les connaissances sur les autres massifs cristallins externes. Ainsi pour A.Serre (1983), c'est à la fin du Priabonien (ou au début de l'Oligocène) que l'on trouve les traces d'un évènement compressif majeur, responsable de l'arrivée des nappes brianconnaises et de l'écaillage du socle du Châtelard. Cette compression correspond à l'individualisation de S1 ,avec l'apparition d'une phase plicative en vastes plis couchés. Ensuite se met en place un régime

	MONT BLANC (Gourlay, 1984)	BELLEDONNE (Gasquet, 1979; RICOU, 1980)	GRAND CHATELARD
PLIOCENE			Verticalisation des structures au Nord du massif. fracturation N-S et rejeu des failles N40
MIOCENE	socle: DECROCHEVAUCHEMENTS DEXTRES selon les directions N 40 à N 50 tendance à la translation vers le NW puis vers l'W des contraintes; couverture : APPARITION DE P2 ET S2.		couverture: plissement P2 associé à l'arrivée d'écailles plus orientales S2 schistosité sub méridienne reflète la rotation des contraintes principales vers l'Ouest. mouvement décrochevauchant senestre de la faille de la Balme (N140) socle : décrochements dextres suivant les structures préxistantes NNE-SSW.
OLIGOCENE		stadeII : a) contraction maximale E-W. les fractures. NE-SW évoluent depuis un cisaillement senestre vers un chevauchement à vergence NW. puis	couverture : Plissement P1 schistosité de plan axial S1 N 40 à NS autour du môle granitique. socle : écaillage du massif vers le NW sur sa couverture triasico-liasique ouverture de fentes de tension N 170 compatible avec le jeu décrochant senestre du synclinal médian (Belledonne)
EOCENE	socle : schistosité NNE-SSW associée au cisaillement profond. DEBUT DE DEFORMATION DU SOCLE 40 MA (Datation sur biotites néoformées) couverture : apparition de S1 et L1 avec des plis initialisés au début de l'écaillage de socle APPARITION DE P1 AVEC S1 ASSOCIEE	stade I : décrochements N 50 E et N 3 avec une compression maximale NS. (reconnu jusqu'à l'Hauterivien)	

TABLEAU II : comparaison chronologique des contraintes tectoniques dans les différents massifs cristallins externes

de cisaillement marqué par l'écaillage des unités orientale et l'apparition de la schistosité S2.

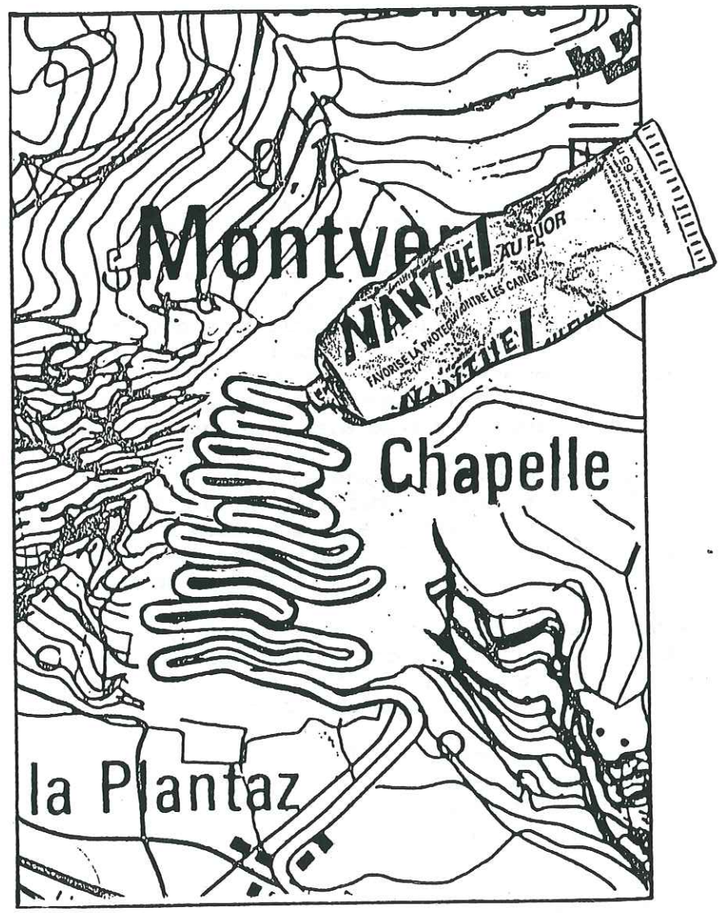
De tels phénomènes ont étés décrit dans le massif du Mont Blanc par C.Elchaninoff et S.Triboulet.

Dans le massif de Belledonne D.Gasquet (1979) puis L.E.Ricou (1980) qui ont étudié la déformation du socle mettent en évidence de vastes décrochements senestres le long des bordures du massif qui sont responsables des chevauchements de socle vers le NW. Postérieurement à ces chevauchement les accidents N050° évoluent en décrochements dextres, comme dans le massif du Mont Blanc (Gourlay, 1984)

Un tableau récapitulatif résume l'ensemble des déformations affectant le massif du Grand Châtelard et les compare aux données bibliographiques sur la déformation et les âges avancés dans les autres massifs externes .

CHAPITRE V

MINERALISATIONS



I) INTRODUCTION

A) HISTORIQUE

L'histoire minière de la région de Saint Jean de Maurienne remonte au dizième siècle avec l'exploitation sarrazine de Nantuel et des indices de la bordure Nord (J.Meloux, 1975 in Alencastre, 1979). Caillaux (1875) mentionne l'exploitation de la Tannière de l'Ours (filon du Rocheray); Kilian et Revil (1904) signalent aussi des exploitations minières dans le filon du Rocheray ainsi qu'à Nantuel. Ces exploitations recherchaient le zinc et le plomb, et l'argent dans la galène.

Nous apprenons que les filons de Bois feuillet et du Rocheray (dit "la tannière de l'Ours) sont exploités par les sardes entre 1827 et 1847. Les exploitation plus ou moins artisanales s'échelonnent au cours de l'histoire jusqu'au début du siècle (Caillaux, 1875).

La société des Mines du Rocheray, se porte acquéreur des concessions du Sud du massif (St Jean, Hermillon, Pontamafrey et Jarrier.) et exploite le Pb-Zn jusqu'à la seconde guerre mondiale.

Nantuel est exploité par un particulier de 1911 à 1943 et 1186m de galeries sont creusés et 37m de sondages.

Après une période d'abandon le B.R.G.M. s'intéresse à nouveau à ces gîtes. En 1960, C.caret remarque l'importance de la fluorine, signalée avant lui par A.Lacroix (1910) qui mentionne l'existence d'un filon de fluorine en rive gauche de l'Arc "sur la montagne du Rocheray".

Les recherches débutent en 1961 et après le rapport de A.Chermette (1963) les travax du B.R.G.M. s'engagent et les rapports se suivent entre 1966 et 1968. Les données obtenues permettent à J.Méloux (1968) d'établir l'existence d'une zonalité verticale dans les filons étudiés.

Notons que la Banque des Données du Sous-Sol,si elle mentionne les travaux de sonages effectués dans les années 70 ne donne aucune indication, ni géologique, ni à fonction minière, sur leur résultats. Malgré plusieurs démarches auprès du B.R.G.M. et de Péchiney, iln'a pas été possible d'accéder à ces données.

Quelques indications, les seules disponibles, figurent dans le travail de A.Ochoa Alencastre (1979)

Le permis de la S.E.M.C.E. qui expirait en 1987 a été renouvelé.

Etat des travaux

L'état de conservation des travaux miniers est très inégal. Dans les environnements schisteux les galeries sont généralement effondrées (Nantuel, partie inférieure de la tannière de l'ours). Par contre les galeries creusées dans le socle granitique sont très accessibles (Bois Feuillet) mais beaucoup plus rares. Les principaux travaux miniers sont dans le gisement de Nantuel mais on n'en visite qu'une très petite fraction. Les galeries du filon du Rocheray sont certainement très complexes mais elles sont tout ou partie effondrées. Seules les quatre galeries de Bois Feuillet sont aisement visitables.

L'étude gîtologique que nous avons faite à porté sur l'examen détaillé du minerai de chacun des gîtes.

Nous verrons que dans le massif du Châtelard coéxistent des filons et des stratiformes ayant une paragénèse commune. Les stratiformes sont parfois accompagnés d'un filon minéralisé qui les recoupe (Montvernier) ou parfois isolés dans la série sédimentaire (Le Replat).

Le travail s'articule en trois grandes parties:

-l'étude des filons dans le socle

-l'étude des filons dans la couverture qui nous permettra de faire la synthèse de nos observations.

-l'étude des stratiformes dans le Trias

Des conclusions seront tirées avec l'aide de la géochimie et de l'examen détaillé des déformation syn- dépôt du minerai.

Les âges des étapes de mise en place seront proposés.

II- LES CORPS MINERALISES

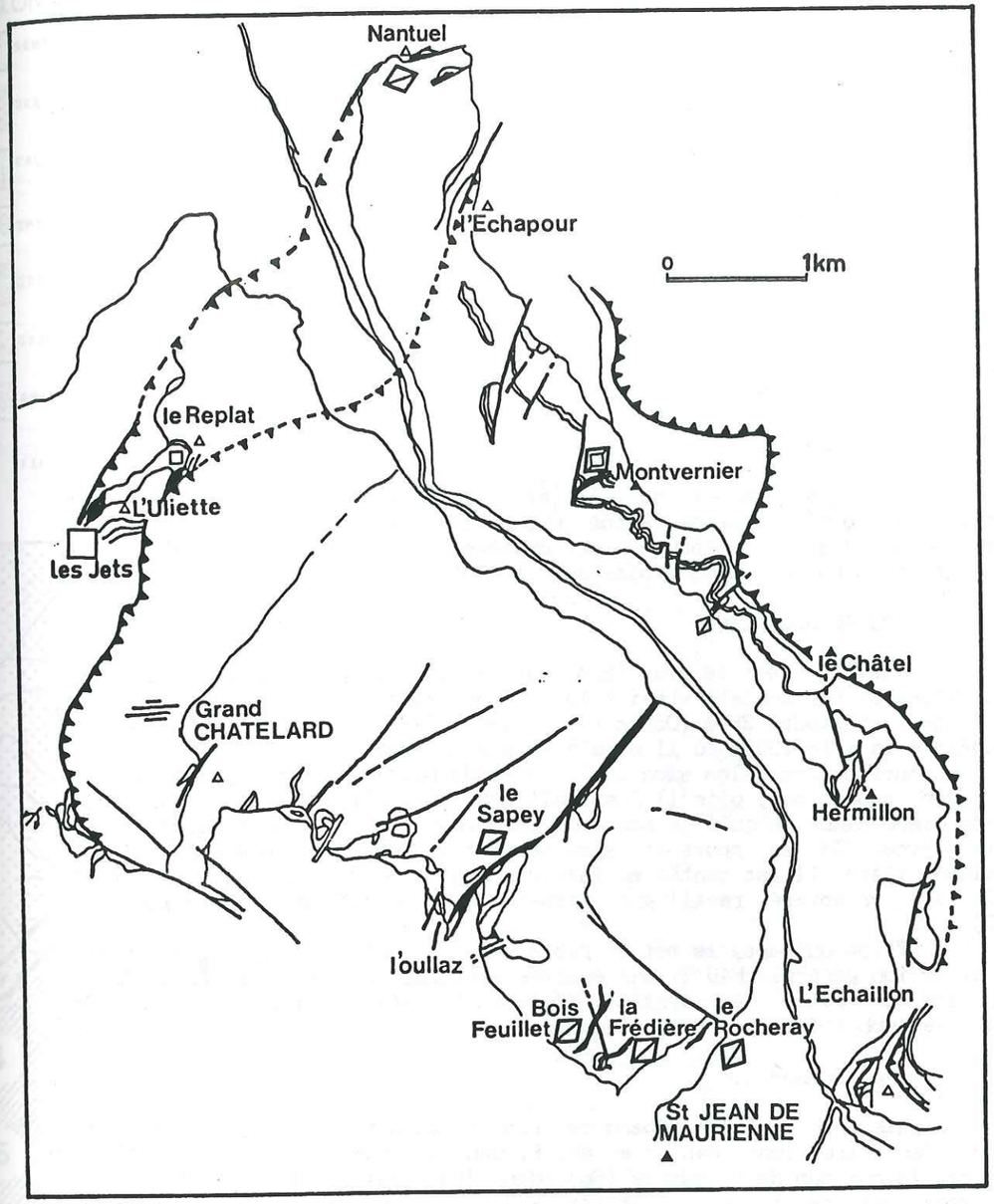
A)LES GISEMENTS FILONIENS DANS LE SOCLE s.s

Les filons étudiés dans ce paragraphe sont encaissés, dans leur presque totalité, dans le socle granitique ou métamorphique. Il faut faire une restriction pour l'apophyse sud du filon du Sapey, qui se diverticule dans la couverture liasique pour disparaître rapidement.

Ils s'allongent tous suivant une direction constante N040° à N080° avec un pendage sub-vertical fortement incliné vers le Sud Est. Ces trois filons s'échelonnent le long de la bordure sud-ouest du massif granitique; à la limite de la couverture triasico-liasique.

Le plus élevé dans la topographie recoupe la couverture ainsi que le filon de la Frédière qui apparaît, dans sa partie occidentale à travers une pellicule de terrains triasiques.

Leur puissance est assez faible, de 2 à 3m mais elle peut atteindre jusqu'à 6m dans les parties centrales du Sapey. Extension verticale et horizontales sont importantes. La longueur peut aller jusqu'à 1500m pour le filon du Sapey et leur extension verticale, reconnue en sondage n'excède pas 280m.



◇◇ : filons dans le socle et dans la couverture

◈ : filons et stratiformes associés (dans le Trias)

□▫ : stratiformes dans le Trias

Fig V-1 : carte de situation des indices minéralisés du Châtelard.

La paragenèse, blende, galène, fluorine, barytine et quartz dans la gangue, est constante mème si les proportions des éléments varient beaucoup d'un gîte à l'autre et au sein de chaque filon.Des minéraux accessoires peuvent apparaître: chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite, covellite (Ochoa Alencastre, 1979), malachite, etc.

La description qui suit est ordonnée par la position actuelle des filons dans la topographie; du plus élevé vers le plus bas.

1) LE SAPEY

a) Localisation

Sur la commune de Jarrier, dans la forêt du Sapey. Le filon traverse la forêt du Sapey selon une direction N040° à une altitude comprise entre 1250m et 1550m. L'extrémité sud est visible sur le chemin de l'Oullaz à la Balme. On le croise sur la route forestière du Chap'Turpin.

b) Morphologie

Ce filon est le plus important par la taille du corps filonien; son extension horizontale atteint 1500m, son extension verticale (B.R.G.M., 1971) peut atteindre 280m (Ochoa Alencastre, 1979). Il a été touché en sondage à la cote 1352m où il se digite sensiblement.

En surface, ce filon arme une falaise de plusieurs centaines de mètres sur son éponte sud, puis il disparaît sous la forêt. On peut le suivre de facon discontinue jusqu'à la route du Chap'Turpin où une bonne coupe peut y être levée. Il se poursuit ensuite vers le Nord-Est jusqu'à la falaise dominant l'Arc. Il est tantôt en falaise, tantôt perdu sous la végétation mais son caractère rectiligne permet de le suivre sans difficulté (fig V-2).

Le filon du Sapey se met en place dans un système faillé préexistant, de direction générale N40°E. Ses épontes vont rejouer plusieurs fois. Après sa mise en place, un système décrochant dextre lui donne un aspect de lentilles emboitées caractéristique.

-puissance

La puissance du filon dépend de son orientation. Le filon oscille entre les directions N40°E et N80°E, dans les portions N80°E à N75°E il aquiert le maximum de puissance (6m); dans les portions orientées N40°E sa puissance se réduit à 2 ou 3m (fig V-2). Le filon né en décrochement; la mise en place finale du minerai se fait suivant des contraintes tectoniques EW induisant des décrochements dextre puis senestre. (voir tectonique)

-filons et failles WNW-ESE

Sous la butte 1474m un filon satellite minéralisé à fluorine et barytine avec une direction transverse N110° s'individualise à proximité du filon principal. C'est un filonnet de faible puissance (1m) sans relation directe avec le filon p.p. Il est inscrit dans une faille qui décale le filon principal du Sapey. Quelques mètres plus au Sud un autre filon de même orientation et même puissance apparait, toujours à l'éponte sud-est du filon. Il y a donc au moins deux phases de mise en place de minerai, la seconde s'effectuant suivant des directions d'extension N110°.

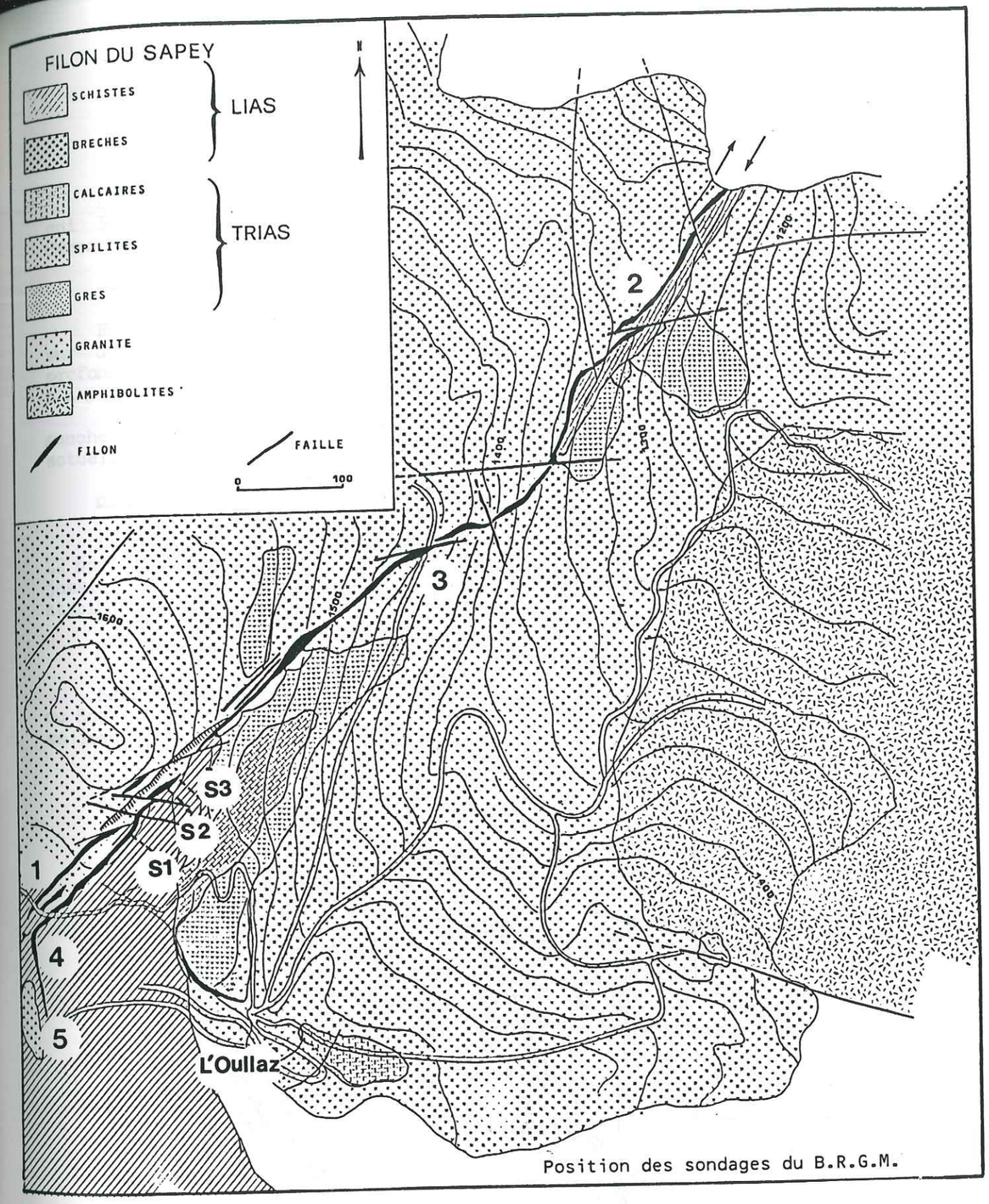


Fig V-2 : carte géologique du Filon du Sapey et des environs localisations des différentes coupes; 1 : coupe du chemin de la Balme; 2 : coupe en forêt; 3 : coupe de la route du Chap' Turpin; 4 : coupe de la route inférieure de la Balme; 5 : apophyse du filon.

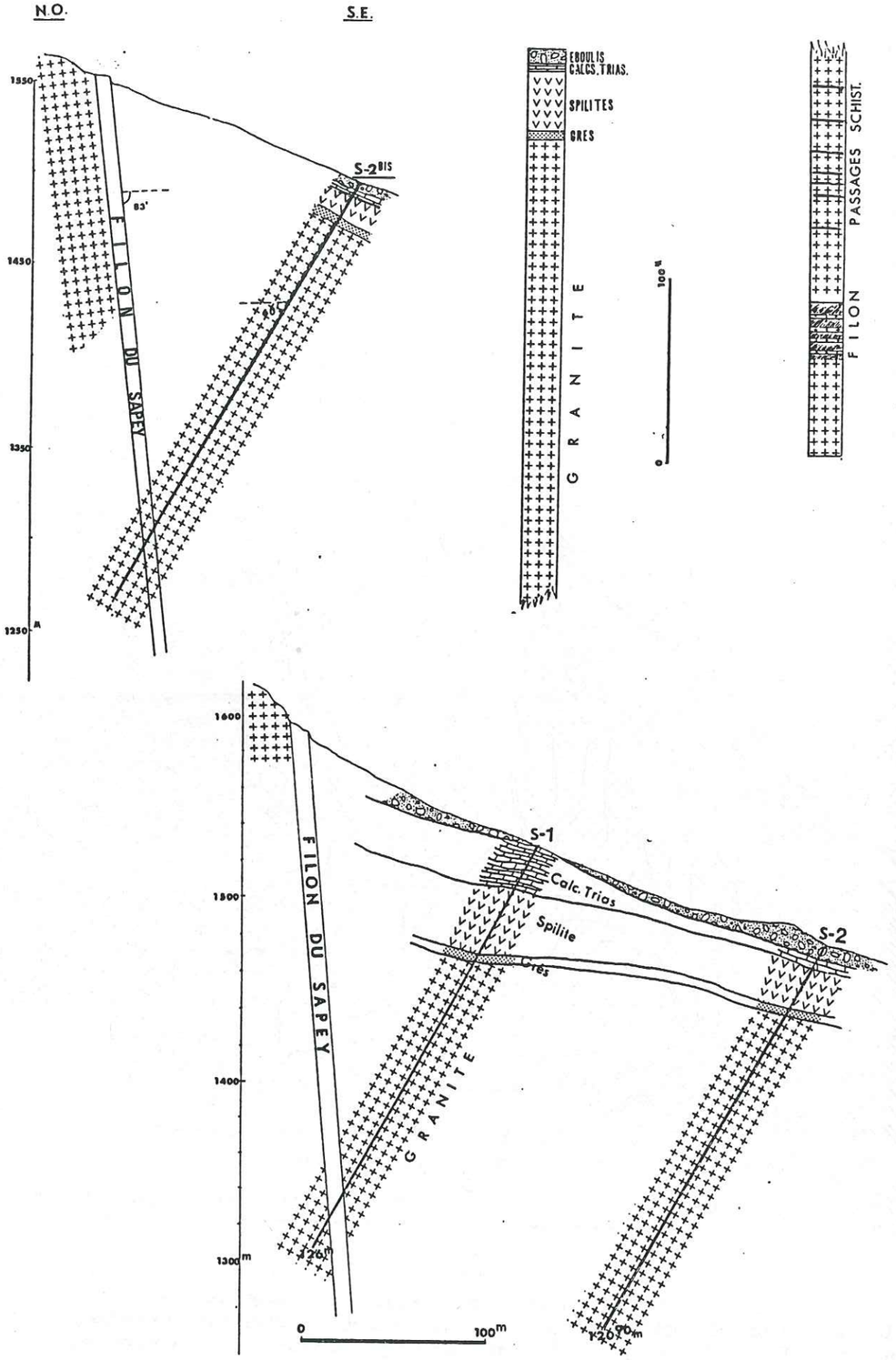


Fig V-3 : Logs de sondages effectués par le B.R.G.M. sur le Filon du Sapey (In Ochoa Alencastre, 1979)

Le filon du Sapey est recoupé par de nombreuses failles N120° à N140° qui le font disparaître localement et le décalent selon des des mouvements décrochants dextres.

-extension verticale

En profondeur, d'après les données receuillies par Ochoa Alencastre sur des travaux du B.R.G.M. (fig V-3), il se digite à partir de 150m de profondeur mais, a été reconnu par le sondage S3 à 280m de profondeur; il n'a plus alors qu'une épaisseur réduite.

Le filon inaccessible est visible dans la falaise de la rive gauche de l'Arc, où il s'enfonce de plus de cent mètres sous la surface actuelle du plateau.

c) Travaux miniers

Le B.R.G.M. a effectué trois grattages dans la partie ouest du filon, 22 sondages percutants et un rainurage. Ces travaux de reconnaissance n'ont jamais donné lieu à une exploitation. J.Méloux évoque deux petits grattages attribués aux sarrazins.

d) encaissant

Sur sa presque totalité le filon est encaissé dans la masse granitique du Rocheray : au Sud-Ouest et sur ses épontes sud, il recoupe la couverture sédimentaire.

-La couverture triasique
-dans la forêt

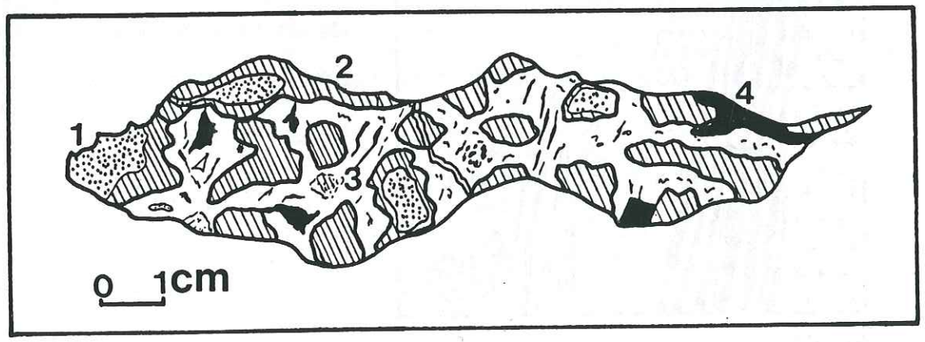


Fig V-4 : calcaire triasique minéralisé de la forêt du Sapey. même faciès que le calcaire de Montvernier montrant une silicification (3) qui isole des éléments de calcaire fin en cours de recristallisation (1) ou totalement recristallisés (2) en calcite noire spathique, la galène (4) est diffuse dans la silice blanche.

Les affleurements montrent toujours le compartiment sud effondré vis à vis du compartiment nord suivant la faille qui guide le filon. La fine pellicule de Trias (quelques dizaines de mètres) qui s'est déposée sur le massif a donc été protégée dans le compartiment effondré la faille du Sapey ayant eu un jeu normal.

La masse carbonatée triasique d'épaisseur réduite (1 à 2m) est minéralisée en fluorine et galène. Ce sont des calcaires spathiques analogues à ceux rencontrés à Montvernier. Les autres termes de la série ne sont pas minéralisés (fig V-4). La pauvreté des affleurements n'a pas permis de voir la relation immédiate entre le filon et Trias minéralisé.

Depuis la rive droite de l'Arc on voit très bien une coupe dans la falaise montrant ce compartiment effondré N040° avec une épaisseur plurimétrique de Trias sub-horizontal légèrement ondulé (Photo)

-les sédiments liasiques

Si la plupart des sédiments rencontrés dans la faille du Sapey ne sont pas datables (voir p...), faute de faune ou de repère stratigraphique on est sûr de la nature de deux affleurements :

les brèches liasiques au Sud et un peu plus au Nord; et des spilites qui sont coincées entre deux branches du filon minéralisé (Fig V-5). Ces spilites ne sont pas enracinées il s'agit d'un fragment de la couverture sédimentaire embarqué dans le filon lors de sa mise en place.

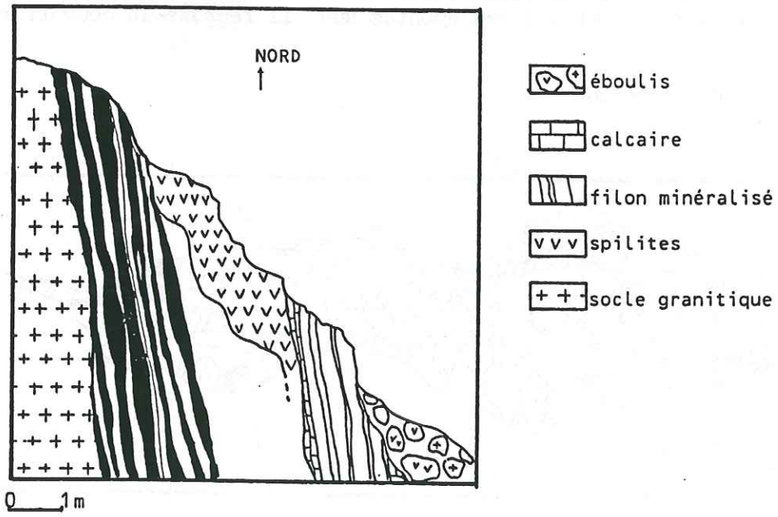


Fig V-5 : coupe du filon du Sapey dans lequel est intercalé un bloc de spilites triasique et de calcaire d'âge indeterminé (Altitude 1520m)

-relations avec le Lias

La structure du filon se modifie totalement à son passage dans les schistes liasiques. La masse filonienne se diverticule en 3 branches qui se perdent très rapidement dans le Lias (quelques 250m environ) avec un

changement de direction depuis N040° jusqu'à N020° au SW.

A la faveur du chemin de la Balme (chemin du haut), on peut observer une coupe montrant la transition entre l'encaissant granitique et l'encaissant schisteux :

l'éponte sud est entièrement constituée de schistes chocolats dont la schistosité se redresse au contact de l'éponte (Fig V-6).En revanche, l'éponte nord est formée par la masse granitique, viennent ensuite immédiatement au Sud, les premiers termes calcaires liasiques transgressifs sur le socle avec un niveau décimétrique à entroques et radiolaires d'orientation N150°, sub-vertical au contact du filon. Ce terme s'horizontalise en s'éloignant vers le N.W du contact filon /couverture.

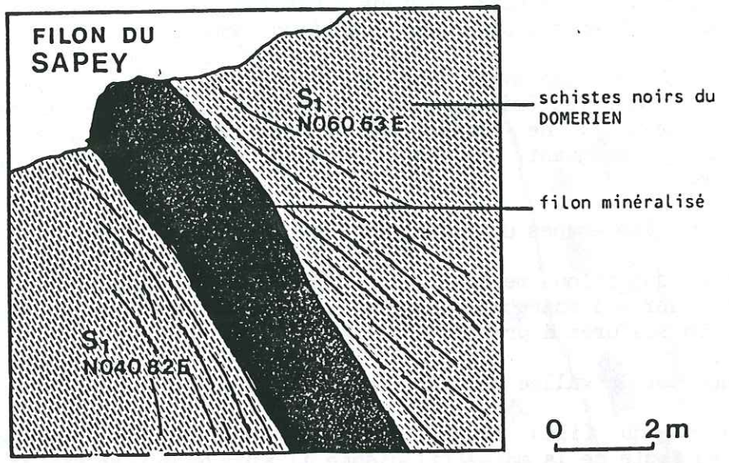


Fig V-6 : la schistosité du Lias se redresse au contact filon/ couverture, à la suite de jeu post-schisteux.

La branche la plus orientale du filon se poursuit plus au Sud dans la couverture schisteuse . La puissance du filon est encore deux mètres, sur le chemin de la Balme (chemin du bas). Le filon est alors encaissé uniquement dans les schistes "chocolat" àu Sud-Est et schistes noirs au N-W, les deux faciès étant rapportés au Domérien-Toarcien.

A l'altitude 1535m, au niveau des grattages B.R.G.M., la pente du filon s'atténue, il recoupe les brèches liasiques et les grés associés au coeur d'un anticlinal d'axe conforme àla direction du filon (NO28°, 42°W). Nous étudierons dans le paragraphe sur les déformations la structure détaillée du filon dans ces zones clefs.

-le socle

Le socle constitue l'encaissant principal de la structure filonienne du Sapey. De nature homogène sur la totalité des affleurements observés, il ne présente pas d'altération remarquable au niveau des épontes. Sur la route de Chap'Turpin on voit le filon du Sapey dans le granite, avec l'éponte est broyée et schistosée et l'éponte ouest sans déformation mécanique. Dans cette éponte la minéralisation envahit le granite et isole des fragments silicifiés, d'aspect cariés parfois fluorinisés, accompagnés d'argile de lessivage. Un liseré de pyrite oxydée est visible à quelques centimètres de la zone fraîche. Après examen des relevés de sondages

effectués par le B.R.G.M., A.Ochoa Alencastre (1979) ne mentionne pas d'altérations du granite au contact de la zone minéralisée en profondeur.

e) La minéralisation

Nous avons levé quelques coupes du filon afin d'observer les zonations et les variations de composition du minerai sur l'ensemble du gîte.

e1)la paragenèse

Commune à tout le district du Rocheray, on la retrouve ici dans son intégralité: quartz, fluorine, barytine, blende, galène, chalcopyrite, cuivres gris calcite blanche; dans les proportions propres à chaque filon.

En surface, on remarque avant tout la richesse relative en barytine et quartz blanc qui est caractéristique de la zonalité horizontale reconnue à l'échelle du gisement. Il ne semble pas y avoir à l'affleurement de zonation latérale indiquant un remplissage par venues sucessives ou une zonalité oblique.

e2) les coupes du filon

Les coupes du filon mettent en évidence l'homogénéité de la minéralisation sur l'ensemble des affleurements avec cependant un enrichissement en sulfures à proximité du Lias:

-Coupe sur la vallée de l'Arc (extrémité NE du filon)

L'orientation du filon est N050°, 58°E et 3m de puissance. Contrairement au reste de la masse filonienne il a un caractère franchement rubané, et de l'éponte Est vers le coeur on rencontre:

-fluorine ¦
-barytine ¦ en liserés récurrents de quelques centimètres
-calcite ¦
-1m de calcaire noir au coeur du filon, recoupé par la minéralisation.

puis des alternances de veines rubanées à sulfures abondants à galène majoritaire avec traces de déformations (schistosité, bréchification)

La présence de ce calcaire noir azoïque, très in repris dans le filon indique le dépot primaire de sédiments triasico-liasiques dans la structure faillée préexistante.

-coupe en forêt (altitude 1300m)

Le filon orienté N050°, est divisé en trois parties :

-au Nord, le filon principal : de 1 à 2m de puissance avec de la barytine majoritaire et de la fluorine massive au centre.
-quelques mètres plus au Sud : un filon de 0.2m finement rubané à fluorine abondante
-quelques centimètres au Sud : un filon rubané, rappelant les faciès du filon de Montvernier, il est riche en galène et cristaux de calcite prismée au centre.

-coupe de la route du Chap'Turpin (fig V-7)
le filon est orienté N040° 55°E avec une puissance de trois mètres.

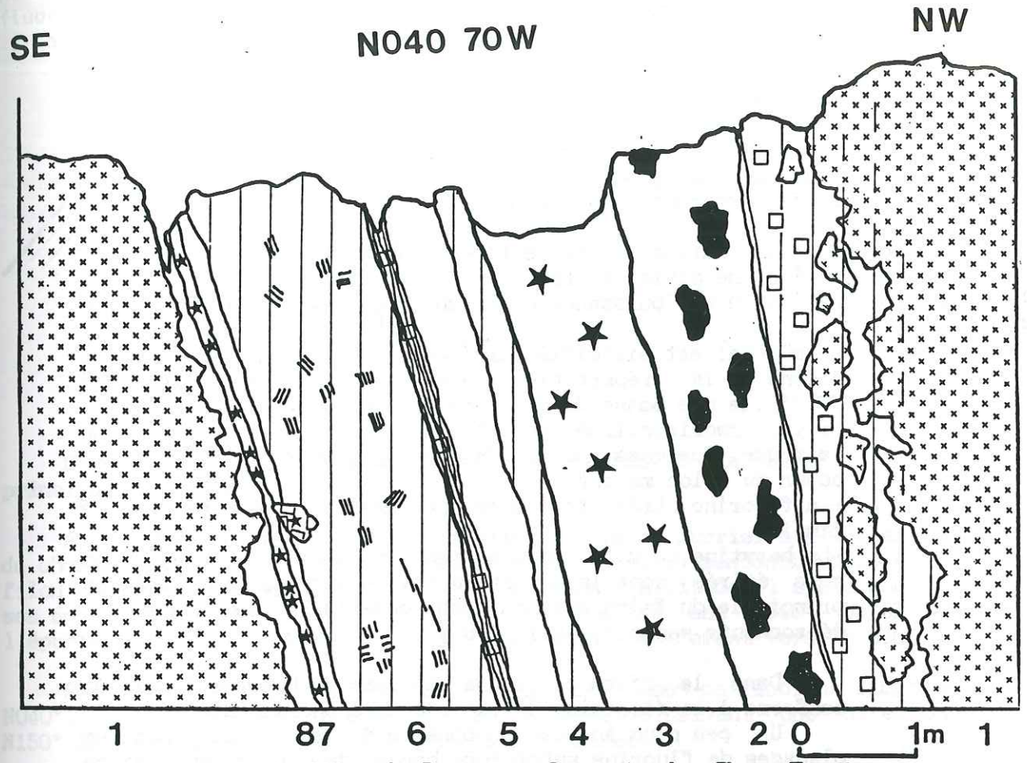


Fig V-7 : coupe du filon du Sapey sur la route du Chap Turpin (voir plan) épontes cariées (1), rubanement disymétrique de la partie centrale; 2 : quartz massif et blende en amas; 3 : barytine en gerbe et flourine dans quartz; 4 : zone très siliceuse; 5 : fluorine broyée et schistosée avec galène en ciment; 6 : silice et fluorine avec fantôme de sulfates silicifiés (quartz haché); 7 : fines bandes schistosées à fluorine rubanée et barytine; 8 : salbande argileuse.

Eponte Nord:
Le granite est entièrement silicifié avec de la fluorine selon des planchers siliceux faisant relais entre la zone altérée et le filon s.s. épargnant quelques éléments de granite isolé. Vers le centre du filon, on voit des nodules décimetriques de barytine et fluorine cristallisés dans la masse silico-fluorée du filon. Le coeur a un aspect scoriacé, et les sulfures ont été lessivés.
Eponte Sud:
Elle est essentiellement barytique. La barytine moule des minéraux cubiques remplis par des argiles ocres. Des restes de blende rouge sont associés aux "box works" dans le quartz. La fluorine marque le contact et se disperse en filonnets transverses. Après une zone scoriacée on trouve 0.20m de fluorine schistosée dans une faille d'orientation

N070° 77°S, sub parallèle au filon; des stries 23°E indiquent un rejeu final senestre. Cette fluorine est broyée microcristalline associée à de la galène intersticielle.
Ensuite vient une zone pauvre en sulfures de 2.5m à quartz et fluorine dominants.

L'éponte Sud est tectonique, avec des traces de broyage sur quelques centimètres mais elle comporte aussi des zones épargnées par les déformations principalement constituées de quartz avec des faciès de remplacement de minéraux aciculaires, généralement des sulfates (barytine,...). Ce faciès est nommé "quartz haché".

-coupe de la route de la Balme (chemin du haut)

Ici le filon se divise en trois branches. La branche centrale est la plus importante, avec une puissance de 4m environ selon une direction N060°.

Le minerai est silicifié tardivement, lors des rejeux post éocène, la répartition anarchique des éléments rend difficile une bonne description du minerai. Celui-ci semble broyé, recristallisé et est cimenté par une silice blanche laiteuse. Quelques mouches de chalcopyrite sont visibles au coeur du filon massif.
-La fluorine très fracturée ne présente pas de faciès limpide.
-La barytine se situe généralement au centre du filon, en amas étirés dont la direction est sécante sur la direction principale du filon suivant des ouvertures en mouvements décrochants senestres.(fig V-8.)

Dans le filon on trouve une lame de brèches liasiques conforme à la direction de la structure encaissante.

Un peu plus au Nord on observe à l'éponte Sud -Est des placages de fluorine automorphe bordée de quartz en peigne millimétrique (photo). Il peut arriver que ce quartz, rattaché à la phase de silicification post-schistosité, ait piégé, lors des mouvements alpins, des lambeaux de schistes noirs ou de sédiments indéterminés.

-coupe de la route inférieure de la Balme.

Le filon a une épaisseur encore importante (3 à 4m) et il est encaissé uniquement dans les schistes domériens et toarciens.

Le rubanement du minerai est bien marqué sans que l'on puisse y remarquer une quelconque symétrie. Comme toujours les zones à sulfures (éponte N.W) sont situées à l'extérieur du filon, en bandes centimétriques, alternances rythmées de blende rouge et fluorine blanche; On ne trouve de blende verte dans ces épontes car elle se présente sous forme de petites mouches diffuses dans la masse quartzeuse plutôt au coeur du filon. (fig V-9)

La calcite jaune apparait en fortes proportions associée à la fluorine.

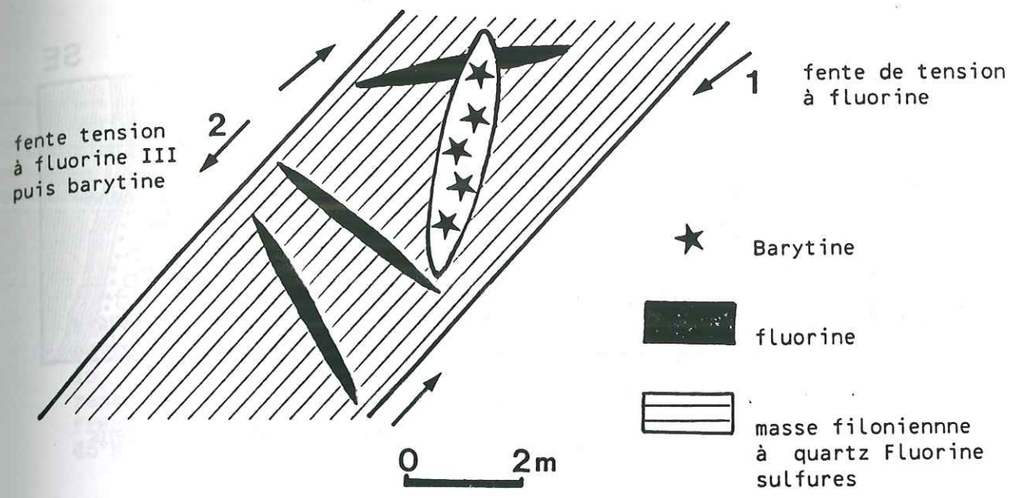
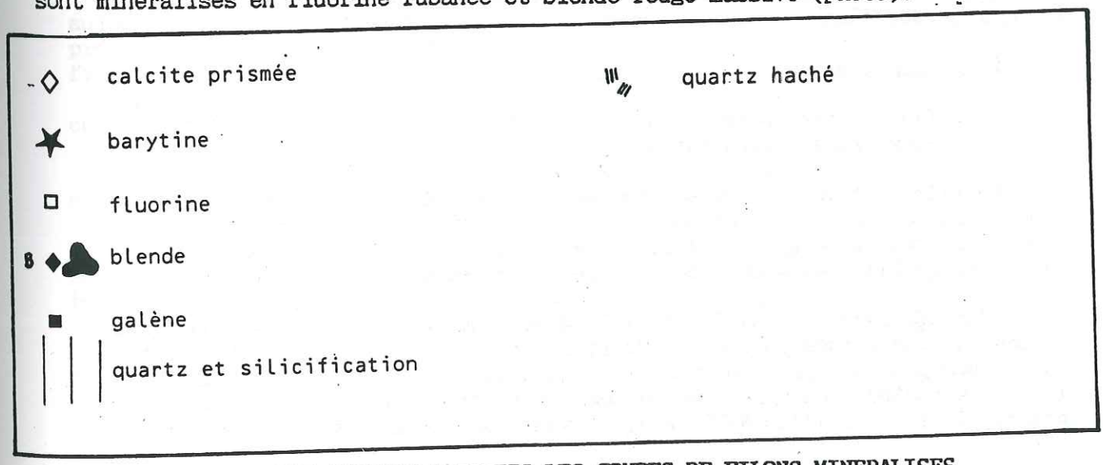


Fig V-8 : schéma des ouvertures postérieures à la mise en place principale du filon

Au croisement de la route goudronnée qui va de Jarrier à l'Oullaz, et du chemin muletier qui mène directement à la Balme, on rencontre encore le filon en surplomb sur son éponte N.W. A 1535m d'altitude il s'est couché, ses épontes ne sont plus parallèles; l'éponte NW est N040° 55°SE et l'éponte SE est N060° 44°SE il va donc se fermer rapidement vers le Sud.

Sur l'ensemble du filon on remarque des lames de fluorine limpides N040°, N050° 60°E, ainsi que de la fluorine massive suivant une direction N150° 55°W postérieure à la mise en place du minerai.

Enfin sur la route de l'Oullaz, au centre du bombement de brèches liasiques (voir carte), et selon la schistosité S1, des filonnets centimétriques déformés mais postérieurs à S1 recoupent cet ensemble. Ils sont minéralisés en fluorine rubanée et blende rouge massive (photo).



