MétallogBa, F et Mg, Fe de la région de Gèdre-Gavarne-Barroude (Hautes Pyrénées).

Christian Militon

▶ **To cite this version:**

Christian Militon. MétallogBa, F et Mg, Fe de la région de Gèdre-Gavarne-Barroude (Hautes Pyrénées).. Sciences de la Terre. Université d'Orléans, 1987. Français. NNT : . tel-00798146

HAL Id: tel-00798146

https://theses.hal.science/tel-00798146

Submitted on 8 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.

UNIVERSITE D'ORLEANS

U.F.R. DES SCIENCES
FONDAMENTALES ET APPLIQUEES

THESE nouveau régime
présentée à
L'UNIVERSITE D'ORLEANS
pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'ORLEANS
mention Sciences de la Terre

par

Christian MILITON

METALLOGENIE POLYPHASEE à Zn, Pb, Ba, F et Mg, Fe DE LA REGION DE GEDRE-GAVARNIE-BARROUDE (HAUTES-PYRENEES)

soutenue publiquement le 28 septembre 1987
devant la commission d'examen :

MM. J.P. CADET — Président
J.P. FORTUNE, J. CHARVET — Rapporteurs
G. POUIT, F. CESBRON, E. OUDIN, J.C. TOURAY — Examinateurs

A mes parents
A Isabelle
A Francine et Bernard

REMERCIEMENTS

Que toutes les personnes qui m'ont apporté leur aide dans la réalisation de ce travail soient assurées ici de ma plus profonde gratitude.

L'importante étude minéralogique réalisée en collaboration avec E. OUDIN (B.R.G.M., DAM/DEX/PGM) a été financée par la Division minière Sud-Ouest du B.R.G.M. .

RESUME

Dans la région de Gèdre-Gavarnie-Barroude (Hautes-Pyrénées), on distingue :

- un socle autochtone, métamorphique et migmatitique, considéré comme Cambro-Ordovicien, recouvert par de rares lambeaux de Trias et par un tégument irrégulier de Crétacé supérieur ;

- la nappe paléozoïque de Gavarnie, constituée de terrains siluriens, dévoniens et carbonifères.

Une prospection géologique systématique de ces terrains a conduit à la reconnaissance de quatre principaux types de minéralisations dans le socle, le Dévonien inférieur et le Crétacé :

1. une minéralisation stratiforme à Zn-Pb-Ba-F de type sédimentaire - exhalatif omniprésente au sommet de la barre calcaire emsienne (Dévonien inférieur) ;

2. de nombreux filons de type B.P.G.C. à gangue de sidérite avec, pour certains, présence importante de barytine ou de fluorine ; ces filons correspondent à une phase de minéralisation tardi-hercynienne, probablement en liaison avec une phase tectonique compressive impliquant un contexte décrochant à composante cisaillante sénestre, évoluant progressivement vers une distension nord-sud ;

3. des amas métasomatiques à Mg-Fe dans la barre calcaire emsienne, pouvant représenter le sommet du système hydrothermal responsable des filons tardi-hercyniens du socle ;

4. la dissémination de galène dans les calcaires du Santonien et de petits amas décimétriques de barytine sécants sur la dolomie gréseuse du Cénomanien ; ces indices traduisent la remobilisation de filons tardi-hercyniens principalement d'après l'identité des compositions isotopiques du plomb.

ABSTRACT

In the GEDRE - GAVARNIE - BARROUDE area (Hautes- Pyrénées), we observe :

- an autochtonous cambro-ordovician metamorphic and migmatitic basement, overlaid by triasic relics and a discontinous allochtonous late cretaceous formation ;

- the paleozoïc silurian to devonian formations of the Gavarnie thrust.

A systematic geological survey of these formations led to the distinction of four main types of mineralizations in the basement, the lower Devonian and the Cretaceous :

1. a stratiform exhalative-sedimentary Zn-Pb-Ba-F mineralization is present at the top of the lower devonian (emsian) limestone bar ;

2. numerous veins of sphalerite, pyrite, galena and chalcopyrite, with a siderite matrix and in some cases, abondant baryte or fluorite ; these veins are related to a late-hercynian mineralization phase, probably linked to a compressive tectonic event, generating a strike-slip context with a left shearing component, progressively evolving into a north-south overstretching ;

3. Mg-Fe metasomatic accumulations inside the emsian limestone bar, possibly correspond to the waving hydrothermal system which generated the late hercynian veins in the basement ;

4. disseminated galena in the santonian limestones and decimetric baryte accumulations intersecting the sandstone-like cenomanian dolomite ; these occurences reveal the remobilization of late hercynian veins as suggested by the lead isotopic compositions.

S O M M A I R E

INTRODUCTION 33

1. PRESENTATION DU SUJET 35

2. CADRE GEOGRAPHIQUE 35

2.1. LOCALISATION 35

2.2. LE PAYSAGE 37

2.3. LA POPULATION 37

3. CADRE GEOLOGIQUE 38

3.1. GENERALITES 38

3.2. LES FORMATIONS ET LES MINERALISATIONS 38

3.3. CONTEXTE STRUCTURAL ET METAMORPHIQUE 42

3.3.1. L'orogenèse hercynienne 42
3.3.2. L'orogenèse pyrénéenne 43

4. MOYENS ET METHODES 43

5. PRESENTATION DE L'OUVRAGE 44

PREMIERE PARTIE : ASPECTS GEOLOGIQUES 47

CHAPITRE I - SYNTHESE DES DONNEES RECENTES SUR LES PYRENEES 49

1. LA STRUCTURATION AU PALEOZOIQUE 50

1.1. AVANT L'OROGENESE HERCYNIENNE 50

1.2. L'OROGENESE HERCYNIENNE 50

1.2.1. Les idées classiques 50
1.2.2. Les idées nouvelles 50
1.2.3. Bilan des données 57

2. EVENEMENTS STEPHANO-PERMIENS ET TRIASIQUES 57

3. EVOLUTION MESOZOIQUE ET OROGENESE ALPINE 58

3.1. DU JURASSIQUE AU CRETACE INFERIEUR 58

3.2. DU CRETACE INFERIEUR A L'OLIGOCENE 58

3.3. BILAN DES DONNEES CONCERNANT L'OROGENESE ALPINE 61

4. CONCLUSION 61

CHAPITRE II - GEOLOGIE DU SECTEUR ETUDIE 63

1. LE SOCLE CAMBRO-ORDOVICIEN 65

1.1. HISTORIQUE DES TRAVAUX 65

1.2. EXTENSION GEOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIE 65

1.3. DESCRIPTION DES DIFFERENTES FORMATIONS DES VALLEES DE GAVARNIE ET D'HEAS 65

1.3.1. Au sud de l'accident de Bareilles 68
1.3.2. Au nord de l'accident de Bareilles 70
1.3.3. Dans la vallée de Héas 70
1.3.4. La fracturation tardive 70
1.3.5. Les roches filoniennes 72

1.4. LA REGION DE BARROUDE 72

1.5. DONNEES ACTUELLES SUR L'ORIGINE DU SOCLE 73

2. LE CRETACE AUTOCHTONE 74

2.1. HISTORIQUE ET DONNEES DE BASE 74

2.2. OBSERVATIONS NOUVELLES 78

2.2.1. Plateau d'Alans 79
2.2.2. Saugué 87
2.2.3. Plateau de Coumély 89
2.2.4. Terre Arrouye 92
2.2.5. Troumouse 94

2.3. SYNTHESE 96

2.3.1. Corrélations stratigraphiques 96
2.3.2. Approche du milieu de dépôt 98
2.3.3. Conclusions 99

3. LE SILURIEN ET LE DEVONIEN INFERIEUR A MOYEN 100

3.1. LE SILURIEN 100

3.2. LE DEVONIEN INFERIEUR A MOYEN 101

3.2.1. Les siltites noires de la base du Dévonien inférieur 102

3.2.1.1. Observations de terrain 102
3.2.1.2. Observations au microscope 104
3.2.1.3. Conclusion 106

3.2.2. La série rubanée 106

3.2.2.1. Observations de terrain 106
3.2.2.2. Observations au microscope 107
3.2.2.3. Conclusion 107

3.2.3. La barre calcaire 107

3.2.3.1. Généralités 107
3.2.3.2. Observations de terrain 109
3.2.3.3. Conclusion 118

3.2.4. La série alternante (Eifélien ?) 119

3.2.4.1. Observations de terrain 119
3.2.4.2. Observations au microscope 119
3.2.4.3. Conclusion 119

3.3. CONCLUSION A L'ETUDE DU SILURIEN ET DU DEVONIEN INFERIEUR A MOYEN 119

DEUXIEME PARTIE : LES MINERALISATIONS 121

CHAPITRE I - LES MINERALISATIONS STRATIFORMES DU DEVONIEN INFERIEUR A MOYEN 125

1. DANS LA SERIE INFERIEURE ET DANS LA SERIE RUBANEE 125

1.1. OBSERVATIONS DE TERRAIN 125

1.2. OBSERVATIONS EN SECTION POLIE 125

1.3. DONNEES CHIMIQUES 126

1.4. CONCLUSION 126

2. DANS LA BARRE CALCAIRE 126

2.1. ETUDE DE QUELQUES INDICES 128

2.1.1. Turon de Gèdre 128

2.1.1.1. Observations de terrain 128
2.1.1.2. Observations en lame mince 130
2.1.1.3. Observations en section polie 131
2.1.1.4. Analyses chimiques 133
2.1.1.5. La fluorine du Turon de Gèdre 133

2.1.2. Ayruès 138

2.1.2.1. Observations de terrain 138
2.1.2.2. Observations en lame mince 140
2.1.2.3. Observations en section polie 140
2.1.2.4. Le problème du baryum 140

2.1.3. Pène Herrade 141

2.1.3.1. Observations de terrain 141
2.1.3.2. Observations en lame mince 142

2.1.4. La Sède 142

2.1.4.1. Observations de terrain 142
2.1.4.2. Observations en lame mince 143
2.1.4.3. Observations en section polie 143

2.1.5. Plateau d'Alans 144

2.1.5.1. Observations de terrain 144
2.1.5.2. Observations en lame mince 146
2.1.5.3. Observations en section polie 148
2.1.5.4. La fluorine 148

2.1.6. Ouest des ruines de la Hèche d'Or 148

2.1.6.1. Observations de terrain 150
2.1.6.2. Observations en lame mince 150
2.1.6.3. Observations en section polie 150

2.1.7. Sarrat de Terre Arrouye 151

2.1.7.1. Observations de terrain 151
2.1.7.2. Observations en section polie 151

2.1.8. Les autres occurences 151

2.1.9. Montagne de Larrue 152

2.1.9.1. Observations de terrain 152
2.1.9.2. Observations en section polie 152

2.2. SYNTHESE MINERALOGIQUE 152

2.3. ETUDE DES SULFURES A LA MICROSONDE ELECTRONIQUE 154

2.3.1. Conditions expérimentales 154
2.3.2. Les blendes 154
2.3.3. La galène 155

2.4. SYNTHESE 155

3. DANS LA BASE DE LA SERIE ALTERNANTE SUPERIEURE 157

3.1. OBSERVATIONS DE TERRAIN 157

3.1.1. Les calcaires noirs 157
3.1.2. Les siltites noires 157

3.2. OBSERVATIONS EN SECTION POLIE 157

3.2.1. Les calcaires noirs 157
3.2.2. Les siltites noires 158

3.3. CONCLUSION 158

4. BILAN DES CARACTERES GENERAUX DES MINERALISATIONS DU DEVONIEN INFERIEUR A MOYEN 158

CHAPITRE II - LES MINERALISATIONS SECANTES SUR LA BARRE CALCAIRE 161

1. GENERALITES 161

2. LES FILONS ET ZONES DE METASOMATOSE A QUARTZ, CARBONATES FERRIFERES, SULFURES, SILICATES ET BARYTINE 161

2.1. RIVE GAUCHE DU GAVE D'ESTAUBE 161

2.1.1. Observations de terrain 161

2.1.1.1. Zone du ruisseau de Pouey Arrabi 161
2.1.1.2. Torrent au nord du torrent de Pouey Arrabi 162
2.1.1.3. Petite source au nord de la cabane en ruine 162
2.1.1.4. Au sud du ruisseau de la Hèche d'Or 165
2.1.1.5. Zone de l'indice de la montagne de Larrue 165

2.1.2. Observations en lame mince 165
2.1.3. Observations en section polie 168

2.2. RIVE DROITE DU GAVE D'ESTAUBE 168

2.2.1. Observations de terrain 168
2.2.2. Observations en lame mince 170

2.3. AUTRES AFFLEUREMENTS A QUARTZ BLANC LAITEUX ET CARBONATES FERRIFERES 173

2.3.1. Flanc sud-ouest de la Montagne des Aguillous 173

2.3.1.1. Observations de terrain 173
2.3.1.2. Observations en lame mince 173

2.3.2. Pène Herrade 173

2.3.2.1. Observations de terrain 173
2.3.2.2. Observations en lame mince 174

2.4. LE FILON PARTICULIER A BARYTINE-CARBONATES SOUS LE TUC D'ARROUY 174

2.4.1. Observations de terrain 174
2.4.2. Observations en lame mince 174
2.4.3. Remarques 175

2.5. OBSERVATIONS STRUCTURALES 175

3. ETUDE DES CARBONATES ET DES SILICATES A LA MICROSONDE 178

3.1. LES CARBONATES 178

3.1.1. Généralités 178
3.1.2. Résultats 178

3.1.2.1. Transformation du calcaire dévonien (Estaubé rive droite) 178
3.1.2.2. Transformation massive du calcaire dévonien (Estaubé rive gauche) 180
3.1.2.3. La zone bréchique en rive gauche 180
3.1.2.4. Les carbonates ferrifères de la série alternante 181

3.1.3. Conclusion à l'étude des carbonates 181

3.2. LES CHLORITES 181

3.2.1. Généralités 181
3.2.2. Résultats 183
3.2.3. Conclusion à l'étude des chlorites 183

3.3. LES MICAS BLANCS 186

3.3.1. Généralités 186
3.3.2. Résultats 186
3.3.3. Conclusion à l'étude des micas blancs 186

4. SYNTHESE DE L'ETUDE DES TRANSFORMATIONS SECANTES SUR LA BARRE CALCAIRE EMSIENNE 186

4.1. LES DIFFERENTES PHASES MINERALES 186

4.2. REMARQUES 190

CHAPITRE III - LES FILONS DU SOCLE CAMBRO-ORDOVICIEN 191

1. GENERALITES 191

2. HISTORIQUE DES MINES DE HEAS-GAVARNIE ET DE LA GELA 193

3. ETUDE DE QUELQUES FILONS 195

3.1. LES FILONS N60-70 195

3.1.1. Filon de Matacas 195

3.1.1.1. Observations de terrain 195
3.1.1.2. Observations en lame mince 196
3.1.1.3. Observations en section polie 196

3.1.2. Mine de la Lèche 196

3.1.2.1. Observations de terrain 198
3.1.2.2. Observations en lame mince 200
3.1.2.3. Observations en section polie 202

3.1.3. Mine de la Raillère ou de l'Arraillé 203

3.1.3.1. Observations de terrain 203
3.1.3.2. Observations en lame mince 205
3.1.3.3. Observations en section polie 206

3.1.4. Filon du Pène de la Hourcade 207

3.1.4.1. Observations de terrain 207
3.1.4.2. Observations en lame mince 208
3.1.4.3. Observations en section polie 208

3.1.5. Filon du pont de Souarrouy 209

3.1.5.1. Observations de terrain 209
3.1.5.2. Observations en lame mince 211
3.1.5.3. Observations en section polie 212

3.1.6. Filon au nord de la mine du pont de la Gardette 213

3.1.6.1. Observations de terrain 213

3.1.7. Filon de fluorine de la route de Gavarnie 213

3.1.7.1. Observations de terrain 213
3.1.7.2. Observations en lame mince 214
3.1.7.3. Observations en section polie 214

3.1.8. Mine des Artigaous 214

3.1.8.1. Observations de terrain 214
3.1.8.2. Observations en lame mince 215
3.1.8.3. Observations en section polie 215

3.1.9. Mine de Port-Vieux 217

3.1.9.1. Observations de terrain 217
3.1.9.2. Observations en lame mince 219
3.1.9.3. Observations en section polie 219

3.1.10. Conclusion à l'étude des filons N60-70 220

3.2. LES FILONS N90-110 221

3.2.1. Zone du Haille de Pout et de la mine des Touyères 221

3.2.1.1. Observations de terrain 221
3.2.1.2. Observations en lame mince 222
3.2.1.3. Observations en section polie 222

3.2.2. Filon au nord du ruisseau de la Sède 222

3.2.2.1. Observations de terrain 222
3.2.2.2. Observations en lame mince 222

3.2.3. Mine du pont de la Gardette ou de Peyregnet 222

3.2.3.1. Observations de terrain 222
3.2.3.2. Observations en lame mince 223
3.2.3.3. Observations en section polie 223

3.2.4. Mine de Coumély 225

3.2.4.1. Observations de terrain 225
3.2.4.2. Observations en lame mince 226
3.2.4.3. Observations en section polie 228
3.2.4.4. Données complémentaires 228
3.2.4.5. Bilan des observations 230

3.2.5. Le filon du bois de Coumély 230

3.2.5.1. Observations de terrain 231
3.2.5.2. Observations en lame mince 231
3.2.5.3. Bilan des observations 231

3.2.6. La Mine du Couret 231

3.2.6.1. Observations de terrain 231
3.2.6.2. Observations en lame mince 233
3.2.6.3. Observations en section polie 235

3.2.7. La zone filonienne sous Notre-Dame des Neiges 237

3.2.7.1. Observations de terrain 237
3.2.7.2. Observations en lame mince 238

3.2.8. Conclusion à l'étude des filons N90-110 238

3.3. LES FILONS N170-10 239

3.3.1. Le filonnet de Troumouse 239

3.3.1.1. Observations de terrain 239
3.3.1.2. Observations en lame mince 239
3.3.1.3. Observations en section polie 239

3.3.2. La mine des Touyères 240

3.3.2.1. Observations de terrain 240
3.3.2.2. Observations en lame mince 240

3.3.2.3. Observations en section polie 240
3.3.2.4. Données complémentaires 241

3.3.3. Ravin du déversoir de Barroude 241

3.3.3.1. Observations de terrain 241
3.3.3.2. Observations en lame mince 242
3.3.3.3. Observations en section polie 242

3.3.4. Conclusion à l'étude des filons N170-10 242

3.4. LES FILONS N140-160 243

3.4.1. Le filon de Ribère-Debat 243

3.4.1.1. Observations de terrain 243
3.4.1.2. Observations en lame mince 243
3.4.1.3. Observations en section polie 244

3.4.2. La mine de la cascade de Saugué 244

3.4.2.1. Observations de terrain 244

3.4.3. La mine de Gavarnie 244

3.4.3.1. Observations de terrain 244
3.4.3.2. Observations en lame mince 245
3.4.3.3. Observations en section polie 245

3.4.4. L'indice du torrent d'Alans 245

3.4.4.1. Observations de terrain 245
3.4.4.2. Observations en lame mince 248
3.4.4.3. Observations en section polie 249
3.4.4.4. Données chimiques concernant le minerai 249