LEGENDE COMMUNE A TOUTES LES COUPES DE FILONS MINERALISES

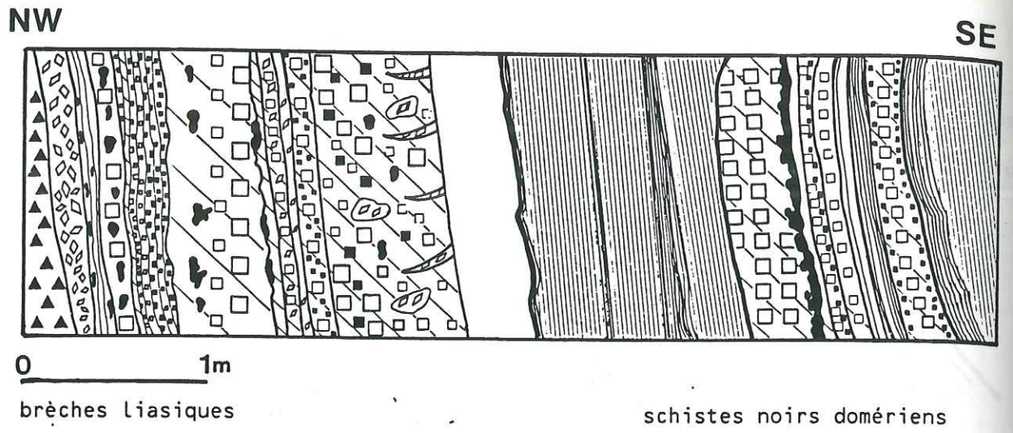


Fig V-9 : coupe du filon sur le chemin inférieur de la Balme montrant l'apparition de la calcite jaune l'enrichissement en blende rouge lié au contact avec les schistes domériens (légende commune à toutes les coupes voir ci-dessus)

CONCLUSION

Dans les observations précédentes on voit que la fluorine incolore est généralement rubanée à fils de quartz laiteux souvent bréchifiée dans la masse et cimentée par de la silice.

Une fluorine rubanée grise à blanc laiteux (inclusions de quartz) marque des faciès schistosés ou remobilisés dans des filonnets sécants sur le Lias, elle est associée aux sulfures -blende rouge et galène- dans la périphérie des épontes. Ces filonnets montrent des microplis contemporains de la mise en place de la minéralisation fluorée.

Un troisième faciès apparait aux épontes : c'est une fluorine cristallisée en géodes tardives. Ces géodes sont souvent remplies de barytine blanche qui apparait aussi comme sécante sur la direction principale du filon.

f) Tectonique

f1) Les fractures
-les grandes structures

Le filon,est inscrit dans une mégafaille N040° sub verticale qui limite un compartiment effondré au Sud (avec Trias), elle a rejoué de nombreuses fois au cours de l'histoire géologique du filon depuis son ouverture au Lias. De nombreuses failles le redécoupent.

-Une famille de N120° à N140° dans laquelle peuvent s'insinuer des filonnets minéralisés satellites du filon principal. Cette famille décale en mouvements généralement dextre les lentilles qui forment le filon. Ces lentilles montrent un échelonnement caractéristique dans l'axe du filon principal et les failles N120° à N140° sont postérieures à ces mouvements.

-Les failles N040° rejouent une nouvelle fois: une faille N040° verticale recoupe une faille N105°E avec cristallisation de fluorine (voir plan); les épontes se schistosent. Les schistes liasiques sont bréchifiés et cimentés par une phase à quartz laiteux, fluorine, pyrite et blende rouge. Les éléments de la brèches sont presque entièrement silicifiés.

f2) Petites structures faillées

Au sein du filon et de la masse minéralisée apparaissent des fractures souvent minéralisées. Des décrochements senestres N020° à N035° verticaux ouvrent des fentes de tensions à remplissage de fluorine N150° 55°W, dans le filon dont le rubanement principal est N042° 31°E. Ces déformations et reseaux de fractures sont visibles à l'échelle microscopique. Une fracturation à calcite blanche post-schisteuse d'orientation N105° à N110°E 45°N est connue dans l'ensemble du filon.

g) filon et schistosité alpine

Dans les schistes "chocolat" dont la stratification a des directions N030° 60°E vers le haut et N086° 76°N sur le chemin de la Balme (bas), une fracturation tardive apparait selon N155°60°W. D'autre part, on constate qu'à la faveur du filon, axe dur dans la structure des schistes, le Domérien est décollé de son soubassement et déplacé vers le NW (éponte S.E) et amène de ce côté la disparition structurale de l'Hettangien.

Dans le filon la schistosité est parallèle aux épontes sauf pour la brèche minéralisée à ciment quartzique qui remanie des éléments ayant déjà subi la schistosité S1.

On voit que la schistosité se moule sur le filon et que celui-ci déforme le matériel schisteux. Il y a donc préexistance du filon du Sapey dans la structure liasique puis multiples rejeux de la caisse filonienne et de ses épontes. La préexistance de la structure est affirmée par le remplissage de brèches liasique sur l'ensemble du filon (au dessus de la route de la Balme notament) et le remplissage par des calcaires azoïques au faciès semblable à celui des filons clastiques de l'Oullaz.

La mise en place post-schisteuse de la minéralisation que l'on observe aujourd'hui, très tardive dans l'histoire structurale, est soulignée par la présence de brèche minéralisée à éléments de schistes et les nombreux filons à blende rouge qui recoupent l'ensemble des structures "alpines".

L'étude de ce filon nous apporte plusieurs points essentiels à la compréhension de la mise en place des minéralisations:

1) la structure N045° à remplissage liasique joue en faille normale et effondre le compartiment SE.

2) la minéralisation se met en place dans des fentes en échelon dues soit à un décrochement dextre soit à une traction en distension ces deux hypothèses impliquent des contraintes régionales opposées.

la mise en place en distension du filon du Sapey impliquerait une direction très différente de la direction d'extension ENE-WSW nécessaire à l'ouverture des filons sédimentaires. L'aspect en lentilles emboitées serait donc plutôt la conséquence des décrochements dextres tardifs par rapport à la mise en place initiale du minerai.

3) le minerai est affecté par la tectonique compressive, il est donc anté alpin pour partie;

4) une partie de la minéralisation est postérieure à la schistosité S1, donc post éocène.

2) BOIS FEUILLET

a)Localisation

Toujours sur la commune de Jarrier : route de Bois Feuillet à partir de la route de St Jean de Maurienne à Jarrier (bifurcation à 960m d'altitude) Une centaine de mètres avant une petite carrière de granulats (1047m), un chemin muletier descend au carreau de l'ancienne mine (980m). Ensuite, le filon apparait en relief dans la falaise, les salbandes étant entièrement décapées et exploités.

b)Travaux miniers

D'importants travaux miniers ont été poursuivis jusqu'à la Seconde Guerre Mondiale. L'état de conservation de ceux-ci est correct malgré les nombreux effondrements qui rendent impossible la visite des deux grands dépilages latéraux (voir plan). Les travaux ont été effectués pour l'exploitation des sulfures (blende et galène) qui se situaient aux épontes. Les mineurs ont donc laissé un noyau quartzo-fluoré dans la zone centrale d'exploitation. Le B.R.G.M. à repris un chantier en 1963 et 1964 en tracant des rainurages complémentaires (172.5m) et en 1966/67 le syndicat B.R.G.M.-Péchiney a pratiqué 2 sondages profonds au niveau 910m. Ajoutons à cela 227.4m de galeries supplémentaires et 95.5m de sondages (c.f. dessin des galeries). Par sondage on a pu voir que le filon se divisait en deux branches égales à -145m.

c)morphologie (planche H.T 1)

Ce filon affleure depuis la cote 930 jusqu'à la cote 1210m sur le flanc sud-est du massif granitique, parallèlement au filon du Sapey situé quelques centaines de mètres au dessus. La falaise étant entièrement à nu dans cette pente il apparait en creux dans le paysage et peut se suivre à vue jusqu'au sommet où l'on distingue très bien les dernières expressions filonienne vers la cote 1200m. Son extension en surface est de 350m environ avec un hiatus de 80m qui se retrouve en sondage (Ochoa Alencastre, 1979). Sa puissance maximale est de 2 à 3m dans les parties les moins méridiennes. Son allure générale est rectiligne mais dans le détail, (c.f. plan topo) il presente une structure en "baionnette". Vers le haut la puissance diminue très fortement pour devenir décimétrique.

Le filon principal s'inscrit dans un grand accident N040° à N045° toujours sub- vertical, du mème ordre que celui du Sapey.

Ici la couverture triasico-liasique n'apparait pas, un ruisseau ayant entaillé cette discontinuité lithologique. La surface actuelle très inclinée peut être considérée comme une paléosurface antéliasique.

Dans le filon on ne trouve aucune trace de remplissage sédimentaire, de brèches ou de calcaires noirs. Structuralement le filon de Bois Feuillet est décalé de facon senestre par une faille majeure située à mi pente de direction N170° verticale.

En profondeur, le filon est reconnu par sondage B.R.G.M. jusqu'à 185m de profondeur le hiatus visible en surface est confirmé et atteint 88m.

Le filon principal est découpé par un faisceau de failles qui lui donne son aspect fusiforme. Leur direction est très variable mais les plus fréquentes sont N170° sub verticales et affectent le minerai qu'elles décalent et déforment.

De nombreux filons satellites décimétriques partent de la structure principale, ils sont minéralisés par la paragénèse complète mais avec la fluorine dominante c'est à dire dans les mèmes proportions que le filon. Ces filons satellites sont donc cogénétiques de la minéralisation, leur orientation indique des ouvertures périphériques en bordure du filon.

Ainsi à 990m un des filons satellites N170° 80°E a été l'objet de travaux de la part du B.R.G.M. et peut être suivi sur un dizaine de mètres en galerie. C'est un filon rubané d'une puissance de 0.5m environ très rectiligne. Les contacts avec l'encaissant ne sont pas visibles à cause de la présence d'une salbande argileuse de 0.2m à sédiments argileux ocres récents. Ce filon disparaît à la faveur d'une faille N.S verticale. Ces structures sont recoupées par un filonnet à fluorine massive aux épontes franches rectilignes de direction N070°60°N et 0.05m de puissance.

Vers 1210m d'altitude, dans la falaise, le filon principal se rétrécit (moins de 0.5m)pour prendre une direction N30°E et se diverticule en deux branches fines dont les directions varient de N060° à N120°.

d)Encaissant

Exclusivement au sein du socle cristallin, le filon de Bois Feuillet est encaissé presqu'entièrement dans le granite du Rocheray. Mais dans la partie supérieure (vers 1000m) l'encaissant devient gneissique, de couleur verte et sa foliation est proche de celle du filon. On trouve aussi ce faciès dans la galerie la plus basse du Bois Feuillet. Le granite peut apparaître en bordure dans des filons aplitiques injectés dans le matériel métamorphique.

la brèche de Bois Feuillet:

L'aspect le plus caractéristique de Bois Feuillet est la présence d'une brèche granitique à ciment de silice noire qui borde les épontes du filon. Parfois on constate une différence de direction entre cette structure bréchique et la minéralisation qui peut être sécante sur l'ensemble bréchique. (fig V-10)

Les limites et l'orientation de cette structure bréchique sont

difficiles à estimer, grossièrement la direction générale est N130°. Les éléments constitutifs sont de taille variable (centimètrique à décimètrique) anguleux et peu déplacés les uns par rapport aux autres.

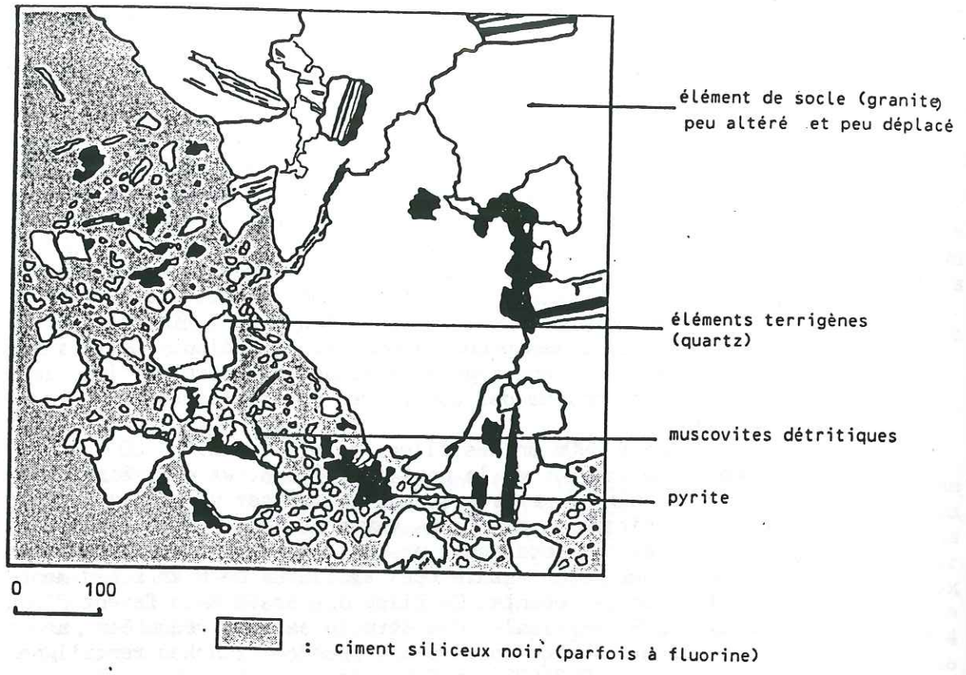


Fig V-10 : faciès caractéristique des brèches de socle de Bois Feuillet. Les éléments de granite ne sont pas déplacés le ciment est siliceux et comprend des éléments roulés disséminés.

Les éléments ont subi une cataclase importante:
- -quartz à extinction roulante
- -biotites plissotées
- -feldspaths potassiques séricitisés

Dans le ciment on trouve des éléments roulés qui donnent un aspect très détritique à l'ensemble et marque un polyphasage de la bréchification.

On trouve aussi des fragments de matière organique (en section polie) associés à la pyrite, pyrrothite et blende rouge. Ces fragments indeterminés sont fracturés et cimentés par de la silice et de la pyrite. Cette paragénèse est distincte de celle qui par la suite s'installera dans la structure N040°.

Il faut donc envisager pour ces brèches une origine de formation proche par rapport à la surface du socle. La présence de passées de schistes graphiteux en profondeur (Ochoa Alencastre, 1979)) pourrait indiquer que ces brèches bordent les contacts anormaux ou failles inverses responsables de l'enfouissement des schistes. Ce faciès bréchique caractéristique à été rencontré à proximité de la maison forestière de

l'Oullaz, associé à la paléosurface liasique et à la transgression des premiers niveaux carbonatés du Lias moyen sur le granite du Chatelard (c.f. chap III). Les élément de ces brèches sont faiblement dissociés et recimentés sans grand déplacement témoignant d'une cimentation quasi in situ. Au Bois Feuillet le ciment montre des faciès légèrement terrigènes ; à l'Oullaz le ciment est entièrement carbonaté avec une forte composante quartzo-feldspathique.

Ceci montre que ce faciès de brèche d'éclatement est lié à la surface liasique et aux circulations associées.

e)Le minerai

e1) Les données du B.R.G.M. (fig V-11)

On remarque dans les sondages les nombreux passages schisteux noirs riches en matières charbonneuses et ressemblant à des ultra-mylonites (Ochoa- Alencastre, 1979) qui n'ont jamais été décrit en surface; il pourrait s'agir des brèches de Bois Feuillet altérées. Les salbandes argileuses sont connues sur une grande portion du filon.

Le sondage BF1 traverse le filon à 145m de profondeur et recoupe deux branches principales de 3.10m et 0.35m. La petite branche du filon correspond sans doute au filon méridien qui part à l'éponte nord à l'altitude de 995m.

Le sondage BF2 touche le filon plus bas avec une épaisseur moindre de 1.80m et avec un remplissage très enrichi en calcite. (Fig V-12)

La zonation verticale du filon apparait nettement avec l'augmentation de la teneur en calcite spathique blanche vers le bas du filon qui va de pair avec une baisse significative de la teneur en fluorine.

Les coupes de surface vont dans le sens de ces observations. En effet, la pente naturelle sur laquelle s'étalent les affleurements filoniens permet une coupe à composante verticale du filon de Bois Feuillet. Toutefois cette zonalité a une composante horizontale car en s'enfoncant dans les galeries on note une augmentation de la proportion de calcite vers le fond et une diminution de la proportion de fluorine.

La pente de la falaise, très importante, permet de mettre en évidence une zonalité non pas simplement verticale mais à composante oblique moulée sur la pente actuelle de la surface du socle; c'est un des arguments en faveur d'un héritage de cette topographie à partir d'une paléosurface antétriasiasique et liasique.

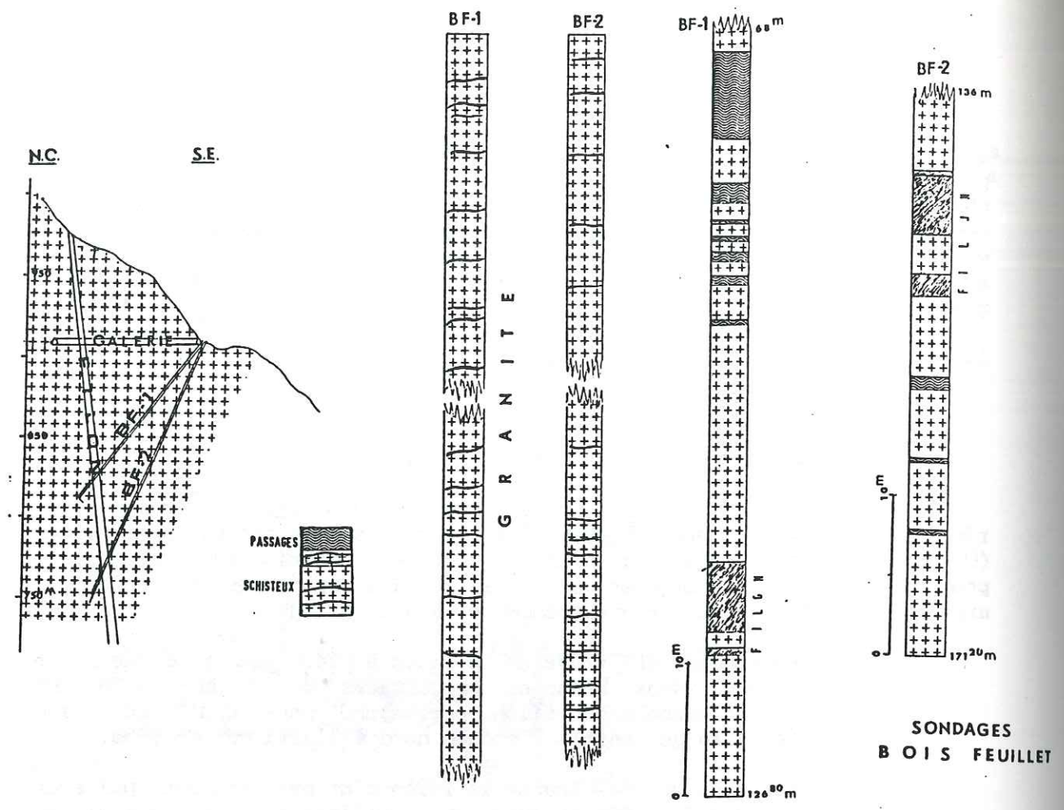


Fig V-11 : log des sondages de Bois Feuillet (in Ochoa Alencastre, 1979).

Travaux	Profondeur *	Puissance du filon **	%fluorine	%calcite	% quartz	%barytine	% Pb+Zn
Galerie	-	2,00 m	60	0,8	20	6	2,8
Sondage BF-1	145 m	3,10 m	45	17	29	2	3,8
Sondage BF-2	185	1,80 m	15	47	22	11	5,3

Analyse : B.R.G.M.

Fig V-12 : tableau des pourcentages relatifs des différentes phases minérales dans les sondages de Bois Feuillet.

e2) apports des coupes relevées sur le plan I

galerie 970m (avec le puits)

Au coeur du filon le minerai est franchement rubané, par contre les bordures sont concrétionnées. La galerie débute dans les brèches granitiques à ciment noir (sur 35m environ). La direction du filon est N035°75°E avec une puissance de 2.5m.

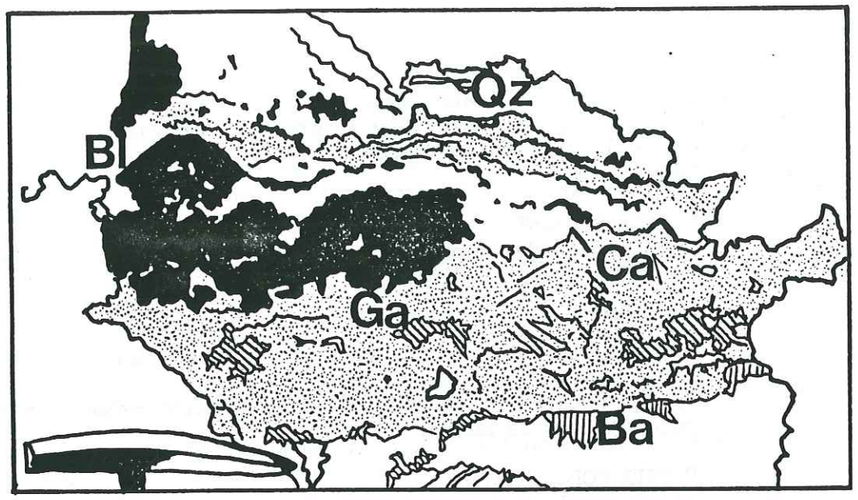


Fig V-13 : concrétions à blende fluorine et calcite aux épontes de Bois Feuillet. Ga : galène dans les fissures ou dans les joints intercristallins; Ca : calcite prismée grise et blanche associée a la blende en amas (Bl); Qz : quartz laiteux tardif; Ba : barytine.

L'éponte Est est limitée par une faille. Des filons satellites pluridécimétriques N085° verticaux - sont rapidement fermés par des fractures tranverses tardives.

EPONTE EST :

(représentée par la brèche à ciment siliceux noir)

- fluorine blanche massive associée à la blende verte en amas décimétriques. La fluorine se développe de facon automorphe dans la blende.
- calcite prismée grise et blanche sur 0.30m d'épaisseur avec des lits de blende/fluorine/galène/chalcopyrite associée (fig V-13). La calcite se situe surtout à la périphérie du filon, elle représente 40% de la masse minéralisée, chronologiquement elle est tardive par rapport à la fluorine.

CENTRE

Au niveau de la plate-forme du puits, la galerie qui s'élargit à l'Ouest, laisse voir une zone métrique à fluorine massive sans rubanement visible.

- filon de quartz N65°E vertical sécant sur l'essentiel de

la minéralisation
- rubanement de calcite prismée noire.
Dans le filon principal (au coeur) on ne rencontre pas de barytine; vers le Nord dans la mème position chronologique la calcite est remplacée par de la fluorine blanche.

EPONTE OUEST non visible

-Galerie des dépilages
Le filon est NO46° très fortement penté vers l'Ouest.

Une coupe détaillée a été levée (voir planche 1). On voit le filon dans son extension maximale avec le grattage systématique des bords par les mineurs pour l'exploitation des sulfures (blende et galène).
d'Est en Ouest :

EPONTE SUD-EST
alternances de fluorine blanche à petits fils de quartz, barytine et quartz laiteux.

CENTRE
-fluorine bréchifiée et rubanée et barytine en gerbe à croissance centrifuge.
-rares petites mouches de sulfures (blende rouge et verte et galène) dans la masse.

EPONTE NORD-OUEST
-dépilée, le contact du granite est marqué par un liseré de fluorine massive de 0.02m à "box works" de minéraux cubiques.
Cette éponte ouest présente aussi plus haut dans la topographie les mème box works cubiques mais dans un niveau de quartz laiteux.
- une salbande argileuse
-blende massive (BF10) avec des faciès de remplacement de lattes de sulfates (ou croissance sur des planchers siliceux). Ce faciès, probablement exploité par les mineurs n'a qu'une épaisseur réduite de 0.1 à 0.5m. Il a une teneur de 60 à 70% de blende rouge foncé. Vers le haut, le caractère rubané s'estompe et le filon se rétrécit et se pince selon une direction NO30°.
1200m :
le filon s'élargissant à nouveau, les épontes montrent la fluorine avec les mème faciès automorphes bordés de quartz en peigne rencontrés au Sapey. Les épontes sont lisses et les stries de failles ne sont pas visibles.

-FAILLE N170°

Le filon est toujours rubané avec des épontes en fluorine massive plus ou moins automorphe. A l'éponte Est des oxydes de fer colorent le minerai. Le centre s'enrichi en barytine (0.30m au coeur). A l'Ouest 1m de vide entre le

filon et le granite indique d'anciens travaux d'extraction des sulfures.

-MINI GALERIE (1140M)

Le filon est très rétréci: 0.5m. il prend une direction N40°. On note un remarquable enrichissement en blende, avec blende rouge et verte sans critère chronologique. **De la fluorine tardive associée à de la galène s'insinue dans les lits de blende.**

CONCLUSION

La structure rubanée de ce filon riche en fluorine et peu silicifié en fait un objectif d'exploitation facile. En effet, les sulfures sont localisés aux bordures du filon avec des directions légèrement sécantes sur une masse fluorée au coeur.
Le dépôt des sulfures est sans doute plus intense à la fin de l'histoire du filon mais antérieur à la barytine.
Les proportions des métaux et minerais sont différentes de celles du Sapey:

-beaucoup plus de sulfures, de la calcite prismée spathique et blanche vers le bas et le NE du filon.
-une forte teneur en fluorine fait de ce filon un des principaux objectifs des exploitants miniers.

La silicification peu intense a permis de bien conserver les structures filoniennes, qui sont beaucoup moins affectées par des phénomènes tectoniques que celles du filon du Sapey. Le rubanement de ce filon est très bien marqué alors que celui des autres corps minéralisés est beaucoup plus discret. L'étude en lame mince, nous donnera de nombreuses indications chronologiques et génétiques(§ III)

f)Tectonique

Ce filon est moins déformé que celui du Sapey. La nature de son encaissant, beaucoup plus rigide,l'a partiellement protégé des effets de la tectonique alpine.
Pourtant ses épontes ont rejoué en mouvements décrochants dextres (N040° environ) qui lui donnent sa structure en "baïonnette".

Le filon principal est interrompu à plusieurs reprises par des failles N170° verticales accompagnées d'une intense mylonitisation qui le décalent par des jeux sénestres postérieurs à la mise en place de la minéralisation.
On voit plusieurs familles de fractures:

1- Des fractures hectométriques N170° verticales à rejeu senestre post- minéral qui sont les plus fréquentes
2-recoupant les premières failles des accidents à jeu normal N150° 50°SE avec des stries 56°SE.
3-des fentes de tensions E-W 60°N verticales (reliées à la phase P2) et N170° très tardives

Le relevé des fractures à permis de définir une certaine chronologie de la déformation cassante à proximité du filon (c.f chapitre IV); il ne faut pas négliger les rejeux multiples des épontes alternativement dextre et senestre.

Plus en détail, le minerai enregistre les déformations dans le coeur mème de la masse filonienne. Ainsi les rubanements à fluorine et quartz présentent régulièrement des faciès bréchiques cimentés par un quartz laiteux. Le plus souvent la fluorine est en position intergranulaire (BF1), mais elle peut aussi avoir des aspects plissotés aux clivages tordus ou brisés. La structure faillée dans laquelle s'inscrit le filon est sécante sur les limites du granite et des migmatites. Cet accident est donc postérieur à la mise en place du granite; il est donc post-hercynien.

3) LA FREDIERE

a) Localisation

A 840m d'altitude environ, à 300m à l'Ouest du filon de Bois Feuillet et à 700m à l'Est du filon du Rocheray le filon de la Frédière est accessible à son extrémité sud-ouest par un sentier à flanc de pente depuis la galerie inférieure de Bois Feuillet. Un autre chemin monte à partir de la Chapelle de Bonne Nouvelle, dans les schistes, et rejoint l'extrémité NE du filon. Ce filon s'étend suivant les courbes de niveaux entre deux ruisseaux; il se perd au Nord-Est dans les éboulis et les bois.

b) Travaux miniers

Ils sont très réduits, on ne trouve que les traces de rainurages du B.R.G.M. et un petit puits d'exploration de 5m de profondeur et 2m de diamètre à l'Est du filon. Au niveau 780m, au fond du ravin très escarpé de la Frédière, deux anciennes galeries partent du Lias vers le Nord, c'est à dire en direction du filon. D'après F. Thibiéroz, (comm. orale, 1989) elles ont recoupé une minéralisation à galène. Nous n'avons pas pu les explorer et elles ne sont pas signalées par A.O.Alencastre.

c) Morphologie

A peu près rectiligne sur l'ensemble de ses 250m d'extension horizontale, d'orientation N045° en moyenne la caisse filonienne s'infléchit au NE vers une position plus latitudinale de N080° à N085°.

Le filon est vertical, de puissance plus réduite que les autres et peut atteindre 2 à 3m selon la direction principale.

Les épontes du filon de la Frédière sont bréchifiées. Au Sud, une brèche à ciment silicocalcique noir est associée à l'éponte très rubéfiée. Ces rubéfactions sont visibles sur la totalité du filon, tant à l'éponte nord qu'à l'éponte sud.

Dans la partie SW, en falaise, le filon se diverticule en trois petits filons principaux tous rubanés à fluorine au centre. Le filon est interrompu par la faille N170° qui recoupait déjà le filon de Bois Feuillet. Cette faille a ici un caractère ancien plus marqué avec un double faisceau minéralisé au coeur bréchique silicifié (FR10) qui pourrait être d'âge liasique.

La particularité essentielle du filon est de recouper, dans sa partie occidentale, un placage de Trias très déformé se qui permet d'envisager avec certitude une chronologie de déformation et de mise en place post-triasique et post-phase P1. (Fig V-14)

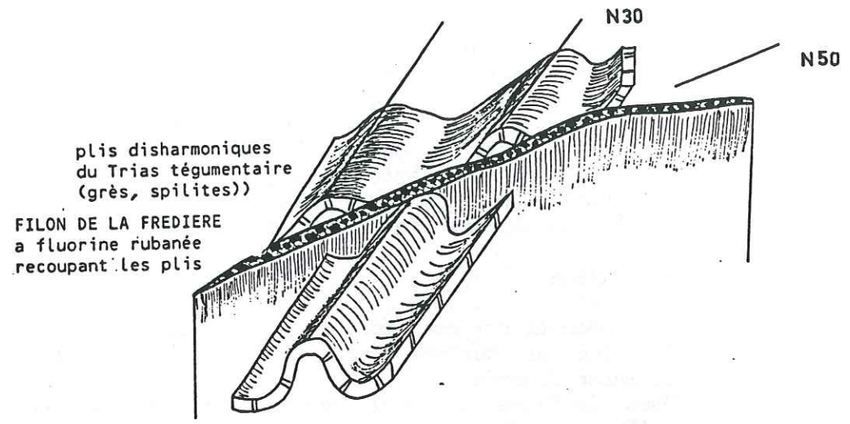


Fig V-14 : schéma du filon de fluorine de la Frédière recoupant les plis N030° qui affectent le Trias.

d) encaissant

Le filon est encaissé presque totalement dans la série du socle cristallin, il s'agit de migmatites vertes et blanches dont la foliation est sub-parallèle aux limites du filon.

EPONTE SUD

-L'éponte sud est plus perturbée que l'éponte nord, elle est très schistosée et altérée. On y a trouvé des éléments sédimentaires indéterminables très schistosés, bréchifiés et altérés gréso-carbonatés.

EPONTE NORD

-L'éponte nord vers l'Est montre un granite très schistosé S1 N80°E 50°S alors que la direction filonienne est N045° 70°N

AU SUD OUEST

La structure filonienne recoupe un lambeau de Trias :

- A l'éponte nord on trouve les plis d'axes N030°. Ces plis métriques entrainent les grès et les spilites sont cogénères d'une schistosité de plan axial.

-A l'éponte Sud ces plis s'estompent et seul le calcaire triasique apparait en placage sur la forte pente du ravin de la Frédière. Ce calcaire est silicifié à proximité du filon. Un faciès de brèches synsédimentaires est visible dans le ravin ainsi que les calcaires spathiques noirs, identiques à ceux de la rive droite de l'Arc. Localement, la stratification est SO NOO 45°W.

On voit dans cette pente des alternances de grès fins et de calcaires spathiques du Trias carbonaté comme au Châtel.

e) Minéralisation

A l'Est, le filon -N085°E- a à peu près 1.5m de puissance; il est accompagné de nombreux filonnets satellites encaissés dans le granite.

-la fluorine

La fluorine forme l'essentiel du minerai; elle se présente en lentilles fusiformes de 1.5m sur 0.2m au centre de la structure. La fluorine a un faciès très massif sans fracturation importante, elle est pure non silicifiée et sans barytine. Ces lentilles sont de direction légèrement transverse sur la caisse filonienne N085° alors que la fluorine rubanée et bréchifiée qui forme le reste du minerai est N055° 80°W. (Fig V-15). Aux épontes la fluorine est très bréchifiée et cimentée par du quartz limpide. (fig V-15)

-la galène

Sécants sur cet ensemble, des filons E-W à galène, fluorine et surtout quartz majoritaire se développent dans la masse fluorée.

Dans le filon on ne voit pas de rubanement bien marqué. Les sulfures se disposent toujours dans des zones où la fluorine est très fracturée et bréchifiée. Dans de petits "redants" des épontes on retrouve des salbandes à argiles ocres de quelques centimètres qui limitent le contact granite/ fluorine. Comme à Bois Feuillet, les épontes sont soulignées par de gros cristaux de calcite prismée.

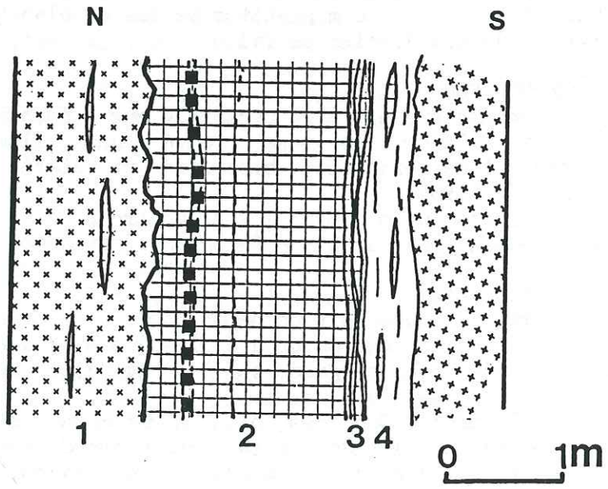


Fig V-15 : coupe du filon de la Frédière.
1 : socle à petites lames de fluorine limpide; 2 : masse fluorée centrale avec passage schistosé et bréchifié à galène; 3 : fluorine schistosée; 4 : zone bréchifiée et silicifiée.

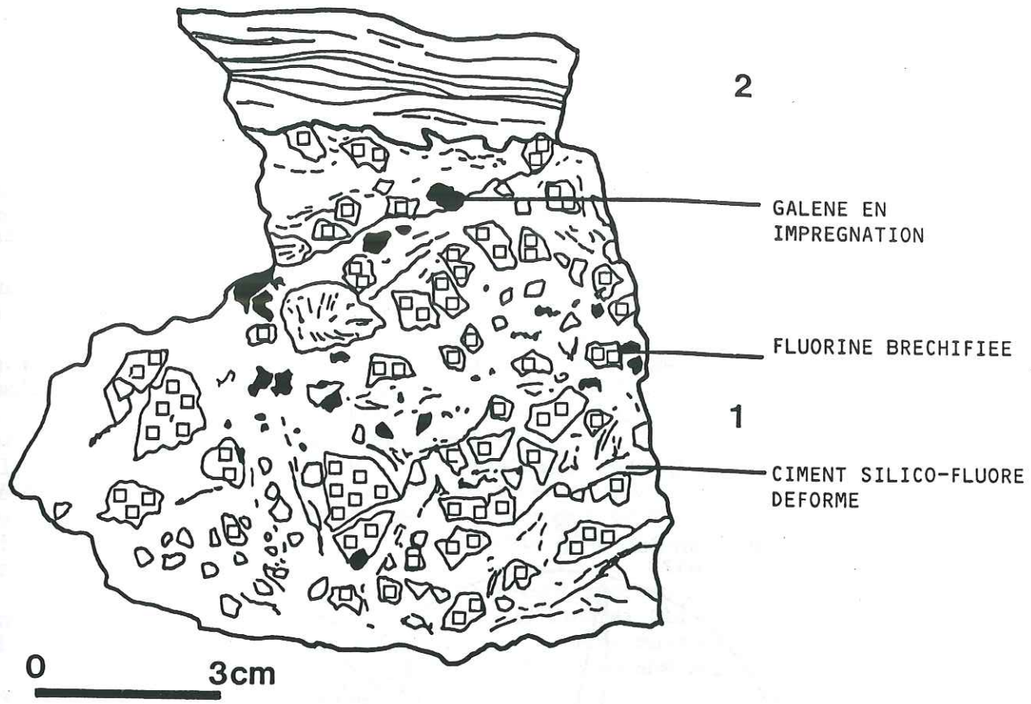


Fig V-16 : fluorine massive (2) qui forme les lentilles sécantes (N090°) sur l'ensemble du filon et épontes à fluorine bréchifiée (1).

Dans le puits creusé par le B.R.G.M. le filon est subdivisé en deux zones :

- Les bordures où la fluorine est bréchifiée dans un ciment siliceux
- la zone centrale où passe une faille de direction N90°E sécante sur l'ensemble qui remobilise fluorine et quartz dans une brèche à calcite, chalcopyrite et galène.

A l'Ouest, les épontes dans les calcaires et grès de la série triasique ont un aspect scoriacé. Une coupe du filon à été levée à la cote 870m, du Nord au Sud on trouve :

FILONNET RUBANE DANS LE GRANITE
ce filonnet est rempli de fluorine massive à mouches de galène, ses limites sont franches, la galène se situe en bordure. Au centre la fluorine est en amas avec des box works cubiques
-puis viennent 0.5m de granite stérile

- FILON PRINCIPAL :
- placage de galène de quelques centimètres puis fluorine blanche

- EPONTE SUD
-0.4m de fluorine associée à de la calcite
-1m de vide du à un rainurage (salbande décapée par l'érosion ou anciens travaux)
-calcite prismée et reste de salbande puis 0.05m de fluorine bordée par des cristaux négatifs cubiques en quartz et un peu de galène.
-0.3m de fluorine massive silicifiée comme au filon de Bois Feuillet par des filonnets de quartz en s'approchant de l'éponte entièrement silicifiée.
Dans le filon la foliation de la fluorine suit l'orientation des épontes (fig V-17)

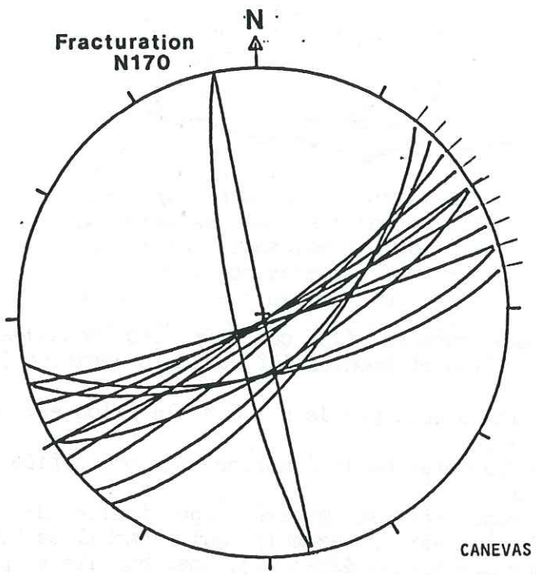


Fig V-17 : orientation et la foliation de la fluorine parallèlement aux épontes du filon de la Frédière. canevas de Schmidt (hémispère inf)

La silicification a une direction transverse sur celle du filon : elle est orientée N050° dans le filon qui a une direction N070°

L'étude de la minéralisation ne permet pas vraiment de mettre en évidence de phénomènes fondamentaux pour la mise en place du minerai.

On peut quand mème noter :

1-l'existence des lentilles de fluorine massive non déformées dont les directions recoupent celle de la masse filonienne.

2-la grande pauvreté en sulfures, et notamment en blende

3-l'association désormais classique entre la galène et le rejeu tectonique de l'accident. La barytine est presque absente de la paragénèse

sauf dans les parties encaissées dans le Trias ou elle apparaît en amas épais dans le filon.

f) Tectonique

Les mouvements des épontes du filon de la Frédière paraissent importants mais l'absence de témoins structuraux tels que les stries, et les crochons de failles, ne nous permet pas d'en déterminer le rejeu exact.

Le filon se met en place dans une structure faillée non loin de la paléosurface. A la suite de rejeux successifs de l'accident majeur, des bréchifications importantes affectent le minerai quartzo-fluoré puis des lentilles de fluorine massive se mettent en place au centre de la structure suivant des ouvertures typiques de mouvements décrochants senestrestardifs des épontes.

Un mouvement contemporain ou sub-contemporain des décrochements senestres provoque une remobilisation du minerai fluoré et lui donne un rubanement parallèle aux épontes à l'Ouest. Ce même mouvement fait recouper la structure plissée triasique par le filon rubané selon une direction N045° à N050°.

B) LES FILONS DANS LA COUVERTURE

Les trois premiers filons décrits, le Sapey, Bois Feuillet, La Frédière s'échelonnaient le long de la bordure S-W du massif à proximité de la paléosurface mais étaient encaissés préferentiellement dans le socle. Dans la continuïté de cette structure N120°E, le filon du Rocheray, d'orientation sensiblement identique à celle des autres filons se trouve entièrement encaissé dans les schistes liasiques et se ferme au contact du socle à la base du filon (Ochoa Alencastre,1979).

A Nantuel les remaniements subis par la minéralisation sont extrèmement importants. La morphologie initiale du gîte est rendue difficile à apréhender par les effets de la tectonique cénozoïque, le tout étant accompagné d'une grande difficulté d'observation. La minéralisation est comprise dans les zones sédimentaires triasiques bordant le socle à la faveur de failles inverses.Pour certains auteurs, qui ont eu accès aux travaux du haut du gisement, (Meloux, 1968) la minéralisation de Nantuel est stratiforme. Pour nous les seules expressions de la minéraliations rencontrées sont remobilisées dans des structures faillées qui bordent le conctact socle/couverture.

La paragénèse de ces deux gîtes est la mème que précédemment : quartz, fluorine, calcite, blende rouge et verte, galène et autres minéraux accessoires. Les phénomènes tectoniques sont ici beaucoup plus complexes que dans les filons de socle ss; en effet la caisse filonienne se trouve dans des niveaux plus incompétents.

1)LE FILON DU ROCHERAY

C' est le seul filon encaissé entièrement dans les schistes liasiques. Le minerai est très déformé riche en sulfures et pauvre en fluorine.
Son orientation varie et sa morphlogie dessine une lentille anisotrope qui signe une ouverture en décrochement dextre (fig V-18).

a)Localisation

Ce filon se situe sur la commune de St Jean de Maurienne, sur le flanc Sud-Est du massif du Châtelard à quelques mètres de l'énorme cône d'éboulis qui domine la vallée.
Un chemin muletier à l'abandon monte depuis l'extrémité nord du stade de St Jean de Maurienne jusqu'au niveau 675m où un travers banc permet d'accéder au niveau central des dépilages.

b) Travaux miniers

Ils ont été importants jusqu'en 1860. Une galerie d'extraction, ou d'accès, est visible au niveau du stade :
elle débute dans les schistes domériens toarciens et s'interrompt après quelques dizaines de mètres. Sa direction est N100°.
En montant le chemin muletier, à la cote 565m une galerie N125° pénètre de 20m dans le socle ici constitué d'amphibolites plissées suivant des axes N050°.

De 565 à 590m :
On trouve une galerie de sortie du minerai avec des haldes, cette galerie longue de 15m selon une direction N120° et débouche dans le grand dépilage du filon. Le minerai a été entièrement extrait sur toute la hauteur des travaux. On compte quatre niveaux successifs de galeries mais les éboulements ne permettent pas de voir la partie inférieure des travaux miniers.

La difficulté d'accès et la pauvreté en minerai fluoré n'ont pas engagé le B.R.G.M. à effectuer des travaux de prospection sur cet indice.
L'exploitation traditionnelle de ce gîte a été exclusivement consacré à la galène dont on ne trouve d'ailleurs aucune trace. La blende, pourtant abondante, a été rejetée comme stérile. L'ampleur du dépilage du filon ne permet pas de bonnes observations de minerai en place et l'examen du minerai s'est plutôt effectué sur des échantillons ramassés dans les haldes.

c)Morphologie

Le filon du Rocheray a une forme lenticulaire caractéristique. Cette lentille est ondulée (fig V-18). Sa partie NE est orientée suivant une direction N010° et son extrémité SW N045° 75°E. Le renflement de la partie centrale indique une mise en place suivant des mouvements à composante décrochante dextre. En fait, la minéralisation s'installe dans une fracture N030° fortement pentée vers l'Est.

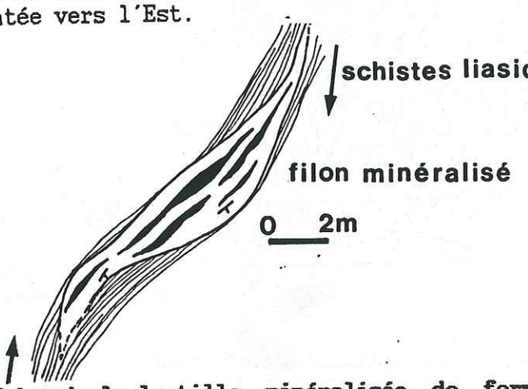


Fig V-18 : schéma de la lentille minéralisée de forme sigmoïde du filon du Rocheray indiquant une ouverture en décrochement dextre.

La zone de remplissage peut atteindre 3m mais on n'observe le filon presque entièrement dépilé qu'à la faveur de piliers de soutènement où la puissance n'est que de 0.5 à 1m.
A l'encontre des autres filons précités, celui-ci a de nombreuses branches parallèles séparées par les schistes noirs liasiques stériles. A.Ochoa Alencastre (1979) qui a pu accéder à la partie la plus profonde des travaux miniers estime la taille de cette lentille à 140m de hauteur sur 100m d'extension horizontale. Il signale aussi que le filon se diverticule en profondeur. Au N-E la lentille se ferme au contact du granite alors qu'on n'a pu observer la terminaison orientale.

d) Encaissant

Il est très homogène puisqu'il sagit exclusivement des schistes noirs doméricns. Il aurait été intéressant de connaître l'allure du filon au contact socle-schistes et de savoir si le filon est sécant sur les termes de base du Lias carbonaté et éventuellement du Trias, s'il est présent. Mais l'état déplorable des travaux nous a fait hésiter. Le filon principal est accompagné d'un chevelu de filonnets surtout siliceux qui recoupent parallèlement au filon la masse schisteuse.

La schistosité générale S1 du Lias est NO25° 75°NW. Par le biais de jeu post schisteux le filon recoupe généralement la schistosité. Toutefois à la suite des mouvements responsables de la phase P2 la schistosité S2 peut montrer des directions variables de NO20 à N 075.

Au sein du filon principal dans une lame de Lias on a trouvé un morceau du socle amphibolitique de quelques centimètres (c.f schéma) Cet élément a été ramené lors des mouvements décrochants et inverses dans la masse filonienne

1 - Elément d'amphibolite dans le filon
2 - Schistes noirs liasiques
3 - Lentilles de quartz laiteux parallèles au filon principal
4 - Filon de quartz à masses rognoneuses de blende jaune sécant sur les directions du filon.
5 - Filon (0,5 m.) à blende-quartz et galène
6 -Feuillets schisteux et lits de quartz + filonnet minéralisés.
7 - Eponte Ouest schisteuse

Fig V-19 : coupe du filon du Rocheray montrant le minerai très siliceux recoupant les schistes liasiques.

e) Minéralisation

La caractéristique principale de ce filon est son extrême pauvreté en fluorine (visible seulement en lame mince) et l'absence de barytine. Seuls les sulfures sont bien représentés et s'expriment; blende rouge et miel et galène (historiquement). La calcite jaune, analogue a celle connue au Sapey

dans sa partie sécante sur le Lias est surtout exprimée dans de petits filonnets a la périphérie du filon principal (gros cristaux spathiques) (fig V-19)

Les échantillons des haldes ont montré que la fluorine massive corrode largement la calcite prismée qui l'entoure. Le quartz recoupe en petits filonnets la masse calcitique suivant des directions préférentielles perpendiculaires à l'extension générale du filon.

En mine la minéralisation apparait rubanée avec la suite :

schistes, fluorine et calcite brune prismée (fig V-19).

Lorsque les sulfures sont présents on a :
fluorine, quartz, galène en mouche et au bord de la blende brune. On trouve beaucoup d'inclusions de galène dans la blende. La galène peut aussi se trouver en filonnets dans la calcite;

Fréquemment des filonnets N150°, très tardifs, sécants sur la direction principale du filon suivant un jeu décrochant senestre (NO30°) et sont remplis de quartz et de blende rouge en gros amas. Les sulfures paraissent donc postérieurs à l'ensemble (fig : coupe du filon du Rocheray) On voit que la minéralisation en blende rouge se situe préférentiellement au toit du filon dont le pendage est de 55°S
En surface les épontes sont ourlées d'oxydes de fer.

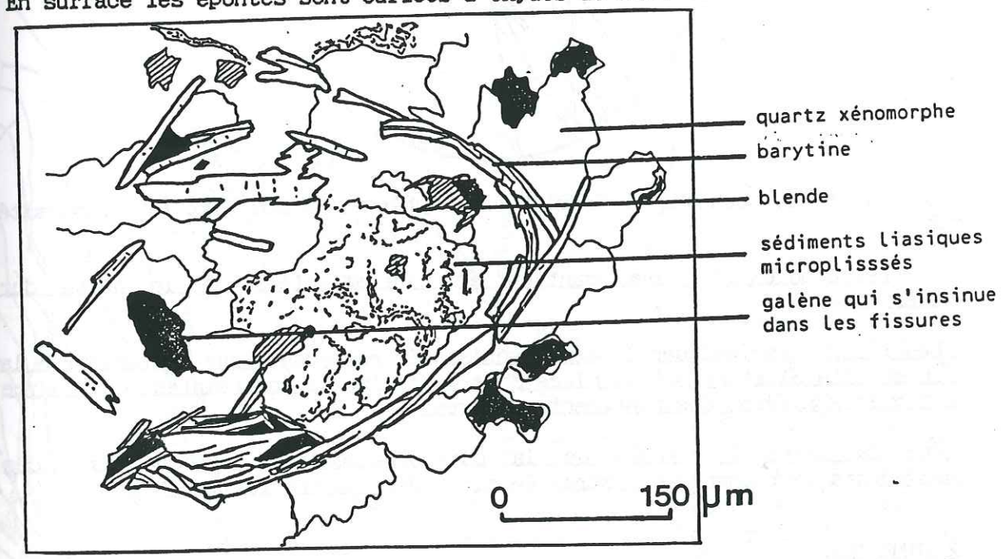


Fig V-20 : microplis dans les schistes minéralisés du Rocheray. La barytine mime le plis; blende et galène sont en position intersertale. La silice envahit l'ensemble.

f) déformations

L'encaissant liasique du Rocheray a une stratification SO NO35° 75°E avec une linéation LO 30°N sénestre.
Une schistosité S1 NO75° 85°E replissée par des microplis P2 d'axe N 15°S (fig V-21). De nombreux plans striés NO35° 75°E indiquent un rejeu senestre à la suite d'un mouvement dextre qui ouvre les filonnets à blende rouge et

modifie la direction de S1 au sein du filon.
Des fractures N050° 30°E et N100° 55°W associées et relativement tardives recoupent l'ensemble.

Le minerai proprement dit ne montre pas de déformations particulières sinon quelques sinuosités dans le tracé de filons satellites ; la blende massive s'altère très vite. La fluorine en très faible quantité n'est pas visible et le quartz ne présente que le faciès laiteux massif sans déformations particulières.

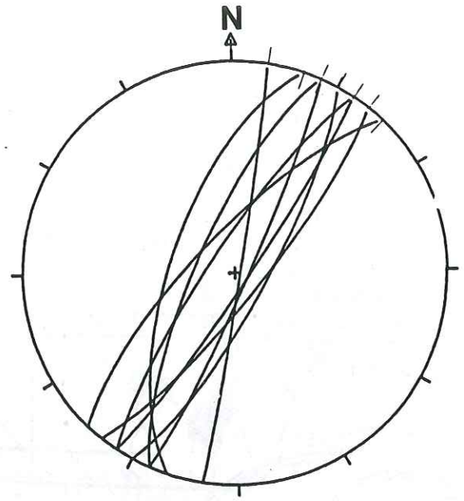


Fig V-21 : canevas de Schmidt (hémisphère inf) montrant la schistosité S2

Les épontes et l'encaissant ont été plus affectées que le noyau dur minéralisé.

Le filon remaniant des éléments schistosés est donc d'âge postérieur à la schistosité S1 et se met en place dans un régime de contraintes qui ouvre des pièges suivant des mouvements dextres.

Par la suite l'ensemble de la caisse filonienne est soumis à des mouvements décrochants senestres.(c'est à dire en contraction NS)

2) NANTUEL

Le gisement de Nantuel fait la transition entre deux types de minéralisations :

- les filons encaissés dans le socle se fermant ou pénétrant légèrement la couverture,
- les stratiformes vrais, encaissés dans les horizons porteurs du Trias notamment ou sans relation directe avec un filon.

Ici les structures minéralisées sont filoniennes avec une éponte au toit de nature cristalline (migmatite etc..) et un mur sédimentaire constitué par la série triasique extrèmement déformée.

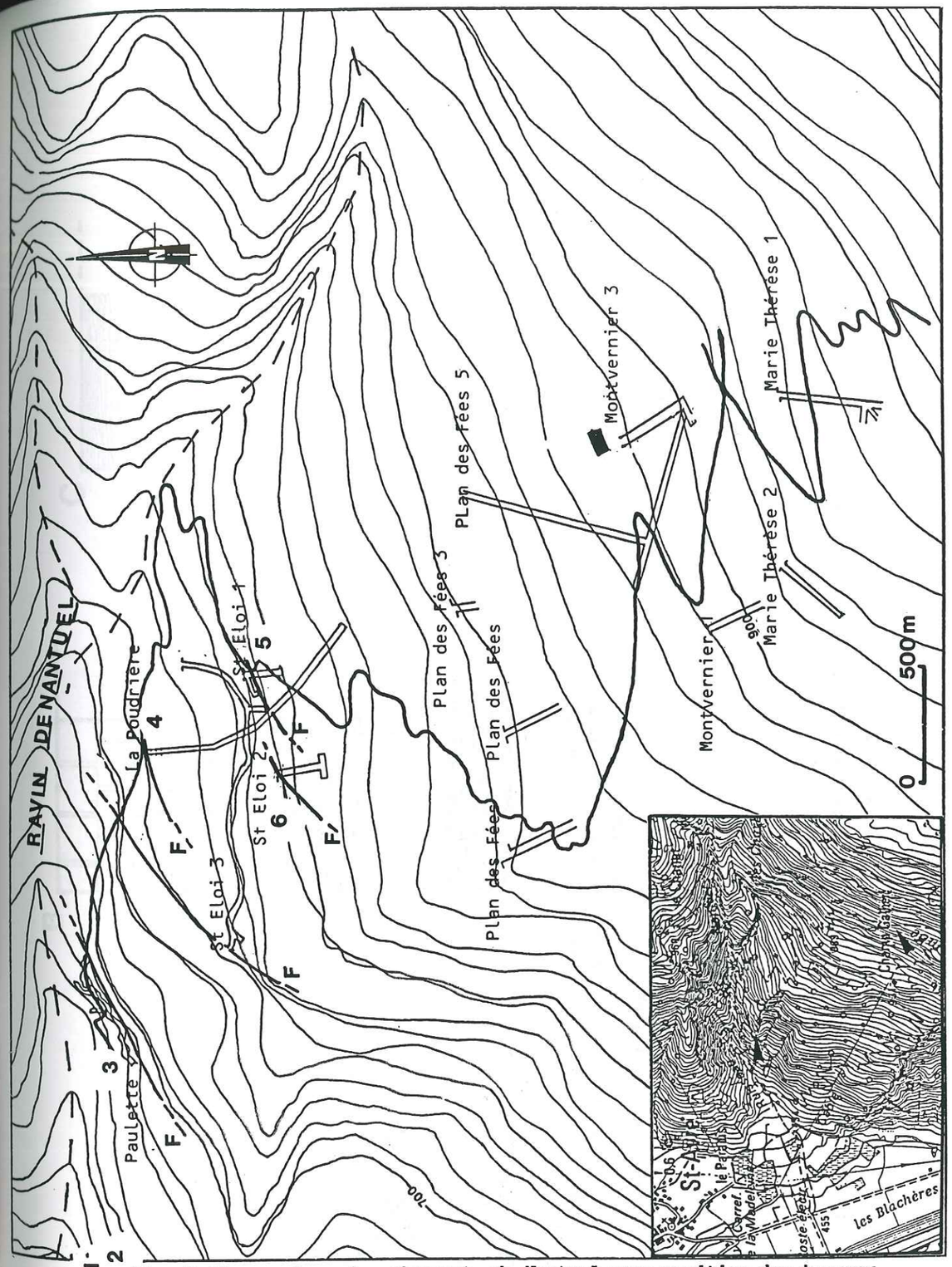
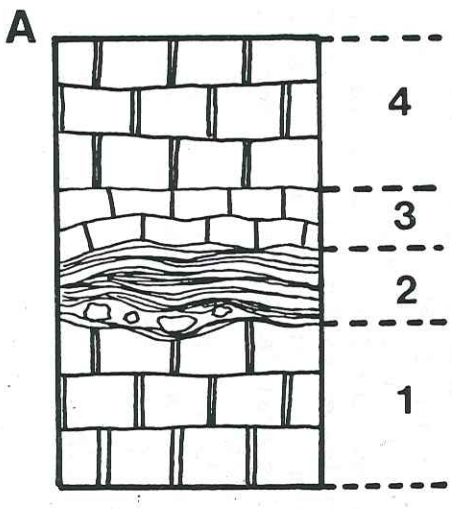
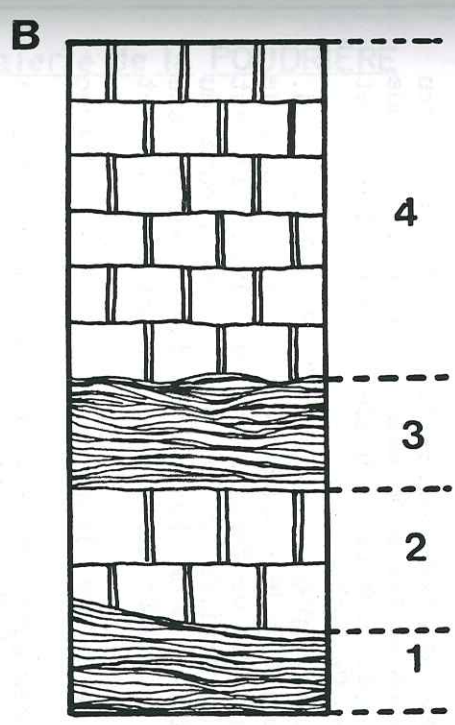


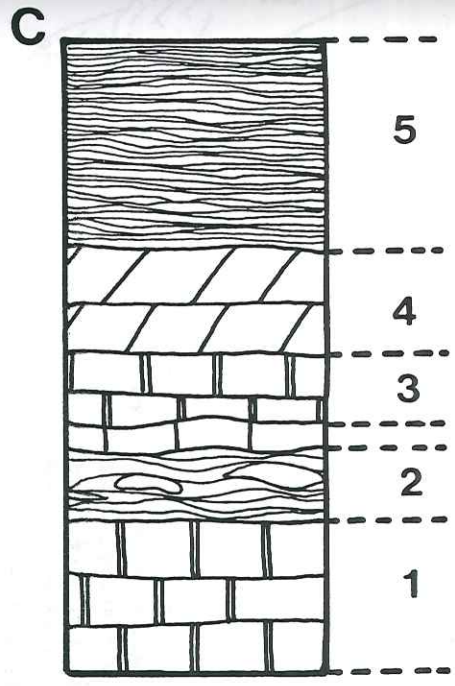
Fig V-22 : plan du gisement de Nantuel avec position des travaux miniers . La rareté des affleurements n'a pas permit de dresser la carte complète.



1 et 4 : calcaires silicifiés
2 : argilites vertes très schistosées avec brèche de calcaire (silicifié) à la base.
3 : bancs verdâtres slilicifiés



1 et 3 : schistes verts (anciennes argilites triasiques)
2 et 4 calcaires silicifiés triasiques



1: Calcaire noir spathique silicifié
2:argilites vertes silicifiées à ocelles de quartz II avec une passée de calcaire micri--tique au sommet.
3 : calcaire spathique noir
4 : dolomies jaunes du du Trias évapo--ritique.
5 : schistes argileux verts

Fig V-22b :

COUPES DANS LA GALERIE PAULETTE (NANTUEL) : LA COUPE C MONTRE LE PASSAGE DU SOMMET DE LA SERIE CARBONATEE DU TRIAS AUX TERMES DE LA SERIE EVAPORITIQUE (ARGILITES, DOLOMIES JAUNES)

La gîtologie de cette minéralisation est complexe; d'une part la rareté des affleurements ne permet pas d'avoir d'arguments de terrain déterminants, et d'autre part l'état déplorable de la forêt rend impossible la circulation sur les chemins. Seules quatre galeries d'importances diverses laissent voir le contact minéralisation/encaissant.

a) Localisation (fig V-22)

A l'extrémité nord du terrain, à la limite Nord du socle hercynien, en rive droite de l'Arc, juste au S-E du village de St Avre, dans un vallon encaissé coule le ruisseau de Nantuel. En rive gauche de ce ruisseau, un sentier ramène après quelques dizaines de mètres, en rive droite au premiers niveaux exploités. Les galeries s'échelonnent depuis l'altitude de 610m jusquà 910m; d'abord dans le socle puis entièrement dans la couverture triasico-liasique (les galeries y sont effondrées). Si le gisement est de morphologie complexe en revanche il est très bien défini dans l'espace. Le plan (fig V-22) montre bien l'étendue réduite entre deux lignes de direction N120°E (Ochoa Alencastre, 1979).

On peut accéder aux travaux supérieurs par le chemin de Champ Grallier en prenant la route Montvernier-Montpascal puis une piste forestière à la cote 1131m sur la gauche.

b) Travaux miniers

L'examen approfondi des galeries accessibles et des travaux miniers non écroulés fait apparaître quelques points supplémentaires dans l'étude du minerai. Nous avons levé des coupes dans dans chaque galerie explorée et levé le plan au 1/100 de la galerie Paulette.

Les travaux anciens remontent à l'époque "sarrazine". Puis le B.R.G.M. reprit la prospection en 1969 avec 1180m de tracages et 37.2m de sondage puis huit sondages qui totalisent 321m de forages (Meloux, 1975). Il faut remarquer que les sondages se sont limités à la partie supérieure du gisement et aucun ne débute à moins de 840m. Par contre des coupes ont été effectuées par J.Méloux en 1969 aux niveaux de la Poudrière St Eloi N°1 et St EloiN°2 (FIg V-23).

Ces travaux montrent la lacune de la base du Trias dans le secteur avec l'absence des grès et des spilites.

La plupart des galeries sont inaccessibles, en 1986 on pouvait visiter : Marie Thérèse 2, Montvernier 1, St Eloi 1, St Eloi 2, La Poudrière et Paulette qui est parallèle à St Eloi 3.

c) Morphologie

ACCIDENTS PORTEURS

La situation particulière, en tête du chevauchement du massif cristallin sur sa couverture, a donné à cet indice une morphologie très éclatée et relativement complexe. Au Nord,se développe le synclinal à coeur liasique de la Chambre, alors que sur les flancs du Grand Châtelard on retrouve des lambeaux de Trias faillés et minéralisés le long d'accidents Est-Ouest. Ces failles ont rejoué en failles inverses lors des compressions alpines et font apparaitre de petits écaillages dans la partie basse du gisement et au dessus de Champ Grallier.

Une bonne approche de la géométrie du sîte peut être faite grâce au schéma dessiné par Poulain et Meloux (in Ochoa Alencastre, 1979) à l'aide des données de sondage du B.R.G.M. (Fig V-23 a et b).

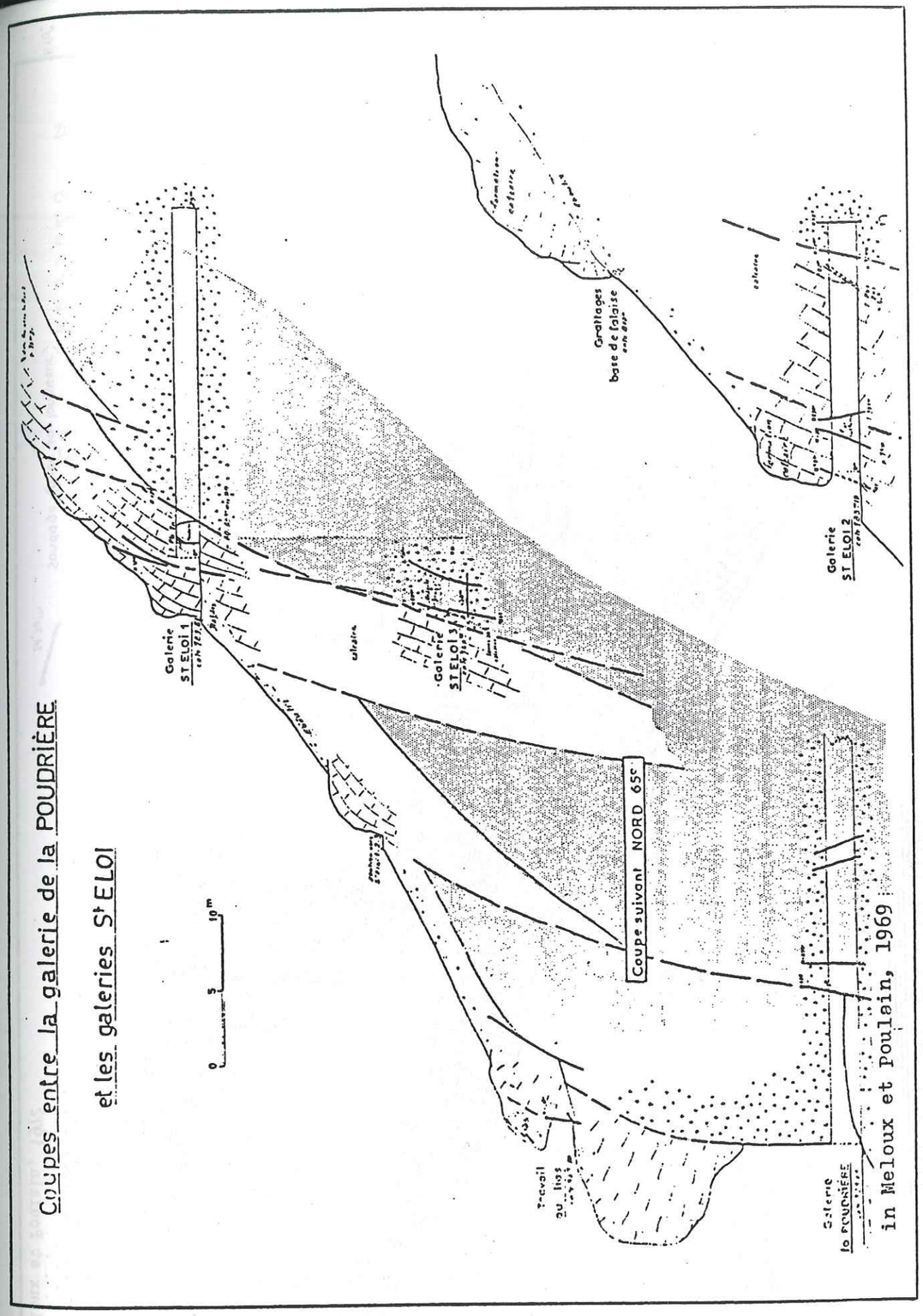


Fig V-23 a : coupe du gisement de Nantuel d'après les lévés de galeries effectués par le B.R.G.M. (Meloux et Poulain, 1969)

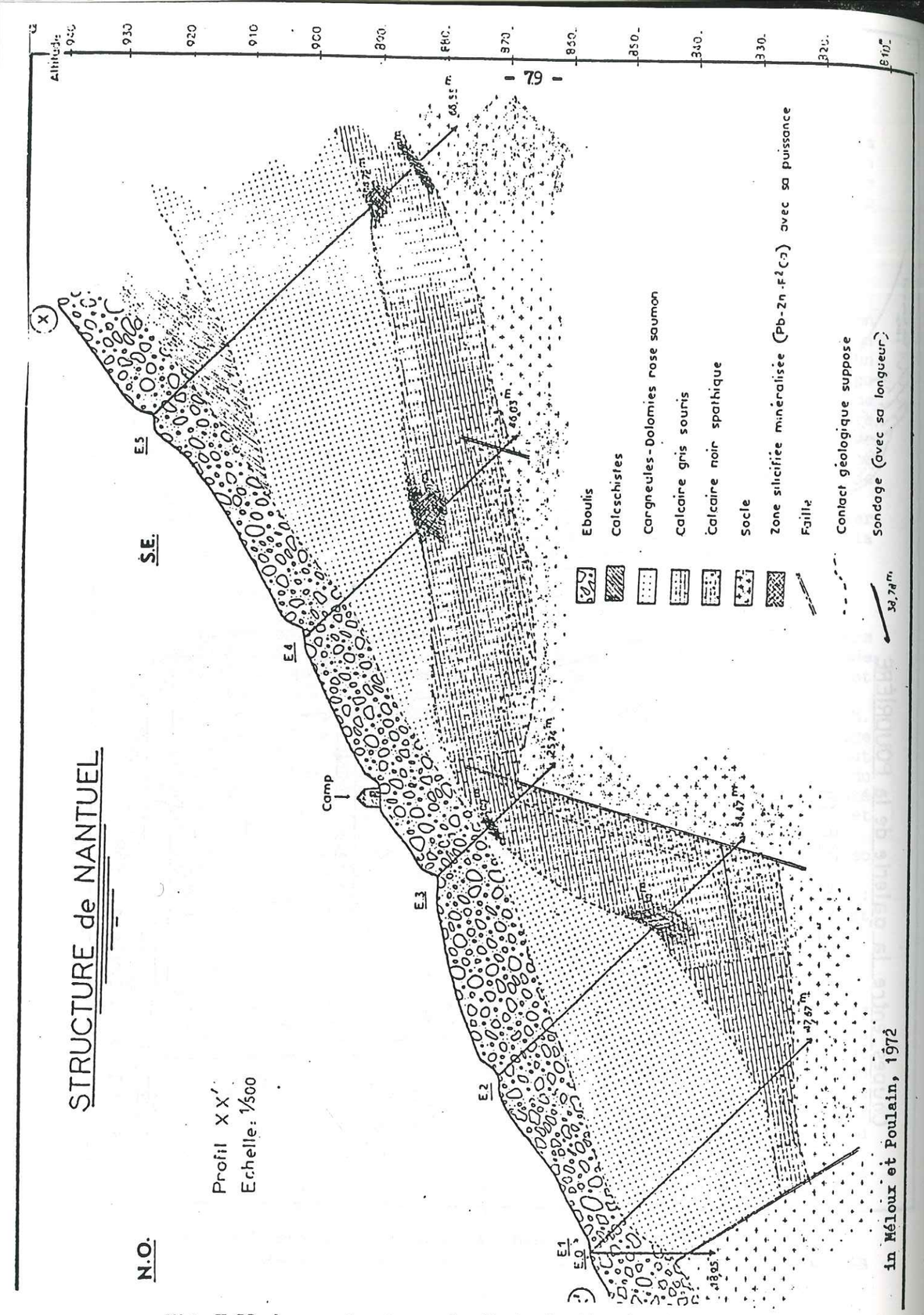


Fig V-23 b : structure de Nantuel d'après les logs de sondages effectués en 1972.

ZONES MINERALISEES

Il existe quatre zones minéralisées principales. La direction générale des accidents qui guident la minéralisation est N080° à N090° avec un pendage passant du Nord au Sud mais toujours très redressé. La zone minéralisée la plus étudiée est celle de la galerie "Paulette" à 680m d'altitude et située dans la partie basse du gisement. Le filon suit une direction générale N075° 70°N. Dans le détail la galerie suit la masse minéralisée qui devient très sinueuse, souvent décalée en régime décrochant senestre par des failles et au pendage très variable.

d) Minéralisation

En partant du bas de la structure, au NW, près du ravin de Nantuel, et en allant vers le haut (vers la cote 910m) et vers le Sud.
Les points numérotés sont reportés dans la figure V-22.

- point 1 :

Au niveau de la retenue artificielle à droite du chemin on trouve un grattage récent de quelques décimètres qui s'enfonce dans les dolomies jaunâtre attribuées au sommet du Trias. Dans ce grattage on observe un filon à quartz et sulfures rares. Sa puissance et de 0.5m orienté N135° 65°SW.

- point 2 :

570m. Une faille N035°E sub verticale soulignée par 2m de quartz ou de brèche silicifiée, met en contact les migmatites au SE avec les termes argileux verdâtres du Trias supérieur. Ces termes sont silicifiés avec de la fluorine, galène et pyrite encaissées dans les calcaires spathiques noirs du Trias. C'est ici que se deversait le minerai préalablement plus ou moins concassé (haldes).

- point 3 : **galerie 680 (Paulette)** (Fig V-24)

680m. C'est incontestablement la galerie qui nous apporte le plus d'informations. Elle débute à 680m et son orientation est générale N075° à N085°. Elle est encaissée au Sud dans les migmatites vertes et blanches et au Nord dans le Trias spathique noir. Cette galerie suit le filon principal dont la puissance est de 3m.

encaissant de la galerie " 680m" :

Les migmatites de l'éponte sud ont une foliation qui oscille entre N053° 75°S et N030°E vertical, recoupée par des filonnets de quartz stérile laiteux du type quartz alpin selon des directions d'ouverture N020°E associées à l'accident principal du filon. (fig V-25).

A l'Est les différentes coupes levées dans le filon montrent des variations importantes de faciès et d'épaisseur au sein de la série attribuée au Trias supérieur.

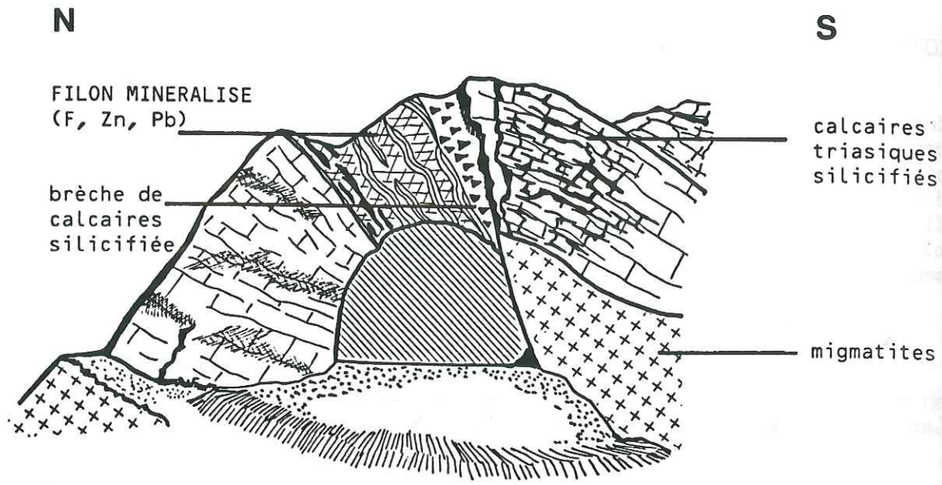


Fig V-25 : vue de l'entrée de la galerie avec le Trias calcaire au toit silicifié par un réseau de fentes alpine N20°E

Les coupes sont positionnées sur la fig V-24 et figurées fig V-26

coupe A:

(Fond de la galerie)
à la base :
- niveau de brèches calcaires (qq decimètres)
- un mètre de calcaire silicifié en bancs de 0.2m alternant avec des pélites vertes très schistosées.

Le terme inférieur très silicifié a un aspect de quartzite; dans les niveaux pélitiques la stratification est N130° 27°NE.
En lame mince, on voit des alternances de micrites et de sparites avec des vestiges arrrondis de bioturbations (pellets) ou d'entroques entièrement recristallisées. Des joints stylolithiques parallèles à la stratification recoupent la masse (vestiges de la compaction).
A l'Ouest :
- les termes engagés dans la structure faillée s'inclinent à N080° 60°N.
- éponte nord :
argiles vertes et calcaires silicifiés jusqu'à la 1ere bifurcation.

coupe B :

La coupe n°2 montre l'alternance entre argiles et dolomies comme on peut le voir plus haut dans la structure, à Champ Grallier notamment pour les niveaux du Trias supérieur.

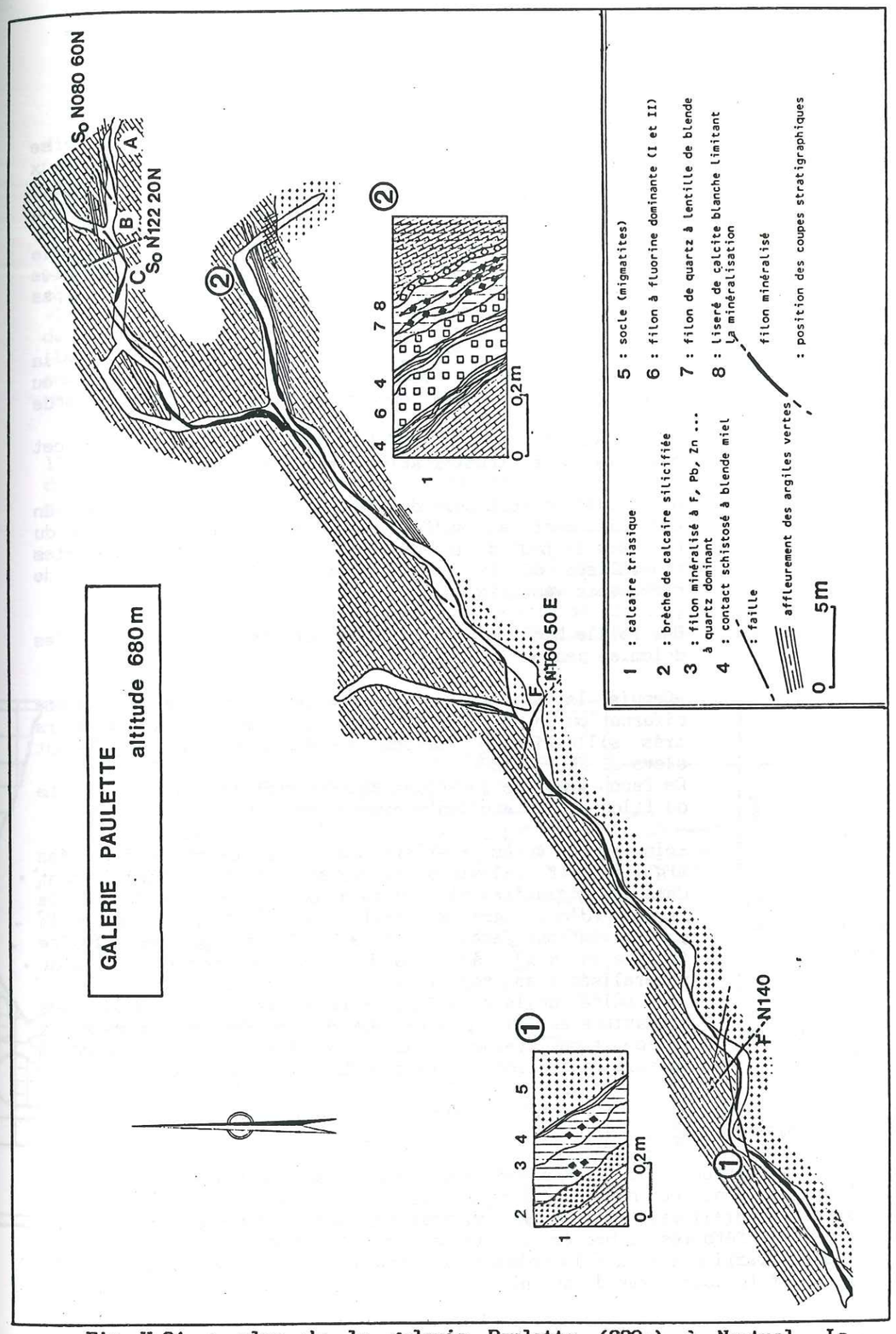


Fig V-24 : plan de la galerie Paulette (680m) à Nantuel. La minéralisation a un tracé très contourné et témoigne de nombreuses déformations

Coupe C :
(juste avant la bifurcation) La série sédimentaire se complète avec au toit l'apparition de schistes argileux verts (Trias) limités à la base par un niveau repère dolomitique ocre. la base est intensément silicifiée. on constate un épaississemnt de la série carbonatée vers le NW le niveau repère remonte pour former le toit de la galerie selon SO N112° 20°N . On note la présence de quelques mouches de blende verte dans les niveaux silicifiés mais pas de minéralisation importante.

Une branche de la galerie part vers le Nord et traverse la masse de calcaires spathiques noirs très déformés et plus ou moins silicifiés. Cet appendice débouche sur le ravin de Nantuel.
Un rubanement N030° 25°E à quartz et fluorine recoupe cet ensemble où la stratification n'est pas identifiable.

Une variation verticale des faciès est bien marquée par un enrichissement en sulfures associé à une silicification du bas vers le haut de la galerie. N23 montre des schistes minéralisés de la base du Trias moyen avec des ovoïdes de carbonates vestigiaux.

Une faille N160° décale le Trias et fait disparaitre les dolomies jaunes.

-Depuis la traverse de communication jusqu'à la deuxième bifurcation on suit l'éponte sud dans les calcaires noirs très silicifiés et broyés; la schistosité principale est alors S1 N60° 50°SE.
De facon générale la schistosité se verticalise à l'approche du filon ou des accidents minéralisés

-cinq mètres après la galerie sud, l'éponte sud quitte les argilites et calcaires triasiques et rentre définitivement dans les migmatites plus ou moins cariées et broyées à la faveur d'une grande faille N055° 75°S qui guide la minéralisation. Cette faille est décalée par une faille transverse N110° à 120°E qui fait disparaitre la zone minéralisée à son tour.
-La suite de la mine jusqu'à la sortie est située dans les migmatites au Sud , peu reconnaissables, et qui surmontent en position inverse l'éponte nord plus ou moins calcaire et en fait minéralisée le long de la faille majeure.

<u>minéralisation :</u>

A Nantuel, la paragénèse est presque complète à l'exclusion de la barytine dont nous n'avons pas trouvé de traces. La majeure partie des zones minéralisées est fortement silicifiée, la fluorine apparait en ruban gris très déformés et broyés. La blende verte et rouge est fréquente le faciès particulier de la blende miel est présent. La galène un peu plus rare est toujours très disséminée.

La minéralisation est cantonnée au filon principal et à quelques diverticulations dans la masse carbonatée (très rares). Elle longe le contact migmatites/Trias qui est souligné par un filon de quartz suivi par les mineurs.
Au mur du filon se développe une minéralisation en blende verte et chalcopyrite. On y trouve des zones à galène dans les endroits les plus broyés ou bréchifiés associée au quartz laiteux et à la blende miel. Cette position particulière de la galène est un caractère commun à tous les gites observés.
-Les épontes sont très affectées par la tectonique compressives et montrent de nombreux rejeux successifs.
-Lorsque le filon est entièrement encaissé dans le calcaire son épaisseur se réduit à 0.5m et ses épontes sont moins déformées par la tectonique cassante.

Deux coupes du filon, relevées l'une à 10m de l'entrée (fig V-24 -1-), l'autre au fond de la galerie (fig V-24 -2-) nous montrent un rubanement du minerai avec toujours l'enrichissement en blende au toit de la minéralisation.

Coupe 1 :
A L'entrée, le filon est divisé en trois branches de 0.10m de fluorine massive parallèles séparées par des zones quartzeuses. Un réseau de quartz se développe à l'éponte sud suivant deux directions principales orthogonales et qui silicifient la masse carbonatée.

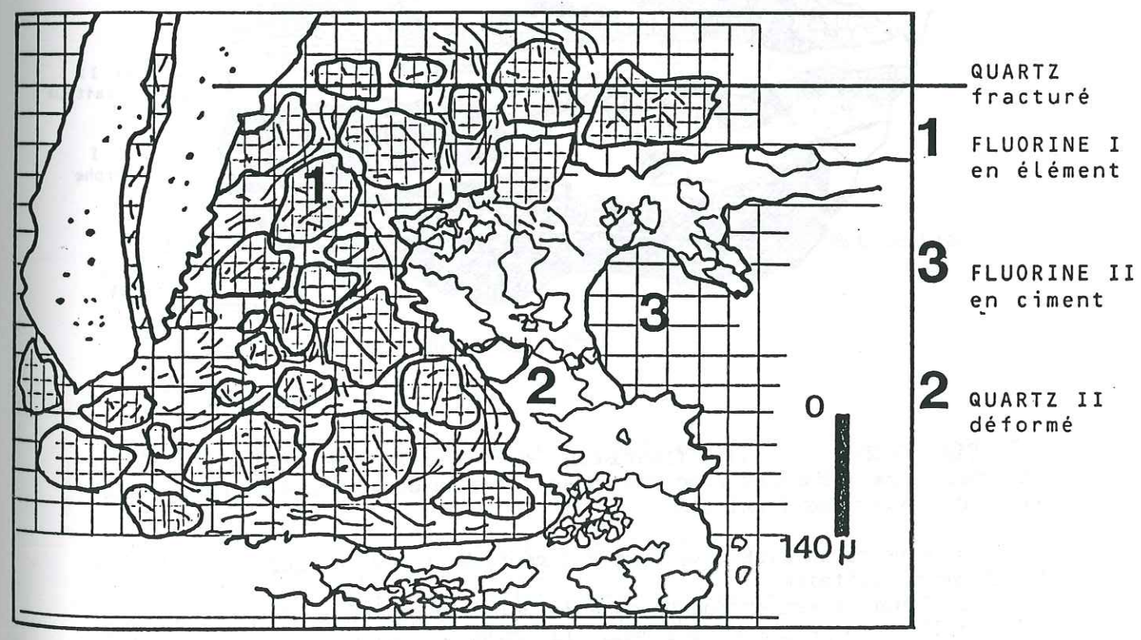


Fig V-26 : microplis et bréchification affectant la fluorine I, le quartz le ciment est formé de fluorine II.

L'aspect rectiligne de ce filon se révèle très relatif à l'observation des échantillons; en effet entre les deux épontes la minéralisation est très replissée en de nombreux microplis contemporains de la mise en place du minerai et du quartz laiteux l'accompagnent. (fig V-26)
Dans les termes calcaires la minéralisation emprunte un faciès particulier mimant des remplissages sédimentaires (dépôt en fond de bateau), le tout silicifié. La fluorine se place dans le coeur de petites géodes de quartz postérieures à la silicification principale.

-On note deux silicifications successives :
fig V-27
-des nodules ou rubans de silice verdâtre d'aspect presque amorphe

-des filonnets de quartz blanc laiteux auquels est associé la blende rouge. Cette silicification suit la direction de la faille principale mais s'organise aussi en deux familles importantes N110° 60°E et N040° 69°E.

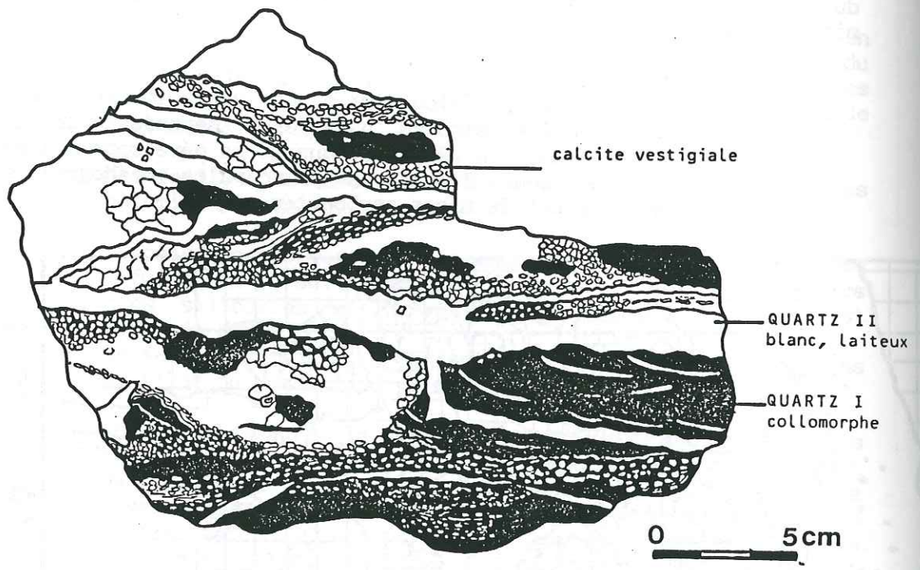


Fig V-27 : silicifications de l'encaissant calcaire de la minéralisation à Nantuel avec une silice I verte collomorphe et une silice II blanche dans les fractures.

Le minerai le plus développé est représenté par les sulfures à blende et galène majoritaire.
La fluorine est en mouche dans le calcaire silicifié et massive comme à la Frédière en petits rubans dans la zone filonienne. Des phénomènes annexes peuvent apparaitre tel que la calcitisation tardive du fond silicifié. Cette calcitisation que nous retrouvons dans tous les horizons

sédimentaires minéralisés et leur contexte sera décrite dans le paragraphe sur la paragénèse.

- Point 4 : **galerie de la Poudrière (altitude 750m)**

De direction générale N165° elle s'enfonce dans les calcaires spathiques noirs puis dans les migmatites vertes mais les observations sont impossibles l'altération superficielle étant trop forte.
-2 m au dessus de l'entrée de cette galerie un grattage fait affleurer une faille abaissant le compartiment nord suivant une direction N45°E. On voit des schistes calcaires à stratification SO S1 NO12° 30°E. Une zone minéralisée se développe au contact de la faille et des schistes verts; il s'agit de quartz et de galène soulignés par un niveau ferrugineux rouge et pulvérulent (Fig V-28).

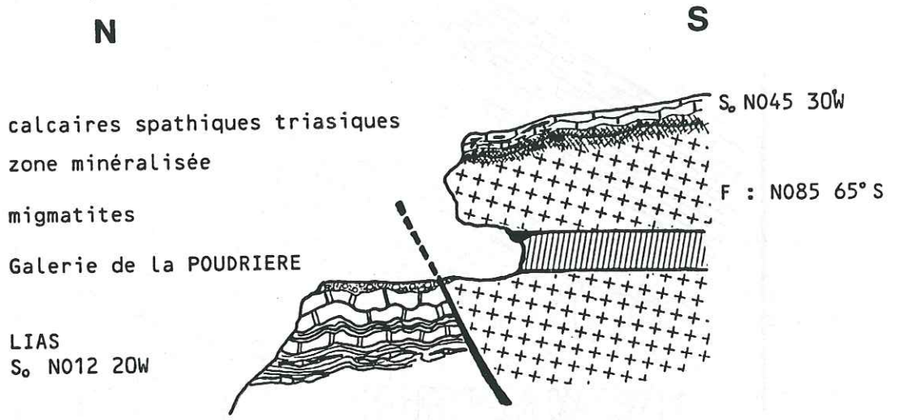


Fig V-28 : schéma de la faille mettant en contact le Lias et les migmatites à l'entrée de la galerie de la Poudrière.