3.4.5. Conclusion à l'étude des filons et structures minéralisées N140-160 250

4. ETUDE MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES CARBONATES ET DES SILICATES (MICAS, CHLORITES) 250

4.1. LES CARBONATES 250

4.1.1. Observations au M.E.B. 250
4.1.2. Données de la microsonde électronique 252

4.1.2.1. Les filons 252
4.1.2.2. L'indice du torrent d'Alans 253
4.1.2.3. Conclusion à l'étude des carbonates 255

4.2. ETUDE DES SILICATES A LA MICROSONDE ELECTRONIQUE 257

4.2.1. Les micas 257
4.2.2. Les chlorites 257
4.2.3. Conclusion à l'étude des micas et des chlorites 257

5. ETUDE GEOCHIMIQUE DE LA BLENDE ET DE LA GALENE 259

5.1. LA BLENDE 259

5.1.1. Données de l'analyse 259
5.1.2. Remarques concernant les informations pouvant être apportées par la blende 259

5.2. LA GALENE 260

5.2.1. Analyse à la microsonde 260
5.2.2. Analyses par voie humide 260

6. LES MINERAUX EN TRACES 262

6.1. LES MINERAUX D'ARGENT 262

6.2. LES MINERAUX DE NICKEL-COBALT 262

6.3. LES MINERAUX D'ETAIN 264

6.4. LES MINERAUX DE Ge-Ga 264

6.4.1. Généralités 264
6.4.2. Les données du M.E.B. 265
6.4.3. Les associations de phases à Ge-Ga et les rapports avec les autres minéraux 267
6.4.4. Interprétation des observations 268

7. CONTROLE TECTONIQUE DES MINERALISATIONS 269

7.1. REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES FILONS 269

7.2. TECTONIQUE CASSANTE TARDI A POST-HERCYNIENNE 269

7.2.1. Remarques 269
7.2.2. Les dykes de "roches vertes" 271

7.3. POSITION, MORPHOLOGIE ET RELATION DES FILONS MINERALISES 271

7.3.1. Position des filons 271
7.3.2. Morphologie des filons 271
7.3.2. Relations entre filons 272

7.4. CONTEXTE TECTONIQUE DE MISE EN PLACE DES MINERALISATIONS 275

7.4.1. Nature et organisation des formations minérales 275
7.4.2. Relations avec les dykes de roches volcaniques et la fracturation 276
7.4.3. Evolution nord-sud de la puissance des filons 277
7.4.4. Proposition d'un modèle géométrique 277

8. CONCLUSION A L'ETUDE DES FILONS DU SOCLE 280

8.1. STRUCTURATION DES FILONS ET MINERALOGIE 280

8.1.1. Décrochement sénestre : 1er épisode 280

8.2. EXTENSION : 2ème EPISODE 282

8.3. PLACE DE CES FILONS DANS LA TYPOLOGIE 283

CHAPITRE IV - LES MINERALISATIONS DU CRETACE AUTOCHTONE 285

1. MINERALISATIONS A GALENE, PYRITE ET CHALCOPYRITE 285

1.1. CIRQUE DE TROUMOUSE 285

1.1.1. Observations de terrain 285
1.1.2. Observations en section polie 286
1.1.3. Données de l'analyse chimique 286
1.1.4. Conclusion 286

1.2. PLATEAU D'ALANS 287

1.2.1. Le faciès carbonaté 287

1.2.1.1. Observations de terrain 287
1.2.1.2. Observations en section polie 287
1.2.1.3. Données de l'analyse chimique des calcaires et dolomies 288
1.2.1.4. Etude des carbonates à la microsonde 288
1.2.1.5. Conclusion 290

1.2.2. Le faciès détritique 290

1.2.2.1. Observations de terrain 290
1.2.2.2. Observations en lame mince 290
1.2.2.3. Observations en section polie 291
1.2.2.4. Données de l'analyse chimique des calcaires à galène 291
1.2.2.5. Etude des micas et des chlorites à la microsonde 293
1.2.2.6. Conclusion 293

2. MINERALISATIONS A BARYTINE-PYRITE 296

2.1. COULOIR D'EBOULIS EN RIVE DROITE DU GAVE DE PAU 296

2.1.1. Observations de terrain 296
2.1.2. Observations en lame mince 297
2.1.3. Synthèse des observations 299
2.1.4. Conclusion 299

3. MINERALISATIONS A PYRITE SEULE 299

3.1. ROUTE DE SAUGUE 299

3.1.1. Observations de terrain 299
3.1.2. Observations en lame mince 300
3.1.3. Observations en section polie 300
3.1.4. Synthèse des observations 300

4. LA DOLOMIE GRESEUSE OCRE 302

4.1. AFFLEUREMENT DU MAILLET 302

4.1.1. Observations de terrain 302
4.1.2. Observations en lame mince 302
4.1.3. Etude des carbonates à la microsonde 302
4.1.4. Conclusion 302

5. CONCLUSIONS 302

TROISIEME PARTIE : CONTEXTE DE MISE EN PLACE DES DIFFERENTS TYPES DE MINERALISATIONS 305

CHAPITRE I - LES MINERALISATIONS A CARACTERE STRATIFORME DU DEVONIEN INFERIEUR 307

1. LE FACIES DE BASE (SILTITES NOIRES MASSIVES) 307

2. LA BARRE CALCAIRE 308

2.1. RAPPEL DES CONCLUSIONS CONCERNANT LES MINERALISATIONS 308

2.1.1. Les données de l'observation 308
2.1.2. Hypothèse génétique 308

2.2. LES MINERALISATIONS DES PYRENEES LIEES AU NIVEAU CALCAIRE DU SOMMET DU DEVONIEN INFERIEUR 309

2.2.1. Les différentes études 309
2.2.2. Bilan des données des diverses études 315
2.2.3. Hypothèse génétique 317

2.3. PRESENTATION DE QUELQUES GISEMENTS ETRANGERS DE TYPE SEDEX 317

2.4. CONCLUSION A L'ETUDE DES MINERALISATIONS A Zn-Pb-Ba-F A CARACTERE STRATIFORME DU DEVONIEN INFERIEUR 322

CHAPITRE II - LES MINERALISATIONS SECANTES DU DEVONIEN INFERIEUR 323

1. RAPPEL DES OBSERVATIONS 323

2. HYPOTHESE GENETIQUE 324

8. CONCLUSION A L'ETUDE DES FILONS DU SOCLE 280

8.1. STRUCTURATION DES FILONS ET MINERALOGIE 280

8.1.1. Décrochement sénestre : 1er épisode 280

8.2. EXTENSION : 2ème EPISODE 282

8.3. PLACE DE CES FILONS DANS LA TYPOLOGIE 283

CHAPITRE IV - LES MINERALISATIONS DU CRETACE AUTOCHTONE 285

1. MINERALISATIONS A GALENE, PYRITE ET CHALCOPYRITE 285

1.1. CIRQUE DE TROUMOUSE 285

1.1.1. Observations de terrain 285
1.1.2. Observations en section polie 286
1.1.3. Données de l'analyse chimique 286
1.1.4. Conclusion 286

1.2. PLATEAU D'ALANS 287

1.2.1. Le faciès carbonaté 287

1.2.1.1. Observations de terrain 287
1.2.1.2. Observations en section polie 287
1.2.1.3. Données de l'analyse chimique des calcaires et dolomies 288
1.2.1.4. Etude des carbonates à la microsonde 288
1.2.1.5. Conclusion 290

1.2.2. Le faciès détritique 290

1.2.2.1. Observations de terrain 290
1.2.2.2. Observations en lame mince 290
1.2.2.3. Observations en section polie 291
1.2.2.4. Données de l'analyse chimique des calcaires à galène 291
1.2.2.5. Etude des micas et des chlorites à la microsonde 293
1.2.2.6. Conclusion 293

2. MINERALISATIONS A BARYTINE-PYRITE 296

2.1. COULOIR D'EBOULIS EN RIVE DROITE DU GAVE DE PAU 296

2.1.1. Observations de terrain 296
2.1.2. Observations en lame mince 297
2.1.3. Synthèse des observations 299
2.1.4. Conclusion 299

3. MINERALISATIONS A PYRITE SEULE 299

3.1. ROUTE DE SAUGUE 299

3.1.1. Observations de terrain 299
3.1.2. Observations en lame mince 300
3.1.3. Observations en section polie 300
3.1.4. Synthèse des observations 300

4. LA DOLOMIE GRESEUSE OCRE 302

4.1. AFFLEUREMENT DU MAILLET 302

4.1.1. Observations de terrain 302
4.1.2. Observations en lame mince 302
4.1.3. Etude des carbonates à la microsonde 302
4.1.4. Conclusion 302

5. CONCLUSIONS 302

TROISIEME PARTIE : CONTEXTE DE MISE EN PLACE DES DIFFERENTS TYPES DE MINERALISATIONS 305

CHAPITRE I - LES MINERALISATIONS A CARACTERE STRATIFORME DU DEVONIEN INFERIEUR 307

1. LE FACIES DE BASE (SILTITES NOIRES MASSIVES) 307

2. LA BARRE CALCAIRE 308

2.1. RAPPEL DES CONCLUSIONS CONCERNANT LES MINERALISATIONS 308

2.1.1. Les données de l'observation 308
2.1.2. Hypothèse génétique 308

2.2. LES MINERALISATIONS DES PYRENEES LIEES AU NIVEAU CALCAIRE DU SOMMET DU DEVONIEN INFERIEUR 309

2.2.1. Les différentes études 309
2.2.2. Bilan des données des diverses études 315
2.2.3. Hypothèse génétique 317

2.3. PRESENTATION DE QUELQUES GISEMENTS ETRANGERS DE TYPE SEDEX 317

2.4. CONCLUSION A L'ETUDE DES MINERALISATIONS A Zn-Pb-Ba-F A CARACTERE STRATIFORME DU DEVONIEN INFERIEUR 322

CHAPITRE II - LES MINERALISATIONS SECANTES DU DEVONIEN INFERIEUR 323

1. RAPPEL DES OBSERVATIONS 323

2. HYPOTHESE GENETIQUE 324

8. CONCLUSION A L'ETUDE DES FILONS DU SOCLE 280

8.1. STRUCTURATION DES FILONS ET MINERALOGIE 280

8.1.1. Décrochement sénestre : 1er épisode 280

8.2. EXTENSION : 2ème EPISODE 282

8.3. PLACE DE CES FILONS DANS LA TYPOLOGIE 283

CHAPITRE IV - LES MINERALISATIONS DU CRETACE AUTOCHTONE 285

1. MINERALISATIONS A GALENE, PYRITE ET CHALCOPYRITE 285

1.1. CIRQUE DE TROUMOUSE 285

1.1.1. Observations de terrain 285
1.1.2. Observations en section polie 286
1.1.3. Données de l'analyse chimique 286
1.1.4. Conclusion 286

1.2. PLATEAU D'ALANS 287

1.2.1. Le faciès carbonaté 287

1.2.1.1. Observations de terrain 287
1.2.1.2. Observations en section polie 287
1.2.1.3. Données de l'analyse chimique des calcaires et dolomies 288
1.2.1.4. Etude des carbonates à la microsonde 288
1.2.1.5. Conclusion 290

1.2.2. Le faciès détritique 290

1.2.2.1. Observations de terrain 290
1.2.2.2. Observations en lame mince 290
1.2.2.3. Observations en section polie 291
1.2.2.4. Données de l'analyse chimique des calcaires à galène 291
1.2.2.5. Etude des micas et des chlorites à la microsonde 293
1.2.2.6. Conclusion 293

2. MINERALISATIONS A BARYTINE-PYRITE 296

2.1. COULOIR D'EBOULIS EN RIVE DROITE DU GAVE DE PAU 296

2.1.1. Observations de terrain 296
2.1.2. Observations en lame mince 297
2.1.3. Synthèse des observations 299
2.1.4. Conclusion 299

3. MINERALISATIONS A PYRITE SEULE 299

3.1. ROUTE DE SAUGUE 299

3.1.1. Observations de terrain 299
3.1.2. Observations en lame mince 300
3.1.3. Observations en section polie 300
3.1.4. Synthèse des observations 300

4. LA DOLOMIE GRESEUSE OCRE 302

4.1. AFFLEUREMENT DU MAILLET 302

4.1.1. Observations de terrain 302
4.1.2. Observations en lame mince 302
4.1.3. Etude des carbonates à la microsonde 302
4.1.4. Conclusion 302

5. CONCLUSIONS 302

TROISIEME PARTIE : CONTEXTE DE MISE EN PLACE DES DIFFERENTS TYPES DE MINERALISATIONS 305

CHAPITRE I - LES MINERALISATIONS A CARACTERE STRATIFORME DU DEVONIEN INFERIEUR 307

1. LE FACIES DE BASE (SILTITES NOIRES MASSIVES) 307

2. LA BARRE CALCAIRE 308

2.1. RAPPEL DES CONCLUSIONS CONCERNANT LES MINERALISATIONS 308

2.1.1. Les données de l'observation 308
2.1.2. Hypothèse génétique 308

2.2. LES MINERALISATIONS DES PYRENEES LIEES AU NIVEAU CALCAIRE DU SOMMET DU DEVONIEN INFERIEUR 309

2.2.1. Les différentes études 309
2.2.2. Bilan des données des diverses études 315
2.2.3. Hypothèse génétique 317

2.3. PRESENTATION DE QUELQUES GISEMENTS ETRANGERS DE TYPE SEDEX 317

2.4. CONCLUSION A L'ETUDE DES MINERALISATIONS A Zn-Pb-Ba-F A CARACTERE STRATIFORME DU DEVONIEN INFERIEUR 322

CHAPITRE II - LES MINERALISATIONS SECANTES DU DEVONIEN INFERIEUR 323

1. RAPPEL DES OBSERVATIONS 323

2. HYPOTHESE GENETIQUE 324

3. LES GISEMENTS DE FER DES PYRENEES 324

3.1. LES DIFFERENTS TRAVAUX 324

3.2. SYNTHESE DES TRAVAUX 328

4. PLACE DES MINERALISATIONS DU SECTEUR ETUDIES DANS LA METALLOGENESE TARDI-HERCYNIENNE 329

5. CONCLUSION A L'ETUDE DES GITES METASOMATIQUES A Mg-Fe DANS LES CALCAIRES DU DEVONIEN INFERIEUR 329

CHAPITRE III - LES FILONS DU SOCLE CAMBRO-ORDOVICIEN 331

1. RAPPEL DES DONNEES 331

1.1. EVOLUTION STRUCTURALE ET MINERALOGIE 331

1.2. LES PARAMETRES GEOMETRIQUES 331

1.3. LES PARAMETRES CHRONOLOGIQUES 332

2. EVOLUTION STRUCTURALE DES PYRENEES 332

2.1. LA PERIODE TARDI-HERCYNIENNE 332

2.2. L'EVOLUTION MESOZOIQUE 333

2.3. CONCLUSION 333

3. HYPOTHESE D'UNE MISE EN PLACE DES FILONS AU PERMIEN 334

4. FILONS TARDI HERCYNIENS DES PYRENEES 336

4.1. FILONS PROCHES DU SECTEUR ETUDIE 336

4.1.1. Les structures minéralisées 336
4.1.2. Synthèse des observations 338

4.2. LES SIDERITES FILONIENNES DES PYRENEES 340

4.2.1. Le Pays basque 340
4.2.2. Arize - Trois Seigneurs (Ariège) 342
4.2.3. Les Pyrénées orientales 342
4.2.4. Synthèse des données sur les filons à sidérite 344

4.3. FILONS SANS SIDERITE, PROCHES DU SECTEUR ETUDIE 345

4.4. BILAN DES DONNEES CONCERNANT LES FILONS TARDI-HERCYNIENS DES PYRENEES 345

5. PLACE DES FILONS DANS L'EUROPE HERCYNIENNE 346

6. CONCLUSION A L'ETUDE DES FILONS DU SOCLE CAMBRO-ORDOVICIEN DE GEDRE - GAVARNIE - BARROUDE 349

7. RELATIONS EVENTUELLES ENTRE LES FILONS DU SOCLE ET LES AMAS DE SUBSTITUTION DU DEVONIEN INFERIEUR 350

CHAPITRE IV - LES MINERALISATIONS DU CRETACE AUTOCHTONE 353

1. RAPPEL DES OBSERVATIONS ET HYPOTHESE GENETIQUE 353

2. LES MINERALISATIONS DU CRETACE SUPERIEUR DES PYRENEES 353

2.1. ARIEGE 353

2.2. HAUTES PYRENEES 354

2.3. BASSES PYRENEES 354

2.4. PYRENEES BASQUES ESPAGNOLES 355

2.5. SYNTHESE DES DONNEES 355

3. HYPOTHESE SUR L'ORIGINE DES MINERALISATIONS AU CRETACE SUPERIEUR 356

4. CONCLUSION 357

CHAPITRE V - DONNEES ANALYTIQUES COMPLEMENTAIRES : TERRES RARES ET ISOTOPES DU PLOMB 359

1. LES TERRES RARES DANS LA FLUORINE 359

1.1. METHODE 359

1.2. ECHANTILLONNAGE 360

1.3. CONTENU EN TERRES RARES 360

1.4. LA FLUORINE DEVONIENNE 360

1.4.1. Interprétation des résultats 360
1.4.2. Conclusion 364

1.5. LA FLUORINE DES FILONS 364

1.5.1. Interprétation des résultats 364
1.5.2. Conclusion 365

2. LES ISOTOPES DU PLOMB DE LA GALENE 365

2.1. METHODE 365

2.2. ECHANTILLONNAGE 366

2.3. RESULTATS ET INTERPRETATIONS 366

2.3.1. A l'échelle des Pyrénées 366
2.3.2. A l'échelle du secteur étudié 368
2.3.3. Conclusion 370

CONCLUSIONS GENERALES 371

1. LE CONTEXTE GEOLOGIQUE 373

2. LES MINERALISATIONS 374

2.1. LE TYPE SEDIMENTAIRE-EXHALATIF 374

2.2. LES FILONS DU SOCLE AUTOCHTONE (Zn, Pb, Ba, F et sidérite) ET LEUR LIAISON AVEC LA METASOMATOSE Mg-Fe DES CALCAIRES DU DEVONIEN INFERIEUR 374