- point 5 : **galerie de St Eloi N°1**

Localisation

voir carte (fig V-29), à environ 790m d'altitude à trente mètres de St Eloi n°2.

morphologie

Cette petite galerie se divise dès l'entrée en deux branches, la plus longue, 18.5m est dirigée selon N175°, elle recoupe le contact entre le Trias légèrement silicifié et les migmatites très schistosées très riches en pyrite. La seconde galerie est NO75° recoupe un filon par un travers banc.

Coupe du filon : N110° 75°N.
Au toit :
- calcaires triasiques silicifiés
Au mur :
- calcaires embarqués dans le filon ,
- plus au Sud les migmatites.
Zone centrale :
- minéralisée selon N070° 60°S avec un filon de blende, galène, et fluorine, des ocelles de quartz laiteux et de fluorine avec quelques mouches de galène.

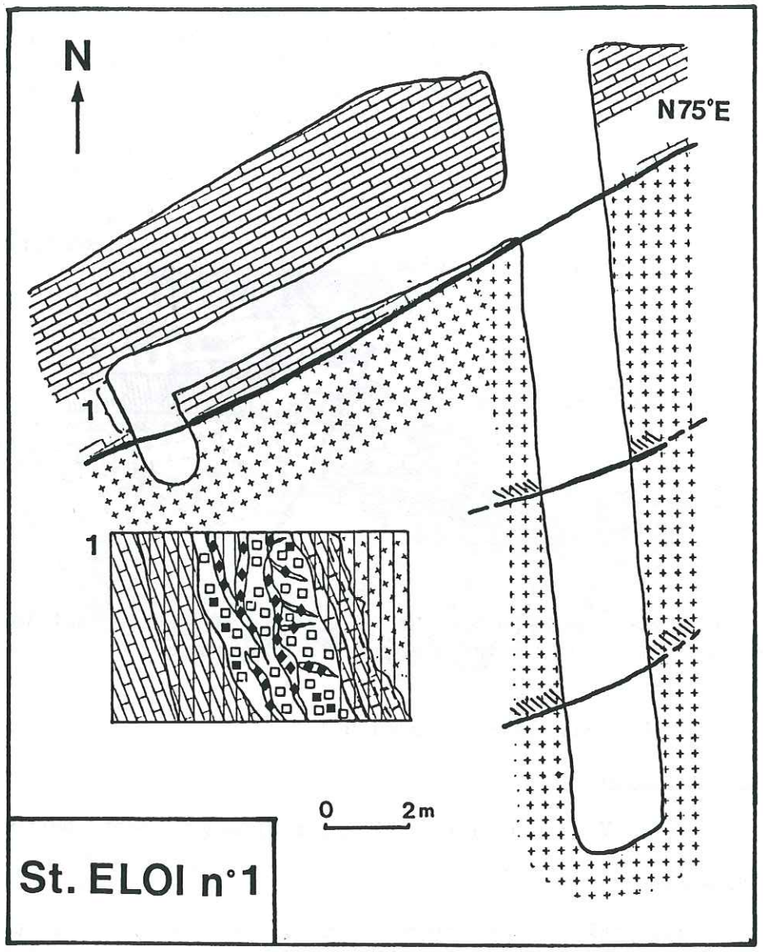


Fig V-29 : plan de la galerie St Eloi n°1 et coupe du filon.

- Point 6 : **galerie de ST Eloi N°2 (fig V-30)**

Localisation

A l'altitude de 785m, au Sud de la Poudrière.

Encaissant
Ce sont des calcaires gris souris à filonnets de quartz et fluorine.

La galerie est dirigée N167° pendant 18m et comporte deux travers bancs de 1.5m de part et d'autre à 16m de l'entrée (plan).

Entrée :
- faille minéralisée N035° 50°N de 2m de puissance, très fortement silicifiée (fig V-30) contient un filon à blende verte dominante.
Cette minéralisation est recoupée par des filonnets de quartz;
Au sud:
- filonnets de quartz paralèlles à l'éponte
- bordures enrichies en galène.

croisée de la galerie :
- filon N065°, très riche en blende verte et galène, accompagnés d'un peu de fluorine se fermant vers l'Est.

structure

On remarque que les fractures minéralisées ont une orientation très variable, N035° à N065° pour la fluorine et la barytine; N110° pour quartz et galène. Ceci indiquerait que les mises en place du minerai seraient polyphasées suivant des directions d'ouverture variant avec la direction des contraintes principales.
Le Débit N035° 50°N pourrait être la stratification.
la faille de l'entrée N002° 48°NW bréchifie ses épontes et est tardive elle recoupe la masse siliceuse principale orientée N100°85°E.

La partie supérieure du gisement ne laisse pas voir grand chose des travaux miniers, les galeries qui commencaient dans les schistes liasiques s'étant effondrées rapidement. Par contre le B.R.G.M. avait organisé sa prospection sur ces filons "supérieurs". De ces recherches je n'ai pu receuillir que les dessins de A.O.Alencastre (1979) qui restent imprécis sur la morphologie du gisement et des zones minéralisées.

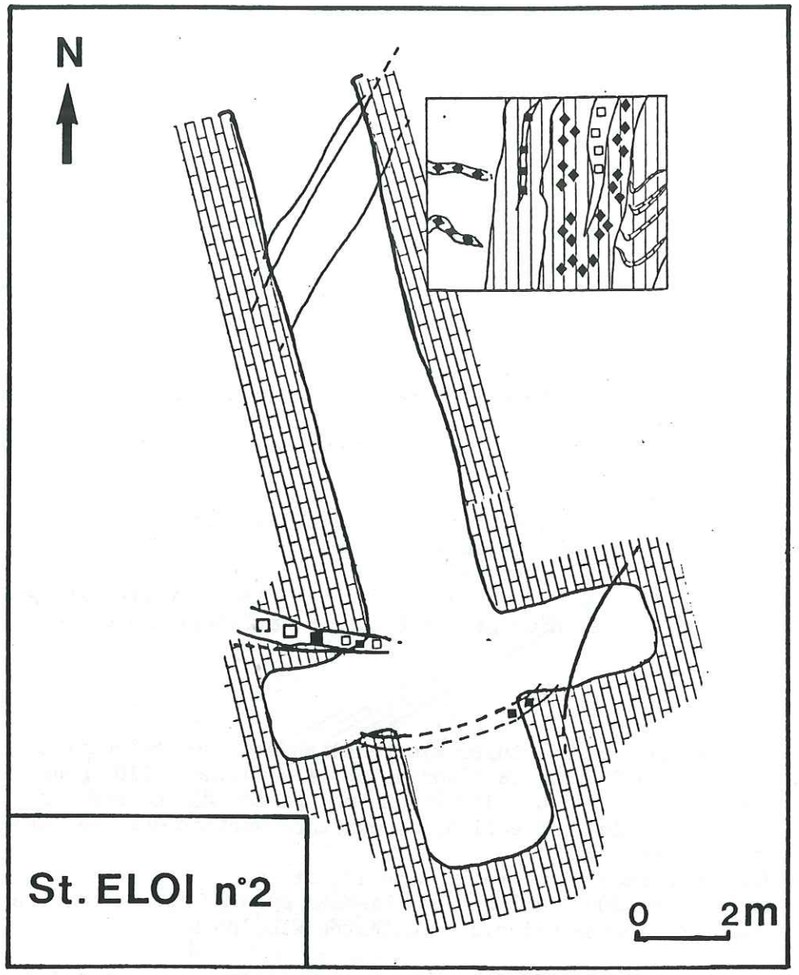


Fig V-30, V-31 : plan et coupe du filon de la galerie St Eloi n°2

g)indice de Champ Grallier

Afin de compléter les informations recueillies sur ce gisement il faut évoquer un affleurement situé au dessus de l'aire minéralisée, au dessus de Champ Grallier à l'altitude de 1020m environ.

Sur le chemin de Champ Grallier, on suit en descendant la pente la coupe du Lias schisteux de plus en plus calcaires pour aboutir au contact présentant une discontinuité entre le Lias et les calcaires spathiques noirs à patine rousse du Trias moyen.(fig V-32)

Ce contact est minéralisé dans le Trias. La minéralisation à galène, blende et fluorine se met en place dans un niveau très carié, ocre jaune, sous la forme de petits nodules silicifiés. Une silicificaton en filonnets centimétriques se développe dans les derniers bancs du Trias.

Il n'y a pas de trace de filon minéralisé à proximité mais peut être existe-t-il en profondeur. Les premiers niveaux de Lias calcaire qui reposent en discordance légère sur le Trias ne sont pas minéralisés.

Nous voyons ici apparaitre une minéralisation conforme aux strates sans relation directe avec le socle cristallin et non loin d'un gisement ayant la même paragénèse.

Il devient clair qu'il s'agit du même type de minéralisations associées à des inconformités structurales tardives dans l'histoire du massif, et probablement aussi dans l'histoire des minéralisations elles mêmes.

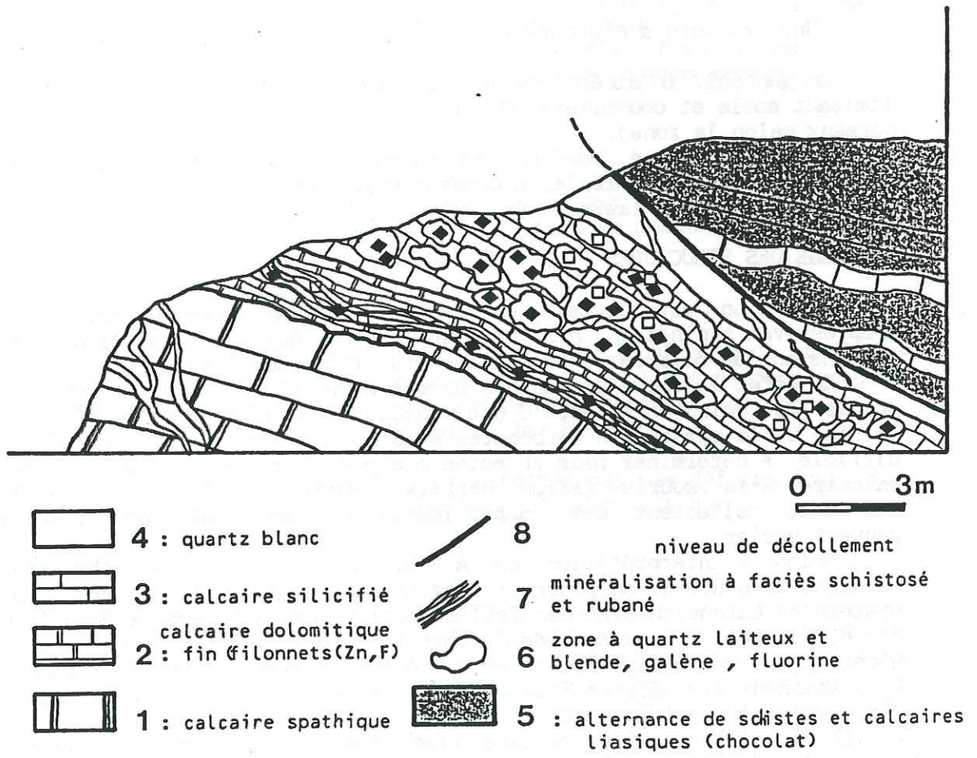


Fig V-32 : coupe du Trias carbonaté minéralisé de Champ Grallier. Le contact Lias /Trias est souligné par une silicification et un renrichissement en blende rouge.

h)tectonique

Ce gisement est particulièrement fracturé et déformé de par sa position clé au Nord du massif et par les influences ultimes dues au retrochevauchement du massif de Belledonne.

La fracturation dans la galerie Paulette montre l'intensité des mouvements postérieurs à la mise en place des corps minéralisés. En effet, la minéralisation est très difficile a suivre disparaissant à la faveur d'accident décrochants N 160° .

- Les failles N120° à 130° sont très nombreuses et recoupent le minerai

-fracturation du filon suivant N90° 50°N.

- faille N160°E :

décale le Trias et le filon dans la galerie

se retrouve à l'exterieur vers 750m d'altitude, suivant une direction N150°E verticale longée par un filon de quartz métrique. Cette faille N150°E recoupe aussi un filon minéralisé pauvre en galène dont l'orientation varie de N80° au NE et NS au SW. En longeant cet accident on arrive à l'entrée de l'ancienne galerie St Eloi n°3 complètement effondrée. (770m)

-Une fracture à microbrèche recoupe cette structure suivant N50°E

En général, la minéralisation se répartit dans une série d'accidents limitant socle et couverture (des failles inverses mais aussi des accidents normaux selon la zone).

Les failles à pendage Sud se situent dans la partie inférieure du gîte et les failles normales à pendage nord vers le haut. Leur orientation est globalement sub-latitudinale.

AGE DES STRUCTURES

Si l'on est certain que les failles ont rejoué pendant les phases compressives alpines on n'a pas de preuve quant à un lien avec la distension les bordures d'un bassin Nord, triasico-liasique.

En effet le socle de Nantuel devait être emergé pendant une grande partie du Trias inférieur. C'est pourquoi il n'y a pas de dépôt de grès à la base de la série. Les carbonates se déposent seuls sur une épaisseur difficle à déterminer mais au moins égale à 20 ou 30m . Puis vient le Lias calcaire Gris souris (selon Barfety, 1985). Des failles paralèlles Est-Ouest délimitent des compartiments ou les épaisseurs de sédiments peuvent varier.

Selon l'interprétation de A. O. Alencastre (1979) (Meloux) des sondages du B.R.G.M. on pourrait imaginer des dépôts triasiques dans ce système en extension avec des failles actives pentées vers le Nord (à cause des différences d'épaisseur des termes triasiques) De telles observations n'ont pu être confirmées les conditions de surfaces étant asez mauvaises. Puis viennent les déformations alpines, la minéralisation encaissée dans les premiers bancs triasico- liasiques est reprise. L'ensemble du gisement est chevauchant sur sa couverture, chevauché lui mème par les écailles plus orientales de Montpascal.

C) LES STRATIFORMES (ET FILON ASSOCIE) DANS LA COUVERTURE TRIASIQUE

Nous avons vu que la pluspart des indices du massif du Chatelard se présentaient sous forme filonienne dans le socle ou dans la couverture. A Nantuel la minéralisation pouvait prendre des faciès stratoïdes dans la partie haute du gisement (Meloux, 1968). Dans ce paragraphe nous allons étudier les gîtes liés aux strates de Montvernier, en rive droite de l'Arc et du Replat en rive gauche. La minéralisation est portée dans les deux cas par le Trias carbonaté. Montvernier est un indice travaillé par le B.R.G.M. Le Replat est également un indice connu dont l'intérêt pourrait être reconsidéré depuis la découverte, (par moi même!) de l'indice voisin des Jets.

1) MONTVERNIER

Il s'agit du plus complet des indices minéralisés. De taille très importante -plusieurs centaines de mètres d'extension horizontale-, il a une forte composante filonienne, bien individualisée, accompagnée d'horizons minéralisés au nombre de quatre. Le B.R.G.M. a étudié ce gîte, par sondages et par une prospection géochimique en sol. Grâce à ces études nous avons beaucoup d'informations sur sa morphologie. Nous avons trouvé d'autres horizons minéralisés bien au delà des niveaux repérés par les prospecteurs du B.R.G.M.(fig V-33)

a) Localisation

En rive droite de l'Arc, au Sud Ouest du village du Noirey, depuis le virage en épingle à cheveux (910m) jusqu'à la falaise dominant la vallée de l'Arc entre les cotes 900 et 950m. (c.f. la carte).

b) Environnement géologique

Ici l'épaisseur du Trias va en augmentant vers le NE et peut atteindre 60 à 70m. En réalité, le Trias tégumentaire est replissé en plis couchés déversés vers l'Ouest par le chevauchement des écailles orientales et localement écaillé comme au lieu dit "le Plan de la Croix". (voir tectonique)

Seuls les termes carbonatés sont affectés par ces déformations, les grès et les spilites restent solidaires du socle migmatitique.

c) Le filon

Le filon de Montvernier est situé dans une fracture qui recoupe les migmatites et le tégument triasique au complet. Son orientation générale est N80°E sub vertical ou fortement penté vers le Sud. Il est rectiligne aux épontes qui sont diffuses, surtout dans le socle. Sa morphologie est très voisine de celle des autres filons - si l'on excepte Nantuel-. Il présente relativement peu de déformations. Sa puissance, assez importante oscille entre 1.5 et 2m.

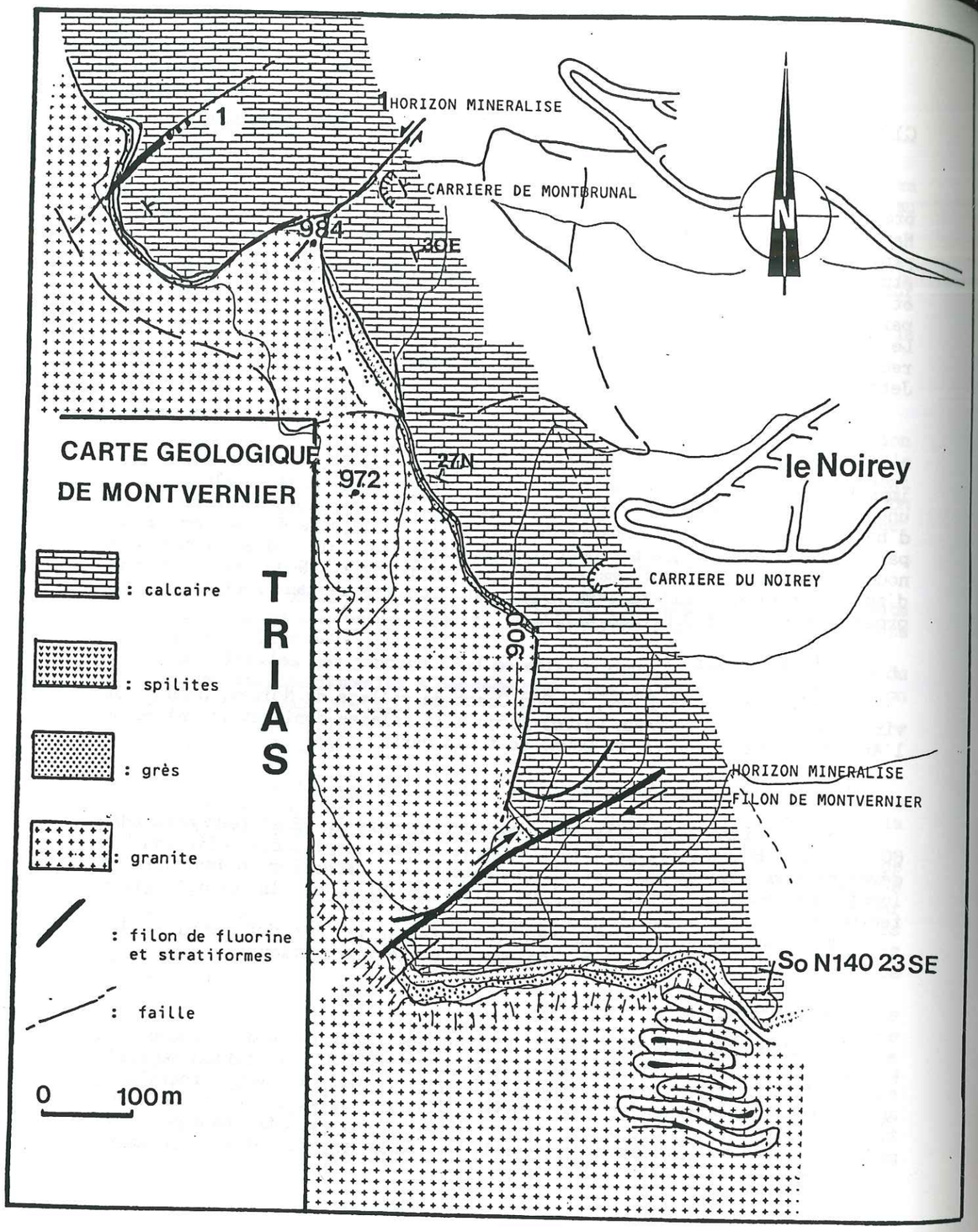
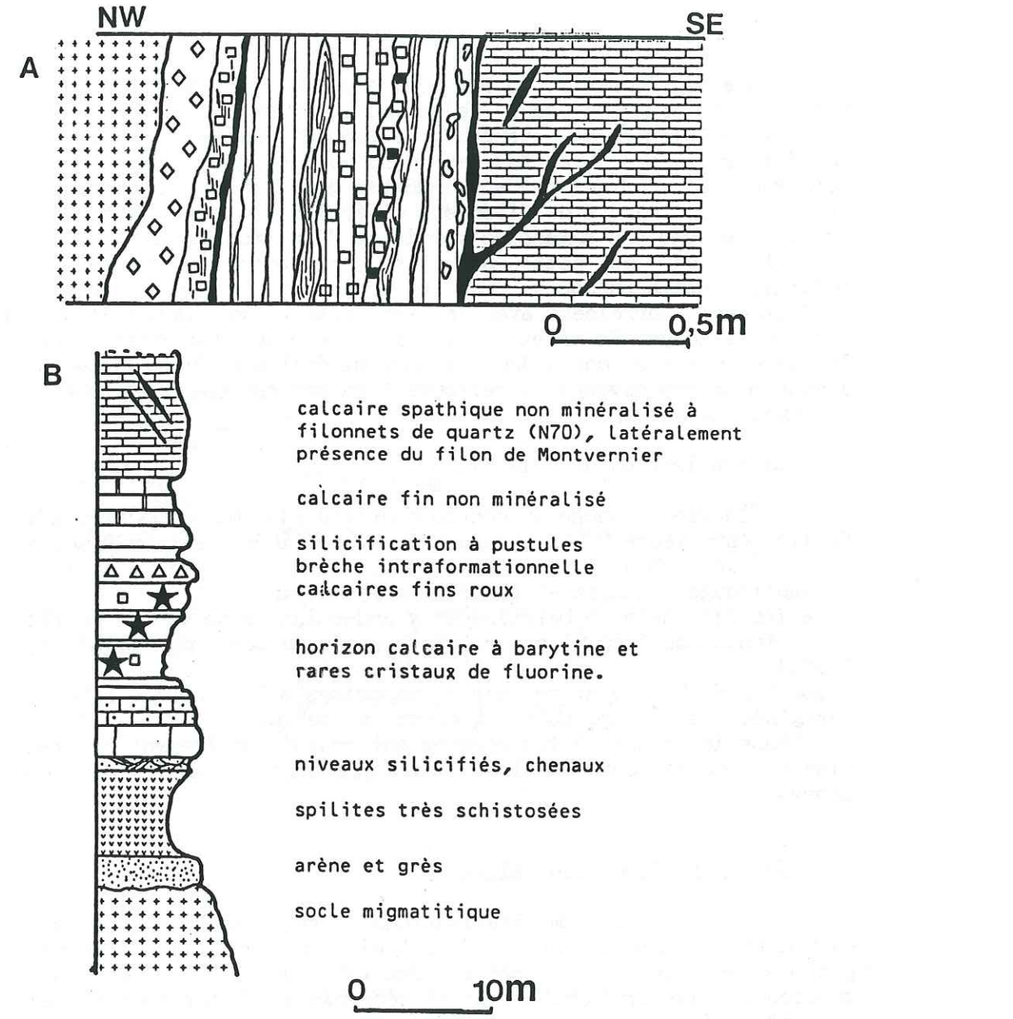


Fig V-33 : carte géologique de Montvernier, les horizons minéralisés remontent au Nord du Filon dans les assises spathiques triasiques.

Les épontes :

A l'Est :
la direction du filon est conditionnée par une faille N075° 60°N, puis il tourne au NE jusqu'à N056° sub vertical.

Sur la falaise dominant la vallée de l'Arc :
le rubanement est N85 à N90°E mais le coeur est occupé par une minéralisation plus récente N70°E. (fig V-34)



A : coupe du filon de Montvernier en falaise sur l'Arc

B : coupe du Trias minéralisé au contact du filon

Fig V-34 : coupe du filon de Montvernier, sur la falaise dominant l'Arc et contact avec l'horizon minéralisé. coupe du Trias minéralisé.

éponte SE :
presque totalement encaissée dans la série triasique; à l'affleurement les calcaires triasiques sont d'ailleurs affectés par le rejeu de l'arête filonienne.
Le filon, à 100m vers le NE a une direction N055°60°N et est en contact inverse avec les migmatites qui tendent à le chevaucher.

éponte NW :
A la suite de mouvements tardifs qui ont remonté ce compartiment par rapport à l'autre, l'éponte NW est presque entièrement encaissée dans les migmatites. Dans ces migmatites un dyke de spilites N085°30°N est sécant sur la foliation générale.

Morphologie du filon

Gràce aux sondages, le B.R.G.M. a pu montrer que si l'éponte NW est entièrement contenue dans le socle, l'éponte SE est située dans la masse carbonatée triasique sur 150m de profondeur environ, puis le filon se ramifie en trois branches et perd de sa puissance et de sa richesse minérale. Ces sondages ont aussi montré que le calcaire était très dilacéré et fracturé, injecté de filonnets minéralisés mais à dominante quartzeuse. **Ce filon a donc une extension verticale d'environ 300m.**

Au coeur de cette structure on trouve des lambeaux de calcaires silicifiés comme au Sapey. Les observations du filon en surface sont parfaitement corrélées avec les interprétations d'Ochoa Alencastre et les "log" de sondage. En effet, en falaise une coupe des stratiformes jouxtant le filon montre au moins deux niveaux minéralisés plongeant vers le Nord. à l'éponte SE ces niveaux se retrouvent en sondage (S4, S5) rubéfiés avec des filonnets de quartz.

minéralisation dans le filon

- fluorine blanche au centre du filon plus ou moins bréchifiée par une faille postérieure N70°E accompagnée d'une minéralisation fluorée.
- filon rubané :
- remplissage à quartz et fluorine prépondérant;
- petits filonnets de barytine en grandes lattes au centre du filon.
- enrichissement en fluorine très blanche au coeur du filon comme à la Frédière.
- mouches de blende et de galène associées à la fluorine rubanée mais la paragénèse est remarquablement pauvre en sulfures.

Dans les zones où les épontes ont rejoué tardivement on rencontre un ciment à galène comme on l'a vu ailleurs dans le massif (Bois Feuillet, le Sapey).

d) Les horizons minéralisés

Ce sont des minéralisations stratoïdes concordantes dans les carbonates triasiques et préférentiellement dans les termes de base, proches des grès. En bordure Sud-Est du filon on en dénombre quatre superposées qui sont probablement redoublées. Latéralement ces horizons peuvent s'étendre sur quelques centaines de mètres mais ils ne sont visibles, que de facon irrégulière.
Le plus important s'étend entre les buttes 984m et 972m au Nord du filon.

Morphologie

Dans le chapitre III, nous avons vu que, en rive droite de l'Arc, le Trias reposait sur le socle pénéplané, et que les déformations étaient de type souple en plis couchés déversés vers l'Ouest. A proximité du filon de Montvernier, les bancs carbonatés sont sub- horizontaux mais affectés par la tectonique plicative.

L'épaisseur des horizons minéralisés est variable depuis 0.5m jusqu'à 3m en allant vers le Nord. Leur orientation est N.S avec des directions de pendages variables (15° E à 30°E). Les calcaires encaissants appartiennent à plusieurs faciès : des calcaires fins à patine rousse (légèrement dolomitiques) ou des calcaires spathiques noirs tous rattachés au Trias carbonaté. L'épaisseur des bancs minéralisés augmente en allant vers le sommet de la série. Ils sont parfois fracturés, remplis par une sorte de quartzite blanche stérile ou à petits cristaux de fluorine automorphes. A la base de la séquence carbonatée les mèmes figures sédimentaires (filons clastiques, stratifications entrecroisées) qu'au Châtel se retrouvent dans des niveaux décimétriques silicifiés (fig V-35)

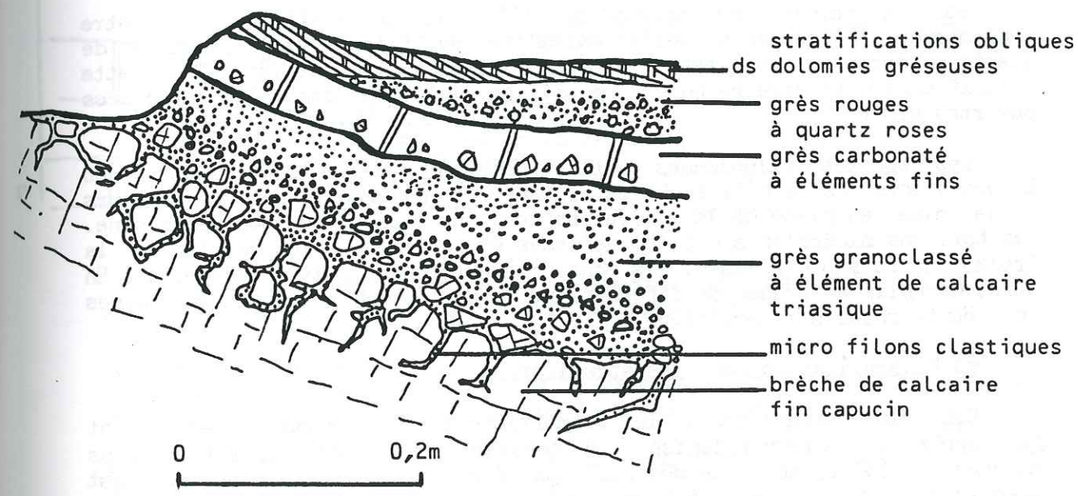


Fig V-36 : stratification obliques silicifiées, et petits filons clastiques à la base de la séquence carbonatée de Montvernier.

e) Relations filon/stratiformes

Au centre du filon de Montvernier les relations entre filon et les

stratiformes qu'il recoupe sont assez nettes (fig V-36).

La barre silicifiée et barytique de ce niveau stratiforme est décalée par une faille inverse injectée de quartz de direction NO85°50°NW.
Par ailleurs la barytine qui est associée aux horizons minéralisés est rare dans le filon. Elle est liée à un réseau de fracture sub parallèle NO50° à NO60°E, ses proportions sont très importantes dans les stratiformes à proximité de ces accidents.

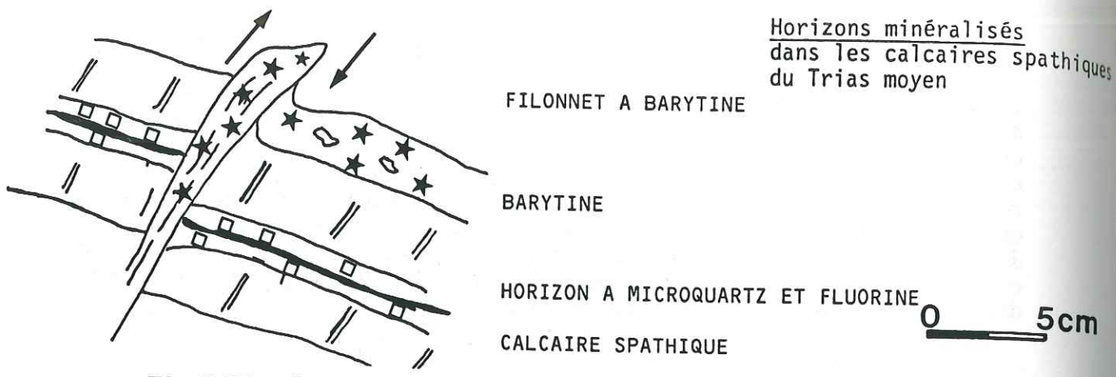


Fig V-36 : jeu de l'accident minéralisé de Montvernier décalant les horizons à barytine.

Sur la falaise au dessus de l'Arc la coupe (fig V-33) montre l'existence d'un réseau silicifié satellite du filon. Les filonnets de quartz traversent la masse carbonaté suivant une direction NO70°. Cette silicification tardive recoupe une silice injectée dans les fractures ouvertes N20°E

Les épontes filoniennes ont eu des mouvements cisaillants (jeu inverse) lors des dernières phases alpines. Ces mouvements sont postérieurs à la mise en place de la minéralisation tant stratiforme que filonienne. Les horizons minéralisés ont été déformés et écaillés (Trias du plan de la Croix) une fois minéralisés; ils sont donc antérieurs à la phase éocène. En effet des plis et traces de déformations sont contenus dans ces termes (c.f.Montvernier § : tectonique).

g) Minéralisation dans les stratiformes

Dans les stratiformes les proportions d'éléments varient énormément par rapport au contenu filonien. La barytine fait une apparition très marquée, tardive au sein des horizons déjà silicifiés. **La fluorine y est très rare, en petits cristaux isolés partiellement silicifiés ou automorphes dans la barytine.**

zonalité :
Les zonations horizontales observées par A.Ochoa Alencastre (1979) grâce aux rainurages B.R.G.M. ne se retrouvent pas dans les horizons les plus éloignés du filons qui sont plus riches en fluorine.
La barytine aurait plutôt une répartion discontinue en poches ou en niveaux dont l'épaisseur varie très rapidement. Le sondage S8 a montré que la barytine se trouvait quand même en profondeur dans le filon de Montvernier.

Par contre la répartition de la fluorine est liée à la proximité du filon, avec une franche diminution de la teneur en s'éloignant du filon.

carrière de Montbrunal

Dans cette carrière (butte 984m), l'encaissant est constitué de calcaires spathiques gris à noir d'une épaisseur réduite de 6m environ ou SO 165° 45°E. Le Trias est moucheté de pustules de calcite blanche centimétriques. Au sommet de cette série les schistes gris du Lias inférieurs reposent en légère discordance.

Les calcaires triasiques sont affectés par une légère karstification antéliasique (fig V-37) avec des lattes de barytine sur le sommet qui débitent les calcaires fins en lamelles. Le sommet des horizons est toujours silicifié dans la masse, conserve des restes de pélites rouges du Trias évaporitique et fossilise de petites déformations (petits plis centimétriques) (photos) La barytine épigénise des plis d'axes N150°E horizontaux. Une série de fractures N160° 52°W à quartz post barytine et fluorine tardive recoupe l'ensemble.

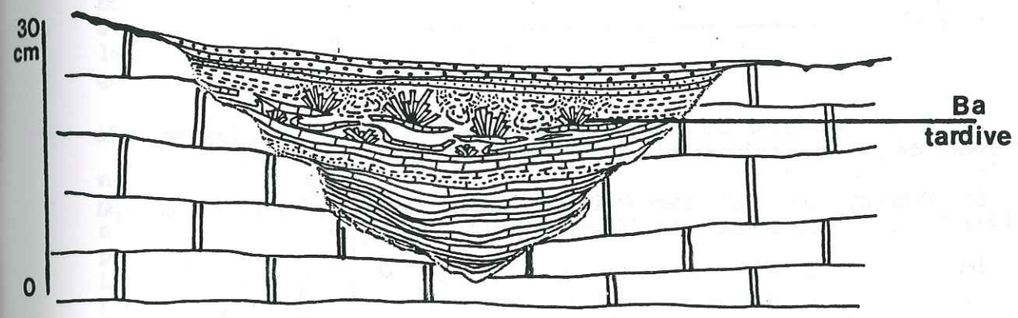


Fig V-37 : micro poche à sédiments carbonaté dans les calcaires triasiques minéralisés de la carrière de Montbrunal.

carrière du Noirey
Ici les horizons, qui sont plus proches du filon de Montvernier sont beaucoup plus silicifiés. De petites poches à sédiments (quelques cm) sont entièrement silicifiées par une phase microgrenue qui a l'aspect de la quartzite du filon. Des fentes de tension sub verticales orientées N150°E sont minéralisées en fluorine. Au microscope ces fentes montrent une association fluorine/rhomboèdres de calcite (photo) qui se développe dans les niveaux silicifiés.

h) tectonique
Les horizons minéralisés sont affectés par la phase d'écaillage associée à la schistosité P2 ,comme on peut le voir au Plan de la Croix. (Fig V-38). De plus, au sud du filon ils montrent des plis métriques grossièrement d'axe NO00° et deversés vers l'Ouest liés au mouvement décrochevauchant dextre du filon de Montvernier.
Ils sont donc antérieurs à la phase P2

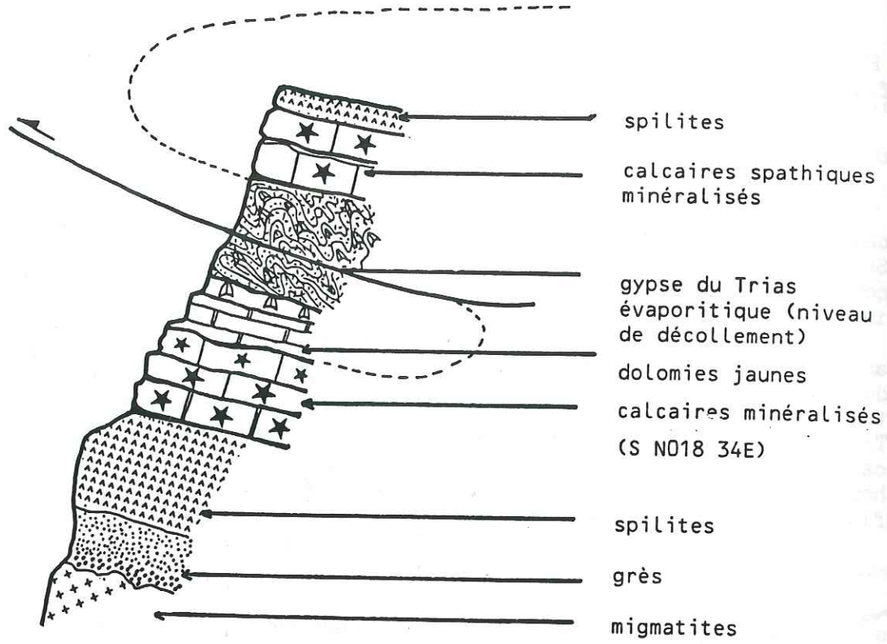


Fig V-38 : écailles de Plan de la Croix . Le Trias en position normale est redoublé par un accident cisaillant très peu penté (10 à 20°)

La fracturation est bien visible dans les stratiformes et on à pu établir la chornologie suivante (fig V-39)

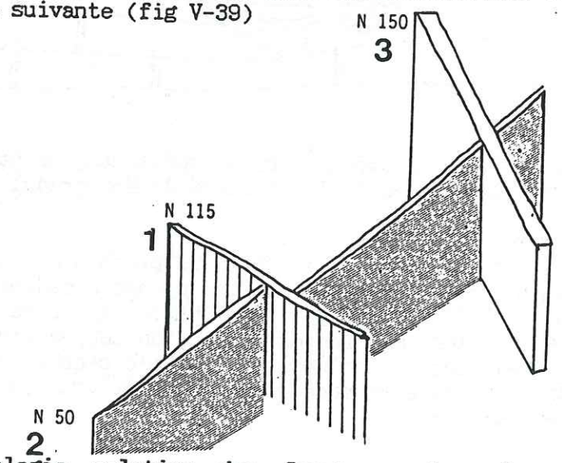


Fig V-39 : chronologie relative des fractures dans les horizons minéralisés et leur remplissage associé.

2) LE REPLAT - LES JETS.

a)localisation

Ce gîte comprend deux indices non travaillés ni par les mineurs ni par le B.R.G.M. Celui du Replat ss est signalé par O.Alencastre. Par contre

j'ai découvert celui des Jets en 1985, à quelque centaines de mètres à l'Ouest dans la forêt.

Ces deux indices sont situés en rive gauche de l'Arc à l'avant du grand chevauchement du Châtelard sur sa couverture; au dessus du village du Mont; à l'altitude de 1220m pour le Replat et 1150m pour les Jets.

b) Le Replat ss

Quelques mètres au dessus des chalets du Replat sur la piste forestière où on relève la coupe (voir p.33) complète du Trias en position inverse.

Encaissant

Dans les bancs calcaires noirs spathiques cariés à débris charbonneux, et les calcaires fins lardés de filonnets de quartz qui forment un reseau comme à Nantuel.

Morphologie

La minéralisation à blende rouge dominante et fluorine se met en place pour partie dans la stratification S0 N050° 75°E, puis de nombreuses fentes sont remplies de quartz et blende selon des directions N090° 70°E et N095° 41°S. Enfin de petits filonnets N50° 43°SE sont conformes à la direction de la schistosité S2 connue dans les spilites. Des fractures transverses à quartz orientées N130° verticales recoupent l'ensemble.

Minéralisation

On remarque que la fluorine se trouve au toit des couches minéralisées. Cette minéralisation ne s'étend que sur quelque mètres et ne présente pas d'intéret économique apparent. Comme à Champ Grallier il s'agit de couches triasiques minéralisées sans traces visibles de filon périphérique.
La minéralisation est surtout à blende rouge en flamme post silice, et fluorine rubanée accompagné de mouches de pyrite et de galène. La paragènèse est très incomplète et la galène reste très discrète.

c) Les Jets

Sous la maison forêstière de l'Uliette (chemin des Jets). La maison repose sur un replat avec de nombreuses sources liées au passage du contact anormal. Ce lambeau de Trias calcaire à 1260m d'altitude comprend une dizaine de mètres de carbonates en position inverse (schistes noirs liasiques sous la masse carbonatée triasique) silicifié avec des imprégnations de galène et de pyrite. Un peu plus bas une grand falaise verticale de 15m est entièrement constituée de Trias minéralisé en fluorine et galène, avec des amas pyriteux transverses et des fantômes de blende. La stratification, peu visible est marquée par un débit régulier N070° 30W, elle est replissée selon des plis métriques d'axe N070° sub horizontaux liés au chevauchement du Châtelard.

horizons porteurs

Spathiques et recristallisés sur toute la falaise, les calcaires porteurs peuvent avoir quelques passées très fines non minéralisées (surtout dans la partie basse de la falaise). Dans la masse des carbonates les faciès sont généralement bréchiques ou les éléments ont des aspects arrondis ou roulés.En lame mince on identifie des ovoïdes qui peuvent être d'anciens pellets . On trouve aussi des lits noirs, discontinus de matière

organique ou pyrite oxydée.

La minéralisation

Elle est portée par des fractures N030° 30°E et par des plans de stratification N070° 30°E. Elle se présente en lits massifs, la fluorine reste mal cristallisée, très rubanée et de couleur grise à noire selon la densité des impuretés. IL y a alternance de niveaux à fluorine et de niveaux à galène.

La galène est plus abondante dans le bas de la falaise.

Le minerai est totalement plissoté ainsi, en lame mince la galène a fossilisé des microplis et présente des faciès très déformés entre des niveaux plus compétents de calcite ou de fluorine. Cet indice a une teneur remarquable en fluorine par contre il y a absence totale de barytine et très peu sinon pas de blende.

La silicification

Elle est très importante, associée à des tâches noires de matières organiques peu évoluée. Au sommet la silicification est diffuse dans la masse des carbonates. Elle a un faciès aciculaire perpendiculaire à la stratification puisqu´elle est plissée en mème temps que le minerai . Il s´agit peut être de silicification d´anciens sulfates (Ba, gypse ou anhydrite).

Tectonique

Dans la masse minéralisée de nombreux joints stylolithiques démontrent l´intensité du serrage tectonique.

-1 Les plis d´axe N070° couchés et déversés vers l´Ouest (avec un problème de fauchage) ont permis de dessiner un structure très replissée du gisement

La fracturation est très importante

-2 des décrochevauchements dextres N75° 35°S qui affectent l´ensemble de la série carbonatée; la minéralisation fluorée s´infiltre dans les diaclases liées à ces chevauchements

-3 fracturation N-S très rythmée qui découpe la falaise en blocs basculés;

Ces deux indices, très voisins , dans l´espace, sont étonnant du fait de leur importante dissemblance. En effet le stratiforme des Jets -dont on ne voit guère de rapport avec le socle ou des minéralisations filoniennes- a une paragénèse plutot complémentaire de la paragénèse du Replat. Galène, fluorine massive aux Jets, quartz, blende et fluorine au Replat. La taille des indices est aussi très différente; pourquoi de telles différences pour des corps si voisins? On peut évoquer la proximité du grand accident chevauchant qui touche le Replat qui pourrait remobiliser des élements autres que ceux mis en évidence plus loin aux Jets.

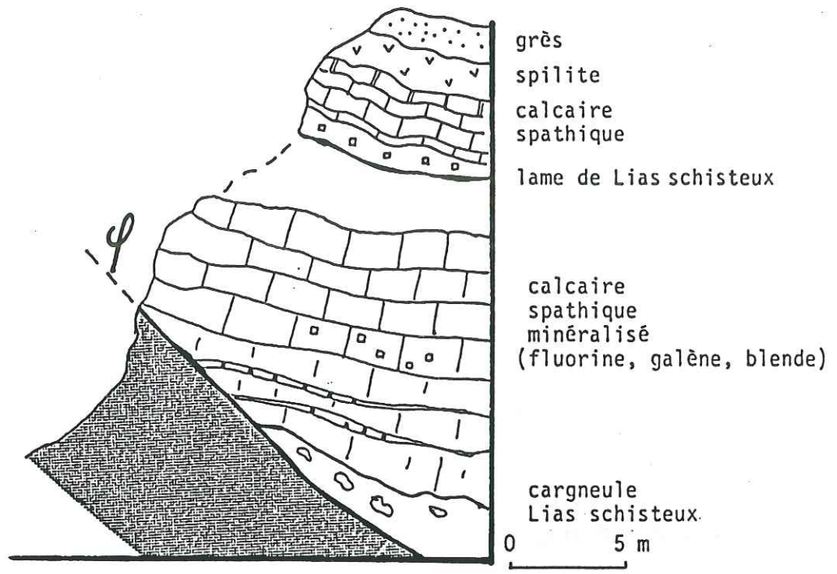


Fig V-40 : coupe de la falaise des Jets montrant le contact Trias/Lias et la situation stratiforme des minéralisations.

CONCLUSION A L´ETUDE DES INDICES

1) les filons sont tous affectés par un décrochement NE-SW dextre qui leur donne leur morphologie actuelle

2) la minéralisation fluorée est polyphasée

3) les dernières phases minéralisatrices sont post schisteuses puisqu´elles recoupent les schistes liasiques (Rocheray, Sapey)

4) les sulfures sont associés à la proximité du Lias (blende majoritaire au Rocheray; enrichissement au Sapey)

5) le flanc SW du massif contrôle la mise en place des filons du Sapey, Bois Feuillet et la Frédière et accessoirement le Rocheray.

6) Les stratiformes sont encaissés dans dans le Trias carbonaté (soit dans les calcaires spathiques, soit dans les calcaires fins à Nantuel)

Les filons se sont mis en place lors d´une période distensive (jurassique) dans des structures ouverte au Lias. Leur morphologie actuelle est conditionnée par des rejeux décrochants dus aux compressions éocène et post éocène.

III) PETROGRAPHIE DU MINERAI

La description des indices et des gîtes du massif du Châtelard nous a permis de voir combien la paragénèse reste constante quel que soit le mode de gisement. Nous rencontrons toujours fluorine, barytine, quartz, blende et galène ainsi que de la pyrite et de la chalcopyrite et de très rares cuivres gris.

En réalité les proportions relatives des ces divers constituants varient de facon très importantes selon les points et font apparaitre une zonalité verticale et horizontale à l'échelle de ce gisement.

De l'étude microscopique, relayée par une observation du minerai par cathodoluminescence, nous avons pu dégager une logique et une chronologie de dépôt de la fluorine et des sulfures. L'épigénétisme de l'ensemble de ces dépôts est net à tous les niveaux d'observation : que ce soit dans les stratiformes ou dans les filons de socle on ne connait pas de traces de minerai synsédimentaire.

Cette chronologie est étayée par une corrélation entre les dépôts minéraux et les évènements géodynamiques qui ont été mis en évidence précédemment.

A) LES CONSTITUANTS DU MINERAI

1) LA FLUORINE

Si elle est totalement ubiquiste, ses proportions dans la paragénèse, sont très faibles notamment dans les filons encaissés dans le Lias (calcaire ou schisteux). Ailleurs et suivant la position des filons elle peut être majoritaire comme au Bois Feuillet.

Dans les stratiformes les proportions varient aussi : abondante aux Jets, ou peu abondante à Nantuel et Montvernier. On la rencontre sous deux grands faciès : le premier de type très massif peut présenter une variante bréchifiée; le second très rubané et contourné a une allure nettement syntectonique.

a) couleur

A l'exception de rares cristaux isolés de fluorine verte et violette (Bois Feuillet) l'essentiel de ce minerai est incolore ou gris lorsqu'il

est mélé à de nombreuses impuretés. Ces cristaux colorés ont été trouvés en trop faible quantité pour permettre une analyse de terres rares spécifiques, leur position dans le filon de Bois Feuillet n'est pas établie.

C'est l'absence de coloration qui, historiquement à rendu difficile la reconnaiscance de ces indices et l'exploitation des filons pour les sulfures n'a jamais mentionné la présence de fluorine dans le Châtelard. Cette absence de couleur est peut-être due l'intensité des pressions alpines qui se sont exercées sur les filons et en les réchauffant auraient fait perdre au minerai toute traces de coloration. (Ochoa Alencastre, 1979). Mais notons que le bombardement cathodique "recolore" la fluorine en violet de facon persistante, ce qui montre la sensibilité de ce caractère aux phénomènes exterieurs.

b) faciès et différentes générations

b1) FLUORINE I

La fluorine I massive est surtout connue à Bois Feuillet et à la Frédière (mais aussi dans le filon de Montvernier) qui sont les filons les plus préservés de la tectonique alpine. Il s'agit de masses très continues de fluorine très pure avec peu de traces de sulfures. Elle se rencontre au coeur de la masse filonienne et ne présente que peu de rubanements.

Toutefois, le filon de Bois Feuillet constitué d'alternances quartz fluorine barytine de quelques centimètres de large, est majoritairement composé de cette fluorine massive très fracturée et cimentée par l'ensemble des autres minéraux de la paragénèse.

Lorsque la déformation a été importante on peut voir une véritable bréchification du minerai avec des grains de tailles différentes et une cimentation siliceuse par bandes très localisées qui rappellent une mylonitisation. (fig V-41)

Au Sapey, la fluorine est affectée par la déformation (notamment à l'extrémité SW qui est située à proximité du Lias de moindre compétance). On voit alors les clivages tordus ou fracturés, injectés de quartz microgrenu.

Dans les stratiformes ce faciès n'existe pas, par contre une forme primaire de la fluorine subsiste dans les horizons minéralisés de Montvernier. Ainsi bien que largement épigénétiques, des vestiges de fluorine automorphe sont conservés dans une matrice entièrement transformée. Initialement,dans les niveaux carbonatés, des minéraux sulfatés en baguettes (barytine ou anhydrite) coexistaient avec une fluorine automorphe, isolée. Une silicificatin crypto à microgrenue va venir oblitérer cette paragénèse plus ancienne. (photo)

b2) FLUORINE II

Outre le faciès de minerai massif fracturé, cimenté par un quartz microgrenu, on connait dans les zones les plus affectées par les compressions alpines de la fluorine rattachée toujours à la première génération par encadrement des faciès de quartz. Elle est surtout connue dans les filons de Nantuel, visible dans les galeries de St Eloi et au Rocheray.

Ces filons sont très intensément déformés comme nous l'avons vu dans

la description des indices. La fluorine I a subi de très fortes pressions, elle prend ici un faciès particulier que l'on peut considérer comme un second faciès (fluorine II) . En lame mince (fig V-41) on distingue une mylonite avec une brèche de fluorine à ciment de fluorine elle même replissée en microplis en chevrons en association avec un quartz microgrenu.

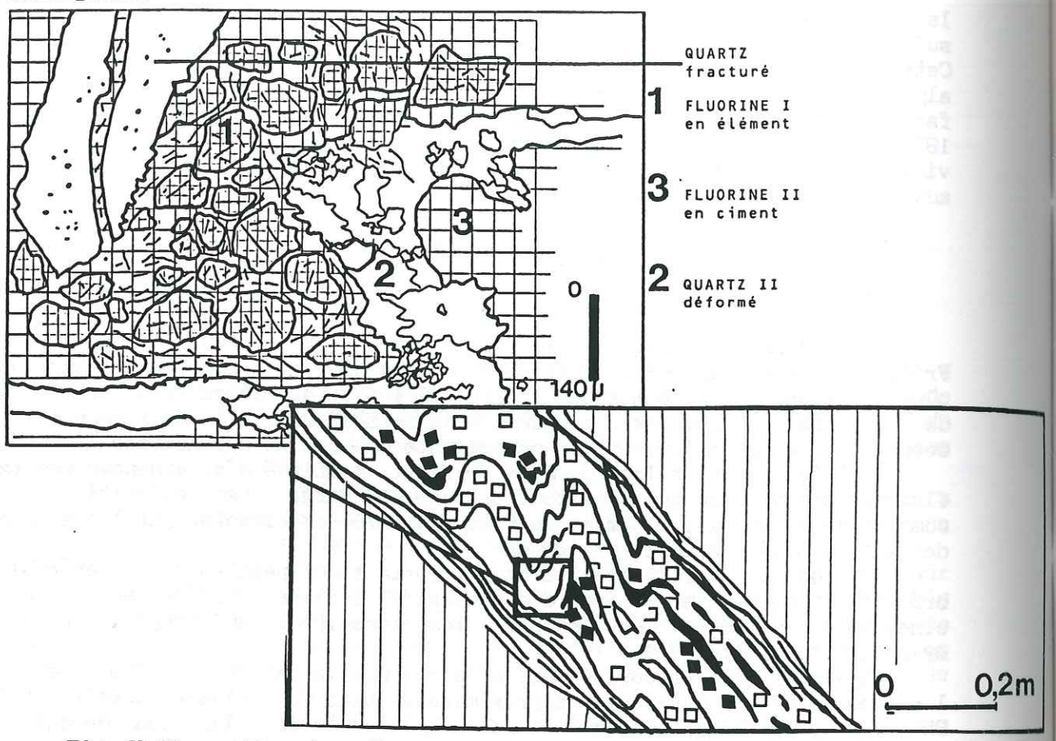


Fig V-41 : fluorine I massive bréchifiée et cimentée par du quartz grenu et de la fluorine II et microplissée.

FLUORINE "rubanée"
(faciès particulier de la fluorine II)

La fluorine II est plissée en microplis en chevrons au sein d'une caisse filonienne rectiligne (Nantuel, Paulette). Son lien avec la fluorine I est vague puisque le caractère synchrone de la déformation est net : on n'observe pas de déformations cassantes ni de schistosité mais des structures microscopiques plissées cristallisées au cours de la déformation. Dans le matériel du Replat on a mème pu observer des "ombres de pressions" à fluorine et quartz. La fluorine ainsi décrite est appelée fluorine II. Elle ne possède pas d'inclusions de carbonates et est nettement postérieure au quartz fibreux qui remplit les fractures de la fluorine I.

A Montvernier, outre la fluorine I, silicifiée de facon précoce, une fluorine postérieure se met en place dans des fentes de tension ouvertes obliquement par rapport à la stratification et souvent en échelon donc sous

une pression tectonique et de fluides minéralisateurs mobilisant ou remobilisant des minéralisations plus anciennes. Cette fluorine est associée à la calcitisation en rhomboèdre des niveaux silicifés et est postérieure au quartz drusique (voir § quartz). Si cette phase de fentes de tension est syntectonique la fluorine est la fluorine II; si cette fracturation est tarditectonique c'est qu'il s'agit de la fluorine III. Comme on retrouve ces fentes à l'échelle macro et microscopique on a pu les rattacher à la phase d'orientation N150° observable dans la carrière du Noirey. Cela s'accorde avec une compression vers le NW, régime qui a régné sur le Châtelard durant la majorité de la période de compression "alpine".

b3) FLUORINE "TARDIVE" (III)

Une troisième phase fluorée, apparaît de facon tardive postérieure à une partie des évènements structuraux cénozoïques. Elles se dépose sur des planchers siliceux (fig V-42) et recoupe les quartz synmétamorphiques. Lorsque la schistosité du filon est bien exprimée la fluorine s'infiltre systématiquement dans les fractures des quartz ainsi déformés.

Par rapport aux sulfures, pourtant tardifs dans la chronologie, elle est très nettement postérieure à une phase de fracturation (photo cathodoluminescence SA62) de la blende.

Dans la partie du filon du Sapey qui recoupe les schistes liasiques la fluorine est rare, elle est spacialement associée aux sulfures; il s'agit exclusivement de la fluorine II (fig V-43). A Nantuel la fluorine associée à la blende miel parait syntectonique. Au Sapey et à Bois Feuillet la fluorine tardive est automorphe vers les épontes en gros cristaux (pluricentimétriques) recouverts de quartz fibreux en lattes. (photo).

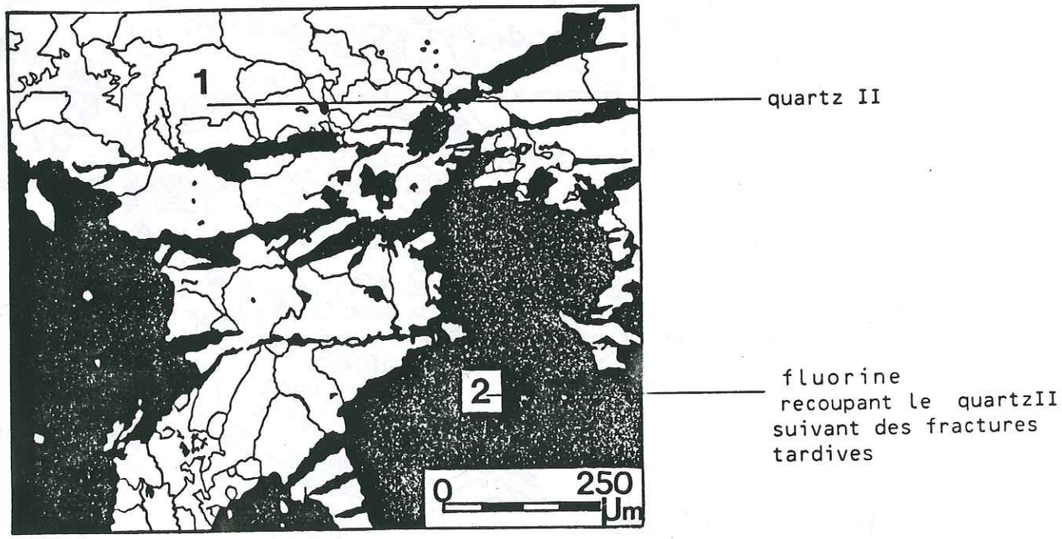


Fig V-42 : fluorine tardive recoupant dans des fissures le quartz grenu.

Fig V-43 : fluorine associée aux brèches post schisteuses du Sapey.

2) LA BARYTINE

a) Répartition à l'échelle du massif :

La zonalité horizontale qui se manifeste dans la répartition du minerai (voir plus loin) est très marquée pour la barytine. Le filon du Sapey, qui est le plus haut dans la zonalité envisagée est très enrichi en barytine. Des amas sécants sur l'ensemble du minerai fluoré se développent au coeur des parties les plus larges du filon.

Elle existe en faibles proportions dans le filon de Bois Feuillet puis reste absente (ou presque) dans la paragenèse de la Frédière.
Dans les stratiformes de Montvernier la barytine forme des bancs massifs de quelques centimètres de puissance et d'extension latérale irrégulière. La proportion de barytine décroit régulièrement en s'éloignant du filon.
Le Nord du massif est relativement pauvre en barytine et le Replat n'en contient pas.

b) Différents faciès

Généralement en grands cristaux laiteux en gerbes, la barytine est affectée par une fracturation très tardive dans les filons inclus dans le socle. Sa répartition en paquets postérieurs au remplissage filonien principal au Sapey en fait une barytine tardive. Mais, on voit très bien à Montvernier, dans les stratiformes qu'elle est affectée par une silicification en baguette.

Dans le filon du Rocheray des microplis à coeur liasiques minéralisés en blende et galène affectent une barytine limpide en petites baguettes automorphes. (fig V-44)

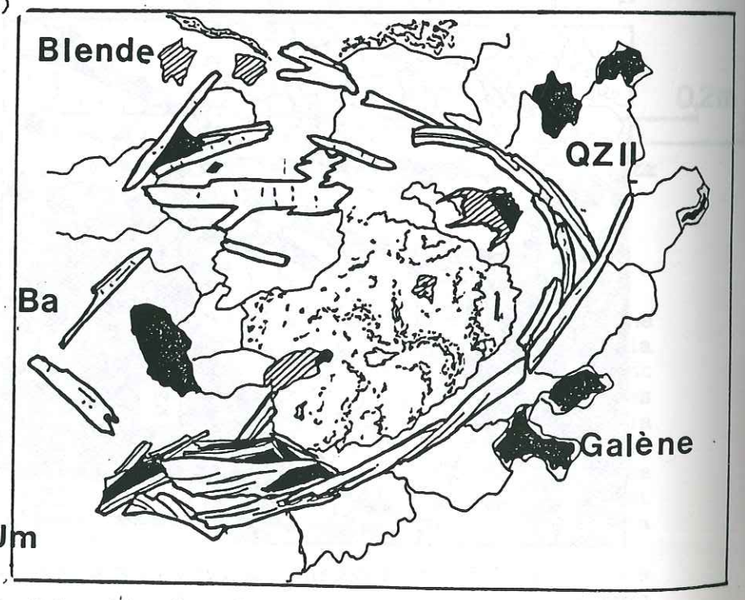


Fig V-44 : microplis à barytine dans le filon du Rocheray

Cette génération très isolée dans son contexte, est antérieure à la génération principale de barytine en gros amas. Elle montre quand même l'existence d'une paragénèse sulfatée primaire par rapport à la déformation principale.

La barytine des fentes alpines
Par opposition, la barytine associée au quartz laiteux automorphe dans les fentes alpines est contemporaine de l'ouverture de ces fentes et de leur remplissage compatible avec une compression SE-NW. Le faciès de ces remplissages est très particulier (fig V-45).

Fig V-45 : barytine et quartz automorphe dans les fentes alpines du sommet du Châtelard (orientées N120°)

c) Permanence d'une phase sulfatée

Dans les calcaires triasiques la présence de nodules barytiques, en remplissage de micropoches karstiques est en faveur d'un environnement régional largement sulfaté et mobilisé à plusieurs reprises dans l'histoire des solutions minéralisantes. Nous avons aussi signalé des reliques en baguettes dans la fluorine I qui pourrait correspondre à cette même génération.

3) LE QUARTZ

Le principal minéral de la gangue est le quartz. Il apparaît sous trois formes principales associées a la minéralisation. IL s'exprime aussi indépendament dans des filons tardifs de directions N120°E où il n'est accompagné de barytine que dans un filon sur le sommet du Châtelard.
Les trois types de silice associés à la minéralisation sont chronologiquement distincts.

C'est surtout leur relations avec les déformations qui permettent de les situer dans l'assemblage géodynmique.

a) le quartz microcristallin I

Surtout développé dans les minéralisations stratiformes, les grains qui le composent n'exèdent pas quelques microns; ils sont très imbriqués ne montrent pas de formes définies, silicifiant la masse carbonatée déjà minéralisée en barytine et fluorine (à Montvernier fig V-46). Ce quartz cimente les fractures de la fluorine I dans les filons inclus dans le socle (le Sapey).

La déformation affecte beaucoup ce faciès de silice et des lentilles fusiformes peuvent apparaitre dans des zones très tectonisées (Nantuel fig V-41). On ne peut y distinguer des inclusions mais il est souvent associé à une phyllite de type "séricite" dans les niveaux épigénisés du Trias carbonaté.
Dans les brèches de Lias silicifié , associées au filon du Sapey, les éléments sont totalement remplacés par de la silice microcristalline qui est constellée d'inclusions de très petite taille; la nature de ces inclusions est assez homogène: anhydrite et peut être carbonates.

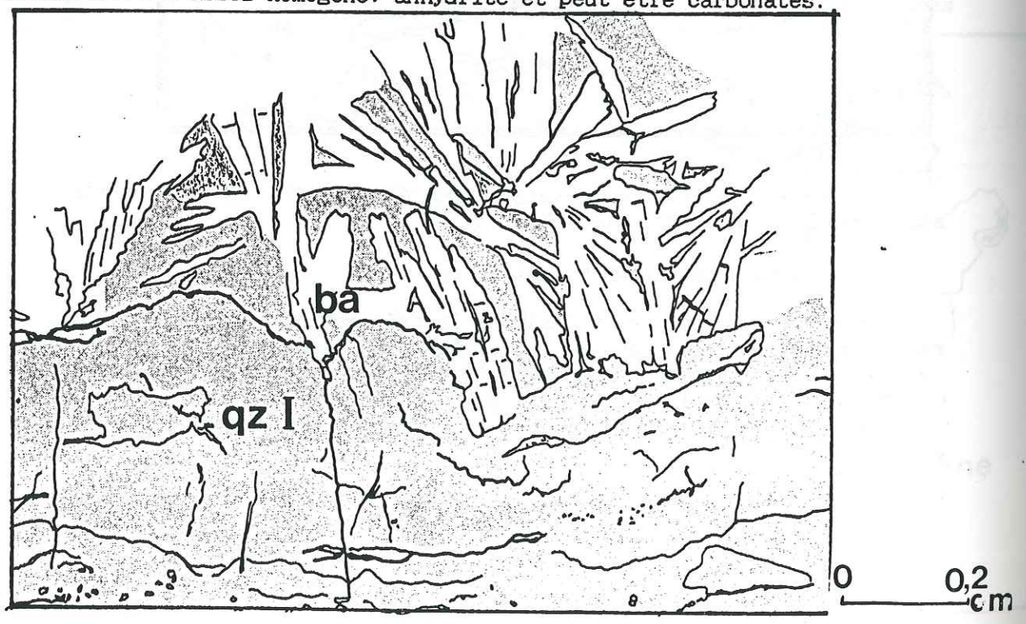


Fig V-46 : silicification des horizons minéralisés de Montvernier

b) quartz II, cristallin à inclusions

Sur le quartz microcristallin se développe, à la faveur de fractures ou de vides préxexistants un quartz "en peigne" très riche en inclusions fluides et solides (goudrons?). Les cristaux se terminent, dans les filons de Bois Feuillet et de la Frédière, par une extinction en "plumeau" ou pétaloïde, qui indique qu'il ont été soumis à de fortes pressions en fin de croissance. Il forme l'essentiel de la masse siliceuse de la paragénèse. Dans les filons ce quartz remplace des minéraux antérieurs dont on ne trouve les traces que dans la géométrie des inclusions

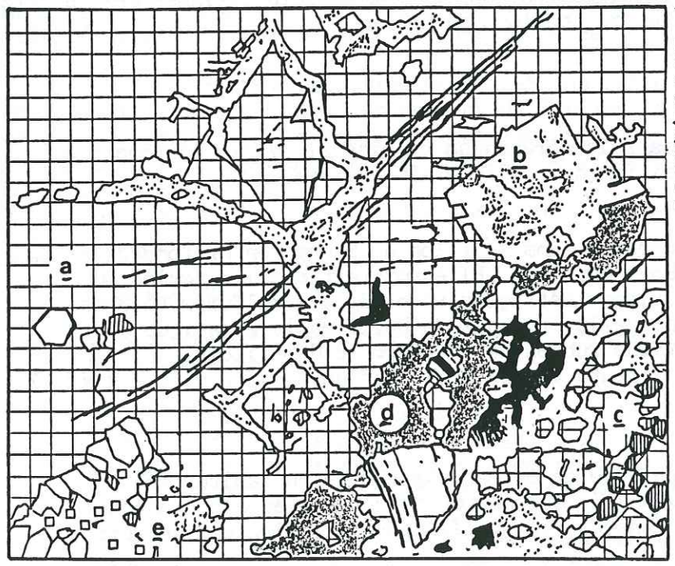
- des sulfates (forme en baguettes dans les épontes du Sapey et de Bois Feuillet)

- des quartz automorphes (auréoles hexagonales)(BF1)

Dans les stratiformes ces minéraux sont remplacés par le quartz microcristallin; on ne trouve alors que des fantômes de sulfates.
La fluorine II recoupe ce quartz suivant des fractures ouvertes (fig V-44)

c) quartz automorphe III

Sans inclusions, très limpide il peut être fracturé très localement (Le Replat); il croît préférentiellement aux épontes des filons et peut atteindre comme au Sapey plus de 15cm de long. Il se met en place à la suite de la fluorine II (fig V-47), dont il cimente les fractures.



: a: fluorine I massive fracturée
b : quartz II dans les fractures de de la fluorine I et en ciment de la brèche "c" faciès à inclusions orientées et inclusions d'anhydrite.
c : brèche de fluorine I et calcite I
d : blende silicifiée partiellement
e : géode de quartz III remplie par une fluorine tardive
une schistosité "f" affectelensemble et la calcite présente des macles mécaniques.

Fig V-47 : quartz III qui cimente les fractures affectant la fluorine II

Dans certains rubanements centraux des filons du Sapey et de Bois Feuillet et au coeur du Rocheray cette forme de silice se développe dans la fluorine II de facon très automorphe en petits cristaux aciculaires ne présentant pas d'extinction roulante ni de traces importantes de déformation à l'exception de fractures cimentées par une nouvelle fluorine. Cette absence d'extinction roulante et de faciès en plumeau indique une cristallisation post-tectonique pour cette dernière phase siliceuse. On peut la mettre en relation avec les quartz de remplissage des fentes alpines qui présentent les mêmes caractéristique optiques ce qui leur donne un âge post éocène

Dans les filons du sommet du Grand Châtelard, les faciès du quartz sont ceux des fentes alpines. Ces fentes, qui peuvent faire quelques dizaines de centimètres jusqu'à un mètre, sont remplies de quartz limpide en cristaux très bien développés et exploités à la dynamite par les chercheurs de minéraux. La paragénèse est assez pauvre; quartz, chlorite, barytine parfois. La direction des accidents est très différente de l'ensemble des fractures puisqu'elle est préférentiellement N120° et elle doit être propre à une phase très tardive de la déformation.

d) apport de la thermoluminescence

Le quartz à pu être analysé par thermoluminescence par R.Mazeran (comm. orale). Le seul faciès qui ait donné des résultats intéressants est le dernier quartz (automorphe) car il est le seul exempt d'inclusions de fluorine (qui masquent la luminescence du quartz). Les courbes de luminescence obtenues indiqueraient des faciès caractéristiques des quartz de remplissage des fentes de tensions alpines.

4) LA CALCITE

Toujours présent dans la paragénèse ce minéral, varie fortement en proportion selon la position des indices minéralisés.

a) CALCITE I

La calcite est abondante dans le filon du Sapey (en profondeur et dans la gangue du filon de Bois Feuillet. Elle apparait massive, grise ou blanche en cristaux pluricentimétriques associés aux sulfures (blende notamment). En lame mince elle présente de belle macle mécanique qui témoignent des déformations subies par l'ensemble des filons.
Chronologiquement elle cimente les brèches de fluorine I (voir fig V-) avec le quartz I.

b) CALCITE II

Une calcite plus tardive se met en place dans un habitus très différent, dans les niveaux silicifiés de Monvernier en association avec la fluorine des fentes de tension (II ou III) en impression sur le quartz cryptocristallin.
Nous détaillerons cette phase minérale dans le § cathodoluminescence car c'est ce moyen d'investigation qui à permis de mettre en évidence plusieurs générations de calcite.

5) LES SULFURES

La répartition des sulfures à l'échelle du massif est caractérisée par la relation sulfures/Lias. La proximité d'un des corps minéralisés avec les schistes liasiques est marquée par un enrichissement important du minerai en sulfures.

La quantité de blende et de galène dans le filon du Sapey est globalement faible (quelques %) : elle s'accroit considérablement dans la zone où le filon recoupe les assises liasiques. Cet enrichissement se manifeste par le développement de la blende rouge associée à la fluorine rubanée.
Le filon du Rocheray, exclusivement encaissé dans les schistes domériens à comme paragenèse principale :

-blende verte, rouge et miel
-galène
-pyrite et chalcopyrite
-gangue quartzo-calcitique
-Ponctuellement pyrrothite, cuivres gris, semseyite complètent la paragénèse.

A Bois Feuillet, l'abondance de sulfures, bien que limitée aux épontes, est régie par la proximité du contact Lias/socle (qui forme la surface topographique). En s'éloignant de cette structure majeure vers le coeur du massif, le long des quelques galeries, on s'apercoit que la teneur en sulfures décroit régulièrement. Cela donne un nouvel argument pour voir dans cette surface structurale une pente paléogéographique qui a joué un rôle d'écran dans la mise en place des sulfures.

Dans le Nord du massif, les modifications tectoniques très importantes du contact Trias ou socle/Lias rendent difficiles la mise en évidence de tels phénomènes. Il n'en reste pas moins que la richesse de Nantuel en blende miel et rouge est notable alors qe ce gisement se trouve à proximité du Lias schisteux.
Nous discuterons, plus loin, de ce lien entre la richesse en sulfures et le Lias.

a) la blende

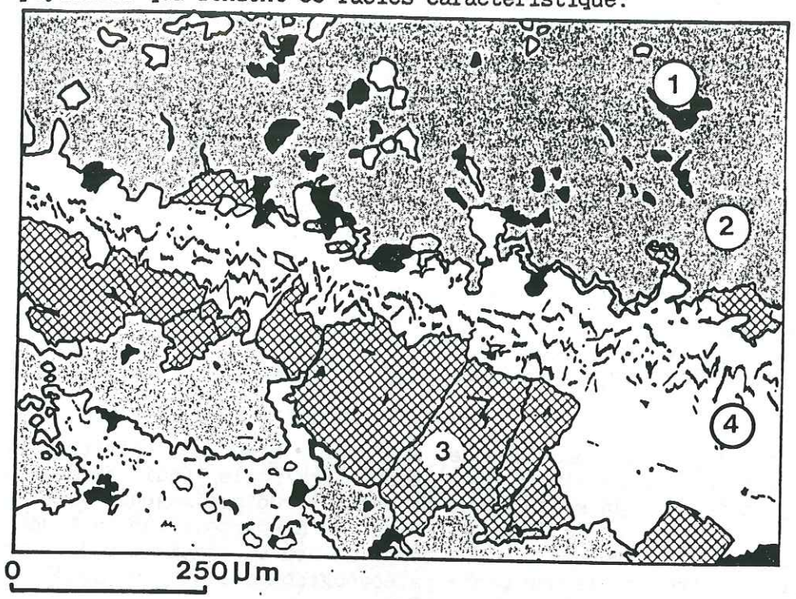
On en connait trois formes très distinctes suivant leur coloration, chronologiquement :

a1) la blende verte (blende I):

c'est le faciès le moins développé il se cantonne aux filons dans le socle ou dans le filon de Montvernier dans sa partie la plus basse. Il se présente sous forme de mouches dans la masse de quartz II et fluorine I et II.

A Bois Feuillet il peut avoir à l'oeil nu une certaine ressemblance avec la blende rouge. Cette blende est très fracturée et souvent altérée.
Au microscope optique on voit des zonations dans les cristaux (toujours xénomorphes) qui peuvent aller du "kaki" à l'orangé. L'analyse microsonde n'a révélé aucune variation de composition chimique correspondant à ces zonations. A Nantuel et dans l'ensemble des indices, la blende verte présente un aspect carié, corrodé par tous les minéraux de la paragenèse

(fluorine, quartz) mais préserve un quartz xénomorphe ,sans impuretés, de la déformation.
Cette blende verte qui remplace des minéraux aciculaires (sulfates) dans les épontes de Bois Feuillet, (fig V-48) est remplie d'inclusions de phyllites qui rendent ce faciès caractéristique.



1 : inclusions de galène

2 : blende verte corrodée par le Quartz II

BF1

3 : la fluorine (I) croit au depend de la blende verte
4 : le quartz s'appuie sur la fluorine et corrode la blende, il remplace une une première génération à inclusions orientées .

Fig V-48 : blende verte (I) de Bois Feuillet, riche en inclusions de phyllites, corrodée par le quartz II.

a2) la blende rouge

C'est le faciès le plus répandu, associé à la fluorine II rubanée. On la retrouve dans tous les types de dépôts tant filoniens dans le socle et dans la couverture que dans les stratiformes (Replat...)
Elle se développe en amas trapus chapeautant la fluorine I automorphe au épontes de Bois Feuillet; elle est très souvent altérée et fracturée.
Il est fréquent de trouver des inclusions de chalcopyrite dans les clivages de cette blende rouge mais les faciès les plus sombres ne présentent pas d'inclusions à l'exception de quelques mouches de galène.

C'est exclusivement sous cette forme que la blende se rencontre dans les gîtes franchement liés au Lias (Rocheray, partie Sud du Sapey). Ainsi dans les apophyses du filon du Sapey, sur la route de l'Oullaz la fluorine rubanée grise est associée à ces amas de blende rouge sans que la chronologie relative soit visible. On la rencontre aussi dans la brèche qui reprend le Lias schisteux dans un ciment quartzo-fluoré; la blende pousse en association avec ce ciment.

a3) la blende miel

Un autre faciès s'individualise dans les filons très proches ou associés au Lias, c'est une blende de couleur "miel" de forme très diffuse, microcristalline, souvent accompagnée de silice collomorphe. Sa morphologie est fusiforme ou plissotée elle est surtout connue à Nantuel ou elle est en position synplissement comme la majorité de la fluorine (fluorine II).
La position chronologique de ce faciès n'est pas clairement établie car on ne la trouve pas en association directe avzec la blende rouge mais on sait qu'elle est postérieure à la blende verte.

a4) la blende clair des filons karstiques de l'Oullaz

Dans les filons karstiques de l'Oullaz la blende très claire croît sur la pyrite I. Ellle est riche en inclusions de phyllites, claire et peu fracturée. Elle croît dans des stalactites et des concrétionemments associés à la pyrite, elle se met donc en place en régime non saturé.

Ces quatre types de blende présentent de grosses différences morphologiques et gîtologiques :

-la blende verte est associée aux filons dans le socle, elle signe une paragenèse sulfurée associée au Lias, antérieure aux phases alpines.

-la blende rouge est en relation avec les gîtes liés aux assises liasiques donc à une expression plus tardive de la minéralisation; dans les schistes doméro-toarciens du Rocheray, dans les brèches post-schisteuses au Sapey.

-la blende miel très cataclasée plissée et en rapport avec des gites très déformés au Nord du massif.

-la blende "claire" très localisée, est tardive dans les filons de l'Oullaz.

b) la galène

L'étude de la galène est plus complexe que celle de la blende car les échantillons sont rares.
Ce minéral est associé à la blende mais se situe préférentiellement dans les zones de fractures ou de rejeu des épontes où il cimente les bréchifications de la fluorine et du quartz (SA04). Il est très ubiquiste mais souvent discret en petites mouches parfois xénomorphes.
Il existe sous trois formes différentes :

b1) associé aux failles majeures

Au Sapey la galène se loge préférentiellement aux épontes tectonisées du filon, plus encore que dans la partie SW du filon où on ne rencontre pas l'enrichissment noté pour la blende.

Dans les stratiformes du Replat elle souligne les niveaux de décollement des calcaires triasiques sur leur couverture liasique. Elle a

ici un faciès extrèmement déformé en microplis d'entrainement caractéristiques.

A Montvernier la pauvreté en sulfure se confirme : seules quelques mouches de galène ont été rencontrées dans le filon et les stratiformes.

b2)dans les filons peu déformés

A Bois Feuillet, où elle a été exploitée pour l'argent, la galène est aujourd'hui rare; on la rencontre vers les épontes et associée à la blende (fig V-49). On la trouve sous forme d'amas ou dans le ciment des brèches de Bois Feuillet. En section polie, elle ne montre pas de déformations notables mais des formes mamelonnées en association avec la blende rouge et verte (c.f. BF06) Les cristaux ne sont jamais automorphes mais squelettiques pseudocubiques; les faces sont corrodées par le quartz II et la fluorine.
Dans ce type de faciès on rencontre dans la galène des inclusions très rares de cuivre gris de taille très réduite.

Dans le filon du Rocheray les échantillons de galène restent très rares mème dans les haldes. Elle se trouve surtout en inclusions dans la blende rouge et associée à la chalcopyrite (en inclusions) dans les schistes liasiques.

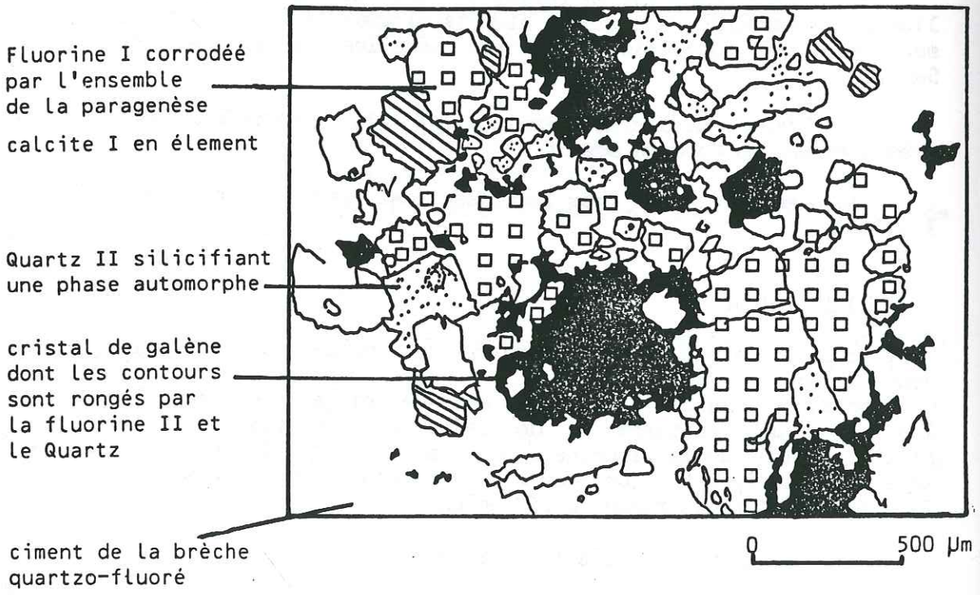


Fig V-49 : galène corrodée par le quartz II dans le filon de Bois Feuillet.

b3) en imprégnation

Les ciments plombifères sont fréquents à tous les niveaux, surtout dans les calcaires triasiques très poreux (calcaires spathiques noirs), le long du filon Du Sapey notamment. Mais sont connus aussi à St Avre en ciment d'un grès très grossier trouvé dans le sol du village dans des sables quaternaires (observation du curé de St Avre).

b4) chronologie des différentes galènes

La galène est généralement nettement postérieure à la blende verte, elle est rarement en contact avec la blende miel et est en inclusion dans la blende rouge. Lorsqu'elle cimente les faciès schistosés elle est tardive sur tous les autres minéraux.

b5) particularité chimiques

La composition chimique est constante, sans traces particulières. L'argent n'a pas été trouvé dans les échantillons analysés.
la présence de zinc en traces peut être due à des microinclusions de blende dans certaines galènes.

c) la pyrite

Toujours présente quelles que soient les proportions, elle est liée à la couverture où elle se met en place par amas le long des inconformités majeures (failles, discordance Trias/Lias). Elle coexiste avec les autres sulfures dans les filons (Bois Feuillet, Sapey etc) sous forme de petits cristaux automorphes disséminés dans la masse filonienne sans zonalité particulière.

c1) dans la couverture et les stratiformes

Au sommet de la série triasique au Châtel, la discordance du Lias inférieur est soulignée par une brèche calcaire à éléments de pyrite et marcassite. Au Replat, des failles tardives postérieures à la mise en place de la minéralisation principale montrent le même faciès de brèches à pyrite et marcassite. Cette pyrite est très peu altérée, alors que la pyrite associée aux spilites est presque entièrement limonitisée.

c2) la pyrite dans la paragenèse complète

Lorsqu'elle est en relation avec les autres sulfures (blende, galène, chalcopyrite) la pyrite ne développe pas de faciès automorphe. Elle est en inclusion dans la blende rouge et miel et ses faces sont corrodées. Dans la galène (au Replat), les inclusions sont très arrondies mais de taille importantes; elle s'individualise aussi en micro inclusions dans la chalcopyrite.

c3) la pyrite tardive

Le faciès le plus remarquable de pyrite est celui des filons sédimentaires tardifs de l'Oullaz. Ici la pyrite concrétionnée croît sur de

fines récurrences micritiques noires et de calcite grise et noire; dans des vides karstiques en stalactites verticales. Ces concrétions polarisées nous montrent que la mise en place de ces sulfures est très tardive puisque postérieure aux phases alpines majeures qui font chevaucher le granite sur sa couverture.

Cette phase sulfurée est importante car sur une première pyrite automorphe va se déposer en alternance de la blende claire et de la galène puis à nouveau un épisode de pyrite plus collomorphe.

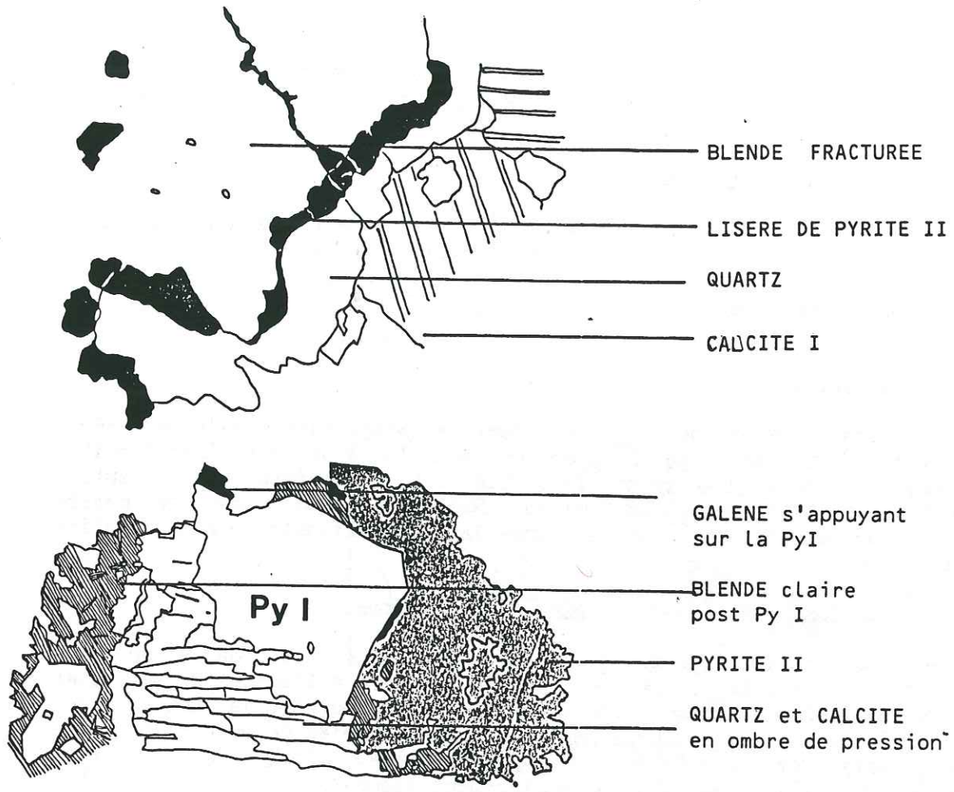
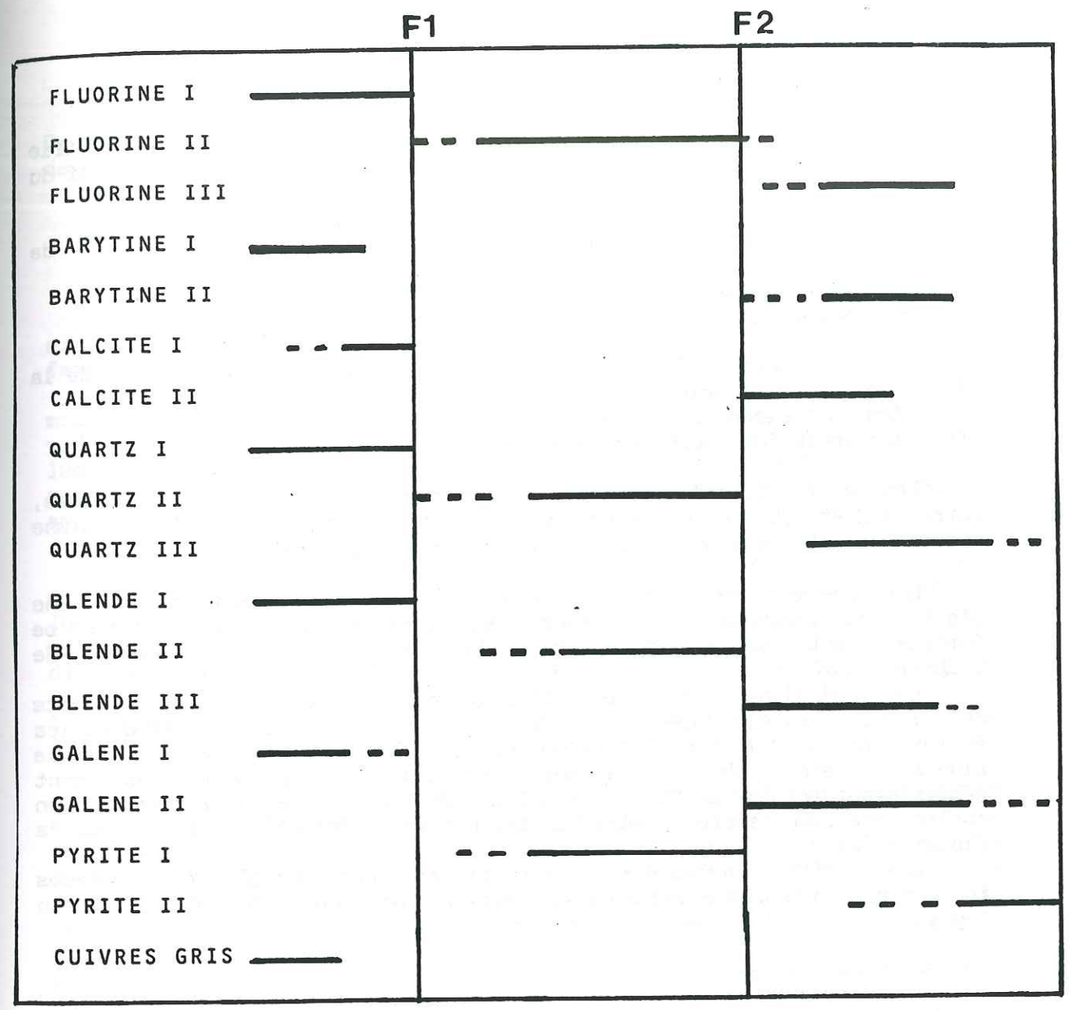


Fig V-50 : faciès de pyrite tardive dans les filons de L'Oullaz (A) et dans le filons du Rocheray (B).

d) Les cuivres gris

Ils apparaissent sous forme de micro inclusions dans la galène et contiennent une forte proportion d'argent. Les analyses microsonde ont montré qu'il s'agissait de tétraédrite argentifère. Ce minéral est probablement celui qui contient les concentrations économiques d'argent exploitées par les mineurs de Bois Feuillet et du Rocheray.



F1 : première phase de déformation compressive, bréchification puis cimentation.
F2 : plissement du minerai apparition de phases minérales syntectoniques.

Tableau II : chronologie du minerai, 1ère phase de déformation (F_1), 2ème phase de déformation (F_2).

B) INCLUSIONS FLUIDES

A.Ochoa Alencastre (1979) a effectué des mesures de microthermométrie et cryposcopie sur les quartz, la fluorine et la barytine du massif du Châtelard

Pour le quartz il définit trois types d'inclusions

-les primaires dont la température d'homogénéisation est voisine de 300 à 350°C

-des pseudoprimaires à 200-230°C

-des secondaires à 160-175°C

Dans la fluorine il met en évidence deux familles indépendemment de la génération de la fluorine :

-les inclusions primaires à 120-140°C

-les inclusions secondaires à 98-110°C

Les mesures de salinité pour le quartz et la fluorine sont basses, entre 4,2 et 6,6 % ce qui permet d'envisager un piégeage des fluides à une pression de 250 bars au minimum (Ochoa Alencastre, 1979)

Quelques mesures de microthermométrie ont été effectuées sur une platine au laboratoire de Géologie Appliquée. les investigations dans ce domaine n'ont pas été poussées à la suite de la défaillance de l'appareillage.