2.3. LES PHENOMENES DE REMOBILISATION AU CRETACE SUPERIEUR 376

3. LA MINERALOGIE PARTICULIERE A Ge-Ga, Sn, Ni-Co 378

4. LA NOTION DE PROVINCE METALLOGENIQUE 378

BIBLIOGRAPHIE 379

ANNEXES 391

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES 405

LISTE DES FIGURES

Figure 1 - Localisation géographique du secteur étudié

Figure 2 - Les grandes subdivisions structurales de la chaîne pyrénéenne

Figure 3 - a) Cadre géologique du secteur étudié
b) Carte schématique de la nappe de Gavarnie

Figure 4 - Lithologie et relations des trois ensembles géologiques du secteur étudié ; nature et position des minéralisations

Figure 5 - Evolution stratigraphique, sédimentologique et place des granodiorites durant la fin du Paléozoïque

Figure 6 - Carte schématique des Pyrénées centrales et occidentales

Figure 7 - Modèle d'évolution hercynienne : amincissement crustal

Figure 8 - Modèle d'évolution hercynienne : raccourcissement crustal

Figure 9 - Coupe schématique de la croûte hercynienne des Pyrénées indiquant les principaux niveaux de fusion

Figure 10 - Coupe schématique de la croûte en extension

Figure 11 - Trois modèles de la structure profonde des Pyrénées

Figure 12 - Schémas de mise en place des unités de la nappe de Gavarnie et de la nappe du Mont-Perdu

Figure 13 - Modèle schématique de déformation dans la nappe de Gavarnie

Figure 14 - Carte des isohypses du toit de la surface du socle métamorphique de Gavarnie

Figure 15 - Dôme de Gavarnie-Héas-Barroude

Figure 16 - Schéma géologique des formations métamorphiques des vallées de Gavarnie et d'Héas

Figure 17 - Enclave quartzo-schisteuse en voie d'assimilation dans les migmatites (aval du barrage des Gloriettes)

Figure 18 - Répartition du Cénomanien, du Turonien, du Coniacien et du Santonien à la base de la couverture de la zone axiale

Figure 19 - Ecaille de socle et de Crétacé autochtone reposant sur le tégument de Crétacé supérieur (ouest de l'Hostellerie du Maillet)

Figure 20 - Localisation et stratigraphie des affleurements de Crétacé autochtone signalés dans le texte

Figure 21 - Niveau gréseux induré de la base du Crétacé autochtone (Plateau d'Alans)

Figure 22 - Lacazina compressa d'ORBIGNY (Santonien) en partie épigénisée par de la galène (Plateau d'Alans)

Figure 23 - Dolomitisation des calcaires santoniens et filonnets tardifs à ankérite-galène (Plateau d'Alans)

Figure 24 - Filonnet plissé à dolomie ferrifère-galène dans les calcaires santoniens (Plateau d'Alans)

Figure 25 - Dolomie gréseuse ferrifère du Cénomanien (plateau de Coumély)

Figure 26 - Nouvelles limites du Cénomanien et du Santonien dans le secteur étudié

Figure 27 - Siltites finement litées (Dévonien inférieur, série de base) (carrefour route de Saugué-route d'Ayruès)

Figure 28 - Siltites massives à agrégats de feldspaths potassiques (Dévonien inférieur, série de base) (Barroude)

Figure 29 - Siltites massives à amphiboles (Dévonien inférieur, série de base) (Troumouse)

Figure 30 - Localisation des zones de redoublement tectonique, de forte déformation ou de disparition de la barre calcaire, signalées dans le texte

Figure 31 - Silicification dans les calcaires de la barre du Dévonien inférieur (Estaubé rive gauche)

Figure 32 - Fragments de schistes dispersés dans les calcaires de la barre, résultat du boudinage d'un petit niveau schisteux (Sarrat de Terre Arrouye)

Figure 33 - Composition des hyalophanes de la barre calcaire dans le diagramme Or-Ab-Cn

Figure 34 - Calcaires rubanés de la barre (Turon de Gèdre)

Figure 35 - Dyke de roche andésitique boudiné dans les calcaires de la barre du Dévonien inférieur (Turon de Gèdre)

Figure 36 - Barytine mylonitisée contenant des fragments de roche siliceuse fine (chert) (Turon de Gèdre)

Figure 37 - Schéma de la structure minéralisée principale observée dans la barre calcaire du Turon de Gèdre

Figure 38 - Inclusions fluides quadriphasées de la fluorine du Turon de Gèdre (Dévonien inférieur)

Figure 39 - Spectre RAMAN des inclusions de calcite

Figure 40 - Spectre RAMAN de la gouttelette de soufre natif

Figure 41 - Spectres RAMAN de la phase liquide : H2S, N2, CH4, CO2

Figure 42 - Lamine de blende concordante avec des niveaux riches en cristaux de hyalophane dans les calcaires de la barre du Dévonien inférieur (Ayruès)

Figure 43 - Niveau de barytine concordant dans les calcaires de la barre du Dévonien inférieur (plateau d'Alans)

Figure 44 - Plissement isoclinal d'un lit à blende-fluorine dans les calcaires du Dévonien inférieur (plateau d'Alans)

Figure 45 - Schéma synthétique de la zone minéralisée principale de l'indice du plateau d'Alans (barre calcaire, Dévonien inférieur)

Figure 46 - Petits niveaux de fluorine plissés dans les calcaires du Dévonien inférieur et fluorine ayant recristallisé dans des fentes de tension (plateau d'Alans)

Figure 47 - Niveau millimétrique de blende concordant avec des lits détritiques et des schistes dans les calcaires de la barre du Dévonien inférieur (Sarrat de Terre Arrouye)

Figure 48 - Teneurs en fer des blendes des minéralisations de la barre calcaire du Dévonien inférieur

Figure 49 - Transformations à quartz, ankérite, calcite et barytine dans la barre calcaire du Dévonien inférieur (Estaubé rive gauche, zone du ruisseau de Pouey Arrabi)

Figure 50 - Filonnet à ankérite, calcite et barytine dans la barre calcaire du Dévonien inférieur (Estaubé rive gauche, zone du ruisseau de Pouey Arrabi)

Figure 51 - Zone bréchique recoupant la barre calcaire (Estaubé gauche)

Figure 52 - "Carapace" de quartz blanc laiteux avec azurite-malachite en fissures et placages de barytine, au sommet de la barre calcaire (Estaubé gauche, sud du ruisseau de la Hèche d'Or)

Figure 53 - Ankéritisation en lanières des calcaires de la barre (Estaubé rive droite)

Figure 54 - Carbonates ferrifères cimentés par un produit fin, vert-sombre, soyeux (Estaubé rive droite)

Figure 55 - Diagramme de diffraction du produit fin, vert-sombre, soyeux : assemblage à illite-chlorite-kaolinite

Figure 56 - Filonnet à quartz-ankérite-calcite recoupant les calcaires de la barre (Estaubé rive droite)

Figure 57 - Cristal de quartz blanc laiteux filonien remplacé sur sa bordure par de la calcite (flanc sud-ouest de la montagne des Aguillous)

Figure 58 - Cristal de barytine piégeant à différents stades de sa croissance des impuretés (barre calcaire) (Tuc d'Arrouy)

Figure 59 - Filon d'ankérite recoupant un pli hercynien N100 (niveau détritique dans les calcaires de la barre) traversé par la schistosité majeure alpine (Estaubé droite, ruisseau de Coste de Baque)

Figure 60 - Filon d'ankérite remplaçant partiellement un pli hercynien dans les calcaires de la barre (Estaubé rive droite, ruisseau de Coste de Baque)

Figure 61 - Composition des carbonates sécants sur les calcaires de la barre (Estaubé rive droite)

Figure 62 - Remplacement d'un rhomboèdre de dolomite ferrifère par de la calcite tardive (Estaubé rive gauche)

Figure 63 - Composition des carbonates cimentant la brèche de calcaires dévoniens (Estaubé rive gauche)

Figure 64 - Composition des carbonates ferrifères en filonnets dans la série alternante (la Sède)

Figure 65 - Composition des chlorites associées aux carbonates ferrifères sécants sur les calcaires dévoniens (Estaubé rive gauche)

Figure 66 - Composition des chlorites associées aux carbonates ferrifères sécants sur les calcaires dévoniens (Estaubé rive droite)

Figure 67 - Caractérisation de la nature illitique du produit fin, vert sombre, soyeux, sécant sur la métasomatose Mg-Fe (Estaubé rive droite)

Figure 68 - Rosace de répartition des directions des filons du socle

Figure 69 - Tableau des mines métalliques de la généralité de Pau

Figure 70 - Les principales mines des Pyrénées des gaves

Figure 71 - Localisation préférentielle des sulfures à l'intérieur ou au contact des zones silicifiées (filon de Matacas)

Figure 72 - Bandes de quartz et d'ankérite dans de la sidérite massive (mine de la Lèche)

Figure 73 - Coupe de la mine de la Raillère

Figure 74 - Filon N60 du Pont de Souarrouy

Figure 75 - Dyke de roche andésitique broyé et cimenté par un assemblage à quartz-muscovite-apatite avec blende tardive (filon du Pont de Souarrouy)

Figure 76 - Filonnet de sidérite recoupé et décalé par des fentes remplies de barytine (mine des Artigaous)

Figure 77 - Mine du pont de la Gardette, galerie supérieure

Figure 78 - Silicification en "toit" dans la sidérite (décollements ?) (mine du pont de la Gardette)

Figure 79 - Déformation du minerai rubané de la mine de Coumély

Figure 80 - Caractérisation du sens de la déformation dans le minerai mylonitisé de la mine de Coumély

Figure 81 - Coupe du filon E-W du bois de Coumély

Figure 82 - Coupes du filon E-W du Couret

Figure 83 - Brèche postérieure à la phase de barytine en gros cristaux dans le filon de la mine du Couret

Figure 84 - Brèche hydraulique dans les cipolins de l'indice du torrent d'Alans

Figure 85 - Développement de la métasomatose Mg-Fe dans les cipolins, à partir de la fracturation (indice du torrent d'Alans)

Figure 86 - Composition des carbonates des filons

Figure 87 - Composition des carbonates de l'indice du torrent d'Alans

Figure 88 - Porosité de rétraction due à la transformation Mg-Fe des cipolins de l'indice du torrent d'Alans

Figure 89 - Composition des micas des filons

Figure 90 - Composition des chlorites des filons

Figure 91 - Champs de stabilité des sulfures de fer et des blendes ferrifères

Figure 92 - Variations des teneurs en Fe-Cd des blendes et en Bi-Ag des galènes disséminées dans les cipolins transformés en ankérite, ou en cristaux automorphes dans des fractures ouvertes recoupant les cipolins (indice de Prat (1))

Figure 93 - Diagramme schématique montrant le comportement du germanium dans différents environnements géologiques en fonction de l'activité en oxygène et en soufre

Figure 94 - Carte de répartition des filons du socle de Gavarnie-Héas-Barroude (position, direction, puissance)

Figure 95 - Schématisation et évolution des structures minéralisées N60

Figure 96 - Schématisation et évolution des filons E-W

Figure 97 - Contexte structural hypothétique de mise en place de la minéralisation du déversoir de Barroude

Figure 98 - Corrélations de la structuration des filons N60-70 et E-W

Figure 99 - Filonnet à ankérite-calcite-galène dans les calcaires du Santonien autochtone (plateau d'Alans)

Figure 100 - Composition des carbonates recoupant les calcaires santoniens du plateau d'Alans

Figure 101 - Pseudomorphose de cristaux rhomboédriques de carbonates ? par de la chlorite dans le conglomérat de base induré du Crétacé (plateau d'Alans)

Figure 102 - Composition des micas du niveau détritique induré de la base du Crétacé du plateau d'Alans

Figure 103 - Composition des chlorites du niveau détritique induré de la base du Crétacé du plateau d'Alans

Figure 104 - Amas de barytine dans la dolomie gréseuse ocre du Cénomanien et présence d'une auréole réactionnelle (couloir d'éboulis face à la cascade de Pich-Gaillard)

Figure 105 - Développement pervasif de fins micas blancs dans la dolomie gréseuse du Cénomanien (couloir d'éboulis face à la cascade de Pich-Gaillard)

Figure 106 - Composition des carbonates de la dolomie gréseuse ocre du Cénomanien du Maillet

Figure 107 - Localisation des thèses signalées dans le texte

Figure 108 - Corrélations des différents faciès du Dévonien inférieur

Figure 109 - Gisement de Graz (Autriche) : distribution des faciès sédimentaires au moment du dépôt des minéralisations

Figure 110 - Gisement de Graz (Autriche) : modèle hypothétique de répartition des minéralisations en liaison avec une origine sous marine exhalative

Figure 111 - Diagramme hypothétique illustrant un modèle génétique possible pour la minéralisation de Vulcan (Canada)

Figure 112 - Répartition du volcanisme dans les Pyrénées, du Stéphanien au Trias

Figure 113 - Mine d'Anglas : la minéralisation se situe dans un réseau de fracture N70-N90 correspondant à un cisaillement sénestre

Figure 114 - Structure du filon de Lorreko-Erreka

Figure 115 - Grands districts filoniens à Pb-Zn-Ba-F d'Europe

Figure 116 - Répartition des fluorines dans un diagramme La/Y=f (SOTR)

Figure 117 - Spectres des terres rares de la fluorine du Dévonien inférieur

Figure 118 - Spectres des terres rares des fluorines des filons du socle

Figure 119 - Compositions isotopiques du plomb de quelques minéralisations des Pyrénées

Figure 120 - Modèle hypothétique du phénomène sédimentaire - exhalatif du Dévonien inférieur

Figure 121 - Schématisation des relations éventuelles entre les filons du socle et les amas métasomatiques à Mg-Fe

Figure 122 - Schématisation de la métallogenèse crétacée en liaison avec la remobilisation de minéralisations tardi-hercyniennes du socle.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 - Evolution et structuration des Pyrénées

Tableau 2 - Corrélations entre les formations du Dévonien inférieur à moyen

Tableau 3 - Composition d'un cristal zoné de hyalophane (Ayruès (1))

Tableau 4 - Composition des phlogopites associées aux hyalophanes d'Ayruès

Tableau 5 - Analyse multi-éléments d'un échantillon de siltites noires de la base du Dévonien inférieur (carrefour route de Saugué-route d'Ayruès)

Tableau 6 - Teneurs en Pb-Zn-Ba (ppm) des calcaires de la barre (Turon de Gèdre)

Tableau 7 - Composition d'une briartite riche en zinc (ouest des ruines de la Hèche d'Or)

Tableau 8 - Composition des chlorites associées aux carbonates ferrifères de la barre calcaire (Estaubé rive gauche)

Tableau 9 - Composition des chlorites associées aux carbonates ferrifères de la barre calcaire (Estaubé rive droite)

Tableau 10 - Composition des amas sériciteux sécants sur les carbonates ferrifères (Estaubé rive droite)

Tableau 11 - Succession des phases minérales dans les fractures de la barre calcaire dévonienne

Tableau 12 - Composition des plagioclases tapissant les épontes du filon de la mine de la Lèche

Tableau 13 - Composition des muscovites associées à l'albite du filon de la mine de la Lèche

Tableau 14 - Analyse multi-éléments du minerai de l'indice du torrent d'Alans

Tableau 15 - Analyses chimiques de galènes des filons du socle (a : résultats des analyses ; b : valeurs rapportées à 100 % de plomb ; c : teneurs en argent de la galène d'anciennes mines)

Tableau 16 - Teneurs en nickel-cobalt de dykes de roches andésitiques et de roches basiques à ultrabasiques en massifs

Tableau 17 - Structuration et paragenèse des filons du socle

Tableau 18 - Composition des micas de la gangue du niveau détritique induré de la base du Crétacé autochtone du plateau d'Alans

Tableau 19 - Composition des chlorites du niveau détritique induré de la base du Crétacé autochtone du plateau d'Alans

Tableau 20 - Comparaison de l'évolution minéralogique des filons du socle et des minéralisations sécantes du Dévonien inférieur

Tableau 21 - Contenu en terres rares des fluorines du Dévonien et des fluorines des filons du socle

Tableau 22 - Compositions isotopiques du plomb dans les minéralisations pyrénéennes

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 - Tableau général de la répartition des minéraux observés dans les différents types d'indices

Annexe 2 - Associations minérales des indices de la série alternante
Associations minérales des indices dans les siltites noires de la série de base et de la série rubanée

Annexe 3 - Associations minérales des indices de la barre calcaire

Annexe 4 - Associations minérales d'échantillons divers de la nappe
Associations minérales des indices du Crétacé autochtone

Annexe 5 - Associations minérales des filons

Annexe 6 - Associations minérales dans les enclaves du socle
Associations minérales des indices à scheelite
Associations minérales dans les roches ultrabasiques
Associations minérales dans des échantillons divers du socle

Annexe 7 - Numéro des indices, noms des indices et coordonnées Lambert

INTRODUCTION

1. PRESENTATION DU SUJET

Au cours des quinze dernières années, de nombreux travaux sur les minéralisations Zn-Ba (Pb) du Paléozoïque des Pyrénées (essentiellement Ordovicien et Dévonien) se sont succédés (REYX, 1973 ; GATINOT, 1977 ; GUERIN, 1979 ; BRAUX, 1980 ; DALLAS, 1980 ; CASTELBOU, 1981 ; VEGAS, 1982; FRANCOIS, 1983 ; BRULA, 1984, ...), s'inscrivant dans le cadre de recherches menées par le B.R.G.M., la S.N.E.A.(P) et différentes universités Toulouse, Paris VI, Orléans).

Ces auteurs ont montré le caractère stratiforme de nombreuses minéralisations et l'origine hydrothermale sédimentaire a fréquemment été proposée en accord avec les idées de G.POUIT (1979, 1980, 1984, 1986).

De ces études, il ressort que de nombreuses incertitudes subsistent quant au mode de mise en place des minéralisations strafiformes dévoniennes et à l'origine des métaux.

Ces faits ont conduit G. POUIT à me proposer l'étude du Dévonien inférieur de la nappe de Gavarnie (région de Gèdre-Gavarnie-Barroude). En effet, dans ce secteur, le Dévonien inférieur affleure de manière quasi continue et la présence de minéralisations discrètes à Zn(Pb) avait été observée par G. POUIT.

A la suite de la visite ou de la découverte d'anciennes mines, le sujet a été élargi à l'étude des nombreux filons à Zn-Pb-Ba-F sécants sur le socle cambro-ordovicien.

Une prospection générale nous a conduit à la mise en évidence de deux autres types de minéralisations :

- métasomatose (Fe, Mg) dans les calcaires dévoniens , le long d'accidents tardifs et filonnets de barytine ;

- fréquentes mouches de galène visibles sur plusieurs kilomètres, dans les calcaires du Crétacé autochtone.

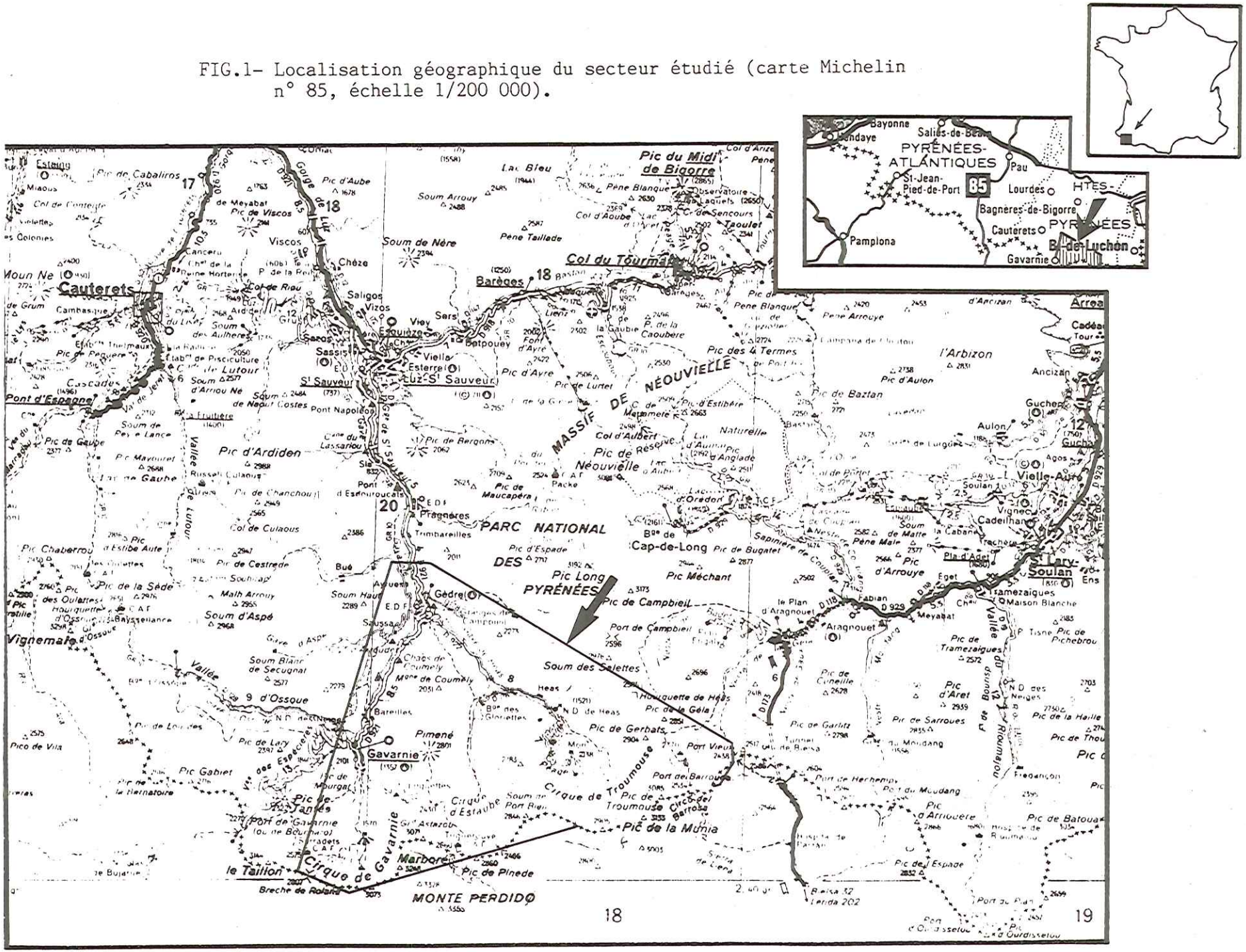
2. CADRE GEOGRAPHIQUE

2.1. LOCALISATION

Situé dans le département des Hautes-Pyrénées, à 50 km au sud de Lourdes, le secteur étudié, d'une superficie de 100 km2, est limité au sud par la frontière avec l'Espagne (fig.1). Quatre cirques d'origine glaciaire jalonnent la partie sud ; ce sont d'est en ouest les cirques de Barroude, Troumouse, Estaubé et Gavarnie. Ils constituent les points de départ des gaves et nestes dont le travail de surcreusement des vallées glaciaires est très net.

A l'ouest, le gave de Pau, issu du Cirque de Gavarnie, est rejoint dans le village de Gèdre par le gave de Héas prenant sa source dans le Cirque de Troumouse. Ce dernier reçoit, en rive gauche, le gave d'Estaubé.

FIG.1- Localisation géographique du secteur étudié (carte Michelin n° 85, échelle 1/200 000).


Bayonne
Bidart
Saliès-de-Béarn
PYRÉNÉES-ATLANTIQUES
Pau
St-Jean-Pied-de-Port
85
Lourdes
HTES-PYRÉNÉES
Bagnères-de-Bigorre
Cauterets
B. de Luchon
Pamplona
Gavarnie
Pic du Midi de Bigorre
Col du Tourmalet
Barèges
Viscos
Chèze
Saligos
Vizos
Sers
Viey
Esquièze
Sassis
Betpouey
Vieille
Esterre
Luz-St Sauveur
St Sauveur
Sazos
Cauterets
Pont d'Espagne
Cascades
Pic d'Ardiden
Pic de Gaube
Pic de Gaube
Pont Napoléon
Pont d'Esdourroucats
Pragnères
Trimbareilles
Gèdre
Gavarnie
Pimené
Bareilles
Le Taillon
Cirque de Gavarnie
Breche de Roland
Marboré
Pic de Pinede
MONTE PERDIDO
Cirque de Troumouse
Pic de la Munia
Port de Gavarnie
Port de Boucharo
Port de Barroude
Port de Troumouse
Port de Heas
Port de Campbieil
Port Vieux
Port de Cambalès
Port de Sarradets
Port de Cambielh
Port de Moudang
Port de Herrenpy
Port de Bielsa
Port de Plan
Col d'Aubert
Col de Riou
Col de Culaous
Col d'Aoube
Col d'Ayre
Col de Lurtet
Col de Pouey Aspé
Col de Contis
Col de Meyabat
Col de Sencours
Col de Tentes
Col de Pierrefitte
Col de Portet
Col de Portet d'Aspet
Col de Suzon
Col de Pailla

A l'est, la neste de la Géla prend naissance dans le cirque de Barroude et rejoint la neste d'Aragnouet.

L'essentiel des travaux a porté sur les vallées de Héas et de Gavarnie. Quelques observations ont été réalisées dans la région de Barroude

2.2. LE PAYSAGE

Sublimes lorsqu'ils sont couverts de neige (de mi-octobre à mi-juin), de nombreux sommets et lignes de crête, d'accès périlleux, bordent cirques et vallées.

Le modelé glaciaire de cette région, fortement influencé par des contrastes lithologiques marqués, est typique et le surcreusement des vallées en U est important.

L'altitude varie de 1000 à 3200 m, la végétation s'étageant en fonction de cette dernière. Les prairies apparaissent vers 1.700 m et disparaissent vers 2200-2300 m. Au-dessus on retrouve la montagne aride, en dessous la forêt.

Enfin, n'oublions pas les nombreux isards et marmottes qui animent ce paysage ainsi que les aigles, vautours, gypaètes, lagopèdes, renards et ... vipères.

2.3. LA POPULATION

La route de Gèdre fut ouverte seulement en 1852. Avant cette date, seuls de petits sentiers permettaient la liaison avec Luz Saint-Sauveur, village situé à 12 km au nord.

Au début du 18ème siècle, des mines ont été exploitées dans les vallées de Héas et Gavarnie mais, peu productives, elles ne permirent pas l'installation de véritables villages miniers.

L'élevage a conduit à l'aménagement des prairies de haute-montagne : stabilisation des sols, irrigation, etc. Les nombreux vestiges que l'on observe (murettes, chemins d'eau, granges d'altitude) montrent à quel point l'activité pastorale était importante.

Aujourd'hui, dans ces vallées hautes et reculées, hostiles en hiver, même si en été les troupeaux résonnent encore de leurs cloches, on cherche en vain le berger qui vous racontera la vie, celle d'une autre époque.

Maintenant le touriste est roi dans le Parc National !

3. CADRE GEOLOGIQUE

3.1. GENERALITES

Malgré les différentes hypothèses concernant la structuration hercynienne et alpine des Pyrénées qui seront présentées dans la première partie, la division de la chaîne pyrénéenne en 5 zones reste une évidence (fig. 2).

Ces zones, parallèles à la direction WNW-ESE de la chaîne, résultent de l'orogenèse pyrénéenne qui a permis leur individualisation.

La conception classique de chaîne en éventail est basée sur la division structurale suivante observée du nord au sud :

- avant pays plissé nord ;
- zone nord-pyrénéenne ;
- zone axiale ;
- zone sud-pyrénéenne ;
- avant pays plissé sud.

Le secteur étudié appartient à la partie sud-ouest de la zone axiale, cette dernière étant caractérisée par la présence de terrains paléozoïques plus ou moins métamorphisés et intrudés par de grands massifs de granodiorites. La zone étudiée se localise entre les granites hercyniens au nord (Cauterets, Néouvielle) et des terrains mésozoiques décollés au sud (fig.3a), les terrains paléozoïques en constituant l'essentiel (fig.3b).

3.2. LES FORMATIONS ET LES MINERALISATIONS

La figure 4 schématise les relations entre les trois ensembles caractérisant l'intégralité du secteur et la nature des minéralisations. De bas en haut on distingue :

- Un socle autochtone considéré comme cambro-ordovicien et constitué essentiellement par des migmatites, gneiss, granites d'anatexie et roches basiques. De nombreuses enclaves d'origine sédimentaire apparaissent en reliques dans les migmatites.

Des filons à blende-pyrite-galène-chalcopyrite (type B.P.G.C, + barytine-fluorine) recoupent toutes les structures de ce socle et se répartissent suivant deux directions principales (N60 et E-W).

- Un tégument de grès et de calcaires (Cénomanien-Santonien) qui recouvre en discordance ce socle et parfois aussi des lambeaux de Trias eux-mêmes discordants sur le socle. La découverte de galène disséminée dans les calcaires santoniens nous a incité à prospecter l'ensemble du Crétacé autochtone.

- Une nappe paléozoïque avec sa semelle de schistes siluriens qui recouvre en contact anormal le socle et le tégument

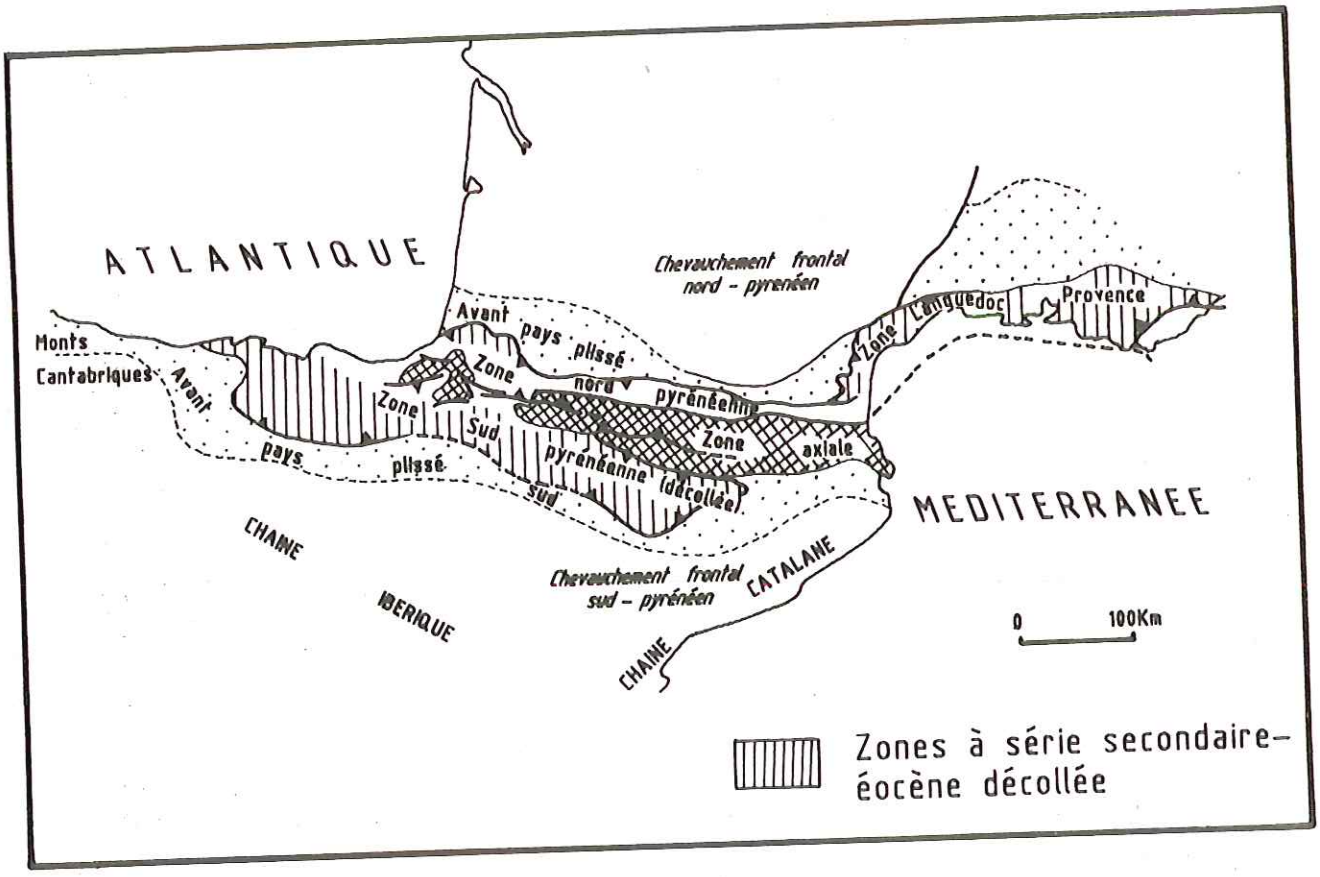


FIG.2- Les grandes subdivisions structurales de la chaîne pyrénéenne (MAJESTE-MENJOULAS, 1979, simplifié).

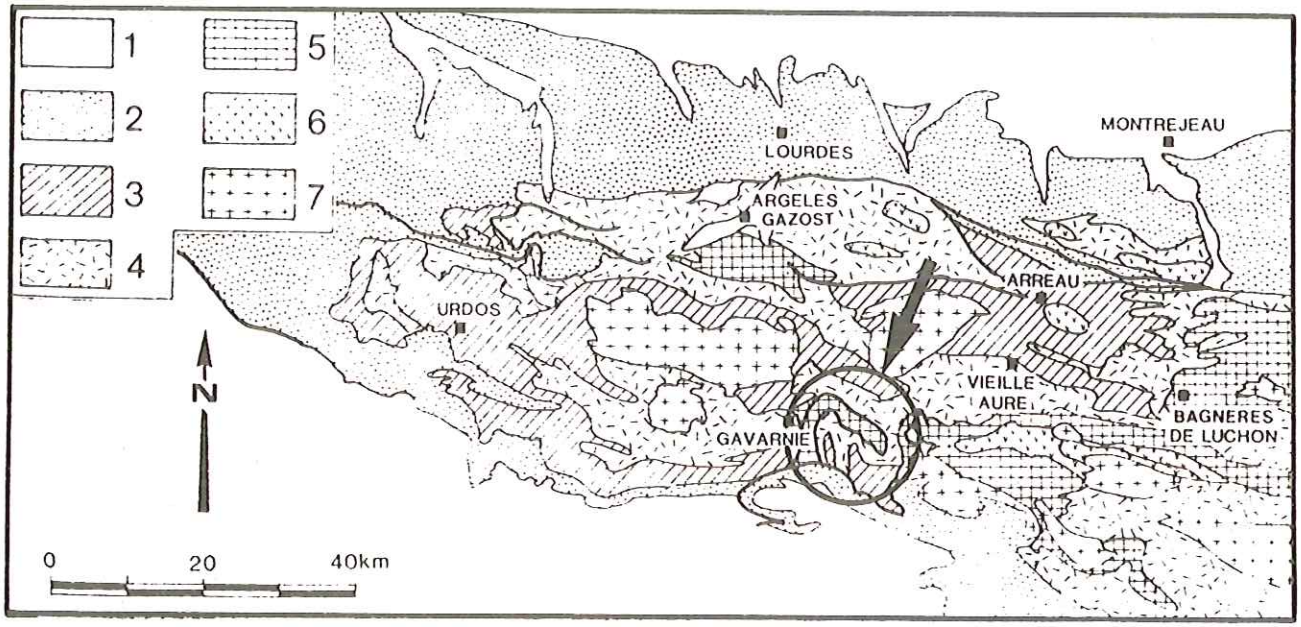


FIG.3a - Cadre géologique du secteur étudié (FRANCOIS, 1983).
1: Tertiaire et Quaternaire
2: Permo-Trias et Mésozoïque
3: Carbonifère
4: Silurien et Dévonien
5: Ordovicien
6: Cambro-Ordovicien indifférencié
7: granites hercyniens