Les inclusions fluides de la fluorine ont été observées sur des éclats de fluorine massive dans les filons du Sapey (fluorine I) et dans les échantillons de Bois Feuillet (Fluorine III). L'intense déformation dont le minerai a été l'objet a affecté les inclusions primaires qui sont généralement fracturés. Sur une vingtaine de mesures de décrépitation on obtient une température d'homogénéisation moyenne de 160°C et 150°C pour la fluorine III.

Les petites inclusions à morphologie arrondies (fig V-51) ont des températures d'homogénéisation moins élevées, de l'ordre de 130°C (filon du Sapey).

-Interprétation :

Malgré le peu de données on peu envisager des températures de formation différentes pour les deux types de fluorine :

130°C pour la première fluorine

150 à 160°C pour la dernière génération post déformation.

Ces données ne sont pas en contradiction avec celle d'Ochoa Alencastre (1979) et apportent une indication sur la température de formation de la dernière génération de fluorine.

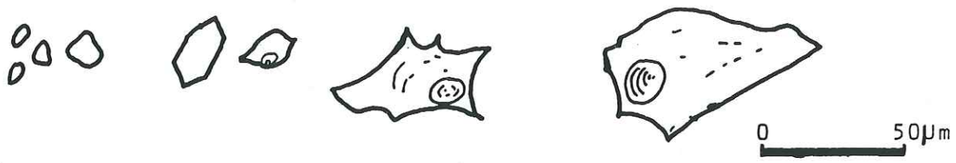


Fig V-51 : morphologie des différentes inclusions dans la fluorine.

C) APPORTS DE LA CATHODOLUMINESCENCE

De nombreuses lames ont été passées en cathodoluminescence; un bref rappel de la méthode s'impose (planche Photo n°6)

1) METHODE

a)matériel

La cathodoluminescence, est un mode d'observation des lames polies ou simplement découvertes qui consiste à bombarder l'échantillon choisi par un faisceau d'électrons.

La puissance est régie par un générateur et on observe à l'aide d'un microscope optique lequel est muni d' une platine permettant de faire le vide et sur laquelle est placé le canon à electrons (fig V-53) in Amieux, 1981). Le bombardement s'effectue sous un vide très poussé; l'observation se fait à l'aide d'un microscope à transmission classique couplé avec un appareillage photographique.

Pour observer les objets qui nous intéressent il faut travailler avec une tension d'environ 20Kv et un vide de 18 Torr. La méthode révèle la luminescence propre des minéraux en excitant les centres lumineux du réseau cristallin du minéral. La luminescence, donc la couleur, est influencée directement par la concentration chimique de certains éléments en traces et de majeurs; ainsi le fer (Fe3+) inhibe totalement ou partiellement la luminescence des minéraux et en modifie la couleur (carbonates, sulfures etc...).

Bien que très qualitative cette méthode permet de caractériser optiquement des phases minérales indéterminables au microscope optique. On peut donc dégager des chronologies très fines et des caractéristiques, qui avec un couplage cathodo/analyseur optique pourraient devenir quantifiables. Cette technique analytique n'est pas encore très bien explorée mais elle nous a permis de constater quelques particularités de notre minerai. On a confirmé la présence de plusieures fluorines et de plusieurs générations de quartz dont les qualités optiques sont différentes.

Des minéraux plus que d'autres possèdent de bonnes réponses au bombardement cathodique, les carbonates sont les plus luminescents, et de nombreuses nuances de coloration mettent en évidences le différentes générations par des variations de teneur en certains éléments. Cette méthode est surtout employée pour les carbonates dont la luminescence est très liée a la présence de Mn^{2+} et Fe^{2+} (Amieux, 1981).

b) Intensité du phénomène

L'activité luminogène est de puissance décroissante dans le temps. Les images s'estompent après quelques minutes d'observations sous le faisceau d'électrons. Ce phénomène à été mis en évidence pour la fluorine mais aussi et surtout pour le quartz dont les teintes brunes et marrons soulignent les zones de croissances et disparaissent après quelques secondes de bombardement. Les problèmes posés par la précarité des observations n'ont pas étés résolus par les modifications des conditions de travail (voltage, vide).

2) ETUDE DU MINERAI

a) la fluorine

La luminescence propre de la fluorine est très faible par rapport à celle des carbonates mais on peu très bien observer les différentes générations en augmentant la tension et le vide (25Kv et 20 torr).

La luminescence de la fluorine est dans les bleu nuit - bleu ciel suivant les générations; les déformations qui affectent la fluorine sont mises en évidence par l'apparition de nuances de couleurs et de rubanements

Cette technique révèle aussi les bréchifications les recristallisations les cimentations de la fluorine I par la fluorine II ou III, alors que par les méthodes classiques d'investigations les plages de fluorines blanches semblaient homogènes. (c.f. planche photos).

A Nantuel, la Fluorine II, dont la luminescence bleu nuit est caractéristique cimente de petits éléments de fluorine beaucoup plus clairs montrant de nombreuses zonations.

b) le quartz

Pour l'étude de la paragenèse à quartz la cathodoluminescence doit être utiliseée dans des conditions de tensions plus importantes que pour les carbonates et la fluorine (niveaux de 22 à 25Kv). La luminescence du quartz est très variable, dans les tons brun-marron à noir.

Il existe des quartz très déformés qui restent noirs ou très sombres même sous une forte tension et un bon vide.

Par contre la génération de quartz (II) à inclusions automorphes et peu déformés montre des zones de croissance bien marquées, visibles seulement quelques dizaines de secondes après lesquelles la luminescence s'estompe.

Un quartz tardif automorphe se singularise par son absence totale de luminescence (Quartz III)

c) Les carbonates

Nous avons tenté de distinguer les différents phénomènes qui ont affecté la série carbonatée triasique.

L'ensemble des carbonates présente une luminescence orangée légèrement brune et aucune luminescence dans les niveaux micritiques fins. Une phase secondaire orange vif marque l'ensemble des niveaux sédimentaires triasiques et liasiques et se retrouve même en imprégnation dans les niveaux silicifiés minéralisés du Replat et de Nantuel.

Dans les remplissages per descensum de l'Oullaz les calcaires montrent cette mème luminescence et des concrétionnements au sein de petites poches limitées par de la pyrite.

A la base de la série triasique dans la coupe de l'Oullaz les passages de dolomies laminées ont une forte luminescence rouge vif et montrent des concrétionnements riches en Manganèse.

De petites fractures précoces parallèles à la stratification sont remplies de cristaux de dolomies zonés rouge sang, le centre de la fissure étant silicifié.

La masse dolomitique est affectée par une calcitisation orangée

tardive. Des feldpaths de néogénèse apparaissent dans le ciment avec une luminescence bleu-clair.

Au sommet du Trias carbonaté, à l'Echaillon, une brèche à éléments calcaires fins est cimentée par de la calcite prismée orange vif et du quartz non luminescent. Les éléments de la brèches sont imprégnés par un carbonate rouge carmin qui peut aussi se manifester dans des filonnets antébréchification. La luminescence rouge est due à la présence de manganèse dans le carbonate (confirmé par M.E.B.).

IV) GEOCHIMIE DES SULFURES

A) LA BLENDE

1) RESULTATS ANTERIEURS

A. Ochoa Alencastre (1979) a effectué une série d'observations sur les sulfures du Grand Châtelard, notamment sur les inclusions fluides de la blende et quelques analyses chimiques. Il distingue une blende claire (qui correspond à la blende verte et miel) d'une blende sombre que j'appelle blende rouge. il obtient deux températures de formations :
- 100 à 150°C pour la blende claire
- 350°C pour la blende sombre (par analyse chimique?); ceci en utilisant le tableau de Sims et Barton, 1961 (fig V-52).

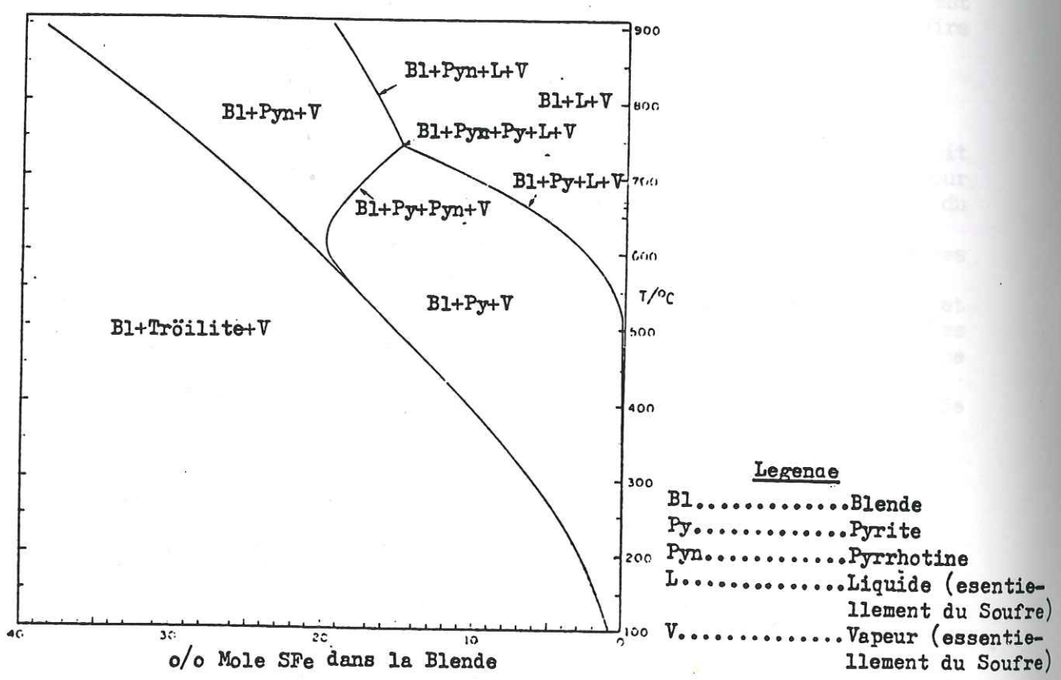


Fig V-52 : composition de la blende en équilibre polyphasé dans le système Fe-ZnS (in Sims et Barton 1961) (In A. Ochoa Alencastre, 1979)

2) DISCUSSION

La quantité de fer analysé dans les blendes sombres par A. Ochoa Alencastre semble erronnée en raison de la pollutions des échantillons par les inclusions de pyrite très fréquentes dans la blende rouge.(voir analyses). Si on reporte dans ce tableau les analyses effectués a la microsonde, les températures de formations obtenues n'excèdent pas 100°C.

On peut de plus discuter de la précision de cette méthode graphique, car il ne faut considérer que la blende cogénétique de la pyrite, ce qui n'est jamais totalement prouvé (inclusions)

L'analyse microsonde de ces blendes (annexe I) montre globalement une pauvreté en éléments en traces. Toutefois le remplacement Fer/Zinc permet de voir une évolution de la nature faiblement ferrifère de ces blendes. Le diagramme Cd/Fe met en évidence deux lignées différentes.

3) DIAGRAMME Cd/Fe (Fig V-53)

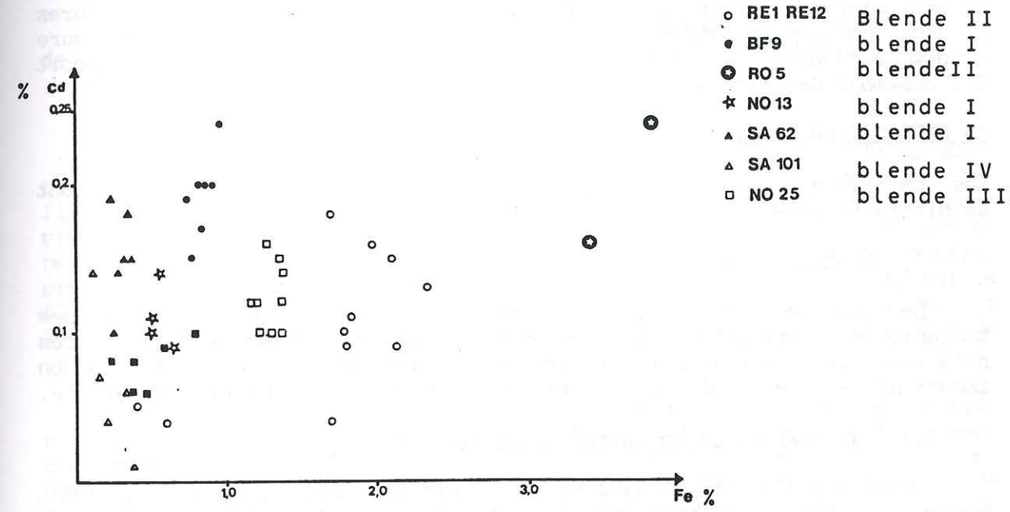


Fig V-53 : diagramme Cd/Fe des blendes du massif du Châtelard

d'une part des blendes vertes (I) associées au filons dans le socle, pauvre en Fe et rapidement enrichies en cadmium (ensemble I)

d'autre part, une série (ensemble II) qui associe blende miel et blende rouge. Les blendes les plus enrichies en élements en traces sont celle du Rocheray. La teneur élevée en fer signe la proximité des circulations responsables de la minéralisation et de la masse des schistes doméniens où elle puise ce léger enrichissement en fer. Ceci confirme le lien génétique entre les minéralisations sulfurées et les termes du Lias moyen supérieur.

Les blendes très déformées et remobilisées comme celles de Nantuel (NO13, NO25) sont appauvries en éléments en traces ainsi que la blende tardive du Sapey (SA101)

Ces deux ensembles de points divergent par la nature de leur encaissant, l'ambiance plus ferrifère n'apparaissant que dans les filons dans la couverture ou les stratiformes.

La deuxième génération évolue dons aussi vers un appauvrissement en fer et cadmium au cours de la remobilisation.

V MINERALISATIONS ET DEFORMATIONS (Sivade et Obert, 1988)

Dans les caisses filoniennes comme dans les stratiformes, pourtant moins exposés, de très nombreux témoins de la déformation vont nous livrer les clés d'une chronologie relative qu'il nous faudra essayer de faire correspondre à une suite d'événements structuraux à l'échelle régionale.
De notre étude deux types de déformation se dégagent:

- Un plissement de style souple au sein des filons qui affecte des minerais (fluorine I, quartz I, II) considérés comme précoces.

- des phases de fracturations qui affectent le minerai de facon successive et permettant de relever un ordre dans ces déformations. Ces fractures peuvent induire des témoins de déformations souples tel que des "pressure shadow" à fluorine et quartz associés, celles-ci étant tardives par rapport à l'ensemble des minéralisations.

A) DEFORMATION CONTINUE

Les déformations souples qui affectent l'ensemble des objets étudiés sont de divers types et s'observent à toutes les échelles.

1) GEOMETRIE DES CORPS

La géometrie des corps est déterminée par les dernière phases tectoniques compressives qui donnent des mouvements décrochants dextres puis senestres. La caisse répercute ces déformations par une fracturation importante et une torsion du minerai qui nous intéresse dans ce paragraphe.

a) jeux dextres de la caisse filonnienne

Dans tous les filons on remarque des plissotements hectométriques qui donnent au minerai un aspect ondulé conforme aux mouvements visibles sur l'ensemble du corps.
Au Sapey la forme générale du filon est celle de fentes en échelons ouvertes dans un système décrochant dextre. Ces fentes en relais sur plusieurs centaines de mètres, ont une enveloppe globale N040°.
Cet aspect est le résultat de déformations postérieures à l'ouverture de la faille au Lias inférieur il est dù aux phases compressives reconnues plus haut.
On rencontre de telles structures dans le filon du Rocheray; situé 200m au dessus de St Jean de Maurienne . Il est entièrement encaissé dans le Lias schisteux rapporté au Domérien (s.l.). La forme de la lentille minéralisée est caractéristique d'ouverture en mouvements décrochants dextres NE-SW.

b) plissement des stratiformes

Toujours à l'échelle de l'affleurement les stratiformes encaissent aussi des déformations importantes surtout à l'aplomb du chevauchement du socle du Rocheray sur sa couverture au Replat. Ici on peut observer des plis métriques dans des niveaux de calcaires triasiques porteurs de fluorine massive. L'orientation des axes de ces plis est N°50E et conforme aux directions rencontrées pour les phases de plissement tertiaires.

Sur l'autre rive de l'Arc où le Trias est très bien représenté, les traces de déformation moins intense sont nombreux.
A Montvernier, des plis, décimétriques de direction N-S d'axes sub-horizontaux reprennent la barytine et le quartz du Trias dans des mouvements de faible amplitude. La rareté dans les bancs de ce genre de structures écarte l'idée de slumps silicifiés et épigénisés. Les grands horizons silicifiés de Montvernier qui sont géométriquement liés au filon qui les recoupe, sont aussi plissés en de vastes plis méridiens (photo)
Rappelons aussi les écaillages qui redoublent des niveaux minéralisés au plan de la Croix.

2) DANS LE MINERAI

Les observations de la position de la fluorine et des sulfures au sein de ces déformations ont permis de démontrer que:

a) fluorine

-La fluorine I est remobilisée dans les filons, orientés N070° à 080°, où l'activité tectonique était le plus intense. Par exemple à Nantuel, les filons qui jalonnent le contact socle-couverture triasico-liasique sont profondément déformés. Ils apparaissent le long de failles anté-alpines périodiquement réactivées au cours de l'orogenèse alpine. Le minerai présente de nombreuses structures microplissées centimétriques engageant la fluorine ainsi que des rubans plus tardifs de fluorine conformes à l'allongement des filons. Une partie de la fluorine a donc été remobilisée et est syntectonique.

C'est dans les filons très remaniés, que l'on observe des structures microplissées avec des rubans de fluorine II massive recristallisée dans une caisse sub-rectiligne. Ces plis mineurs, centimétriques, sont postérieurs à la mise en place principale du minerai (fluorine I, blende I). Cette fluorine recristallisée (II) témoigne de la mobilisation de fluides fluorés lors des phases alpines et atteste de la mise en place syntectonique d'une partie du minerai.

b)faciès particuliers

Le gisement du Replat est lui aussi tout particulièrement déformé. Il livre des échantillons de galène, conforme aux strates, et déformée en petits plis en chevrons (fig V-54).

Ici la fluorine est bréchifiée et plissotée en petites ondulations associée à une silicification et à des vestiges de carbonates primaires.

C'est dans les zones les plus soumises aux pressions et serrages tectoniques cenozoïques que l'on reconnait ces remobilisations; c'est à dire dans le Nord et le Nord-Ouest du massif. Aux Jets les lames riches en galène de la base de la falaise sont homothétiques de la direction du contact anormal sous-jacent (contact Trias sur Lias) y sont génétiquement associées.

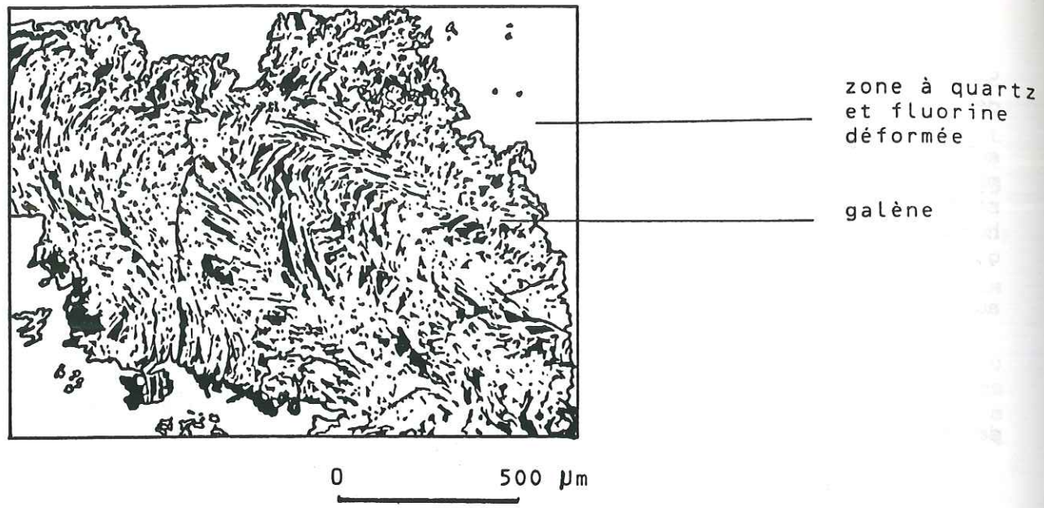


Fig V-54 : microplis dans la galène tardive du stratiforme des Jets.

B) DEFORMATION CASSANTE

1) LES FRACTURES MAJEURES

Sur la bordure Sud-Ouest, le long de l'accident liasique N140°E, une série de filons N50° à N70°E se mettent en place dans les failles préexistantes. Dans ces filons (le Sapey, Bois Feuillet, la Fredière). Les déformations du minerai sont beaucoup moins intenses. Elles sont surtout apparentes par des réseaux de fracturation ténue dont l'orientation et surtout le sens peuvent être significatifs.

a) minerai ante déformation

-Le filon du Sapey

Au Sapey les premières observations de déformation post-minerai sont des zones de failles qui jouent en décrochement dextre broyent et schistosent les épontes. Les sulfures et la fluorine sont alors réarrangés: la galène est bréchifiée et la fluorine devient rubanée.
Au microscope, on voit que la galène s'insinue dans les plans de schistosité et que les clivages de la fluorine présentent des traces de cisaillement. La proportion de galène augmente avec l'intensité de la déformation. On a donc ici remobilisation de sulfures alors que la fluorine n'est que peu recristallisée .

Ce filon a la particularité de se terminer au Sud par deux apophyses principales qui recoupent les calcaires hettangiens et les schistes domériens. Structuralement, la position de ce filon au coeur d'un anticlinal faisant apparaître le Domérien, pourrait signifier la préexistance de cette arête au sein de la série liasique. Toutefois on trouve de nombreux témoins de rejeux post schisteux

-filon de Bois Feuillet

A Bois Feuillet la partie centrale du filon, pauvre en sulfures mais riche en fluorine massive et barytine vers le sommet, présente un rubanement régulier. La fluorine est très fracturée et déformée, elle montre au microscope des clivages ondulés et cisaillés.

b) minerai "syn déformation"

Sur la route de l'Oullaz, à l'extrémité SW du filon du Sapey, des filonnets de fluorine et de blende rouge, centimétriques, sont nettement sécants sur la schistosité de plan axial S1 (du Lias). la fluorine est d'aspect fluidal limpide et affectée de microplis, que l'on peut rattacher aux plis rencontrés au Replat et à Nantuel. Ils peuvent être considérés comme les conséquences de compressions postérieures à "P1" puisque sécants sur la schistosité qu'elle génère.

On constate donc, d'une part l'existence d'une structure "dure" ,le filon, qui fait obstacle à la déformation S1; puis des indices à fluorine postérieure associée à de la blende rouge. Ces filonnets sont eux-mêmes déformés par des compressions ultérieures.

c) minerai post déformation

-la Fredière

Ce filon recoupe de petits plis isoclinaux d'axe N030°E déversés vers l'Ouest. On peut donc assurer qu'il y a un rejeu des épontes postérieurement aux phases plicatives alpines, certainement à l'époque des chevauchements et écaillages du massif. A la Frédière la fluorine (II et II) a un faciès massif entièrement recristallisé au centre du filon. Elle est très déformée affectée par des microplis, et présente une foliation avec des zones limpides et des zones laiteuses qui correspondent, au microscope, à des zones silicifiées par un quartz visiblement recristallisé pendant la déformation.

2) LES DEFORMATIONS MINEURES

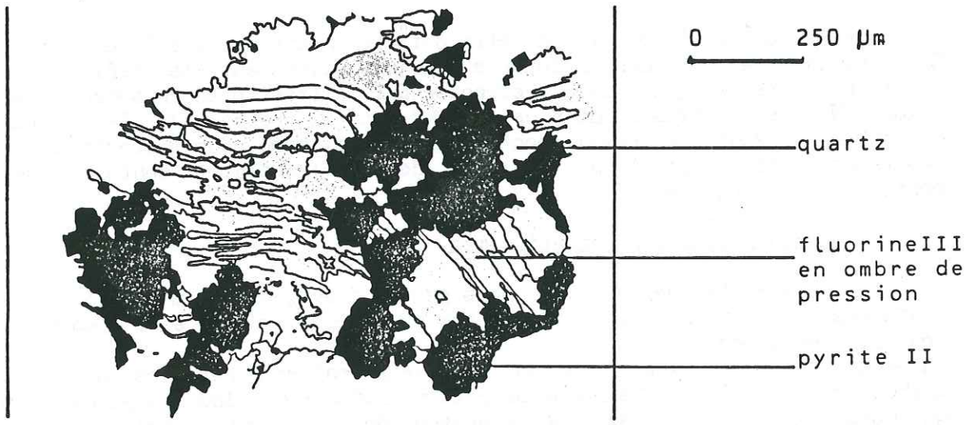


Fig V-55 : fluorine (III) croissant en "ombre de pression" autour de la pyrite au Replat.

Dans des failles N100°E qui recoupent la déformation associée au plissement P1, on trouve des "pressure shadow", signe de cisaillement. Ces structures sont composées de fluorine et de quartz qui cristallisent pendant la déformation autour d'une pyrite bréchifiée (fig V-55).

C) CHRONOLOGIE DE LA DEFORMATION

Par cathodoluminescence on a pu mettre aussi en évidence des cimentations de fractures et des chronologies fluorine/sulfure et trois phases de fluorine :

1)**minéralisation primaire à fluorine post à synliasique**, puisque inscrits dans les structures à remplissage liasique. C'est une fluorine (I) claire à récurrences finement colorées et à développement géométrique dans des sîtes isolés.
--Fracturation en losange du minerai à fluorine et quartz (comme au Sapey)

2)**Recristallisation d'une fluorine II :**
- dans les fractures et dans des fentes de tensions N020° à N030°E, obliques sur les filons. Elles indiquent des pressions sur les filons et des rejeux en décrochements senestres.
- dans les filons , elle "digère" la masse de fluorine I et l'emballe dans une fluorine II beaucoup plus foncée sans structure cristalline visible mais d'allure fluidale et zonée elle-même soumise à des déformations ultérieures.

3) **Fluorine III**
Failles E-W à N110° nettement post minerai qui reprend la fluorine en "ombre de pression" aussi bien dans les niveaux calcaires que dans les filons. Au Sapey, des cristaux de blende fracturés sont cimentés par de la fluorine massive non zonée attribuée à la phase III (la plus tardive).

4)série de failles N140° à N170° qui décalent les corps en cisaillement dextre.

Ces raisonnements pourraient être entachés d'une éventuelle erreur. En effet la direction des structures dans ces filons est le reflet des contraintes tectoniques mais réfractée par la très forte anisotropie des filons. Nous avons pris garde à ces pièges, et il reste que les rejeux décrochants sont nécessairement compatibles avec des directions de compression effectives et qui induisent des déplacements conformes aux contraintes tectoniques.

- Les minéralisations stratiformes

Un paragraphe particulier nous permet d'évoquer les minéralisations conformes aux strates et les différentes hypothèses quant à l'époque de leur mise en place.
On constate que ces minéralisations sont largement épigénétiques dans les carbonates triasiques. De nombreux petits cristaux de fluorine primaire et quelques reliques de sulfates se retrouvent dans la masse calcaire fort loin de tout environnement filonien ou même d'horizons minéralisés.

Les repères chronologiques sont simples même s'ils sont rares:

1)Les horizons minéralisés jouxtent les filons sécants sur le Trias

2)Ils sont déformés par une phase de plissement "P1" post-liasique et s'inscrivent (la Barytine qui est la plus tardive) dans des plis d'ordre P2 N165°E par épigénie de certains niveaux

3)On reconnait sur l'ensemble des affleurements les phases de fracturation repèrées plus haut , y compris la fracturation tardive N-S.

4)Il existe un stratiforme riche en minerai (fluorine et blende miel) isolé de tout contexte filonien, probablement à la suite des écaillages du Châtelard.

Tout concourt donc à faire des expressions stratiformes des objets connexes des expressions filoniennes même s'il a pu exister une anomalie marquée en fluor dans ces niveaux triasiques avant la mise en place du minerai. Il est probable que les niveaux triasiques ont été minéralisés en raison de leur position clé au contact socle/couverture.

V) LES TERRES RARES DANS LA FLUORINE

Depuis les travaux de L.Marchand (1976), puis de C.Grappin, M.Treuil, S.Yaman, et J.C.Touray (1979) les spectres de terres rares ont été considérés comme des traceurs des solutions minéralisantes pour la fluorine. Ces auteurs ont démontré que la distribution des terres rares dans la fluorine est représentative de la composition des solutions minéralisantes.

Le coefficient de répartition des lanthanides dans la fluorine étant démontré comme très fort (Marchand et al, 1976) ces variations entre les terres légères et les terres lourdes sont caractéristiques du milieu de dépôt. D (coeff de répartition : D = ([Ln]/[Ca])s / ([Ln]/[Ca])f.) augmente nettement à partir du gadolinium et met en évidence l'appauvrissement en terres lourdes de la solution au cours de la cristallisation du minéral (Marchand et al, 1976)

Par complexation avec les ions fluor, les terres rares sont véhiculées par la solution minéralisante puis, lors de la cristallisation, elles sont intégrées au réseau cristallin de la fluorine.

A) APPORT DE LA RESONANCE PARAMAGNETIQUE ELECTRONIQUE

Les études par R.P.E. (Meary,1985 ; Chatagnon, 1982) montrent que ces terres rares se positionnent dans le réseau cristallin de la fluorine en remplacement des ions Ca++. Des anomalies positives ou négatives sont généralement observées dans les spectres de terres rares pour l'europium et plus rarement pour le cérium. Ces anomalies sont liées à la valence de ces ions dans la solution et reflète le potentiel Redox du milieu. Ces deux éléments peuvent être piégés dans la fluorine sous deux états de valence : Eu^{2+},Eu^{3+} et Ce^{3+} ,Ce^{4+}. La résonance paramagnétique électronique (Méary et al,1985) confirme la théorie en montrant qu'une courbe ayant une anomalie en Europium négative est significative de la pauvreté relative du milieu en ion trivalent et de l'introduction de l'ion Eu^{2+} en majorité dans le minéral. Le milieu a donc un caractère fortement réducteur. C'est le rayon ionique de l'ion Eu^{2+}, supérieur à celui de Ca++ auquel il se substitue, qui est responsable de la faible intégration de l'Europium sous cette valence dans le réseau cristallin de la fluorine.

L'évolution au cours de la cristallisation de la forme du spectre de terres rares est significative du milieu de dépôt (Marchand, 1976). Au sein d'un réservoir fini de fluide on va constater un apauvrissement général en lanthanides et plus particulièrement en terres lourdes. A l'inverse dans un milieu ouvert on peut obtenir des spectres de composition constante si la solution minéralisante est de composition invariée ou des spectres modifiés par les nouveaux apports de solutions nouvelles et de compositions différentes.

B) RESULTATS ANALYTIQUES

A la recherche des sources de la minéralisation fluorée nous avons tenté de caractériser le spectre des terres rares de la fluorine des gîtes du massif du Chatelard. L'opportunité nous a été donnée de profiter de la mise au point de l'I.C.P. de l'Ecole des Mines de Saint Etienne (analyses J.Moutte).

Une première série d'échantillons fut récoltée et mise en solution; dans cette série se trouvaient des échantillons d'éventuelles roches mères puisque le spectre des terres rares est représentatifs des solutions issues de la roche lessivée (Marchand,1976).

La mise en solution de la fluorine pose quelques problèmes et il est toujours resté un précipité blanchâtre dans le résultat final de la mise en solution. Nous avons considéré ce précipité comme le résidu d'inclusions de barytine insolubles. La pauvreté générale de la fluorine du Châtelard en terres rares est caractéristique mais ne facilite pas le dosage et apporte quelques imprécisions dans les mesures. A l'issue de ces premières analyses les imprécisions restaient trop importantes pour envisager des corrélations entre les différents filons, encore plus une hypothèse génétique.

Toutefois, dans chaque gisement des particularités sont apparues :

-globalement un déficit en néodyme notamment pour les spectres du filon de Bois Feuillet. Ce déficit est dû aux faibles teneurs rencontrées dans la fluorine qui ont entrainé des aberrations analytiques. On constate un enrichissement relatif en terres rares aux épontes du filon (BF10)

-les fluorines des stratiformes présentent un spectre très plat par rapport aux autres analyses

-compte tenu des erreurs analytiques la discussion sur la forme des spectres est délicate mais on remarque à conditions analytiques comparables que seul les spectres de la Frédière ont une anomalie positive en Europium; pour le reste on ne distingue pas d'anomalies notables.

Dans un second temps, un autre échantillonnage de fluorine a été fait en respectant les différents critères morphologiques et en opérant des coupes au sein des filons afin de mettre en évidence une éventuelle évolution de la solution minéralisante au cours du dépôt. Les échantillons mis en solution à Saint Etienne ont été passés à l'analyse plusieurs fois avant de donner un résultat cohérent. La fiabilité des analyses s'étant considérablement améliorés nous pouvons discuter les résultats obtenus.

Le nombre d'analyses est très différent selon les gîtes; le filon de Bois Feuillet a retenu plus particulièrement notre intérêt car il est facile à échantillonner et représente la plus complète des structures. Nous avons analysé des fluorines provenant de différents sites pour compléter l'étude des terres rares:

-Les stratiformes du Replat et de Montvernier

-les filons du Sapey et de Nantuel.

Des points communs ressortent de l'analyse des formes de spectre :

la forme générale des spectres est la même pour l'ensemble des filons et stratiformes du massif.

Les courbes de terres rares présentent toutes des pentes négatives qui attestent d'un très net appauvrissement en terres lourdes de la solution.

l'europium ne marque pas d'anomalie très importante. Un léger déficit

par rapport aux autres terres rares est visible dans les gisements liés aux strates alors que les gîtes filoniens comme Bois Feuillet montreraient plutot une légère anomalie positive.

1) VARIATIONS ET LIENS GENETIQUES DANS LES DIFFERENTS INDICES

a) Montvernier (Fig V-56)

Les sulfures n'apparaissent pas dans le contexte stratiforme le spectre des terres rares à une allure semblable aux autres spectres du Replat et de Nantuel mais sans anomalie négative en Europium.

b) Nantuel (Fig V-57)

La fluorine II est morphologiquement liée aux sulfures (blende miel, galène) et cimente une brèche de fluorine primaire, on remarque un net déficit en Europium. Cette dépression confirme le lien génétique entre la fluorine tardive et les sulfures. En effet le spectre de la fluorine enregistre la tendance très réductrice de la solution porteuse de la minéralisation sulfurée. Dans le mème filon la fluorine massive ne montre pas ce déficit (fig V-57). Ce spectre est semblable à celui de l'ensemble des fluorines de Bois Feuillet.

c) Le Replat et aux Jets

Les spectres sont plats (avec de faibles teneurs en terres cériques) voire une forme en cloche particulière. Le gadolinium est relativement haut par rapport aux autres éléments (fig V-58). Les fluorines analysées sont affectées par la déformation mais sont postérieures à la fluorine I.

d) Le Sapey

Les fluorines échantillonnées sont issues du filon dans sa partie SE lorsqu'il recoupe les schistes liasiques. La fluorine II et la fluorine III ont été identifiées. La fluorine rubanée et plissotée présente un spectre semblable à celui de la fluorine plissotée de Nantuel. La forte anomalie négative en Eu rappelle les courbes de l'indice du Replat. La fluorine automorphe tardive qui pousse aux épontes en contact avec le Lias schisteux, présente une courbe en deux parties (fig V-59) :

-les terres cériques sont apauvries et ont une forme très plate

-puis un enrichissement en terres yttriques accompagnées du déficit caractéristique du gisement en ytterbium.

2) CAS PARTICULIER DE BOIS FEUILLET

Une douzaine d'analyses ont été effectuées sur la fluorine du filon montrant une très grande homogénéîté à travers une coupe horizontale du minerai. Dans les gîtes filoniens comme Bois Feuillet, l'anomalie négative en Europium n'existe pas sauf pour la fluorine massive du coeur du filon (fig V-60 à 64)) mais elle reste plus faible que dans les gîtes liés aux strates. A l'inverse, des anomalies positives -peu marquées à cause du déficit en Sm- sont associées à la fluorine rubanée.

L'ensemble des courbes est très homogène à des différentes de teneurs globales en terres rares près (hauteur des spectres) et montre un constant appauvrissement des terres cériques vers les terres yttriques.

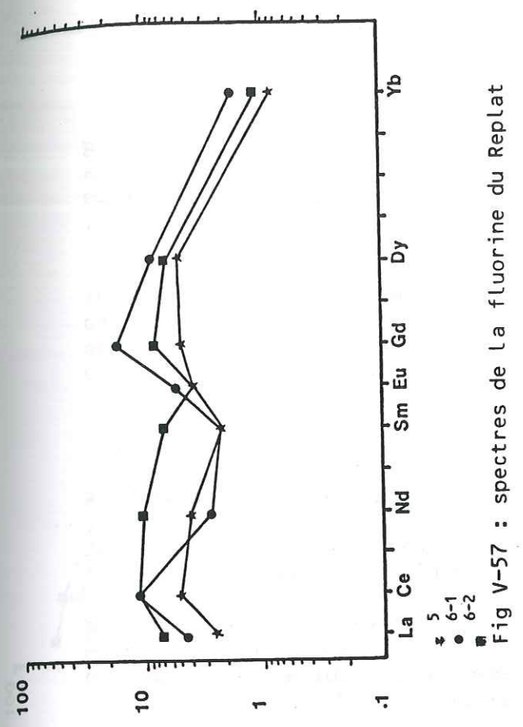


Fig V-57 : spectres de la fluorine du Replat

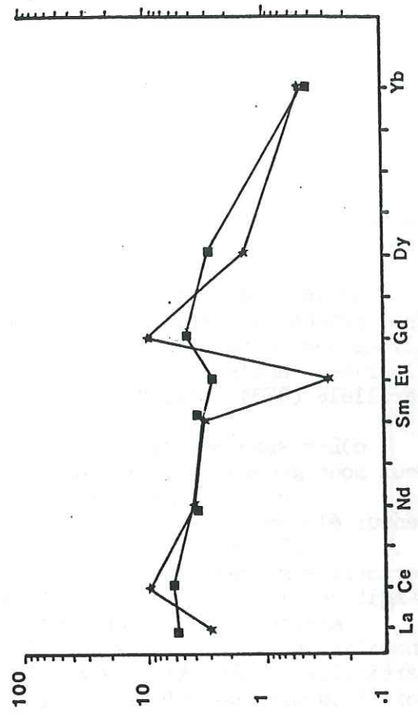


Fig V-59 : spectres de la fluorine du filon du SAPEY

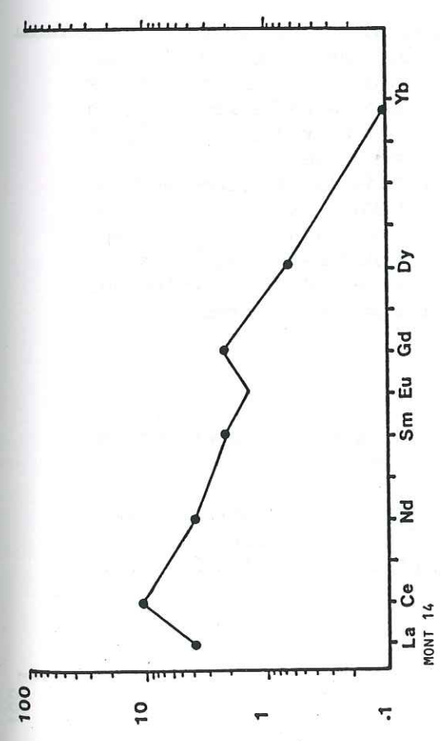


Fig V-56 : spectre de la fluorine de Montvernier

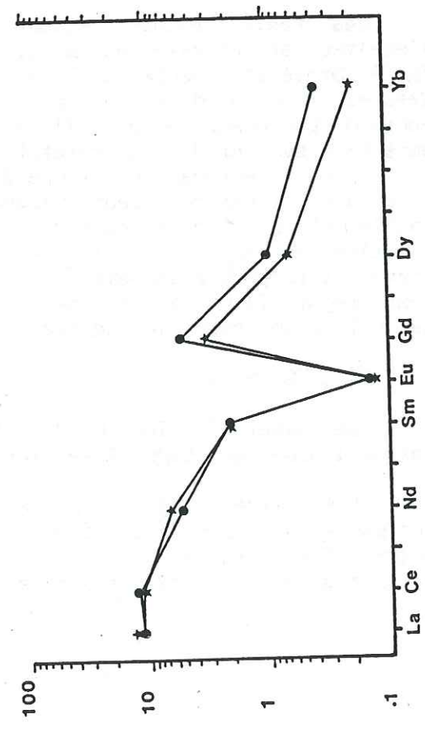


Fig V-57 : spectres de la fluorine de Nantuel

Nous distinguons pourtant une série de groupe différents :

a) un groupe qui ne présente pas d'anomalies négatives en Sm (fig V-60) Il s'agit de fluorine mylonitisée cimentée par de la silice et de la fluorine I massive non déformée. (ech : BF31, BF27, BF25, BF32). Ce groupe marque une légère concavité au niveau des terres intermédiaires (Nd, Sm, Eu)

b) les spectres de ce groupe n'ont pas d'anomalie en Eu et montrent des pentes différentes pour les terres cériques et une homogénéïsation au niveau des terres lourdes.(ech : BF34.1 BF28.1 BF28.2 BF29 BF34.2). Les fluorines analysées appartiennent au coeur du filon et à un filon annexe parallèle (BF34) (fig V-61).

c)Les spectres de ce groupe ont une anomalie positive en europium. Deux sous groupes s'individualisent.

c1- ech: BF30 BF33.3 BF34.3 BF26.1 qui possèdent un spectre à teneur élevée

c2- ech : BF33.1 BF33.2 BF26.3 dont les spectres sont caractérisés par une chute plus forte au niveau des teres légères. Il s'agit de fluorine rubanée riche en quartz.

L'examen des courbes de terres rares de Bois Feuillet montre une anomalie négative en samarium il peut s'agir d'un évènement géochimique particulier mais il s'agit plus probablement d'un problème analytique, dû soit à la mise en solution soit à l'étalonnage de l'I.C.P.

d)Interprétation

Ces trois groupes géochimiques n'ont pas de d'équivalents dans l'analyse structurale et minéralogique; les fluorines massives (I) leur faciès broyé et cimenté par la silice se retrouvent dans chacun des trois groupes. On ne distingue pas d'évolution des teneurs en Terres rares au cours du processus de cristallisation. Le nombre trop réduit d'analyses empêche d'avancer des interprétations sur le plan génétique.

On peut cependant noter que le milieu de dépôt de la fluorine dans ce filon n'était pas réducteur puisque les anomalies négatives en Eu sont très faibles et la majorité des échantillons présente une anomalie légèrement positive en Eu. La fluorine broyée, (BF27) n'est pas appauvrie en terres rares par rapport à la même fluorine massive préservée de la tectonique post dépôt. Il n'y à donc pas de lessivage des terres rares après le dépôt de la fluorine comme le suggérait A.Ochoa Alencastre (1979).

3) CONCLUSIONS

-Les minéralisations du massif ont toutes un déficit important en terres lourdes qui signent la minéralisation du gisement.