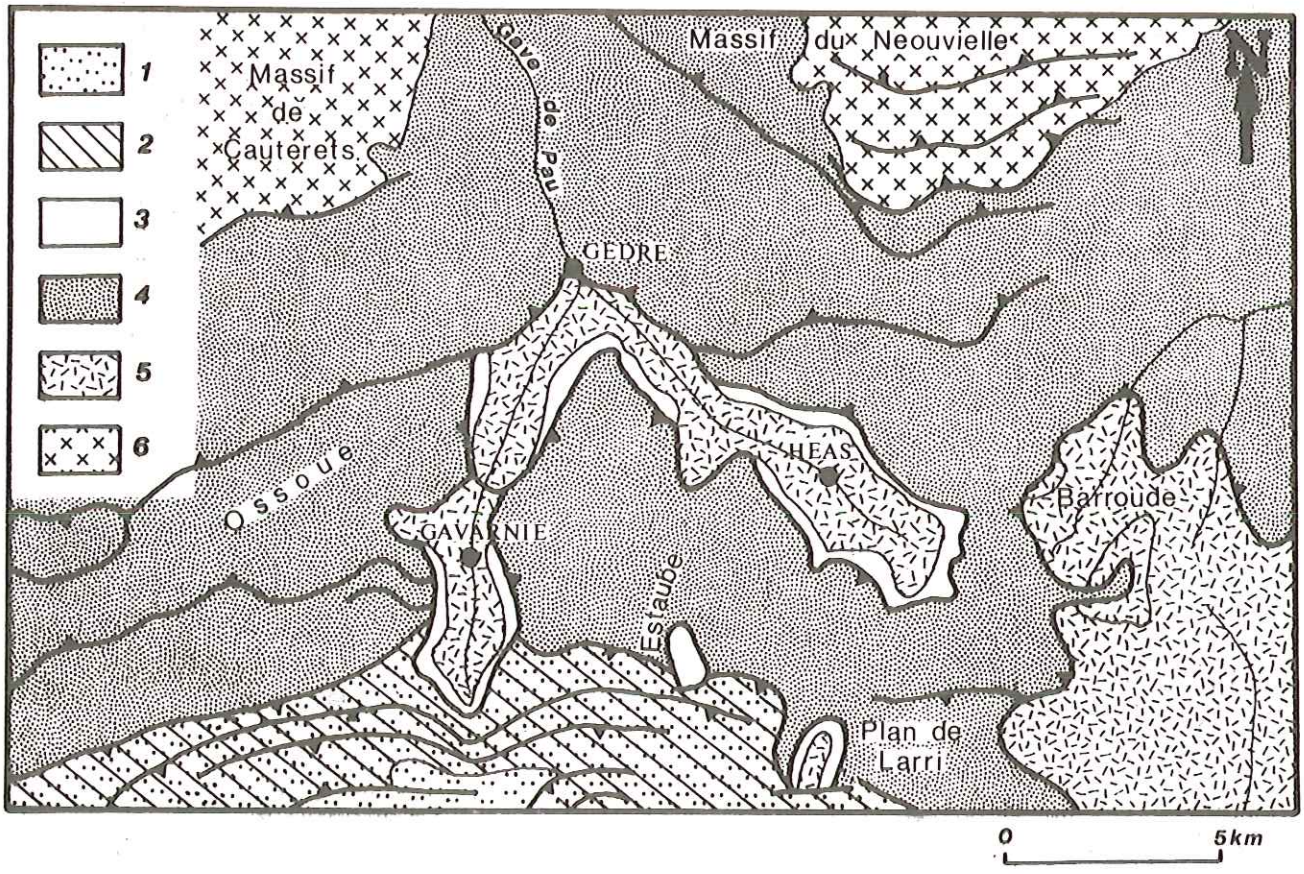


FIG.3b - Carte schématique de la nappe de Gavarnie (DERAMOND, 1979, simplifié).
1: Paléocène
2: Crétacé supérieur allochtone
3: Mésozoïque autochtone
4: Paléozoïque
5: socle micaschisteux, migmatitique et granitique
6: granodiorites

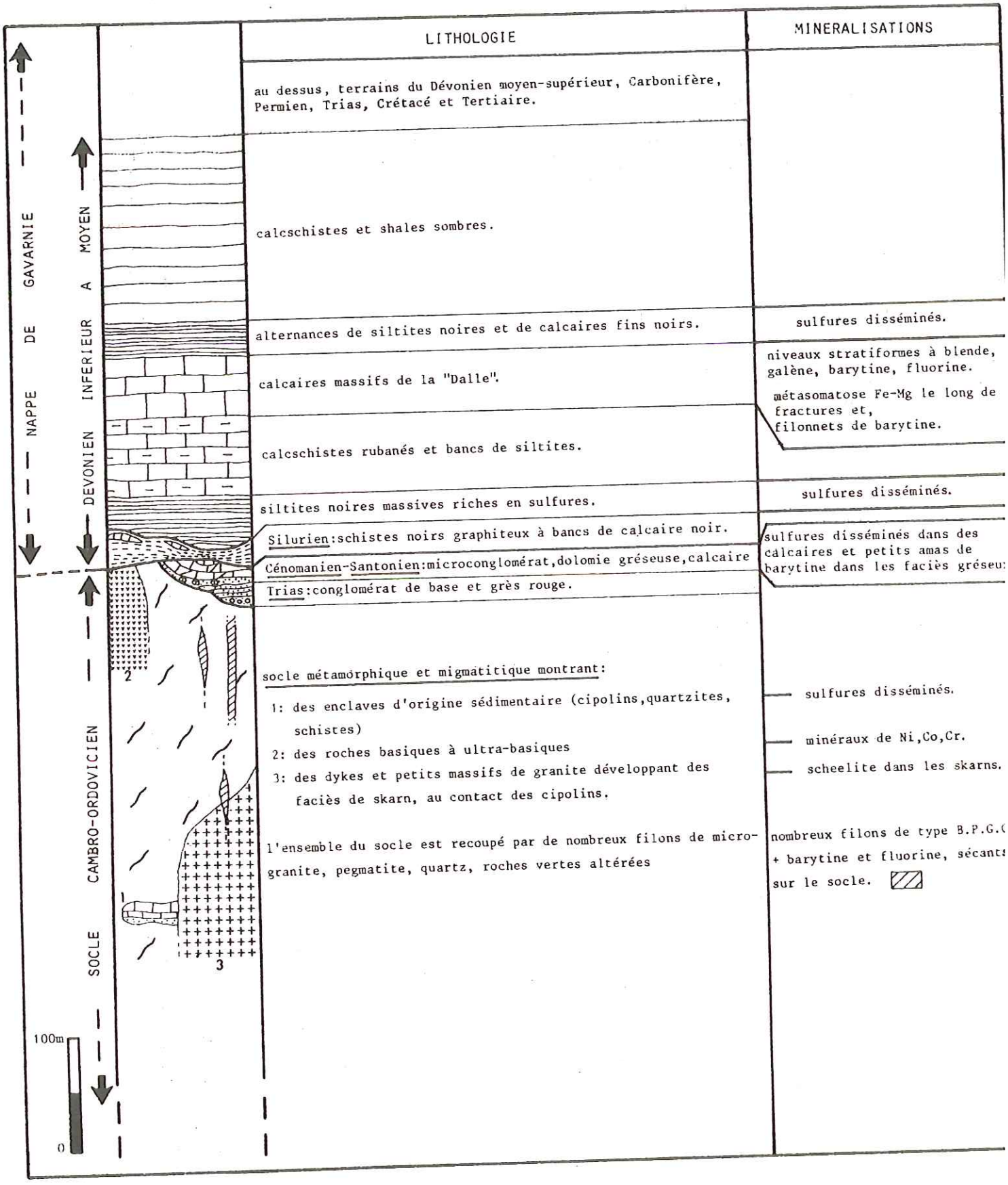


FIG.4- Lithologie et relations des trois ensembles géologiques du secteur étudié; nature et position des minéralisations.

crétacé, avec une flèche de 8 à 12 km dirigée du nord vers le sud, dans laquelle on identifie:

* le Dévonien inférieur: siltites massives, alternances de siltites et de calcaires, calcaires massifs ;

* le Dévonien moyen à supérieur: alternances de siltites et de calcaires, quartzites ;

* le Carbonifère: niveaux détritiques et carbonatés, lydiennes.

Dans le Dévonien inférieur, on retrouve les minéralisations à Zn-Ba-(Pb) à caractère stratiforme, connues sur plus de 100 km d'est en ouest. Les plus importantes sont localisées dans les calcaires massifs.

Un deuxième type de minéralisation apparaît au sein de ces derniers. Il s'agit de transformations métasomatiques Fe-Mg des calcaires.

D'autres minéralisations peu importantes apparaissent dans le socle :

- scheelite au contact cipolin-petits massifs de granite ;

- minéraux de Ni-Co-Cr associés aux roches basiques du massif des Gloriettes.

3.3. CONTEXTE STRUCTURAL ET METAMORPHIQUE

Dans son étude "Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque" C. MAJESTE-MENJOULAS distingue dans le secteur étudié :

- le complexe magmatique et son auréole métamorphique (massifs de Cauterets et de Néouvielle ; cet ensemble est situé en dehors du périmètre d'étude) ;

- la série métamorphique de Gavarnie - Héas - Bielsa (communément dénommée "socle autochtone") ;

- la série sédimentaire paléozoïque (nappe de Gavarnie) ;

- la couverture triasique, crétacée et éocène qui constituera le marqueur stratigraphique de la déformation.

La structuration de cette région résulte de la superposition des orogenèses hercynienne et alpine, cette dernière étant à l'origine de la mise en nappe des terrains du paléozoïque supérieur.

3.3.1. L'orogenèse hercynienne

Les terrains paléozoïques impliqués dans cette orogenèse peuvent être divisés en deux groupes :

- les terrains cambro-ordoviciens : ceux-ci ont subi trois phases de plissements (MAJESTE-MENJOULAS, 1979) :

. plis isoclinaux (m) N80 à N20 à plongement axial sud ou sud-ouest ;
. plis droits (dam) N100-110, schistosité de crénulation SH2 subverticale ;
. plis en chevrons N110, schistosité de crénulation subverticale ;

- les terrains du Silurien et du Paléozoïque supérieur ont aussi enregistré les trois phases de déformation :

. plis isoclinaux (m) N-S à N20 déversés à l'ouest comme à l'est ;

. plis (m à hm) N100, déversés au sud, à schistosité de crénulation SH2 ;

. chevauchements E-W vers le sud (tardi-hercyniens).

La seconde phase correspond à la phase majeure de métamorphisme. Ce dernier, de basse pression et de haute température, est caractérisé par des faciès schistes verts à amphibolites dans les formations du Silurien-Paléozoïque supérieur et par des faciès de migmatites et d'anatexie dans les formations cambro-ordoviciennes. Ces dernières s'organisent en un dôme de migmatites à coeur de roches ultrabasiques (SOULA et al. 1986,a)

3.3.2. L'orogenèse pyrénéenne

Dans le "socle métamorphique", elle provoque surtout le rejeu d'accidents E-W et N-S avec des glissements vers le sud et un bombement associé.

Par contre, l'évolution en nappe des formations du paléozoïque glissant sur les schistes siluriens constitue la caractéristique principale de cette région et est à relier à l'ascencion des massifs granodioritiques de Cauterets et de Néouvielle.

Aux déformations hercyniennes, se superposent alors trois déformations pyrénéennes :

- plis E-W (m à hm) déversés à couchés au sud et rejeu de SH2 et des accidents à E-W ;

- plis en genou (m) déversés au nord ;

- kinks N-S et schistosité de fracture.

4. MOYENS ET METHODES

La recherche et l'étude des minéralisations se sont effectuées dans un contexte géologique et structural connu. En effet, cette région célèbre des Pyrénées a suscité de nombreux travaux scientifiques. Notre travail s'est donc appuyé sur toutes

les données existantes tout en contrôlant l'exactitude de celles-ci autour de chaque indice ou occurence.

La nappe de Gavarnie a été l'unité la plus étudiée et nous citerons ici les travaux les plus récents (MIROUSE, 1962 ; CLIN, 1964 ; JOSEPH, 1973 ; PERE, 1976 ; RODAZZ, 1977 ; DERAMOND , 1979 ; MAJESTE-MENJOULAS, 1979, 1984)

P. DEBAT (1963, 1965) s'est intéressé au socle cambro-ordovicien, dirigeant ensuite deux thèses (HOARRAU, 1972 ; MOREAU, 1975). Deux autres thèses récentes reprennent l'étude de ce socle ; la première concerne les migmatites (A. DAHMANI, 1987), la seconde les roches basiques (Y. DRIOUCH, 1987).

Enfin, le Crétacé autochtone n'a été étudié qu'en rive gauche du gave de Pau (SOUQUET, 1967).

Les seuls documents concernant les mines et les indices du secteur, fiches d'indices du B.R.G.M. datant d'une trentaine d'années et souvent rédigées à partir de données bibliographiques ainsi qu'une vieille carte de positionnement des mines du 18ème siècle, m'ont été aimablement prêtées par J.P. BOIS (Division Minière, B.R.G.M. Toulouse).

La découverte de nombreux filons est le résultat d'une prospection générale des éboulis du socle alors que le suivi de la barre calcaire dévonienne, là où l'accès était possible, a permis le positionnement de plusieurs dizaines d'occurences minéralisées.

La texture des minéralisations, leurs constituants ainsi que leurs relations avec l'encaissant ont été étudiés au travers de cinq cents lames minces et plus de cent sections polies (MILITON C. et OUDIN E., rapport B.R.G.M. en préparation).

L'utilisation de la microsonde électronique (M.E.) et du microscope électronique à balayage (M.E.B.) a permis de préciser plus finement la nature des carbonates, de certains silicates et sulfures et l'identification de nombreux minéraux à Ge-Ga et Sn.

Quelques analyses chimiques, isotopiques (Pb/Pb dans la galène) et de terres rares (fluorine) ont été réalisées.

5. PRESENTATION DE L'OUVRAGE

Celui-ci s'articule en trois parties :

- dans la première, nous préciserons le contexte géologique. Après une synthèse des données récentes concernant la géologie des Pyrénées, nous présenterons l'étude des trois ensembles suivants :

  . la nappe paléozoïque de Gavarnie (Silurien-Dévonien inférieur à moyen) ;

  . le socle métamorphique autochtone (Cambro-Ordovicien) ;

  . le Crétacé supérieur autochtone (Cénomanien-Santonien).

- les nombreuses minéralisations de ce secteur feront l'objet de la deuxième partie. Leur plan d'étude sera le suivant :

  . minéralisations stratiformes à Zn-Ba (Pb-F) dans le Dévonien ;

  . minéralisations filoniennes à Zn-Pb-Ba-F dans le socle ;

  . minéralisations métasomatiques Fe-Mg et barytine dans la barre calcaire ;

  . minéralisations disséminées à Pb(Cu) et Ba dans le Crétacé.

- la synthèse des résultats sera présentée dans la troisième partie. L'interprétation de ceux-ci et la comparaison avec d'autres minéralisations nous conduira à présenter des hypothèses génétiques qui déboucheront sur les conclusions générales de ce travail.

PREMIERE PARTIE

ASPECTS GEOLOGIQUES

CHAPITRE I

SYNTHESE DES DONNEES RECENTES SUR LES PYRENEES

Cette courte synthèse, précisant les idées nouvelles concernant la structuration des Pyrénées, nous permettra de replacer les divers types de minéralisations étudiées dans un contexte structural donné (nous avons largement fait appel aux données du volume 129 de Tectonophysics (1986) : the geological evolution of the Pyrénées).

Les Pyrénées, frontière entre les plaques Europe et Ibérie, résultent d'une structuration hercynienne et alpine. Les grandes subdivisions structurales généralement admises ont été présentées dans l'introduction, figure 2.

Quatre grands ensembles peuvent donc être individualisés, s'agençant autour de la zone axiale :

- la zone axiale est constituée de matériel ancien essentiellement paléozoïque affecté par le métamorphisme général hercynien et intrudé par de grands massifs de granodiorites ; un tégument de Trias et de Crétacé recouvre parfois ces terrains ;

- la zone nord-pyrénéenne, séparée de la précédente par la faille nord-pyrénéenne, montre surtout des terrains mésozoïques ainsi que quelques massifs paléozoïques dont le contact avec les terrains récents est souvent tectonique ; un métamorphisme thermique d'âge Crétacé affecte les terrains mésozoïques en bordure de la zone axiale ;

- le chevauchement frontal nord pyrénéen constitue la limite entre la zone précédente et l'avant pays nord plissé formé de terrains d'âge Crétacé à Eocène ;

- au sud de la zone axiale, apparaît la zone sud-pyrénéenne représentée par des formations allant du Trias au Crétacé inférieur ; cette zone, correspondant au versant espagnol, est caractérisée par une tectonique tangentielle beaucoup plus marquée que pour le versant français.

Le rôle important joué par la faille nord-pyrénéenne dans l'évolution structurale des Pyrénées est admis par l'ensemble des auteurs mais les interprétations sur son origine peuvent être très différentes :

- faille transformante (LE PICHON, 1970 ; CHOUKROUNE, 1974)
- chevauchement (SOUQUET et al., 1975).

Ces derniers proposent un autre schéma d'organisation et d'évolution, non centré sur la faille nord-pyrénéenne, mais guidé par des fractures anciennes N80 et surtout N40, impliquant une structuration en trois tronçons (d'est en ouest : catalan, navarro-languedocien et basco-béarnais). Ces auteurs réfutent donc l'idée du coulissement de la plaque ibérique le long de la faille nord-pyrénéenne.

1. LA STRUCTURATION AU PALEOZOIQUE

1.1. AVANT L'OROGENESE HERCYNIENNE

Les terrains observés les plus anciens sont d'âge Cambro-Ordovicien avec peut-être des reliques précambriennes. Actuellement peu d'arguments permettent d'envisager d'éventuels effets de l'orogenèse calédonienne. H.J. ZWART (1986) suggère que les gneiss oeillés des massifs du Canigou, de l'Hospitalet et de l'Aston pourraient représenter des granites cambro-ordoviciens déformés et métamorphisés qui appartiendraient à la fin de l'orogenèse calédonienne.

Quoiqu'il en soit, les terrains datés avec précision et montrant des faciès peu métamorphiques sont connus de l'Ordovicien au Carbonifère. La fréquente absence de faune a obligé des datations par analogie de faciès dans certains secteurs, qui ont rendu délicates les interprétations structurales ultérieures.

La paléogéographie paléozoïque semble avoir été guidée par des failles syn-sédimentaires (surtout au Paléozoïque supérieur) déterminant ainsi des domaines à sédimentations différentes. J. MULLER et P. ROGER (1977) font remarquer que les divers faciès lithologiques ont une distribution longitudinale par rapport à l'axe des structures majeures de la chaîne hercynienne. Ces failles synsédimentaires, bien marquées au Dévonien ont pu ensuite évoluer en chevauchements.

1.2. L'OROGENESE HERCYNIENNE

1.2.1. Les idées classiques

Le métamorphisme général de basse pression ayant affecté les terrains paléozoïques des Pyrénées, le phénomène de migmatitisation associé ainsi que l'intrusion de grands massifs de granodiorites sont connus depuis longtemps.

Les plus anciennes roches recouvrant les terrains plissés sont datées du Westphalien D mais plus généralement du Stéphanien.

Le métamorphisme s'étend du faciès schistes verts au faciès amphibolites supérieures (migmatites).

Les premières déformations ont débuté après le dépôt du Westphalien moyen et ont provoqué le redoublement de séries paléozoïques (MULLER et ROGER, 1977).

1.2.2. Les idées nouvelles

L'organisation du métamorphisme hercynien autour de dômes très métamorphiques en liaison avec des phénomènes de diapyrisme magmatique est admise par de nombreux auteurs ainsi que l'existence de trois phases de déformation, la seconde étant la phase

majeure responsable en grande partie des structures cartographiques.

H.S. ZWART (1986) précise que le début de l'anatexie se produirait vers 640° C à 2,5 Kbars impliquant un gradient géothermique de 70 °C/Km.

La même année, S.M. WICHAM et E.R. OXBURGH dressent un tableau de l'évolution stratigraphique et sédimentologique du Carbonifère au Permien (fig. 5) et J.C. SOULA et al. résument le contexte géologique général de l'évolution hercynienne (fig. 6) : "entre la vallée du gave de Pau à l'ouest et le méridien du Quérigut à l'est, les formations pré-hercyniennes constituent quasiment tous les affleurements de la zone axiale et une série de massifs au sein des formations mésozoïques dans la zone nord-pyrénéenne. Elles sont, dans leur ensemble, affectées par un métamorphisme épizonal, avec en outre, dans de nombreux secteurs, des édifices d'extension régionale, caractérisés par un métamorphisme de degré plus élevé". Ces édifices peuvent être regroupés en quatre types principaux (fig. 6) :

- édifices centrés sur de grands massifs de gneiss oeillés (massif de Prayols, de l'Aston-Hospitalet) ;

- dômes thermiques à coeur de migmatites ou de granitoïdes (massif de Gavarnie - Héas - Barroude), massif de Lesponne et du Chiroulet, massif du Lis, massif de Bosost, massif de l'Arize et des Trois Seigneurs) ;

- édifices à coeur de gneiss granulitiques (massif de Castillon, massif de Saint Barthélémy) ;

- édifices centrés sur des plutons de granodiorites (Néouvielle, Bielsa, Maladetta, Bassiès, Quérigut).

Récemment, deux modèles de l'évolution hercynienne ont fait l'objet d'un développement important :

- Modèle de SOULA et al (1986,b)

Ces auteurs pensent qu'il s'est produit jusqu'au Frasnien une extension et un amincissement crustal (fig. 7) précédant un raccourcissement. Ce dernier serait caractérisé par un chevauchement crustal (fig. 8) à grande échelle suivi d'une déformation pénétrative régionale. L'ascension progressive des magmas serait alors contrôlée par les plissements dans les niveaux inférieurs.

Ce schéma repose sur une idée de distension avec participation de roches du manteau (fusion partielle au cours de l'amincissement et intrusion à la base de la croûte). Le métamorphisme serait synchrone de la schistosité principale mais les relations d'âge entre métamorphisme régional et déformation varieraient avec la profondeur (le pic du métamorphisme étant plus ancien avec la profondeur).

La mise en place des granodiorites contemporaines de la déformation majeure dans les niveaux inférieurs se poursuit plus tard dans les niveaux supérieurs (ex. : Quérigut, Maladetta).

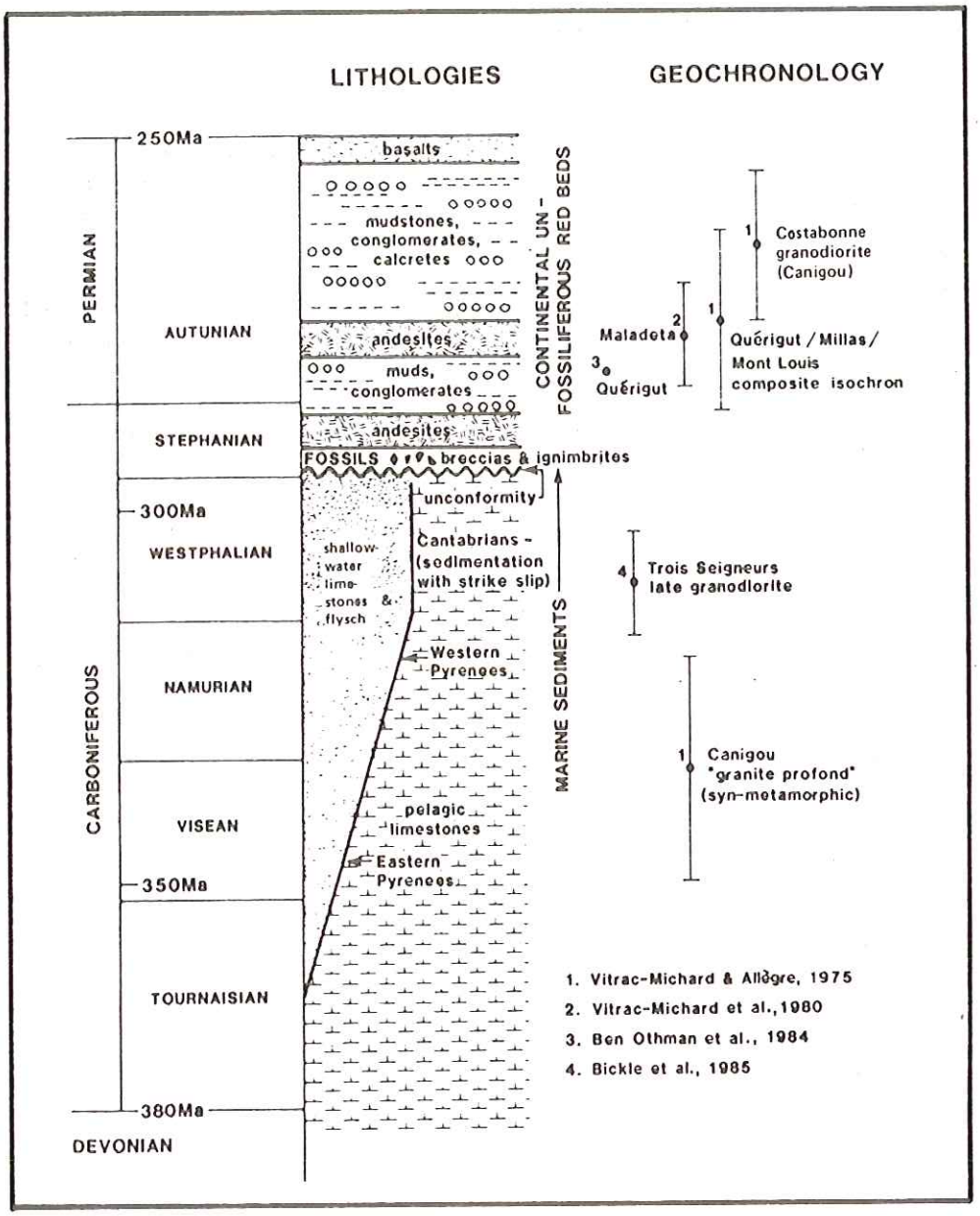


FIG.5- Evolution stratigraphique, sédimentologique et place des granodiorites durant la fin du Paléozoïque (WICKHAM et OXBURGH, 1986: d'après HARLAND et al., 1982; BIXEL, 1985; MIROUSE et al., 1983; ZWART, 1979; VITRAC-MICHARD et ALLEGRE, 1975; VITRAC-MICHARD et al., 1980; BEN OTHMAN et al., 1984; BICKEL, 1985).

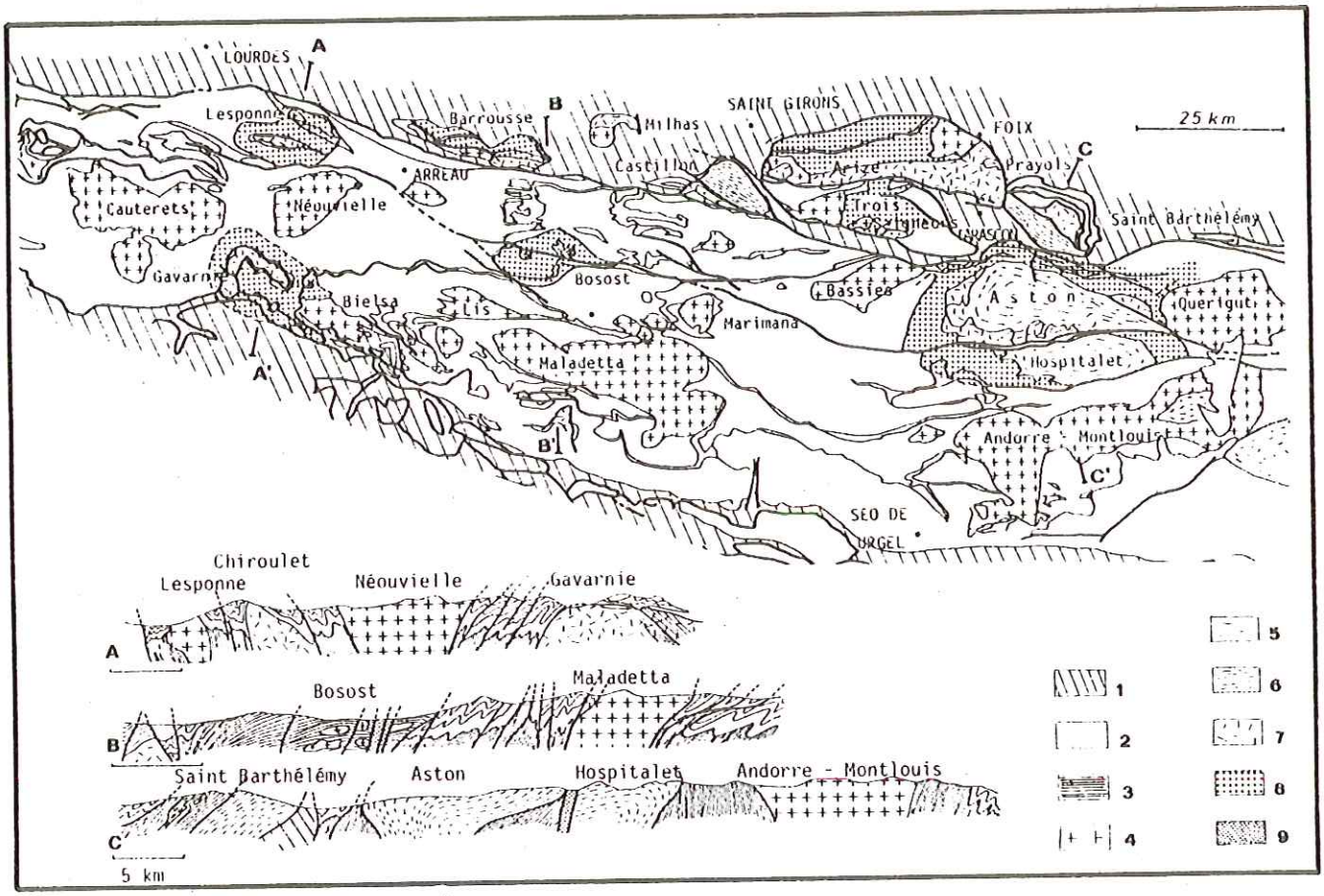


FIG.6- Carte schématique des Pyrénées centrales et occidentales (SOULA et al., 1986a).
A,B,C, localisations des coupes;
1:Mésozoïque; 2:Paléozoïque; 3:anté-Silurien; 4:granitoïdes; 5:orthogneiss oeillés; 6:gneiss granulitiques; 7:migmatites; 8:dômes thermiques; 9:faille de Mérens

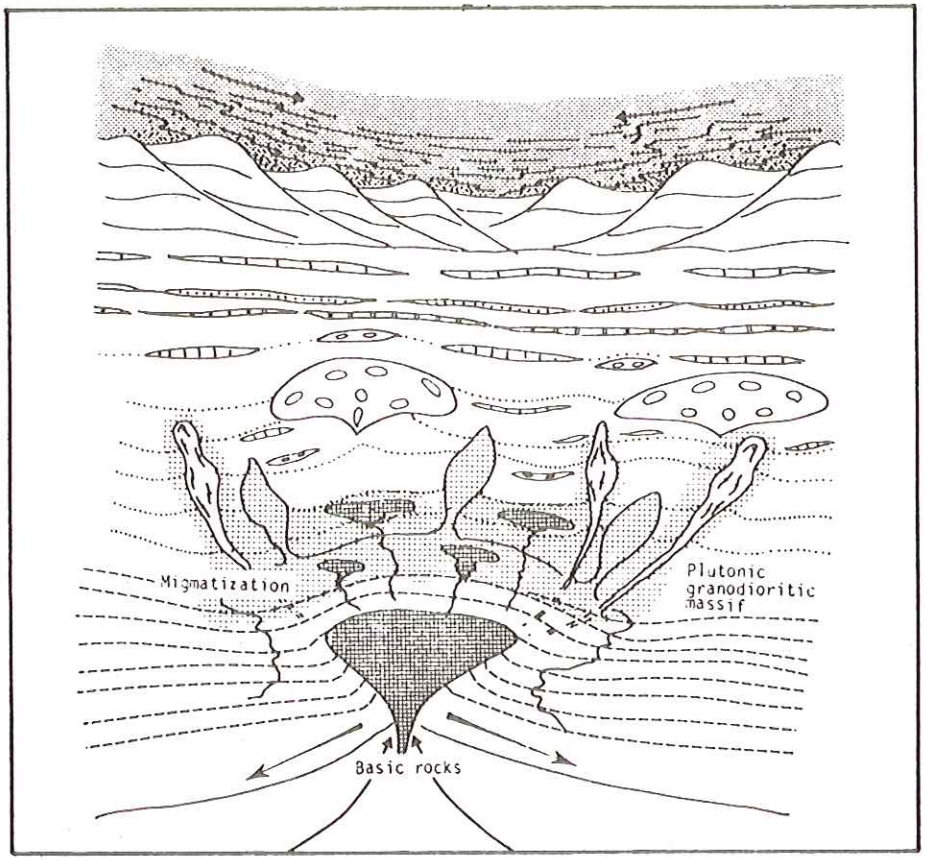


FIG.7- Modèle d'évolution hercynienne: amincissement crustal (SOULA et al., 1986b; légende figure 8).

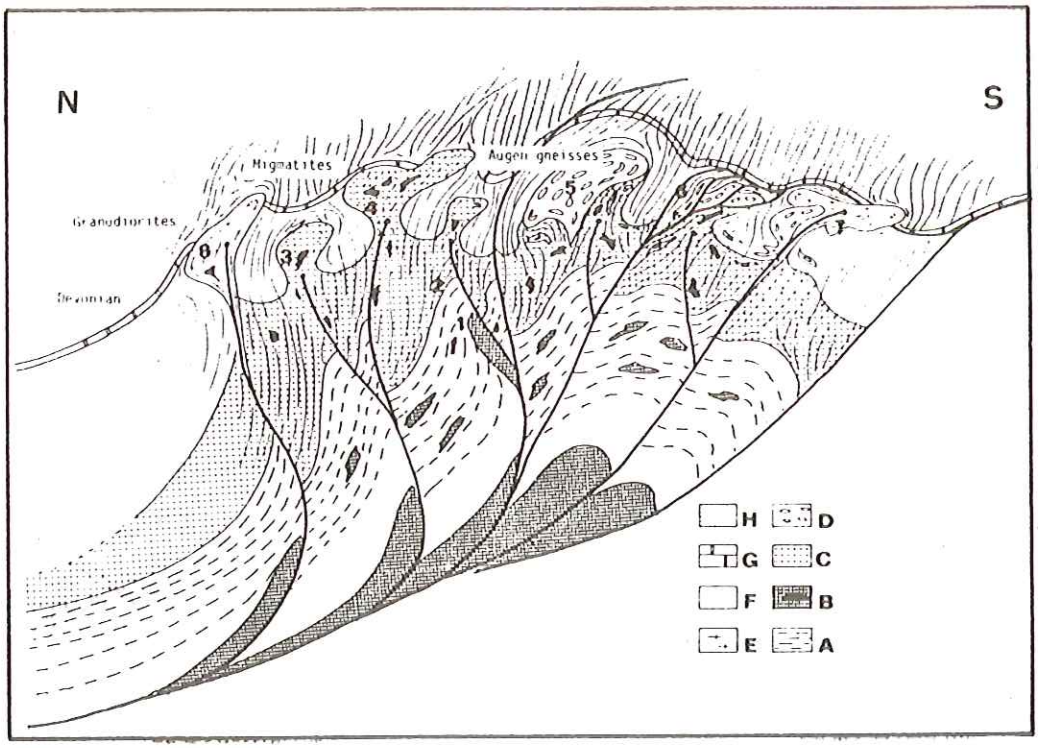


FIG.8- Modèle d'évolution hercynienne: raccourcissement crustal (SOULA et al, 1986b).
1:massif de Castillon; 2:massif de St.Barthélémy; 3:massif de Héas-Gavarnie; 4:massif de Lesponne; 5:massif de l'Aston; 6:Néouvielle; 7:pluton Andorre-St.Louis; 8:pluton du Quérigut ou de Néouvielle
A:granulites; B:roches basiques; C:migmatites; D:gneiss oeillés; E:massifs granodioritiques; F: Paléozoïque inférieur; G:Dévonien; H:Paléozoique supérieur

- Modèle de WICKHAM et OXBURGH (1986) :

S.M. WICKHAM et E.R. OXBURGH sont en accord avec F. BIXEL (1984) qui suggère durant le Stéphano-permien, la création de bassins étroits en échelons, impliquant une large zone de cisaillement dextre avec création de zones en extension à l'intérieur de la zone cisaillante.