-Les terres légères présentent des variations plus importantes avec des pentes nulles pour les fluorines III (SA22 RE5 NA8) qui ont même une légère forme en cloche et de fortes pentes négatives pour les fluorines cimentées par de la silice à Bois Feuillet

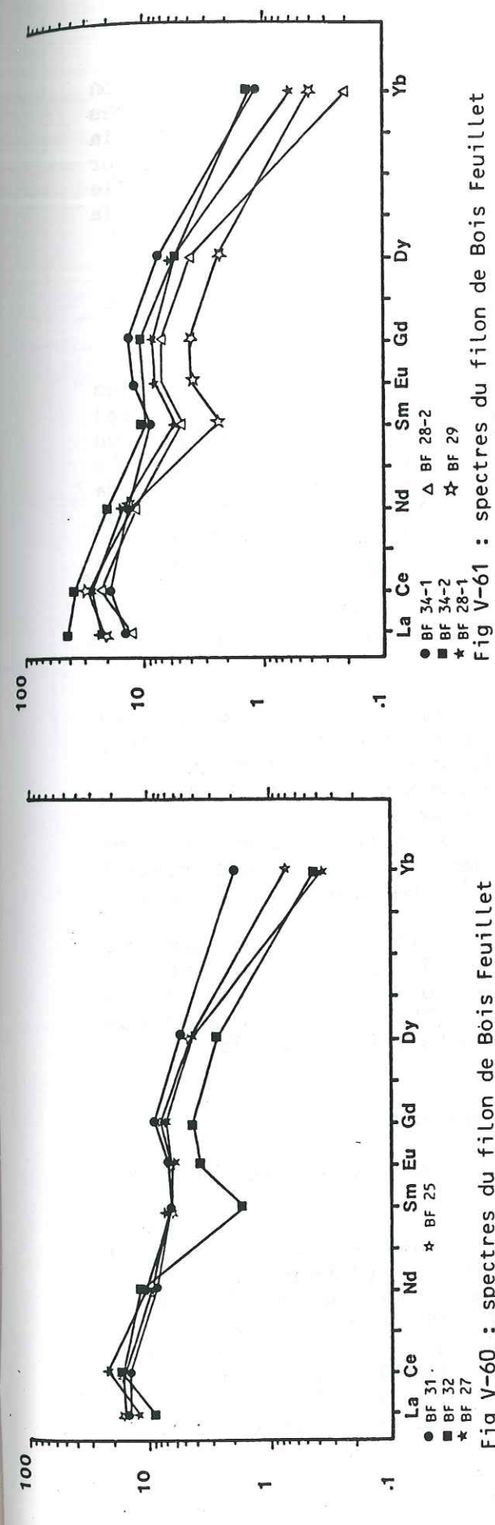


Fig V-61 : spectres du filon de Bois Feuillet groupe b)

Fig V-60 : spectres du filon de Bois Feuillet groupe a)

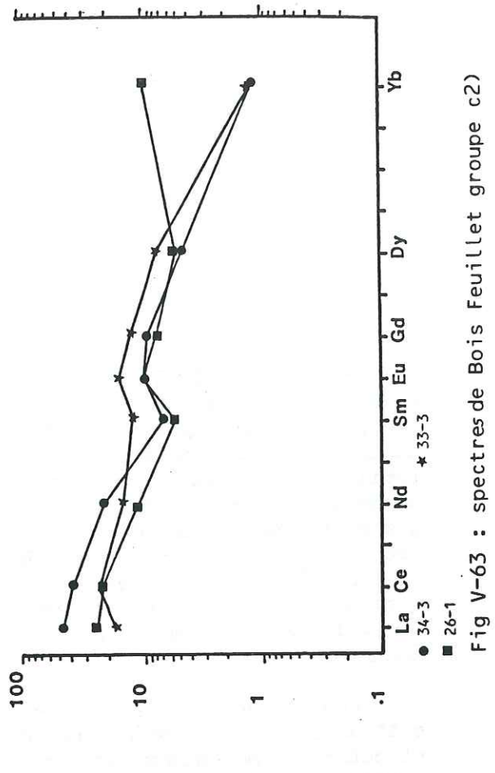


Fig V-63 : spectres de Bois Feuillet groupe c2)

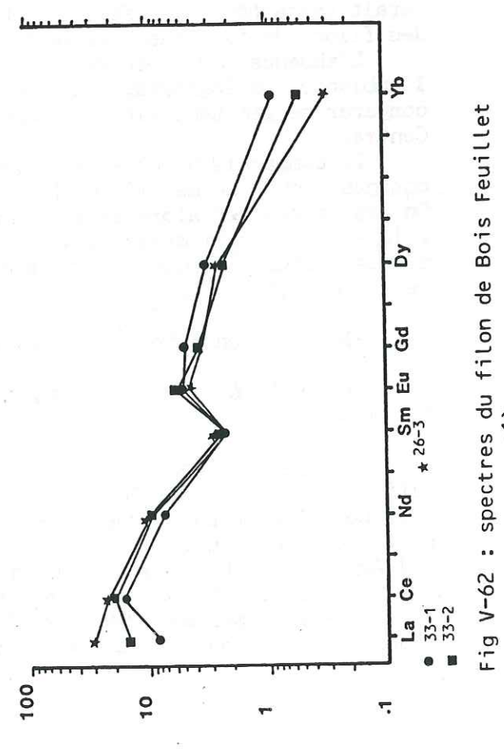


Fig V-62 : spectres du filon de Bois Feuillet groupe c1)

L'europium est à un niveau normal ou excédentaire dans le seul filon encaissé dans le socle et est fortement déficitaire dans les fluorines bréchifiées et rubanées associées aux sulfures et encaissées dans la couverture. L'influence des solutions sulfurées, fortement réductrices, sur la présence majoritaire de l'ion Eu^{2+} dans la fluorine confirme le cogénétisme des minéralisations sulfurées post-schisteuses et de la fluorine tardive. (Nantuel).

C) COMPARAISON AVEC D'AUTRES GISEMENTS.

M.Jebrak (1985) a fait la synthèse bibliographique des données existant sur les différents gisements de fluorine du Massif Central francais. Il a complété ce travail par des analyses systématiques du contenu en terres rares des différents gisements. Il distingue plusieurs familles de gisements suivant la morphologie de la minéralisation sa structure encaissante et sa couleur. Dans le Massif Central, l'étude de gisements comme celui d'Argentolle (Valette, 1983) ou de Chaillac (Sy, 1983), a mis en évidence des formations à fluorine verte et violette (c.f.Chp I). La forme des spectres de terre rares de ces formations est commune à l'ensemble des gisements à fluorine verte et violette du massif Central lié à un environnement de transgression liasique (datation de Bonhomme,1982).

Pour M.Jebrak, et de nombreux autres auteurs, dont la classification s'attache à la distinction des formations à fluorine (paragenèse, structure, inclusions et terres rares) la fluorine du massif du Châtelard serait rattachée à la "famille" des gisements vosgiens et de Forêt Noire où des filons de fluorine blanche auraient un âge permo-triasique.

L'absence de preuves de l'existence de telles expressions et l'ambiance paléogéographique à cachet fortement liasique nous incite à comparer ce gisement alpin à ceux sités dans la bordure nord du Massif Central.

La comparaison entre les spectres de ces filons et les spectres obtenus pour le massif du Chatelard montre un similarité caractéristique. On peut rattacher alors le gisement du Châtelard à cette "famille" de filons et stratiformes du Nord Massif Central (Thibieroz, 1982) liés à la transgression liasique sur les bordure du socle hercynien, sur la foi de deux arguments :

-le mème contexte paléogéographique au Jurassique

-l'identité de la signature géochimique des minéralisations filoniennes.

Les spectres des indices du Replat, des Jets et de Nantuel qui diffèrent de l'ensemble par une morphologie plus plate pour les terres cériques et même une forme légèrement en cloche, signent une remobilisation post-tectonique du minerai. C.O.Valette (1984) mentionne une fluorine jaune à l'Argentolle (Morvan) dont le spectre est proche de ceux des fluorines du Nord du Chatelard (voir fig V-61) et a laquelle il attribue un âge tertiaire (Oligocène). Mais à l'Argentière (Pelvoux) les spectres de fluorine triasique liées à la blende et à la galène présentent aussi le

même type de spectre (voir fig V-65). Dans l'état de nos connaissances sur le comportement des terres rares lors de la remobilisation il est difficile de trancher entre deux hypothèses :

-la fluorine à piégé partiellement les terres rares au cours d'un premier dépôt liasique où post-liasique.

-la fluorine déposée à la faveur de l'extension téthysienne est remobilisée au Tertiaire. Elle présente un spectre voisin des fluorines jaunes du Massif Central. Mais les spectres ne présentent jamais l'anomalie positive en Eu caractéristique de cette fluorine jaune (ensemble Rouergue - Nord Cévennes : Jébrak, 1985; Thibieroz, comm. orale)

Les nombreux critères chronologiques qui attestent de l'âge "alpin" de la mise en place de la minéralisation filonienne semblent en contradiction avec la signature géochimique des solutions fluorées. La fluorine du Chatelard est issue de circulations périphériques liées à l'ouverture téthysienne mais presque totalement remobilisée au cours des compressions alpines sans que le stock de terres rares en soit particulièrement modifié, sinon par un appauvrissement général des teneurs.

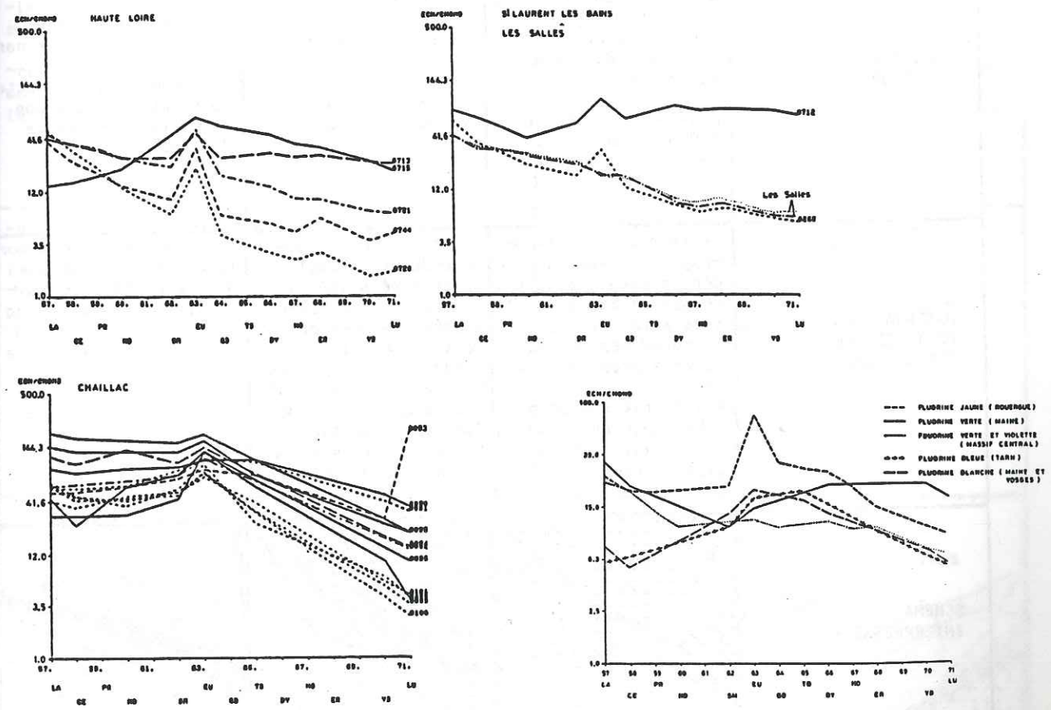
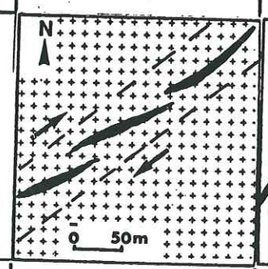
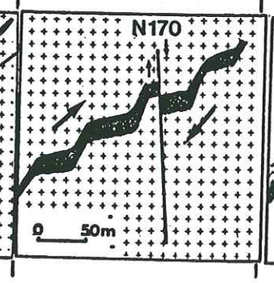
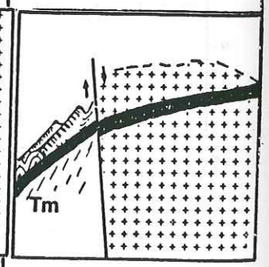
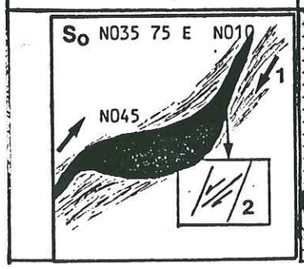
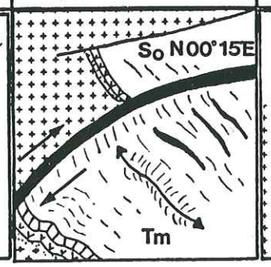
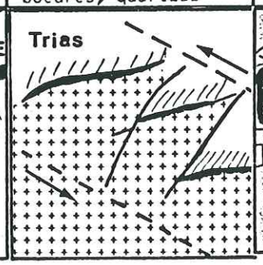
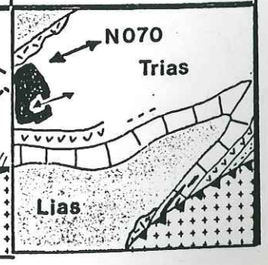


Fig V-65 : comparaisons avec d'autres spectres de terres rares dans des filons de fluorine ayant un contexte voisin de celui du Châtelard

	LE SAPEY	BOIS FEUILLET	LA FREDIERE
LOCALISATION	ALTITUDE 1700m Forêt du Sapey, depuis le chemin de l'Oullaz jusqu'à la falaise sur l'Arc	Flanc Sud Ouest du Châtelard ALTITUDE 980m à 1280m	ALTITUDE 840 m 200 m au Sud de Bois Feuillet.
ENCAISSANT	90% dans le socle 10% dans lesschistes liasiques (SW)	exclusivement dans le granite et les migmatites.	socle : granite et gneiss au SW, Trias plissé
PARAGENESE	QuartzIIbarytine; fluorine I,II,III; calcite en profondeur; blende verte (I) dans le socle; blende rouge (II) dans les schistes liasiques; galène; pyrite; chalcopyrite; cuivres gris.	Fluorine I, II, III; quartzII, calcite; barytine vers le haut; sulfures (Blendes, galène) vers la base de la structure	Fluorine I bréchifiée II en lentilles Quartz II, calcite I prismée galène en ciment dans la fluorine I
CONTROLES STRUCTURAUX	orientation : N040 1-mise en place suivant des mouvements dextres (lentilles) 2- rejeu de épontes senestre (tardif) Faille N110 à N120 associées puissance 2 à 6m sur 1500M de longueur. eextension verticale : m	Le filon réemprunte un accident antérieur morphologie donnée par les décrochements dextres détalé par des failles N170 brèche minéralisée de Bois Feuillet avec pyrrhotite et de matière organique	Orientation N045 au SW N080 à N085 à l'Est filon recoupant des structures plissées par la phase P1 Faille N170 qui affecte Bois Feuillet recoupe aussi le filon et le déforme.
OBSERVATIONS METTOGENIQUES CHRONOLOGIE	1- lentilles de fluo--rine II ouvertes en décrochement senestre 2- quartz haché (sulfa--tes antérieurs) 3- abondance de sulf--ures à proximité du Lias 4- minéralisation post schisteuse recoupant les schistes (blende II, Fluorine II)	-sulfures aux épontes (blende et galène) masse minéralisée à fluo I broyé et schistosée cimentée par de la fluorine II -Fluo III aux épontes - mise en évidence d'une zonalité oblique dans le filon liée à la paléosurface (topographie actuelle).	Fluorine II sécante sur la direction générale du filon (N75) suivant une faille N090 .
SCHEMA INTERPRETATIF			

LE ROCHERAY	MONTVERNIER	NANTUEL	LE REPLAT
ALTITUDE : 675m à l'aplomb du stade de Saint Jean de Maurienne	200m au SSW du village duNoirey. cote : 900 à 950m	ALTITUDE : 610m à 910m Ravin de Nantuel, limite NE du massif	REPLAT ss : chalet du Replat (1230m) LES JETS :entre la maison forestière de l'Uliette et les Jets (1272m)
schistes noirs domériens	FIlon : socle et Trias Stratiforme : Trias carbonaté (calcaires spathiques)	partie basse : limite socle/couverture partie supérieure : couverture triasico-liasique	calcaires spathiques triasiques
- blende rouge ou miel - galène - fluorine II rare -calcite I abondante associée à du quartz laiteux et aux sulfures	Filon : Fluorine I quartz II blende verte (très rare) stratiforme : fluorine I, II barytine tardive barytine en profondeur dans le filon.	- blende verte et miel - fluorine I, II - quartz I, II dominant - calcite rare.	- fluorine II et III - blende rouge et miel (II et III) -quartz I et II - galène tardive - pyrite
orientation N045 au SW N010 au NE forme en lentille suivant une décrochement dextre N030 -le filon se ferme à la base au contact du granite -refeu tardif suivant des mouvements senestres dans le filon.	les horizons minéralisés sont écaillés redoublement de la série carbonatée le filon est déformé par des décrochements dextres orientation du Filon N55 à N075 à l'Est.	- série d'accidents EW normaux ou inverses - compartiments N effondré - Failles N-S tradi-minerai	-plis d'axes N070 déversés vers le Nord - - fluorine conforme aux strates - galène soulignant les plans d e cisail--lement à la base de la falaise fractures N-S tardives
-dominante des sulfures en relation avec l'encaissant liasiqueschisteux. -fluorine II en ombre de pression -minéralisation post-schisteuse.	le filon décale les horizons -dans lesstratiformes: fluorine I silicifiée par microquartz puis fentes de tension à fluorine II associée à la calcite II en rhomboêdres fentes tension N150 à fluorine automorphe (III)	- minéralisation très tectonisée - apparition de blende miel - microplis à fluorine II en ciment de brèche de fluorine I - silicification des argilites vertes du Trias par quartz I -galène en ciment des brèches - calcite II en rhom-boèdres, quartzII	- blende en amas au Replat -au Jets : galène microplissée -fluorine rubanée grise - riche en matière organique
			

CHAPITRE VI

CONCLUSIONS

CONCLUSION

Replacé parmi les gîtes des Alpes occidentales, le Châtelard constitue une anomalie importante en fluorine, dont les manifestations sont ailleurs disposées le long des massifs cristallins externes. Peut-on relier cette culmination avec la localisation particulière du massif en arrière des massifs cristallins externes?

Evolution paléogéographique du massif du Châtelard : élément de marge entre Téthys et bassin du Sud-Est.

La distension triasique avortée

Les prémisses de l'ouverture téthysienne sont identifiées dans la mise en place des premières assises triasiques sur le massif.

- le rôle de haut-fond du socle granitique dès le début du Trias est révélé par un Trias très réduit n'excédant pas quelques mètres au Sud du Châtelard.

- Des incursions volcaniques de type spilitique, caractéristiques d'un amincissement crustal, se mettent en place sous forme de coulées sub-aériennes. On a rencontré quelques dykes dont les directions ne sont pas significatives. Ces venues sont polyphasées, elles se situent à la base de la série carbonatée mais se retrouvent parfois coiffant les calcaires fins (sur la Balme).

- des failles synsédimentaires influencent le dépôt des termes spilitiques

- des filons sédimentaires à remplissage pélitique rouge (Trias) au sommet de la série carbonatée confirment la tendance à la distension

L'ouverture téthysienne liasique

Le massif du Châtelard forme un môle émergé sur lequel va s'étendre la transgression liasique avec un approfondissement des faciès et une tendance

marine affichée. Cette transgression envahit les bords du Châtelard avec une intensité variable.

Le haut fond du Châtelard est limité au SW par la faille de la Balme, active au cours de toute la sédimentation du Lias. Elle conditionne le dépôt des brèches polygéniques qui s'épandent au SW dans un bassin à sédimentation pélagique.

L'énergie de dépôt de ces brèches varie en fonction de l'activité de cette bordure :

Au NW, le point le plus haut paléogéographiquement, les brèches sont de faible énergie. par contre au SE le démantèlement du substratum est très vif remaniant le socle et l'ensemble de la couverture triasique.

En plusieurs points, le long de la faille de la Balme un âge hettangien supérieur a été établi par la présence de Schlotheimia angulata (determination R.Mouterde)

L'hétérogénéîté des faciès du Lias calcaire est remarquable. Cela confirme le caractère de bloc incliné du Châtelard. La zone haute au NW dominant un plan plus abrupt à l'Ouest où s'épandent les brèches. Vers l'Est la pente est plus progressive et le Lias calcaire se dépose plus épais vers le Nord Est.

On reconstitue la coupe du massif au Lias supérieur, lorsque les faciès marneux s'homogénéisent. C'est à cette époque que l'on trouve les derniers vestiges de l'activité de la faille de la Balme avec la présence de blocs erratiques dans les marnes doméríennes.

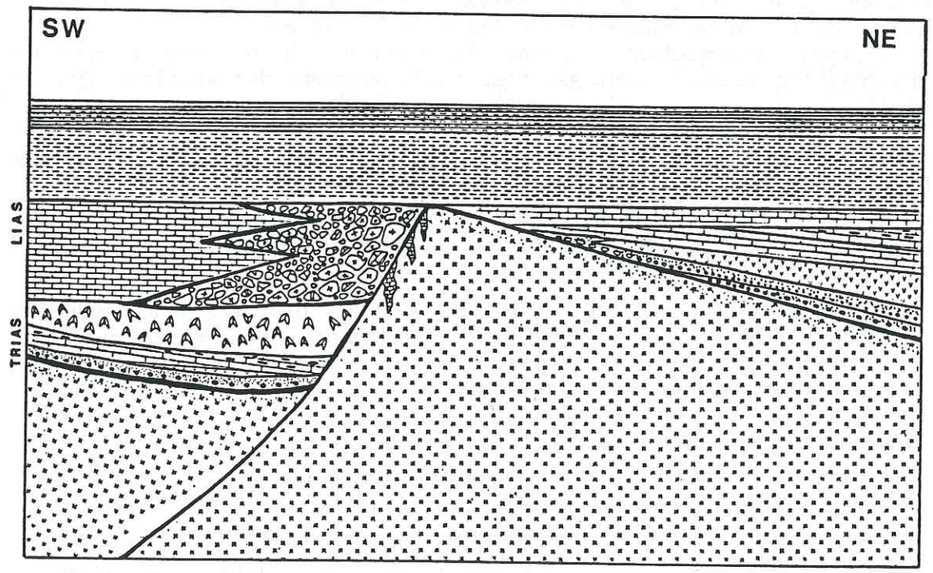


Fig VI-1 : reconstitution de la morphologie du massif du Châtelard au Lias supérieur. (Interprétation)

La reconstitution paléogéographique proposée est cohérente avec un glissement de l'ensemble du massif vers le SW, avec création d'une zone haute le long de la faille de la Balme et relèvement de son extrémité NW.

L'histoire du massif du Châtelard présente ainsi de nombreux points communs avec celle des marges passives du bassin parisien ou du bassin du Sud-Est. En d'autres termes, le contexte géologique où vont s'insérer les circulations minéralisantes est comparable. Ici les caractères paléogéographique sont plus accusés que dans le Morvan (Bois, 1978) ou les Cévennes (Elmi, 1984)

Chronologie relative des circulations minéralisantes et des déformations.

compressions cénozoïques

Le massif soumis à des contraintes compressives enregistre une série de déformations dont l'orientation marque une rotation antihoraire.

A l'Eocène la direction principale de la déformation est sub méridienne, puis elle devient progressivement E-W.

La schitosité principale (S1) est, dans le Lias réfractée à proximité du môle cristallin mais se répercute dans le socle son orientation générale est N020 à N040.

La schistosité S2, plus discrète,est plus méridienne.

Les failles qui ont joué en extension au cours de l'ouverture téthysienne sont réactivées et servent de rampe aux chevauchements vers l'Ouest du Socle sur sa couverture (faille de la Balme).

L'accident chevauchant reprend la bordure NW du massif, mais de petites écailles de socle sont générées indépendamment des failles majeures (Echaillon).

Ces déformations se répercutent dans les filons. Des décrochements dextres, associés à la phase principale de chevauchement donnent une morphologie en baïonnette aux structures minéralisées.

La chronologie repérée dans le minerai est marquée par une bréchification intense de la fluorine et l'existence de microplis congénères de ces déformations.

La morphologie actuelle des gîtes répercute l'histoire cénozoïque des déformations qui oblitèrent partiellement les témoins de la mise en place anténummulitique du minerai.

Discusssion métallogénique et contexte de dépôt

1) Minerai post-liasique déformé par les compressions alpines :

Au Lias, dans le Massif du Châtelard, on retrouve les mèmes paramètres morphologiques que sur la bordure morvandelle. Les structures hercyniennes N040 à N050 sont ouvertes au Lias (dépôt de sédiments calcaires dans le filon du Sapey). En mème temps s'ouvrent les fentes à remplissage sédimentaire de l'Oullaz ce qui montre une direction d'extension E-W.

La mise en place primaire de la minéralisation est postérieure au dépôt de ces sédiments mais antérieure aux déformations dues aux compressions cénozoïques. L'association de la minéralisation fluorée à de la matière organique (dans les brèches de Bois Feuillet) suggère la précocité du dépôt en relation avec l'ouverture des fractures.

circulation des solutions

Les stratiformes épigénisés sont portés par les premières assises carbonatées rencontrées par les solutions minéralisantes.

Par contre, les termes liasiques calcaires, quelles que soient leurs positions (directement trangressives sur le socle ou sur l'ensemble du Trias) ne présentent jamais de trace de fluorine ou de barytine stratiforme.

La présence des évaporites au sommet de la série carbonatée au NE du Massif (voir chapitre III) peut expliquer la position des stratiformes dans la série calcaro dolomitique triasique. En effet, les circulations se font le long du contact évaporites/calcaires triasiques et les niveaux poreux du Trias sont épigénisés en fluorine et enrichis en barytine (lessivages des sulfates des évaporites).

Au Sud, le système faillé en extension de la faille de la Balme et de ses ouvertures connexes (Sapey, Bois Feuillet, La Frédière) servirait de drains aux solutions.

Ces fractures permettent le dépôt des minéralisatiosn suivant une zonalité horizontale régionale (Méloux, 1968).

L'importance des drains facilite la circulation de solutions qui ne vont pas affecter les séries trangressives du Lias calcaire malgré leur position voisine.

Les solutions transitent donc par des systèmes indépendants (en apparence) du bassin liasique qui s'ouvre au SE. Ceci est en contradiction avec le dépôt des sulfures controlé par la proximité des marnes doméro toarciennes.

Il faut donc envisager que le système des circulations qui apporte tardivement la paragénèse sulfurée est différent de celui responsable des minéralisation fluorées. Une circulation contrôlée par la série marneuse est envisageable au cours des premiers stades compressifs alpins (Filon du Rocheray).

Dans le massif du Châtelard, les températures de mises en places sont assez élevées : blende à 250°C (Ochoa Alencastre, 1979), fluorine à 150°C. Mais elles reflètent surtout les températures du dépôt syntectonique de la minéralisation et des modifications apportées au système initial (Sabouraud et al, 1980).

2) comparaison avec les gisements hercyniens

Lorsqu'on compare les minéralisations du Châtelard aux gisements de fluorine - barytine d'autres massifs hercyniens, trois particularités se détachent :

1- La minéralisation est encaissée dans le socle (sous forme de filons) et dans la couverture (filons dans le Lias, stratiformes dans le Trias).

Cette continuité de la minéralisation du socle à la couverture peut aussi apparaître sur les marges passives des massifs hercyniens, où elle constituait un argument pour une mise en place "per ascenscum" (Chaillac, Ziserman, 1980) ou "per descenscum" (Barbier, 1976).

2- Au Châtelard, certains filons recoupent les structures alpines : c'est en particulier le cas du filon du Rocheray, entièrement encaissé dans le Lias schistosé avant l'introduction de la minéralisation. Cette observation simple serait en faveur d'une métallogénie "alpine" (à savoir un processus concentrateur autonome associé ou succédant aux phases compressives alpines). La réalité et les caractéristiques de cette métalogénie alimentent de nombreuses discussions (Walther, 1984, Schneider et Möller, 1980)

3- Les paragenèses comparées du Châtelard et des filons du Massif Central, à fluorine verte et violette, adulaire et quartz (Lhégu et al, 1982) montrent un net enrichissement en blende (et galène).

La signature géochimique des terres rares dans la fluorine permet de relier ce gisement à l'essentiel des gisements à fluorine verte et violette du Nord du Massif Central (Spectres à pente négative du Morvan ...).

Ces gisements possèdent des caractères morphologiques communs. Il s'agit de fractures liées à la distension téthysienne sur les marges passives du Massif Central. Les remplissages à fluorine, barytine et quartz recoupent le Trias. Des stratiformes s'individualisent dans les premières assises triasiques et liasiques. Les auteurs (Valette, 1983; Nigon, 1989; etc) ont envisagé la mise en place de la fluorine par la rencontre de solutions fluorées d'origines profondes, chaudes (bassin) et d'eau superficielles, froides.

3) origine des solutions minéralisantes du massif du Châtelard

Deux hypothèses sont envisageables :

- les sources ont un caractère proximal :

elles sont liées aux évaporites déposées à l'Est , ou au lessivage des spilites triasiques anomales en fluor (2500 ppm). Une source légèrement plus éloignée peut être liée à l'anomalie très positive en fluor du volcanisme stéphanien du Col de la Croix de Fer (D. Badia, comm. orale)

Si l'on considère les sources proximales, il faut envisager que la signature géochimique des terres rares, qui rapproche ce gisement de la "famille" des gisements Nord massif central a une signification nouvelle.

En effet, dire qu'elle n'a pas de signification revient à nier l'existence de grands types de gisements à caractères morphologiques communs confirmés par une même signature géochimique.

Par contre la signature des terres rares pourrait correspondre à un ensemble de phénomènes et de facteurs (P, T, milieu oxydant ou reducteur, salinité, etc) caractérisant le mode de mise en place des minéralisations plus que la nature de la solution.

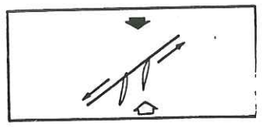
DEFORMATIONS DU MASSIF

MISE EN PLACE DU MINERAI ET DEFORMATIONS

BLENDE ET PYRITE EN STALACTITES

VERTICALISATION DES STRUCTURES AU NORD DU MASSIF
FRACTURATION NORD-SUD ET REJEU DES FAILLES N040

FLUORINE AUTOMORPHE DANS ZONE PROTEGEE.
FLUORINE III EN OMBRE DE PRESSION ET EN LENTILLES
DEFORMATION DE NANTUEL. BARYTINE TARDIVE

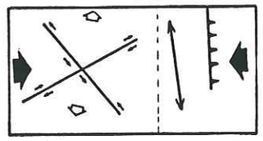


MIOCENE

COUVERTURE : ROTATION DES CONTRAINTES PRINCIPALES VERS L'OUEST.
PLISSEMENT P2 ASSOCIE A L'ARRIVEE D'ECAILLES PLUS ORIENTALES; S2 : SCHISTOSITE SUB-MERIDIENNNE
MOUVEMENT DECROCHE VAUCHANT SENESTRE DE LA FAILLE DE LA BALME (N140)
SOCLE : DECROCHEMENT DEXTRES SUIVANT LES STRUCTURES PREEXISTANTES NNE-SSW.

ECAILLAGES DES STRATIFORMES ET PLIS ASSOCIES.
LES CAISSES FILONIENNES SONT DEFORMEES SUIVANT DES DECROCHEMENTS DEXTRES (LE SAPEY)
BLENDE II (ROUGE DANS LES STRUCTURES DEJA SCHISTOSEES (ROCHERAY)

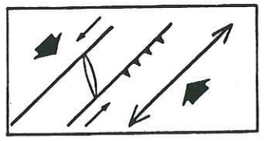
FLUORINE II EN CIMENT DE BRECHE ET IMPLIQUEE DANS DANS DES PLIS (NANTUEL)



FINI OU POST-EOCENE

COUVERTURE : PLISSEMENT P1 ET SCHISTOSITE DE PLAN AXIAL S1 N040 A NS AUTOUR DU MOLE GRANITIQUE
SOCLE : ECAILLAGE DU MASSIF VERS LE NW SUR SA COUVERTURE. OUVERTURE DE FENTES DE TENSION N170

BRECHIFICATION DE LA FLUORINE I
DEFORMATION DE LA CAISSE FILONNIENNE



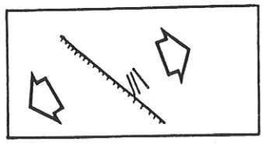
EOCENE

JURASSIQUE ?

MISE EN PLACE DE LA FLUORINE I ET DE LA BARYTINE I DANS LES STRUCTURES OUVERTES ET DANS LES LES STRATIFORMES

OUVERTURE DES FILONS SEDIMENTAIRES DE L'OULLAZ ET DEPOT DES BRECHES LE LONG DE LA FAILLE DE LA BALME

LIAS INFERIEUR



- les sources sont les eaux du bassin liasique.

La minéralisation est due à la précipitation de fluorine au contact d'eau d'origine profonde et d'eau superficielle par refroidissement des solutions (Richardson et Holland, 1978)

Nous n'avons pas d'argument discriminants en faveur de l'une ou l'autre des hypothèses. Toutefois, il est important de rappeller que dans le Massif Central, la démonstration d'une source proche pour ces minéralisations n'a pas été produite. On considère donc un stock commun dans la mer jurassique.

4) Métallogénie alpine

Lors des mouvements tertiaires, les conditions de P et de T sont réunies pour remobiliser l'ensemble de la paragenèse. L'héritage jurassique du stock de minerai à été mis en évidence mais le minerai se présente sous une forme post-schisteuse (Rocheray, le Sapey). Des restes bréchifiés et schistosés sont conservés.

Une paragénèse syntectonique a été identifiée; elle est identique à la précédente et montre des évolutions chimiques de remobilisation de la paragénèse I.

Ces évolutions sont :

- enrichissement en des blendes rouge en Fe et Cd par rapport à la blende verte (par circulation dans les marnes noires réductrices), puis appauvrissement des ces blendes en éléments en traces dans les expressions bréchifiées (blende miel). Finalement les blendes claires tardives sont encore appauvries en traces par rapport aux précédentes.

- les terres rares indiquent une constance dans la forme des spectre et des teneurs très faible marquent une remobilisation d'un stock sans modification géochimique importante (appauvrissement du spectre par exemple).

On n'individualise donc pas de métallogénie autonome liée à l'époque des compressions alpines.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ADLINE G. (1982) - Les spilites potassiques triasiques de la bordure occidentale du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes francaises): aspect volcanique et problème de la carbonatation. Thèse de Spécialité, Université de Grenoble 1, 118p.

AMIEUX P. (1981) - La cathodoluminescence dans les roches sédimentaires. Applications sédimentologiques et diagénétiques. Thèse de spécialité, Université C.Bernard (Lyon I), 214p.

ARNAUD H. (1981) - De la plateforme urgonienne au bassin vocontien : le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buech (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy). Géol. Alp., Grenoble, mém. 11, 3 vol., 804p.

AZAMBRE B., ROSSY M. (1981) - Caractère alcalin du magmatisme triasique des Corbières orientales. Bull. Soc. géol. France,(7), t.XIII, n°3,p.253-262.

BARBIER R. (1944) - Sur l'existence d'un "dôme" émergé au Lias inférieur dans le massif du Grand Châtelard (Rocheray) près de Saint Jean de Maurienne (Savoie). C.R. somm. Soc. Géol. Fr., (5), XIV, p. 38-39.

BARBIER R. (1961) - Les reliefs vindéliciens et la transgression liasique dans la zone dauphinoise, apercu paléogéographique de cette zone au Lias. Colloque Lias francais, Chambéry 1960, Mem. B.R.G.M., n°4, p. 681.

BARBIER R., BARFETY J.C. (1972) - Les structres E-W de la zone ultra-dauphinoise du pays des Arves (Savoie) et leur signification. Géol. Alpine, t. 48, p. 151-158.

BARFETY J.C. (1985) - Le jurassique dauphinois entre Durance et Rhône, étude stratigraphique et géodynamique, évolution d'une portion de la marge nord téthysienne (Alpes occidentales francaises). Thèse es sciences Grenoble, 2 vol.

BARFETY J.C., GIDON M., LEMOINE M., MOUTERDE R. (1979) - Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales francaises : la faille du col d'Ornon. C.R.A.S., Paris, t.289, série D. p.1207-1210

BARFETY J.C. et GIDON M. (1984) - Un exemple de sédimentation sur un abrupt de la faille fossile : Le Lias du versant est du massif du Taillefer (zone dauphinoise, Alpes occidentales). Rev. géol. dyn.et géographie physique, Paris, vol.25, fasc. 4, pp.267-276

BARON P. (1981) - Le Trias et le Lias inférieur de la bordure occidentale du massif du Pelvoux (Alpes occidentales) : stratigraphie et tectonique synsédimentaire. Thèse de spécialité, Grenoble.

BAS T. (1985) - Caractéristique du rifting liasique dans un secteur de la marge passive de la Téthys : le haut fond de la Mure et le bassin du Beaumont (Alpes occidentales) Thèse Fac. Sci. Grenoble, 193p., 80fig.

BAUD A., MEGARD-GALLI J. (1977) - Les milieux carbonatés du Trias et l'application de méthodes sédimentologiques comme outil de corrélation (France et régions limitrophes). Bull. B.R.G.M., IV, 3, pp.279-284.

BEACH A. (1981) - Thrust structures in the eastern Dauphinois Zone (French Alps), north of the Pelvoux Massif. Journal of Structural Geology Vol 13, n°3 pp. 289-308.,

BERGERAT F. (1987) - Paléo-champs de conrainte tertiaires dans la plateforme européenne au front de l'orogène alpin. Bull. Soc. géol. France, t.III, n°3, pp. 611-620.

BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M., BIJU-DUVAL B. (1984) - Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Masson éditeur.

BONHOMME G.M. (1982) - Age triasique et jurassique des argiles associées aux minéralisations filoniennes et de phénomènes diagénétiques tardifs en Europe de l'Ouest. Contexte géodynamique et implications génétiques. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 294 série II, pp. 521-524

BORDET (1961) - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes francaises). Thèse Mèm. Carte, Géol. Fr. Paris; 218p.

BOURBON M., CARON J.M., GRASCIANSKY P.Ch. de, LEMOINE M., MEGARD-GALLI J., MERCIER D. (1977) - Mesozoïc evolution of the western Alps : birth and developpement of part of the spreading océanic Tethys and its European continental margin. *In* BIJU-DUVAL B. et MONTADERT L. Eds., 25th Cong. C.I.E.S.M, Histoire structurale des bassins méditerranéens, Split, Yougoslavie, 1976. - Technip, Paris; pp.19-34

BRAVARD C. (1983) - Les structures à vergences Est de la zone des Aiguilles d'Arves (Savoie). Géol. Alpine, t. 59, p. 33-43.

BRAVARD C. (1983) - Précisions sur l'âge et les caractères de la tectonique du soubassement du flysch des Aiguilles d'Arves. C. R. Acad. Sc. Paris, série 2, t.297, p. 285-288.

BRIGO L., KOSTELKA L. et al. (1978) - Comparative reflections on four Alpine Pb-Zn Deposits. Time and Strata Bound Ore Deposits DD. Klemm and H.J. Schneider. Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York.

BUFFET G., AUMAITRE R. (1973) - Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins Pelvoux : (Alpes francaises occidentales). Thèse 3ième cycle, Grenoble.

DARDEAU G., ATROPS F., FORTWENGLER D., GRACIANSKY P.C.de, MARCHAND D. (1988) - Jeu de blocs et tectonique distensive au Callovien et à l'Oxfordien dans le Bassin du Sud-Est de la France. Bull. Soc. géol. France, (8), t. IV, n°5, pp. 771-777.

DURAND M., AVRIL G., MEYER R. (1988) - Paléogéographie des premiers dépôts triasiques dans les Alpes externes méridionales : importance de la dorsale delphino-durancienne. C. R. Acad. Sci. Paris, t.306, série II, p. 557-560.

CAILLERE S., KRAUT F. (1964) - Etude microscopique de la silicification des calcaires liasiques du Morvan. Bull. Soc. Fr. min. Crist. t.LXXXVII, n°94, p.328

CHERMETTE A. (1962) - Les minéralisations fluorées du massif du Rocheray (Savoie). Rapport int. B.R.G.M. D.R.M.M., 62, A7, 34p.

COLLOQUE sur le Trias de la France et des régions limitrophes. Mém. B.R.G.M., n°15.

DEBELMAS J., KERCKHOVE CL. (1980) - Les alpes franco-italiennes. Géologie Alpine t,.56

DERRE C. (1972) - Histoire des filons de fluorine et du bassin houiller de Langeac. Thèse de 3ieme cycle, Paris VI.

DUMONT T., LEMOINE M., TRICART P. (1984) - Tectonique synsédimentaire triasico-jurassique et rifting téthysien dans l'unité prépiémontaise de Rochebrune au sud-est de Briancon. Bull. Soc. géol. France, Paris, (7), XXVI, 5, pp. 921-933.

DRIAN M. (1861) - Notice sur les cristaux d'albite renfermés dans les calcaires magnésiens des environs de Modane. Soc. géol. France, ser.2, vol.18, .804-806.

DUCROS J.B. (1974) - Etude géologique et gîtologique du massif de l'Allevard, chaîne de Belledonne (Savoie). Thèse 3ième cycle, Grenoble.

ELTCHANINOFF C. (1980) - Etude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. La terminaison méridionnale du massif du Mont Blanc et les terrains de son enveloppe. Thèse de 3ieme cycle, Univ. P. et M. Curie (Paris VI).

FERRAND A., THIBIEROZ J. (1978) - Les gîtes de fluorine de l'Ouest de la province asturienne (Arlos, la Moscona, Casa del Cura, Villabona, Cocona, Ural) résultent d'une même succession de circulations paléohydrogéologiques au sein d'un horizon calcaire triasique. Bull. B.R.G.M., (2), section II, n°4, pp 335-355, 10 fig., 1 tabl., 3 pl. photo.

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 francaises). Thèse de 3ième cycle, Grenoble.

GIGNOUX M., MORET L. (1931) - Un itinéraire géologique à travers les Alpes francaises de Voreppe à Grenoble et en Maurienne. Trav. lab. Géol. Grenoble, XV, (3), 124p., XI pl.

GRAND T. (1988) - Mesozoic extensional inherited structures on the European margin of the ligurian Tethys. The example of the Bourg d'Oisans half-graben, western Alps (Grenoble-Briancon transect). Bull. Soc. géol. France, (8), t. IV, n°4, pp. 613-621.

GRAND T., DUMONT T., PINTO-BULL F. (1987) - Distensions liées au rifting téthysien et paléochamps de contrainte associés dans le bassin liasique de Bourg d'Oisans (Alpes occidentales). Bull. Soc. France, (8), III, 4, pp. 699-704.

GRAPPIN , TREUIL M., YAMAN S., TOURAY J.C. (1979) -Le spectre des Terres Rares de la fluorine en tant que marqueur des propriétés du milieu de dépôt et des interactions entre solutions minéralisantes et roches sources. Exemple pris dans le district de la Marche occidentale (France). Min. Deposita, n°14, pp. 297-307.

GUILLOT P.L., CLUZEL D. (1986) - A propos de la schistosité (varisque et/ou alpine) dans le domaine subalpin : l'exemple du Grand Châtelard (Savoie). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 303, série II, n°5, pp. 407-411.

JEBRAK M., LHEGU J. (1982) - Les filons de basse température dans les socles. Le district à fluorine de l'Albigeois cristallin. Rapport de synthèse. Rapport du B.R.G.M.,82 SGN 738 GMX.

JEBRAK M. (1984) - Contribution à l'histoire naturelle des filons (F, Ba) du domaine varisque francais et marocain. Essai de caractérisation structurale et géochimique des filons en extension et en décrochement. Doc. du B.R.G.M. n°99.

KASTNER M., SIEVER R. (1979) - Low temperature feldspars in sedimentary rocks. American Journal of Science, Vol.279, p. 235-479.

KILLIAN W., REVIL J. (1904-1912) - Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Mém. Carte Géol. Fr., t. 1 et 2.

LANDRY P. (1978) - Données nouvelles sur la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes au Sud du Mont Blanc. Géol. Alpine, Grenoble, t.54, pp.83-112.

LEGHU J., JEBRAK M., TOURAY J.C., ZISERMAN A. (1982) - Les filons de fluorine et de barytine du Massif central francais. Bull. B.R.G.M. (2) sectionII, n°2, 1982, pp.165 à 177, 4 fig.

LEMOINE M. (1984) - La marge occidentale de la Téthys ligure et les Alpes occidentales. *in* : G. BOILLOT Ed., Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France.

LEMOINE M., GIDON M., et BARFETY J.C. (1981) - Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias, lors du rifting téthysien. C.R.A.S., Paris, t. 292, II, p. 917-920.

LORY C. (1861) - Comptes rendus d'une excursion géologique en Savoie : Soc. géol. France Bull. ser.2, vol.18, p.705-825.

MARCHAND L., JOSEPH D., TOURAY J.C., TREUIL M. (1976) - Critères d'analyse géochimique des gisements de fluorine basés sur l'étude de la distribution des lanthanides - application au gîte de Maine (71 - Cordesse, France). Mineralium Deposita, n°11, p.357-379.

MASCLE G., ARNAUD H., DARDEAU G., DEBELMAS J., DUBOIS P., GIDON M., GRACIANSKY P.C. de, KERCKHOVE C., ET LEMOINE M. (1986) - Halocinèse précose sur la marge téthysienne alpine : vers une réinterprétation des zones de gypses des Alpes. C. R. Acad. Sci. Paris 302, pp. 963-968.

MASCLE G., ARNAUD H., DARDEAU G., DEBELMAS J., DELPECH P.Y, DUBOIS P., GIDON M., GRACIANSKY P.C. de, KERCKHOVE C., ET LEMOINE M. - Salt tectonics, Tethyan rifting and Alpine folding in the French Alps. Bull. Soc. géol. France, 1988, (8) , t. IV, n°5, pp. 747-758.

MEARY A. (1983) - Etude par résonance paramagnétique électronique et activation neutronique du comportement d'ions lanthanides dans la fluorine. Application à l'étude géochimique des filons de Montroc et du Burc (Tarn). Thèse de doctorat de spécialité géol. appl. option Pétrologie-Métallogénie. Grenoble.

MEARY A., TOURAY J.C., GALLAND D., JEBRAK M. (1985) - Interprétation de l'anomalie en Europium des fluorines hydrothermales - données de la résonance paramagnétique électronique : Application au gîte de fluorine de Montroc (Tarn, France). Chemical Geology, n°48, p. 115-124.

MEGARD-GALLI J., FAURE J.L. (1988) - Tectonique distensive et sédimentation au Ladinien supérieur-Carnien dans la zone brianconnaise. Bull. Soc. géol. France, 1988, (8), t.IV, n°5, pp; 705-715.

MELOUX J. (1968) - Les minéralisations fluorées du Massif du Rocheray (Savoie). Bull. B.R.G.M., série 2, n°1, pp. 43-54.

MELOUX J. (1975) - ALpes du Nord. Bilan synthétique de 10 années de prospection. Rapport int. B.R.G.M., 75 RME 023 FE.

MOUTERDE R. (coord.) et al - Jurassique inférieure Lias in Debrand Passard et al . Synthèse géologique du Sud Est de la France. Mèm. B.R.G.M. Fr Paris, n°125, pp. 118-176.

OCHOA ALENCASTRE A. (1979) - Etude gîtologique des minéralisations fluorées du massif du Rocheray, Savoie. Thèse 3ièmecycle, Univ. C.Bernard - Lyon I.

PARJADIS DE LA RIVIERE (1960) - Quelques précisions sur les formations spilitiques de la couverture triasisque du massif du Grand Châtelard (Savoie). Bull. Soc. géol. France, v.7, n°2, pp. 108- 112.

PONCERRY E. (1981) - Contribution à l'étude géologique des granitoïdes de Vallorcine, Beaufort, Lauzière, de leur encaissant et des minéralisations uranifères associées. Alpes francaises. Thèse de doctorat de Spécialité ,Grenoble.