Ils structurent la croûte en trois parties (fig. 9) et proposent deux niveaux de fusion :

- à la base des sédiments paléozoïques vers 10-12 km ; ce serait le point de départ des magmas alumineux (migmatites) et des leucogranites ; la température atteinte approcherait les 700°C ;

- dans la partie inférieure se produirait une fusion à grande échelle, ce niveau formant le principal protolite des granodiorites tardives.

La croûte moyenne, quant à elle, est considérée comme "sèche", ne pouvant permettre une fusion développée.

Le fort gradient thermique observé n'augmenterait plus au niveau de la croûte moyenne car, dans ce cas, on assisterait à une fusion de cette dernière et donc à des mouvements convectifs de magmas, ce qui n'a jamais été observé.

Leurs conclusions sont basées sur différentes études isotopiques :

- l'ensemble des roches des séquences métasédimentaires paléozoïques montrent des valeurs de $\delta O18 = +12$, impliquant la présence de fluides aqueux de haute température envahissant la roche de façon pervasive ; ceci suggère une circulation convective durant le métamorphisme prograde ;

- les valeurs de δD (- 25 à - 30 ‰) des muscovites de micaschistes et de migmatites semblent indiquer une origine marine pour ces fluides.

Dans ce modèle, il faut faire intervenir une source de chaleur issue de la croûte inférieure et transmise vers le haut par des magmas ou des fluides aqueux provenant du manteau et restant à un niveau particulier.

Des comparaisons avec des zones de rifts actuels (Impérial Valley et Salton Sea, Californie) permettent à S.M. WICKHAM et E.R. OXBURGH de proposer un modèle de cisaillemement régional s'opposant à celui de J.C. SOULA et al.

Leurs observations indiquent donc un cadre de rift associé à un mouvement décrochant provoquant l'intrusion de magmas dérivés du manteau (fig. 10), source de la chaleur permettant la fusion à deux niveaux.

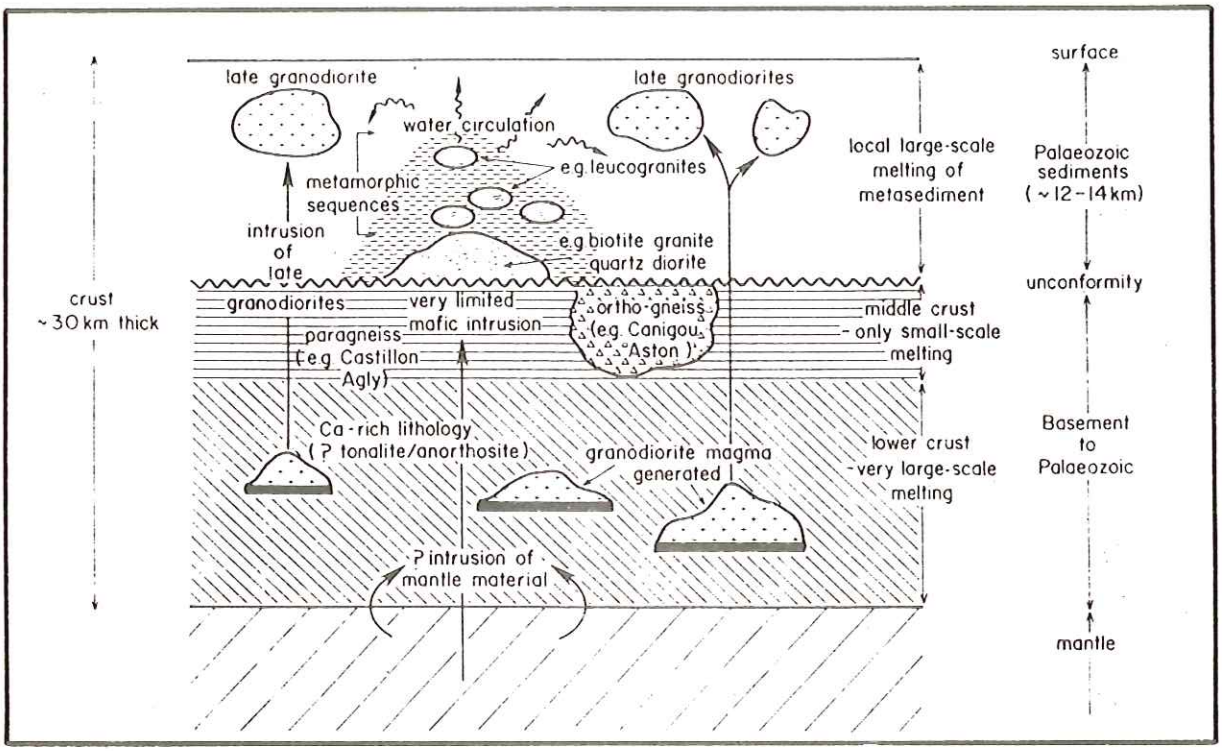


FIG.9- Coupe schématique de la croûte hercynienne des Pyrénées indiquant les principaux niveaux de fusion (WICKHAM et OXBURGH, 1986).

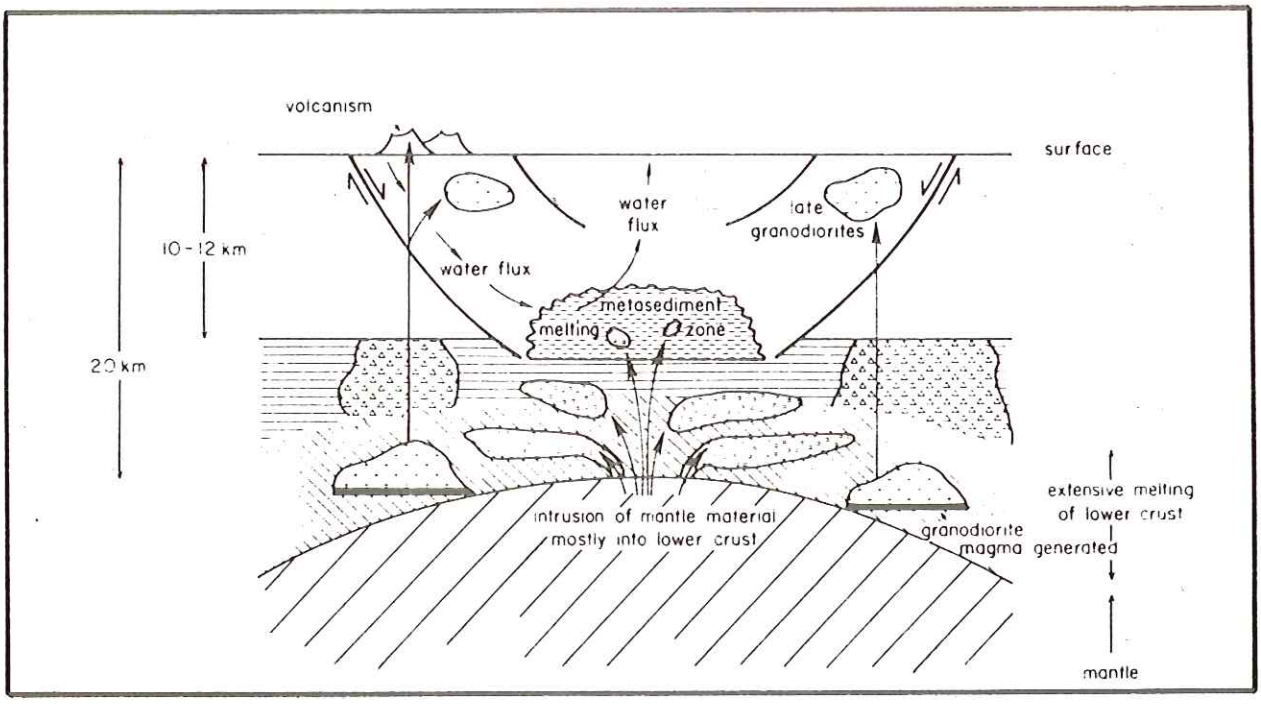


FIG.10- Coupe schématique de la croûte en extension. Le magma basique dérivé du manteau intrude la croûte inférieure, mais ne monte pas plus haut que ce niveau (WICKHAM et OXBURGH, 1986).

1.2.3. Bilan des données

Il semble acquis que le métamorphisme hercynien est caractérisé par un fort gradient géothermique (70 à 100°C/km) ayant provoqué la fusion de métasédiments paléozoïques et d'une croûte granulitique, en liaison avec des intrusions mantelliques. Les déformations ultérieures ont contrôlé la mise en place diapyrique des massifs ou plutons de nature variée.

Le cadre de ce métamorphisme repose actuellement sur des schémas trop spéculatifs, pour pouvoir être considérés comme tels.

2. EVENEMENTS STEPHANO-PERMIENS ET TRIASIQUES

Les premiers dépôts recouvrant les terrains plissés sont attribués au Stéphanien et d'origine continentale, associés à un volcanisme (ignimbrites et andésites). Leur extension est limitée et ils sont surtout localisés dans des bassins étroits en échelons (BIXEL, 1984).

J. MULLER et P. ROGER (1977) remarquent que ces dépôts sont fréquemment guidés par des directions N20 à N50 qui déterminent des zones hautes et des zones basses à sédimentation active.

Cette fracturation tardi-hercynienne est confirmée par C. MAJESTE-MENJOULAS (1979) qui considère qu'elle a permis des venues magmatiques ultérieures (volcanisme de l'Ossau, ophites triasiques,...).

C. PUYGDEFABREGAS et P. SOUQUET (1986) proposent aussi l'idée de décrochement, mais sénestre, au Stéphano-permien, avec développement de volcanisme (andésites, rhyolites).

Au Permien (Autunien), d'autres épisodes volcaniques sont connus (BIXEL, 1984) toujours en liaison avec un contexte décrochant dextre, parallèle à la direction des Pyrénées et accompagné d'une composante d'extension pure perpendiculaire (SOULA et al., 1986b). Ce fait est confirmé par C. PUYGDEFABREGAS et P. SOUQUET (1986) pour qui l'extension post-hercynienne est surtout contrôlée par des fractures E-W, NE-SW et NW-SE.

Une extension généralisée se produirait du Saxonien au Trias.

A la fin du Permien on assiste à des déplacements le long de failles subverticales N40 à N70 et à la limite Permien-Trias apparaît un nouveau système de failles N100 à N120 jouant en failles normales (MULLER et ROGER, 1977).

Au Trias inférieur, il y aurait des rejeux synsédimentaires de failles N110 et au Trias moyen, mise en place des ophites le long d'un train de failles N90 à N120 (MULLER et ROGER, 1977).

En résumé, la période allant du Stéphanien au Trias moyen est caractérisée par :

- un contexte cisaillant à mouvements successifs vraisemblablement dextres au début, impliquant la création de bassins en pull-apart dans lesquels se mélangent sédimentation terrigène continentale et volcanisme ; tous ces dépôts sont très limités ;

- le volcanisme de nature variée (rhyolites, andésites, basaltes) se répartit en cinq épisodes allant du Stéphanien à la limite Permien-Trias (BIXEL, 1984) ;

- des phénomènes de décrochements sénestres parallèles à la direction de la chaîne (surtout au Permo-Trias) ont certainement persisté durant l'essentiel du Mésozoïque avec une composante d'extension pure perpendiculaire (SOULA et al., 1986c).

3. EVOLUTION MESOZOIQUE ET OROGENESE ALPINE

3.1. DU JURASSIQUE AU CRETACE INFERIEUR

L'établissement d'une plate-forme en eaux peu profondes se généralise sur la plupart des Pyrénées, sauf au niveau de la zone axiale qui a pu rester plus ou moins émergée en liaison avec l'épirogenèse anté-cénomanienne. De rares rejeux de failles post-hercyniennes sont caractérisés par la présence de tufs hettangiens (MULLER et ROGER, 1977). Les zones de sédimentation étaient alors contrôlées par une direction à peu près E-W.

A partir du Néocomien-Barrémien, une instabilité semble se profiler au travers des régressions.

3.2. DU CRETACE INFERIEUR A L'OLIGOCENE

Un cadre de rift se précise à l'Aptien-début Albien avec une extension N-S (PUIGDEFABREGAS et SOUQUET, 1986). A partir de cette époque, les évènements vont se précipiter.

On assiste à un phénomène de tension en liaison avec un amincissement crustal responsable d'un magmatisme alcalin provoquant un métamorphisme thermique statique (RAVIER, 1954 ; PUYGDEFABREGAS et SOUQUET, 1986) le long de la faille nord-pyrénéenne.

Cette distension existera jusqu'au Santonien moyen, marquant le début d'une importante transgression. Pour T. ENGESER et W.SCHENTKE (1986), l'extension a probablement débuté à l'Albien supérieur (95 Ma) et les premiers mouvements convergents sont post-Campanien moyen. Ces auteurs divisent la chaîne en deux parties (Pyrénées occidentales d'une part et Pyrénées centrales et orientales d'autre part) qui contiennent les mêmes éléments structuraux alpins, du nord au sud, mais dont l'arrangement est opposé.

Des travaux récents basés sur la radiochronologie ont tenté de dater le métamorphisme et le magmatisme alcalin de la zone nord-pyrénéenne localisés près de la faille nord-pyrénéenne et de comprendre les relations avec les lherzolites.

R. MONTIGNY et al. (1986), utilisant la méthode K/Ar (micas, amphiboles et feldspaths), ont daté le magmatisme entre 110 et 85 Ma. Le métamorphisme associé à ce magmatisme a, lui, été calé entre 95 et 85 Ma.

Les données obtenues à l'échelle de la chaîne par ces auteurs suggèrent une migration des phénomènes de l'est vers l'ouest, idée déjà proposée par P. CHOUKROUNE en 1976.

D'autres datations ont été obtenues par J.M. GOLBERG et al. (1986) en utilisant la méthode Ar/Ar (biotites, amphiboles) en un endroit précis de la chaîne (région de Lherz). Ils proposent un âge vers 95 à 100 Ma pour le magmatisme et précisent qu'il a été accompagné par un important flux de chaleur. Pour ces auteurs, magmatisme et métamorphisme sont contemporains.

La paragenèse étudiée (surtout scapolites, feldspaths potassiques et autres minéraux hydratés) correspond à des minéraux antécinématiques impliquant un évènement thermique avant l'épisode de compression débutant à l'Eocène. Cette paragenèse nécessite l'existence de fluides alcalins, riches en H20, CO2 et Cl, circulant par convection. Suite à leurs études, J.M. GOLBERG et al. concluent à l'infiltration de fluides hydrothermaux chauds et réactifs dans les séries mésozoïques. L'origine de ces fluides, certainement profonde, pourrait être en liaison avec des magmas alcalins sous saturés.

Juste avant l'Eocène, la composante cisaillante décroît et s'annule et on assiste alors au début d'un raccourcissement pur, perpendiculaire à la direction de la chaîne (SOULA et al., 1986c).

L'émergence de la partie interne de la chaîne commence alors à l'est dès le Paléocène (PUIGDEFABREGAS et SOUQUET, 1986).

Durant l'Eocène et le début de l'Oligocène, se mettent en place les nappes et les ceintures plissées.

Suite à ces données, divers schémas interprétatifs de la structuration alpine ont été proposés: WILLIAM et FISHER (1984), DERAMOND et al. (1985), SEGURET et DAIGNIERES (1986). La figure 11 regroupe ces trois modèles et est extraite de SEGURET et DAIGNIERES (1986) :

- Le modèle A (WILLIAMS et FISHER, 1984) est un modèle de croûte fine. Ces auteurs privilégient un plan unique de chevauchement profond atteignant les séries supérieures. La faille nord-pyrénéenne est donc tronquée en profondeur. Ceci ne s'accorde pas avec le saut du Moho mis en évidence par la géophysique à l'aplomb de la faille nord-pyrénéenne (cette interprétation ne fait pas l'unanimité).

- Le modèle B (DERAMOND et al. 1985) suggère un décollement à la limite croûte-manteau au nord de la faille nord-pyrénéenne avec création d'un duplex et apparition d'un coin extrusif de manteau. Là encore, il ne semble pas que ce modèle soit en accord avec la plupart des données gravimétriques.

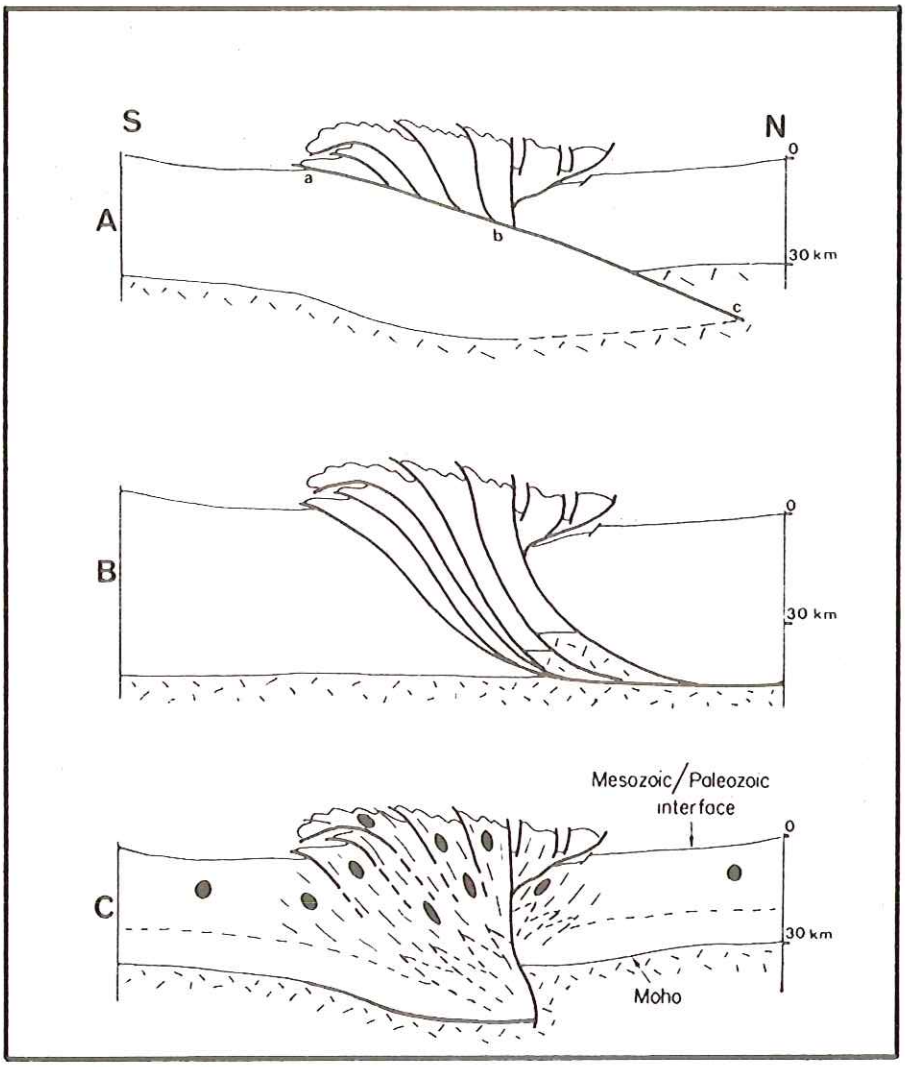


FIG.11- Trois modèles de la structure profonde des Pyrénées (SEGURET et DAIGNIERES, 1986).
A: modèle de croûte fine (WILLIAMS et FISHER, 1984)
B: modèle de croûte épaisse (DERAMOND et al., 1985)
C: modèle de tectonique verticale (SEGURET et DAIGNIERES, 1986)(la forme des ellipses de déformation est théorique).