ROSTAN P.; TURCO G. (1982) - Essai de synthèse sur la distribution des filons fluorobarytiques du district provencal (Maures, Tanneron, Esterel). Bull B.R.G.M., (2), sectionII, n°2, 1982, pp 179-185.

ROUTHIER P. (1978) - Où sont les métaux pour l'avenir? Mémoire du B.R.G.M. n°105.

RICHARDSON C.K., HOLLAND H.D. (1979) -Fluorite deposition in hydrothermal systems. Geochimica et Cosmochimica Acta vol. 43, pp.1327-1335.

RICOUR J. (1962) - Contribution à une révision du Trias francais. Thèse Mem. carte Géol. Fr., n°54, p.4-61

SARROT-REYNAUD J. (1963) - Trias des zones externes des Alpes francaises. Coll. Trias franc. Montpellier, 1961. Mèm. B.R.G.M., n°15, p. 249.

SABOURAUD C., MACQUAR J.C., ROUVIER H. (1980) -Les inclusions fluides témoins et faux témoins des conditions de dépôts. Quelques exemples pris dans les minéralisations de Pb, Zn, Ba, F, au sud du Massif Central francais. Minéral. Deposita, Berlin, 15, pp. 211-230

SCHNEIDER M.J., MOLLER P., PAREKH P. (1975) - Rare earth elements distrubution in fluorite and carbonate sediments of the East-Alpine-Mid-Triasic sequence in the Nordliche Kalkalpen. Mineral. Deposit., Berlin, 10, pp.330-344

SERRE A. (1983) - Evolution géodynamique d'un secteur de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales : "les unités à flysch paléogène de la région de St Jean de Maurienne (Savoie)". Trav. du département des sciences de la Terre, n°1, Chambéry, 1983.

SIVADE M.A (1984) - Etude métallogénique des minéralisations filoniennes du massif du Rocheray (Savoie). Mèm. D.E.A Géol., App. PARIS pp.88 carte h.t. (inédit).

SIVADE M.A. et OBERT D. (1988) - chronologie des déformations post-hercyniennes et des minéralisations fluorées - Filons et stratiformes - du Massif du Rocheray (Grand Châtelard) Savoie. Bull. B.R.G.M. (à paraître)

SY D. (1983) - Géologie et géochimie métallifère de Chaillac (Indre). Contribution à l'exploitation et à la valorisation d'un gisement de barytine. Thèse de 3ième cycle, Université Paris VI.

THIBIEROZ J. (1974) - Hammam Djedidi et Hammam Zriba région de Zaghouan, Tunisie. Etude géologique et minère de deux gisements stratiformes dans le cadre de la province fluorée tunisienne.
L'association des concentrations fluorées aux surfaces d'emersion. Thèse do. sp. Lab. de Géol. App. Paris VI.

THIBIEROZ J. (1979) - Gisements de fluorine du Morvan, filons et stratiformes; hypothèse per descensum. Bull. inform. Geol. Bassin Paris Vol 16, n°3, Paris.

THIBIEROZ J. (1982) - Typologie des gîtes de fluorine. Répartition des gisements en France et dans les régions voisines. Bull. B.R.G.M. (2), section II n°4, 1982, pp. 437 à 449, 5 fig.

TRIFT M., et GRACIANSKY P.Ch. de. (1988) - Aspects du rifting téthysien : petits grabens et mégabrèches du Domérien Toarcien sur le plateau d'Emparis (Isère et Hautes Alpes). Bull. Soc. géol. France, 1988, (8), t. IV, n°4, pp.643-650.

VALETTE C.O. (1983) - Karst et filon à fluorine dans le faisceau synclinal du Morvan : Le gisement d'Argentolle (Saône et Loire, France). Document du B.R.G.M., n°58.

VATIN-PERIGNON N. (1966) - Géologie du massif du Grand-Chatelard (Savoie). Trav. Lab. Géol. Grenoble, t.42, 1966.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I : PRESENTATION ET TRIAS

photographie n°1 : la Balme et la vallée de la Maurienne depuis le sommet du Châtelard vers le SE. Les spitites se déposent sur une épaisseur importante à droite de la photo (plus de 10m) et les calcaires les recouvrent (à gauche). A droite le massif est limité par la faille de la Balme.

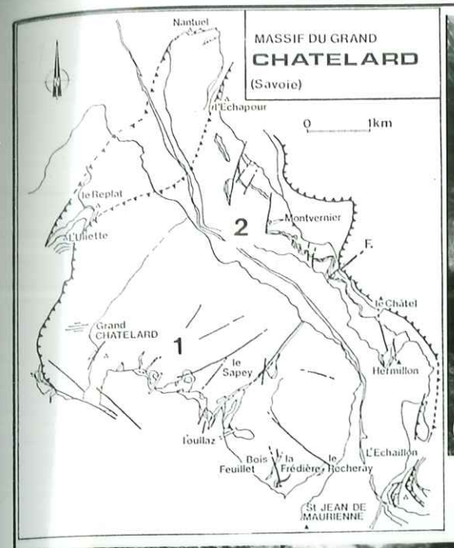
photographie n°2 : coupe de la chapelle de Montvernier, en rive droite de l'Arc. La trilogie sédimentaire classique grès, spilites, calcaires et dolomies se dépose sur le socle cristallin. Les numéros se rapportent aux faciès représentés sur les photos suivantes.

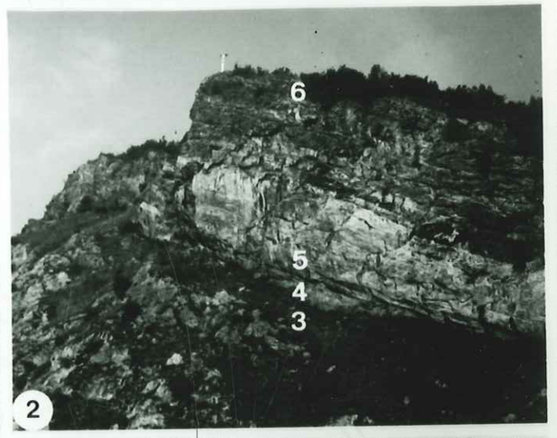
photographie n°3 : L'Echaillon, grès triasiques à éléments de quartz roses reposant directement sur le socle arénisé. (1,5m)

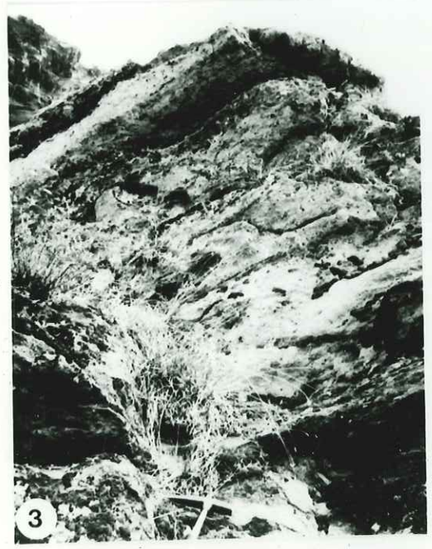
photographie n°4 : échantillon de spilites à vacuoles de calcite et chlorite de la partie sommitale des coulées de la Balme.

photographie n°5 : slumps dans les niveaux de base de la série carbonatée à Montvernier. Les calcaires dolomitiques ont une patine capucin .

photographie n°6 : silicification du sommet de la série carbonatée. Faciès à pustules : pseudomorphose siliceuse de nodules sulfatés (chicken wire)







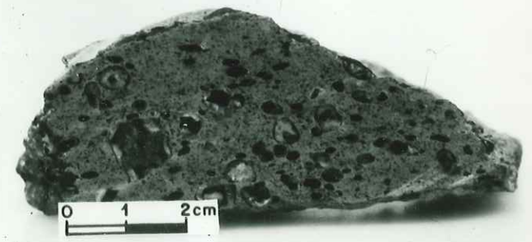


PLANCHE II : LE LIAS

LES BRECHES

photographie n°1: route de l'Oullaz, contact entre le socle (à droite sur la photo) et les schistes liasiques. Ce contact est renversé par les phases tertiaires.

photographie n°2 :brèche de socle à ciment calcaire noir. Elle se localise (à l'Oullaz) au contact du granite et des premiers niveaux de la transgression liasique.

photographie n°3 : brèche polygénique I . Premier dépôt liasique le long de la faille de la Balme (flanc SW) . Les éléments de la brèche sont des dolomies triasiques à patine ocre plus rarement éléments de grès. Le ciment est micritique fin.

photographie n°4 : " brèche de Bois Feuillet", équivalent des brèches rencontrées à l'Oullaz (photo n°2). Ici le ciment est siliceux . Il s'agit d'une brèche d'éclatement due à la proximité de la paléosurface.

LES FILONS SEDIMENTAIRES

photographie n°5 : A l'Oullaz des filons tardifs recoupent les dépôts liasiques et le socle granitique. On note des concrétionnements de sulfures (pyrite, blende), des concrétions de calcite et des stalactites verticales de pyrite dans des sédiments gris

photographie n°6 : filonnet à remplissage de calcaire fin gris à concrétions de pyrite et calcite blanche. Faciès de brèche dans les filons de clastiques de l'Oullaz.

LES BRECHES

LES FILONS

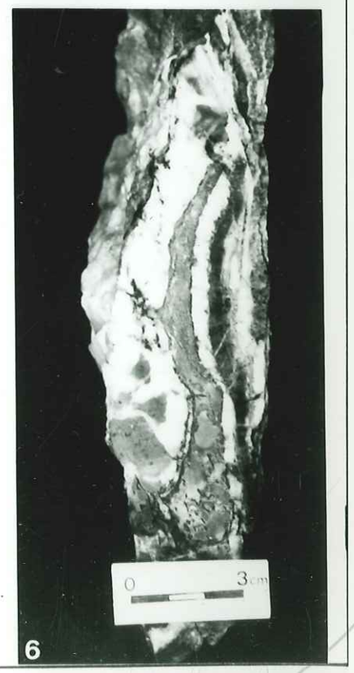


PLANCHE III MONTVERNIER

photographie n°1 : Trias de Montvernier reposant stratigraphiquement sur le socle (voir pl. I et II). La structure minéralisée de Montvernier apparait en clair. Une faille N170 recoupe l'ensemble et se retrouve dans la falaise(sous la croix de Montvernier). Au fond, le village du Noirey.

photographie n°2 : filon minéralisé de Montvernier sur la vallée de l'Arc. On voit le contact avec les horizons minéralisés (à droite) et le rebroussement tardif de la faille qui contient le filon.

photographie n°3 : horizon minéralisé de Montvernier dans les calcaires spathiques du Trias. Les zones claires sont silicifiées et contiennent de la fluorine et de la barytine (dominante).

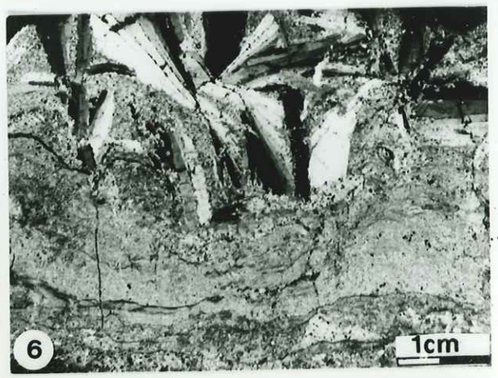
photographie n°4 : pli dans les niveaux silicifés à barytine de la rive droite de l'arc. Le minerai est affecté par la schistosité de plan axial.

photographie n°5 : faciès de sédiments fins de type karstique silicifiés à "box works" de fluorine dans les calcaires minéralisés de Monvernier.

photographie n°6 : lame mince dans le stratiforme de Montvernier. La barytine en gerbe repousse les sédiments puis le tout est silicifié par le quartz I.

photographie n°7 : lame mince dans le stratiforme de Montvernier. Fantômes de minéraux aciculaires silicifiés (sulfates). La fluorine I en cubes isolés est silicifiée par le quartz I. Une phase de fracturation ouvre des fentes de tension à quartz automorphe et à remplissage de fluorine.

MONTVERNIER



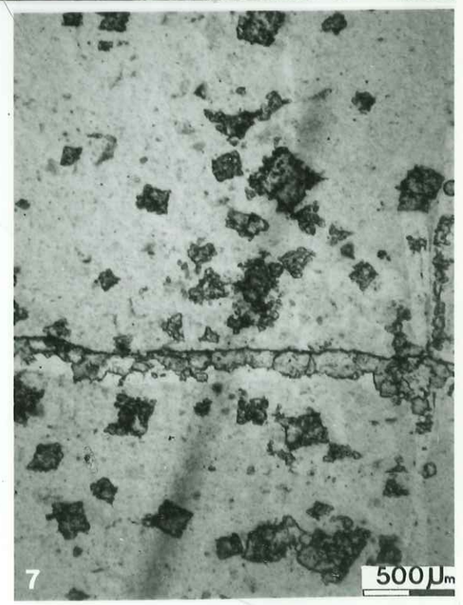


PLANCHE IV LES FILONS

photographie n°1 : Filon du Sapey dans la falaise sur l'Arc vu depuis la rive droite.
L' abaissement du panneau sud a permis la conservation de la série triasique qui apparaît légèrement plissotée (à gauche de la photo) sur le granite. Le panneau nord ne montre plus de trace de Trias.

photographie n°2 : détail du contact filon (à gauche)/encaissant (granite) du filon du Sapey. la silicification pénètre dans le granite. Le minerai est très fracturé.

photographie n°3 : éponte du filon du Sapey avec des cristaux de fluorine automorphes (Fluorine III) recouverts par du quartz en peigne tardif.

photographie n°4 : filon de Bois Feuillet, arête centrale rubanée à fluorine (I et II) dominante. Les épontes à blende et galène dominantes ont été exploitées par les mineurs (dépilage à droite).

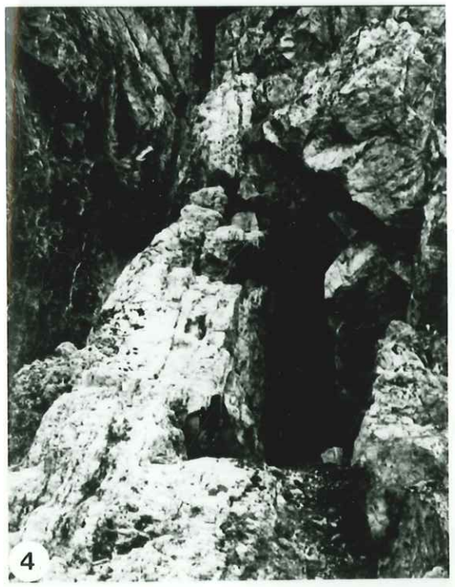
photographie n°5 : faciès de quartz "haché" aux épontes du filon de Bois Feuillet.

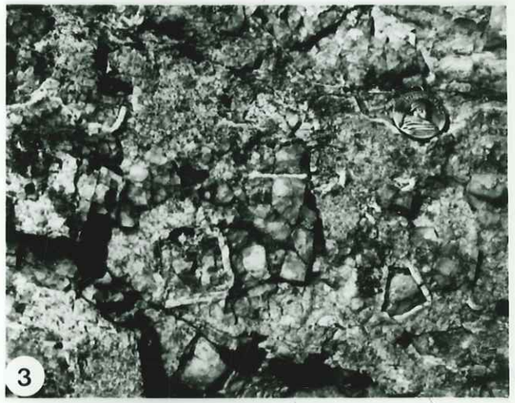
photographie n°6 : brèche de Bois Feuillet à éléments de granite et ciment siliceux noir recoupée par un filonnet à fluorine, galène et calcite prismée (en haut).

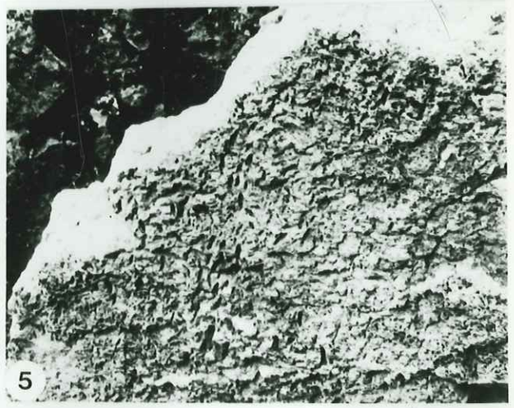
photographie n°7 : faciès particulier de la brèche de Bois Feuillet. Le ciment est minéralisé en blende rouge , fluorine, pyrite et rare pyrrhotite.

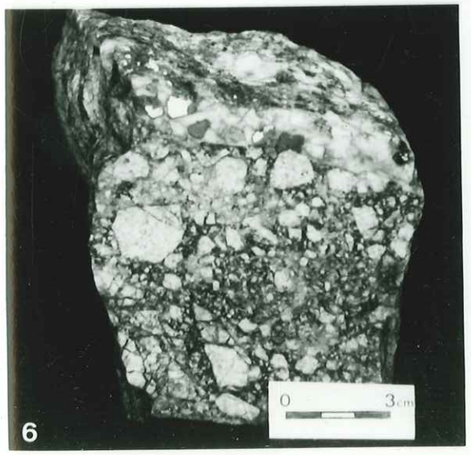
1

2

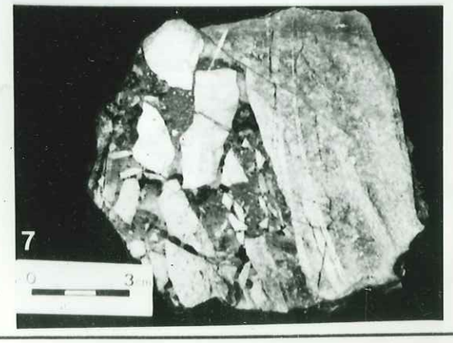

4


3


5



6



7

PLANCHE V MINERAI

photographie n°1 : minéralisation dans le filon du Rocheray. La blende au centre est majoritaire; dans la paragenèse elle est associée à du quartz II et à de la calcite blanche (liséré périphérique).

photographie n°2 : section basale d'un quartz III automorphe. Sa croissance englobe des reliques de fluorine II.(Filon de Bois Feuillet)

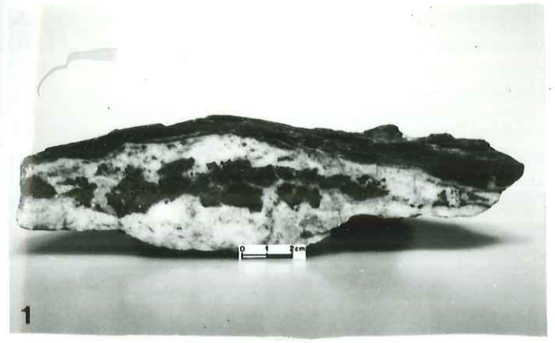
photographie n°3 : Bois Feuillet, fluorine III automorphe se développant au dépens de la blende I dans le quartz II.

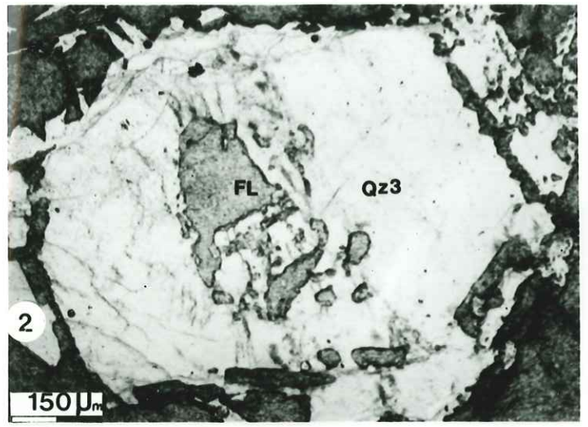
photographie n°4 : Bois Feuillet, brèche de fluorine I et calcite I partiellement silicifiée localement cimentée par la fluorine II.

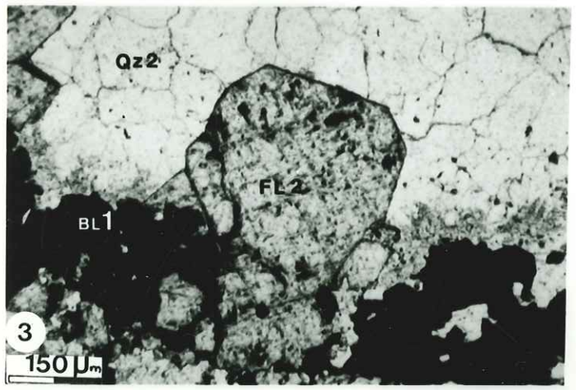
photographie n°5 : minerai du filon du Rocheray. En gris sombre la fluorine (nicols légèrement décroisés) s'infiltre dans la schistosité du Domérien (schistes noirs). En blanc le quartz présente des faciès en ombre de pression ainsi qu'une phase de fluorine tardive.

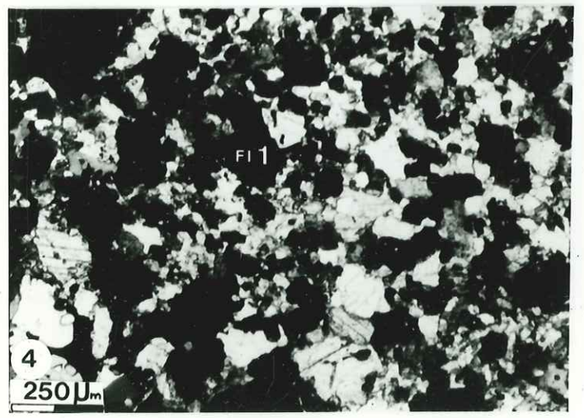
photographie n°6 : En haut, le quartz II silicifie des éléments sombres; en bordure de ces zones croit un quartz III automorphe qui recoupe la fluorine II.

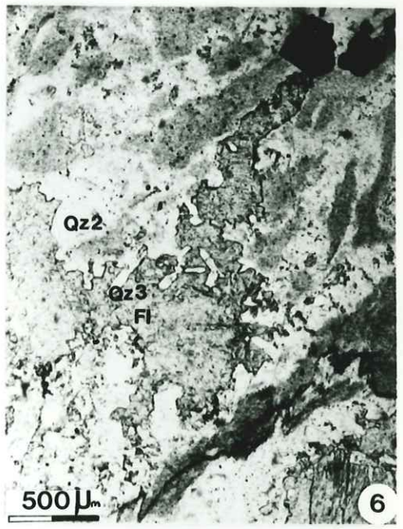
photographie n°7 : horizon minéralisé de Montvernier. Le microquartz I silicifie les calcaires triasiques. Une calcite automorphe tardive (Ca II) se surimpose à cette silicification , elle est associée à la fluorine des fentes de tension.


1









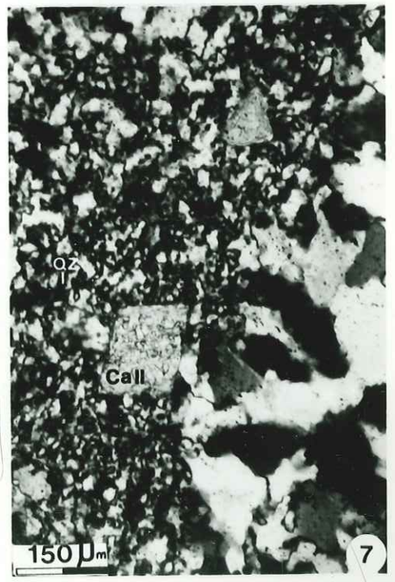


PLANCHE VI CATHODOLUMINESCENCE

photographie n°1 : Filon de Bois Feuillet, la fluorine I est zonée elle appara en bleu clair à sombre. Une fracturation bréchifie le minerai qui est silicifé (quart: non luminescent)

photographie n°2 : La fluorine I zonée presente un faciès automorphe plus o moins fracturé par le microquartz (I) (Bois Feuillet)

photographie n°3 : filon du Sapey, la fluorine I zonée et claire (au centre) conservée à l'abris des déformations autour du quartz II. La fluorine II (foncée, à gauche) corrode les bords de la fluorine I.

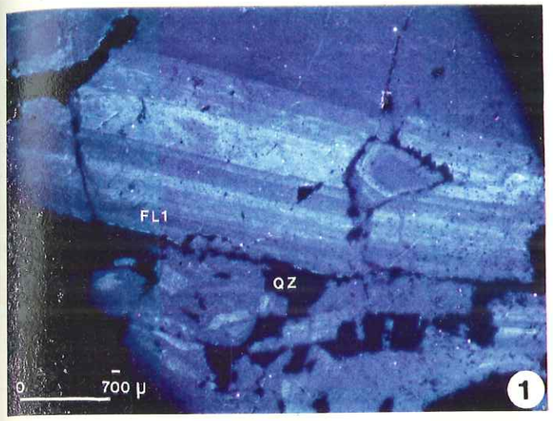
photographie n°4 : Bois Feuillet . La fluorine I est corrodée par la fluorine I La calcite (orange vif) conserve des reliques de fluorine I et II.

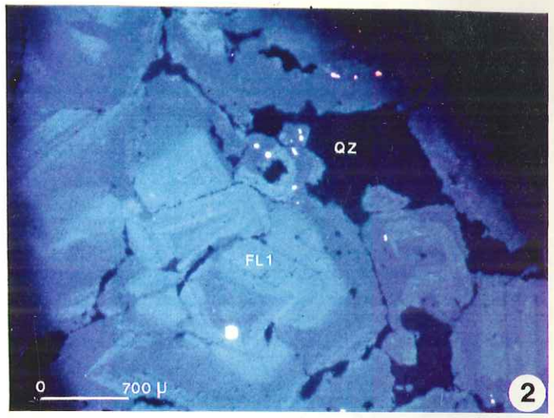
photographie n°5 : brèche de fluorine : éléments de fluorine I dans un cimer de fluorine II (Nantuel).

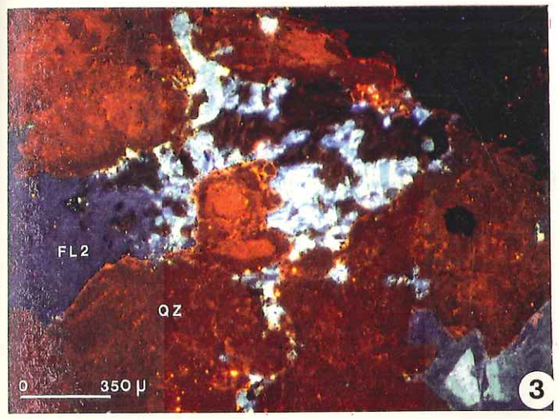
photographie n°6 : géode de quartz II à Nantuel présentant une luminescence marron claire caractéristique de ce faciès. Les différences de couleurs correspon aux zones de croissance.

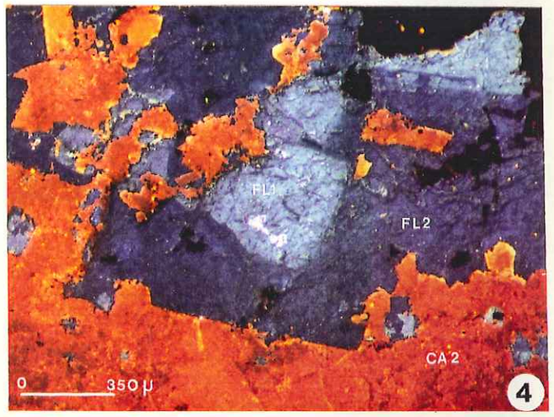
photographie n°7 : Les Jets. Faciès de minerai déformé par la tectonique compressive dans le stratiforme des Jets. La fluorine se présente uniquement sou faciès foncé (II) plissoté en alternance avec la calcite II.

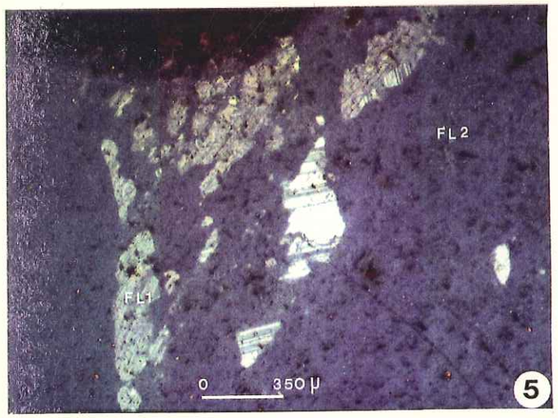
photographie n°8 : Filon du Sapey, la blende verte (masse sombre) est fracturée, et les fractures sont remplies de fluorine tardive foncée (III). Les trait rouges soulignent les altérations carbonatées de la blende.

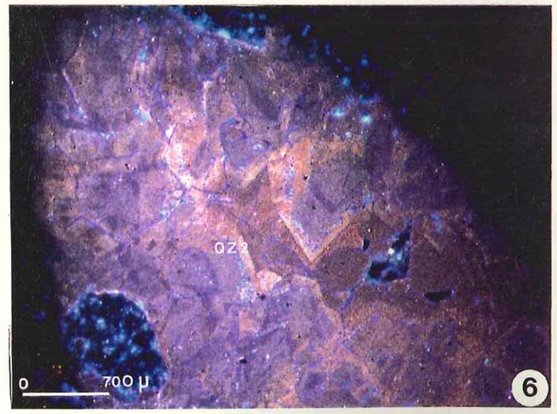


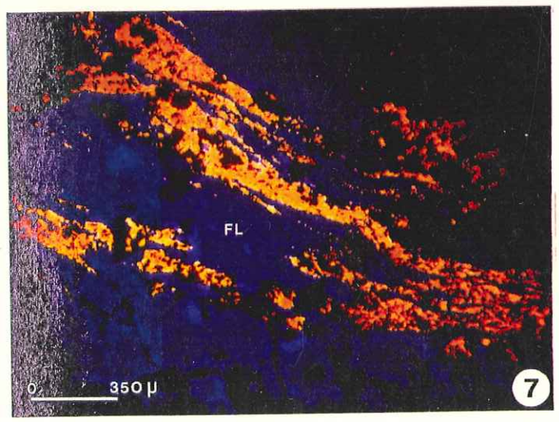


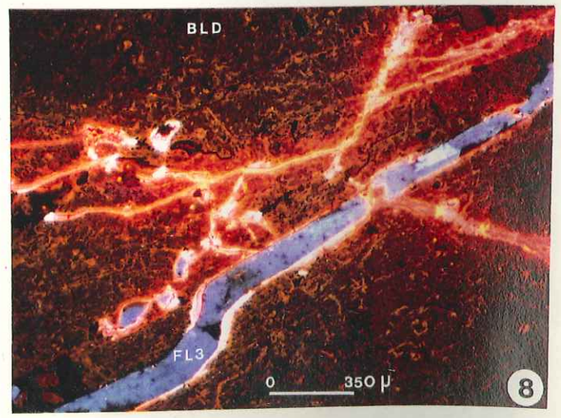












ANNEXES

FILON DU SAPEY : SA 15 :

ELEMENT				
S :	0.3312	0.3273	0.3300	0.3269
FE :	0.0380	0.0319	0.0304	0.0296
AS :	0.0000	0.0001	0.0009	0.0010
PB :	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
AG :	0.0000	0.0004	0.0000	0.0000
AU :	0.0008	0.0000	0.0000	0.0004
CU :	0.0016	0.0002	0.0000	0.0000
BI :	0.0011	0.0000	0.0041	0.0000
ZN :	0.6143	0.6150	0.6155	0.6284
CD :	0.0041	0.0059	0.0050	0.0043
GE :	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
SN :	0.0007	0.0004	0.0000	0.0005
SB :	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
TOTAL :	0.9918	0.9811	0.9858	0.9911

SA 62 :

	95	104	105	106	107	108
S	0.32791	0.33425	0.33305	0.32992	0.32005	0.32541
ZN	0.64721	0.64682	0.64623	0.64657	0.63845	0.65034
AS	0.00004	0.00000	0.00000	0.00032	0.00000	0.00000
AG	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00022
PB	0.00138	0.00000	0.00000	0.00000	0.00084	0.00054
FE	0.00305	0.00272	0.00292	0.00237	0.00334	0.00364
GE	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
SB	0.00000	0.00042	0.00000	0.00000	0.00203	0.00000
BI	0.00024	0.00085	0.00044	0.00255	0.00000	0.00034
CC	0.00000	0.00000	0.00008	0.00000	0.00013	0.00000
CD	0.00315	0.00232	0.00344	0.00438	0.00410	0.00336
NI	0.00000	0.00000	0.00000	0.00034	0.00000	0.00000
CU	0.00000	0.00032	0.00000	0.00000	0.00208	0.00069
	0.98298	0.98770	0.98616	0.98643	0.97122	0.98454

SA 100 :

	76	77	84	86	87	88	91	92
BI	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00029	0.00000
S	0.31411	0.31173	0.31615	0.30988	0.30486	0.31833	0.31399	0.31880
AU	0.00000	0.00028	0.00000	0.00068	0.00034	0.00034	0.00023	0.00045
FE	0.00594	0.00642	0.00530	0.00235	0.02029	0.00422	0.00095	0.00399
CD	0.00000	0.00000	0.00007	0.00000	0.00000	0.00013	0.00000	0.00026
NI	0.00004	0.00006	0.00066	0.00021	0.00000	0.00000	0.00000	0.00003
CU	0.00028	0.00064	0.00011	0.00000	0.00000	0.00000	0.00037	0.00028
AS	0.00000	0.00032	0.00000	0.00000	0.00129	0.00001	0.00031	0.00000
ZN	0.66067	0.66040	0.65952	0.66006	0.63325	0.66003	0.66265	0.66765
PB	0.00000	0.00000	0.00000	0.00013	0.00007	0.00000	0.00000	0.00000
AG	0.00031	0.00000	0.00000	0.00022	0.00008	0.00000	0.00062	0.00036
CD	0.00147	0.00207	0.00137	0.00177	0.00073	0.00199	0.00226	0.00137
SB	0.00096	0.00000	0.00075	0.00087	0.00017	0.00000	0.00070	0.00046
	0.98378	0.98192	0.98393	0.97617	0.96108	0.98496	0.99037	0.99356

FILON DU ROCHERAY : RO 05

ELEMENT

S	:	0.3341	0.3304	0.3375	0.3311	0.3329	0.3360	0.3270	0.3313
FE	:	0.0240	0.0287	0.0260	0.0248	0.0282	0.0240	0.0269	0.0268
AS	:	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0004	0.0000	0.0003
BI	:	0.0000	0.0000	0.0028	0.0000	0.0014	0.0000	0.0003	0.0000
CO	:	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000
PB	:	0.0000	0.0000	0.0028	0.0059	0.0104	0.0001	0.0002	0.0003
NI	:	0.0000	0.0010	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
AG	:	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0020	0.0000	0.0000	0.0000
CU	:	0.0000	0.0000	0.0000	0.0020	0.0010	0.0000	0.0000	0.0000
SB	:	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
ZN	:	0.6383	0.6348	0.6125	0.6128	0.6185	0.6361	0.6321	0.6275
		0.9972	0.9949	0.9818	0.9766	0.9948	0.9967	0.9865	0.9862

RO 05

ELEMENT

S	0.3303	0.3349	0.3305
FE	0.0261	0.0237	0.0246
AS	0.0000	0.0002	0.0000
BI	0.0000	0.0000	0.0000
CO	0.0000	0.0000	0.0000
PB	0.0029	0.0000	0.0059
NI	0.0009	0.0001	0.0000
AG	0.0000	0.0000	0.0000
CU	0.0000	0.0000	0.0000
SB	0.0000	0.0000	0.0000
ZN	0.6253	0.6431	0.6328
TOTAL :	0.9855	1.0020	0.9938

RO 05

	73	70
BI	0.00000	0.00000
S	0.31654	0.32134
AU	0.00030	0.00017
FE	0.04356	0.03847
CO	0.00076	0.00009
NI	0.00016	0.00000
CU	0.00025	0.00045
AS	0.00006	0.00020
ZN	0.63984	0.62935
PB	0.00000	0.00000
AG	0.00042	0.00000
CD	0.00572	0.00358
SB	0.00000	0.00016
	1.00775	0.99381

FILON DE BOIS FEUILLET : BF 01

ELEMENT

S	: 0.3256	0.3315	0.1332
FE	: 0.0008	0.0034	0.0000
AS	: 0.0000	0.0003	0.0000
BI	: 0.0020	0.0000	0.0000
CO	: 0.0000	0.0000	0.0000
PB	: 0.0003	0.0028	0.8505
NI	: 0.0001	0.0000	0.0008
AG	: 0.0000	0.0000	0.0000
CU	: 0.0000	0.0000	0.0008
SB	: 0.0000	0.0000	0.0000
ZN	: 0.6427	0.6384	0.0000
TOTAL	0.9715	0.9765	0.9853

BF 09 :

	45	46	47	50	53	54
S	0.33051	0.32873	0.33052	0.32886	0.32960	0.32700
ZN	0.64893	0.64425	0.64678	0.64610	0.66253	0.64860
AS	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00069	0.00000
AG	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
PB	0.00000	0.00000	0.00162	0.00005	0.00030	0.00000
FE	0.00942	0.00885	0.00935	0.01014	0.00846	0.00933
GE	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
SB	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00037
BI	0.00028	0.00000	0.00000	0.00000	0.00028	0.00000
CO	0.00000	0.00016	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
CD	0.00469	0.00349	0.00551	0.00465	0.00439	0.00386
NI	0.00000	0.00000	0.00000	0.00015	0.00000	0.00000
CU	0.00000	0.00026	0.00038	0.00000	0.00000	0.00003
	0.99383	0.98574	0.99416	0.98995	1.00645	0.98919

STRATIFORME DU REPLAT : RE 01

	1	5	6	10	11	14	15
S	0.33232	0.32703	0.32849	0.33191	0.32895	0.33101	0.33258
ZN	0.64186	0.63820	0.64208	0.63931	0.64308	0.63451	0.64130
AS	0.00001	0.00000	0.00000	0.00000	0.00103	0.00000	0.00000
AG	0.00000	0.00000	0.00005	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
PB	0.00302	0.00025	0.00137	0.00000	0.00083	0.00073	0.00000
FE	0.02705	0.02247	0.02045	0.02419	0.02453	0.02061	0.02107
GE	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
SB	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
BI	0.00000	0.00000	0.00000	0.00057	0.00000	0.00104	0.00000
CO	0.00000	0.00000	0.00043	0.00012	0.00000	0.00002	0.00000
CD	0.00326	0.00368	0.00239	0.00358	0.00220	0.00210	0.00257
NI	0.00000	0.00000	0.00007	0.00000	0.00017	0.00008	0.00000
CU	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00027	0.00000
	1.00749	0.99163	0.99535	0.99968	1.00081	0.99037	0.99752

RE 12 b :

	17	22	27	28	29	30
S	0.32771	0.32886	0.33594	0.33012	0.33283	0.33015
ZN	0.64834	0.65146	0.64965	0.65014	0.64555	0.64873
AS	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
AG	0.00000	0.00000	0.00001	0.00000	0.00024	0.00000
PB	0.00322	0.00123	0.00000	0.00029	0.00000	0.00000
FE	0.00000	0.00000	0.00047	0.00000	0.00690	0.00192
GE	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
SB	0.00005	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
BI	0.00037	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00191
CO	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00004	0.00000
CD	0.00083	0.00180	0.00119	0.00270	0.00089	0.00087
NI	0.00000	0.00000	0.00000	0.00005	0.00000	0.00000
CU	0.00000	0.00012	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
	0.98052	0.98347	0.98726	0.98330	0.98645	0.98358

RE 11 b :

	60	61	62	65	66
S	0.33133	0.33110	0.33503	0.31995	0.33476
ZN	0.64008	0.64403	0.63817	0.63507	0.64524
AS	0.00019	0.00001	0.00000	0.00000	0.00000
AG	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
PB	0.00415	0.00000	0.00000	0.00170	0.00000
FE	0.00365	0.00019	0.00235	0.00157	0.00439
GE	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00007
SB	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
BI	0.00097	0.00013	0.00017	0.00000	0.00067
CO	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00056
CD	0.00140	0.00289	0.00093	0.00166	0.00225
NI	0.00008	0.00012	0.00000	0.00083	0.00000
CU	0.00013	0.00000	0.00006	0.00000	0.00000
	0.98198	0.97847	0.97671	0.96078	0.98794

GISEMENT DE NANTUEL : NO 25

	70	71	72	75	76	90	91
S	0.32962	0.33415	0.33184	0.33472	0.33393	0.33524	0.33229
ZN	0.64155	0.64178	0.63821	0.65703	0.63823	0.63124	0.63291
AS	0.00003	0.00000	0.00000	0.00000	0.00006	0.00005	0.00000
AG	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
PB	0.00155	0.00226	0.00000	0.00000	0.00138	0.00208	0.00125
FE	0.01437	0.01497	0.01342	0.01577	0.01345	0.01436	0.01438
GE	0.00031	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
SB	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00007	0.00072
BI	0.00000	0.00000	0.00000	0.00083	0.00005	0.00000	0.00000
CO	0.00051	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00020	0.00000
CD	0.00380	0.00243	0.00284	0.00359	0.00365	0.00227	0.00330
NI	0.00001	0.00018	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00024
CU	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00069
	0.99175	0.99577	0.98631	1.01194	0.99077	0.98531	0.98578

NO 13 :

	109	110	111	114
S	0.33077	0.33207	0.33142	0.33101
ZN	0.63863	0.64789	0.64454	0.64494
AS	0.00008	0.00000	0.00000	0.00000
AG	0.00027	0.00000	0.00029	0.00000
PB	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
FE	0.00578	0.00736	0.00570	0.00629
GE	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
SB	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
BI	0.00079	0.00000	0.00000	0.00116
CO	0.00000	0.00000	0.00000	0.00020
CD	0.00220	0.00201	0.00256	0.00316
NI	0.00000	0.00002	0.00000	0.00000
CU	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
	0.97852	0.98935	0.98451	0.98676

DOSAGE DU FLUOR DANS LES ROCHES ENCAISSANTES DE LA MINERALISATION

ECHANTILLON		F en ppm
MIGMATITES		
HE03		693
NO24		840
BF05	"proximité de la paléosurface"	2720
MO20		2435
FR01		2960
BF07		315
RYO-DACITE (COL DE LA CROIX DE FER)		
GL01		958
GL02		2060
GRANITE		
SA20		1063
SA01		767
SA27		750
BRECHE DE SOCLE		
BF03		5927
BF04		1380
GRES TRIASIQUE		
RE10b		1170
CH09		590
SA09		1425
SPILITES		
SA32		850
MO07		1340
MOSP		2585
CALCAIRE TRIASIQUE		
SA28		1463
SA24		977
SA38		300
MO03		490
NO22	"minéralisé"	7640
NO12		9840
CALCAIRE LIASIQUE		
CH01		300
SA13		540
SA61		500

1Km

N

Sainte Marie de Cuines

uines

464

La Pallud

Les Champagnes

Le Replat

473

Les Charbonières

Champ Grallier

931

989

Le Fragnin

966

1257

L'Echapour

Les Brups

Les Chenalettes

827

Montbrunat

Plan de la Croix

Le Norey

Montvernier

Chapelle de la Balme

778

Le Villaret d'en Bas

L'ARC

1200

1050

1000

950

900

850

800

750

700

650

600

550

500

450

LIAS

: L6-9. Domérien et Aalénien non différencié.

: L6-8. Marno-calcaire rapporté au Domérien-Toarcien.

: L6. Domérien schiste noir et calcaire roux

: L1-5. Hettangien-Carixien non différencié ("Lias calcaire")

: L1 br. Brèche polygénique I de l'Hettangien supérieur - Carixien

TRIAS

: Ts. schiste et argilite verte, dolomie jaune et pélite lie de vin.

: TG. gypse et cargneule

: TD. calcaire dolomitique et dolomie "capucin"

: K3. coulée et dyke de spilites

: TQ. grès à quartz rose.

SOCLE

: 2M. leucogranite

: M. gneiss granitisé

: amphibolite

: M. migmatite indifférenciée

: mylonites, brèches

: faille, chevauchement, limite d'unité tectonique

: filon minéralisé

: filon de quartz

ECHELLE : 0 1Km

M.A. SIVADE 1989 - L'équidistance des courbes de niveaux est de cinquante mètres.

N

Sainte Marie de Cuines

Saint Etienne de Cuines

464

La Pallud

Le Mont

Les Champagnes

Les Charbonières

Champ Grallier

Le Fragnin

1257

L'Echapour

Les Brups

Les Chenalettes

Montbrunat

Plan de la Croix

Le Noirey

Montvernier

Chapelle de la Bat

L'ARC

Le Replat

Les Jets

853

1272

Maison forestière de l'Uliette

1596

478

NANTUIL

LE GRAND CHATELARD
2143
Les Chamoisières
1995
Crêt des Traissonnets
1287
FORET DU SAPEY
1655
1749
oratoire
1668
Sur la Balme
1651
source captée
1489
Maison forestière de l'Oullaz
1536
1532
Les Crevasses
Hérouil
1263
St Antoine
1131
Bois Feuillet
1050
Notre Dame
Le Cruet
Jarrier
Pontamafrey
Le Villaret d'en Bas
Les granges
Le Châtel
N.D. du Châtel
823
Tour de Barold
Hermillon
Crêt du Fardellet
1243
1284
1395
783
bassin de compensation
Le ROCHEBAY
Ste Thècle
Stade
706
Bonne Nouvelle chap.
La Frédière
SAINT JEAN DE MAURIENNE
847
Chapelle St An
Bains de l'Echaillon

Les Teppes rouges

1756

1845

Trognet

1465

1638

1500

2023

2003

Le Plan Pra

LE GRAND CHATELARD

2143

Les Chamoisières

2134

Plan de Moelles

1939

Col de Cochemin

1986

source captée

1489

1706

2084.

Pas de Cressua

1995

1287

Crêt des Tissonniers

FORET DU SAPEY

1655

1745

oratoire

1668

1651

Sur la Balme

Les Crevasses

Maison forestière de l'Oullaz

1536

1532

1243

1284

1395

Hérouil

1263

St Antoine

1131

Bois Feuillet

Le Cruet

Notre Dame

Jarrier

Ste Thècle

SAINT JEAN DE