- M. SEGURET et M. DAIGNIERES pensent qu'au Crétacé, la croûte était très mince (voire absente sous quelques bassins en pull-apart) dans la zone nord-pyrénéenne. Dans la future zone axiale, la croûte devait avoir une épaisseur normale. Le saut du Moho à l'aplomb de la faille nord-pyrénéenne serait hérité des temps crétacés et la convergence fini Crétacé-Eocène aurait conservé cette géométrie. Le modèle proposé par ces auteurs est donc un modèle de tectonique verticale (fig. 11C).

D'autres auteurs comme J.M. FONTBOTE et al. (1986) considèrent que ni le modèle de M. SEGURET et M. DAIGNIERES, ni le modèle de G.D. WILLIAMS et M.W. FISHER ne s'accordent avec leurs observations. Pour ces auteurs, les seules données objectives dont on dispose actuellement sont :

- un épaississement crustal de la zone axiale ;

- un saut du Moho à l'aplomb de la faille nord-pyrénéenne bien repéré par les méthodes géophysiques.

Ils concluent que le peu de données disponibles concernant la croûte moyenne ne permet pas de dresser un schéma qui ne soit pas trop spéculatif.

3.3. BILAN DES DONNEES CONCERNANT L'OROGENESE ALPINE

Comme pour l'orogenèse hercynienne, de nombreux modèles ont été proposés mais aucun ne semble complètement satisfaisant. Il est quand même possible de donner une succession d'évènements caractérisant l'évolution crétacée :

- après une période de stabilité du Trias supérieur au Jurassique, un début d'instabilité se produit à la base du Crétacé (Néocomien-Barrémien) ;

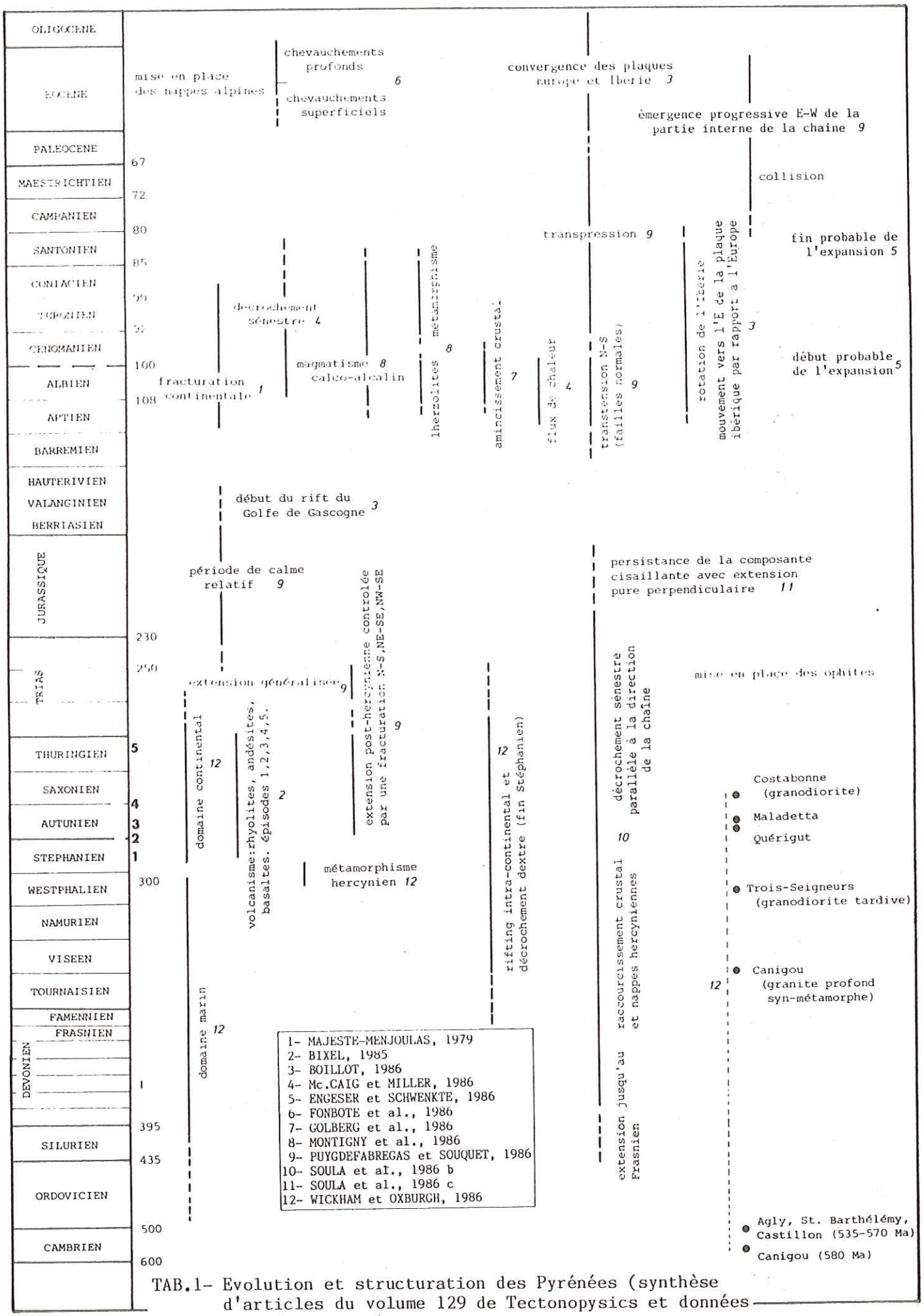
- à l'ouest de la chaîne, une phase compressive très précoce apparaît vers la fin de l'Aptien ;

- au Crétacé moyen, en liaison avec le jeu ou le rejeu de la faille nord-pyrénéenne ou de d'autres structures, se développent un magmatisme alcalin et un métamorphisme de haute-température dans les terrains mésozoïques localisés le long de la faille nord-pyrénéenne, évènements dont l'âge, compris entre 100 et 85 Ma, se rajeunit d'est en ouest ;

- l'important phénomène distensif du Crétacé supérieur décroît et s'annule vers la fin de cette époque ; on observe alors une forte compression nord-sud donnant naissance à de nombreux décollements fortement guidés par des surfaces d'anisotropie héritées du cycle hercynien.

4. CONCLUSION

La structuration des Pyrénées depuis les temps paléozoïques est résumée dans le tableau 1, à partir des données présentées dans le texte.



TAB.1- Evolution et structuration des Pyrénées (synthèse d'articles du volume 129 de Tectonopysics et données complémentaires).

CHAPITRE II

GEOLOGIE DU SECTEUR ETUDIE

Trois ensembles caractérisant ce secteur peuvent être individualisés :

- Un socle constitué de roches très métamorphiques d'âge cambro-ordovicien, structuré à l'Hercynien, et considéré par J.C. SOULA et al. (1986a) comme un dôme thermique à coeur de migmatites. C'est le massif de Gavarnie - Héas - Barroude apparaissant en fenêtre au travers des métasédiments paléozoïques de la nappe de Gavarnie. Dans la région de Barroude, on observe une décroissance des isogrades du métamorphisme. La présence de roches basiques à ultra-basiques au coeur des migmatites indique une origine profonde de la structuration de ce massif.

- Un tégument de Crétacé supérieur (Cénomanien - Santonien). Les dépôts transgressifs montrent des faciès gréseux à la base, suivis de calcaires fins à microfaune (domaine infralittoral proximal) montrant quelques récurrences détritiques. Ces dépôts sont à relier aux deux transgressions marquées du Crétacé supérieur.

De très rares reliques de Trias peuvent apparaître sous le Crétacé transgressif. L'essentiel des affleurements est localisé près du Port de Barroude (conglomérats, grès rouges, schistes lie de vin).

- La nappe de Gavarnie, constituée de terrains paléozoïques (Silurien à Carbonifère) métamorphisés à l'Hercynien (faciès schistes verts à limite amphibolites), s'est mise en place à l'Eocène. Le recouvrement des terrains crétacés autochtones est dirigé vers le sud avec une flèche de 8 à 12 kilomètres.

Un schéma de mise en place de la nappe (fig. 12) met en évidence l'importance du comportement des massifs granitiques de Cauterets et de Néouvielle qui, lors de la compression tertiaire, ont amorcé un mouvement de remontée.

Récemment, M. SEGURET et M. DAIGNIERES (1986) ont affiné le modèle de déformation schématisant la mise en nappe en proposant des valeurs de l'extension par rapport à la géométrie d'ensemble (fig. 13).

Depuis la fin du 19ème siècle, de très nombreux travaux ont fixé le cadre géologique et structural de cette célèbre région des Pyrénées. Nous nous inspirerons largement des travaux existants tout en apportant de nombreuses observations personnelles. L'ordre de présentation des différentes formations sera le suivant :

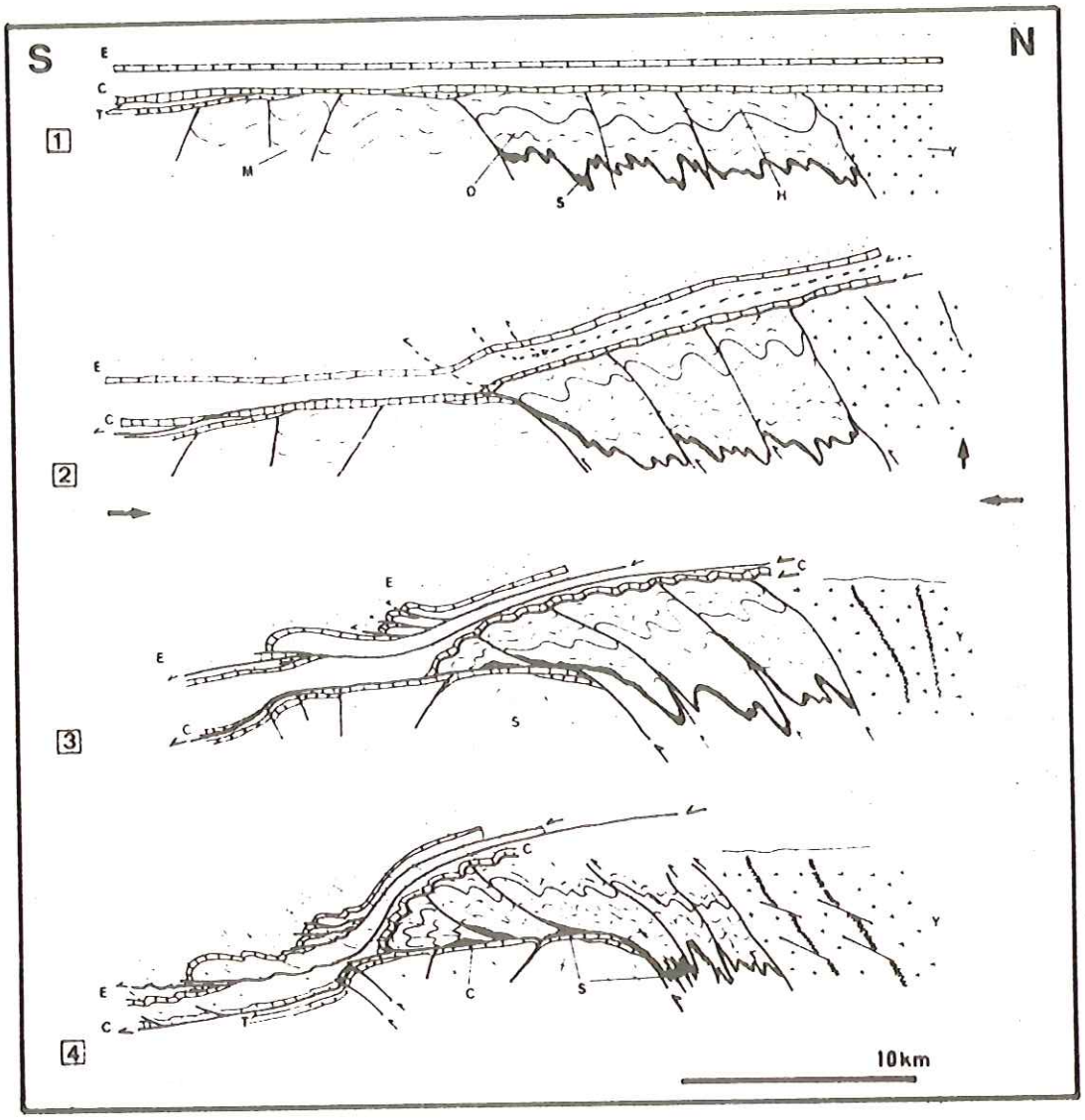


FIG.12- Schémas de mise en place des unités de la nappe de Gavarnie et de la nappe du Mont-Perdu (MAJESTE-MENJOULAS, 1979, d'après SEGURET, 1970, 1972).
M:socle métamorphique; + :granites; S:Silurien; D:Dévonien; H:Dévonien supérieur; T:Trias inférieur et moyen; C:Crétacé; E:Eocène

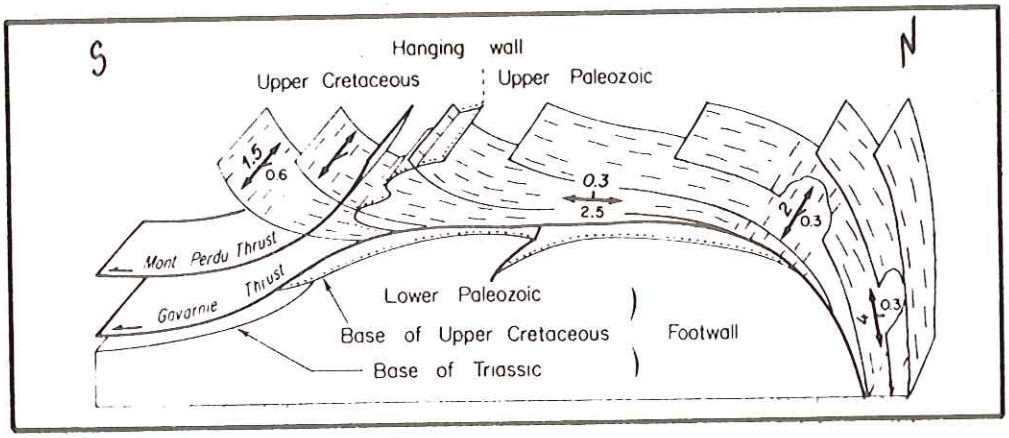


FIG.13- Modèle schématique de déformation dans la nappe de Gavarnie (SEGURET et DAIGNIERES, 1986; la géométrie est d'après CHOUKROUNE et SEGURET, 1973, les données de contrainte de DERAMOND, 1979, DERAMOND et RAMBACH, 1979). Les flèches indiquent la direction X d'extension dans les plans de clivage, avec la valeur de l'extension. Les barres indiquent la direction Z avec les valeurs d'extension.

1. LE SOCLE CAMBRO-ORDOVICIEN

2. LE CRETACE AUTOCHTONE

3. LE SILURIEN ET LE DEVONIEN INFERIEUR A MOYEN

1. LE SOCLE CAMBRO-ORDOVICIEN

1.1. HISTORIQUE DES TRAVAUX

En 1903, A. BRESSON signale que les "sédiments granitisés" de la vallée de Héas-Troumouse s'étendent en territoire espagnol jusqu'en amont de Bielsa.

Soixante ans plus tard, P. DEBAT publie un important travail concernant les formations métamorphiques des vallées de Gavarnie et d'Héas. Ce travail est complété en 1972 par une thèse sur les roches ultramafiques et les migmatites dans la vallée de Héas (G. HOARAU) alors que le prolongement Est du massif, région de Barroude - La Gèla - vallée de Rioumajou est étudié par A. TROUILLER (1976) et B. RODDAZ (1977).

Nous avons donc fait peu d'observations dans ce socle, bien reconnu, surtout que les minéralisations filoniennes s'y localisant n'ont a priori aucun rapport avec la structuration métamorphique de ce dernier.

L'âge cambro-ordovicien de l'ensemble métamorphique et migmatitique a été envisagé par l'observation du passage progressif vers des termes moins métamorphiques situés plus à l'est (vallée de la Géla, RODDAZ, 1977).

1.2. EXTENSION GEOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIE

La superficie du massif de Gavarnie-Héas-Barroude qui apparaît en fenêtre au travers de la nappe est estimée à 300 km2.

Une carte des isohypses de la surface de ce socle a été dessinée par C. MAJESTE-MENJOULAS (1979) (fig. 14). L'édifice montre un allongement WNW-ESE et son altitude passe de 2700 m à Barroude à 1000 m au niveau de Gèdre où il disparaît sous la zone de racine de la nappe. Cette dernière a épousé, lors de sa mise en place, la morphologie du socle qui aura induit des styles de déformation différents à l'intérieur de celle-ci.

1.3. DESCRIPTION DES DIFFERENTES FORMATIONS DES VALLEES DE GAVARNIE ET D'HEAS

La schématisation actuelle de ce socle (SOULA et al. 1986 a) fait ressortir deux domaines (fig. 15) :

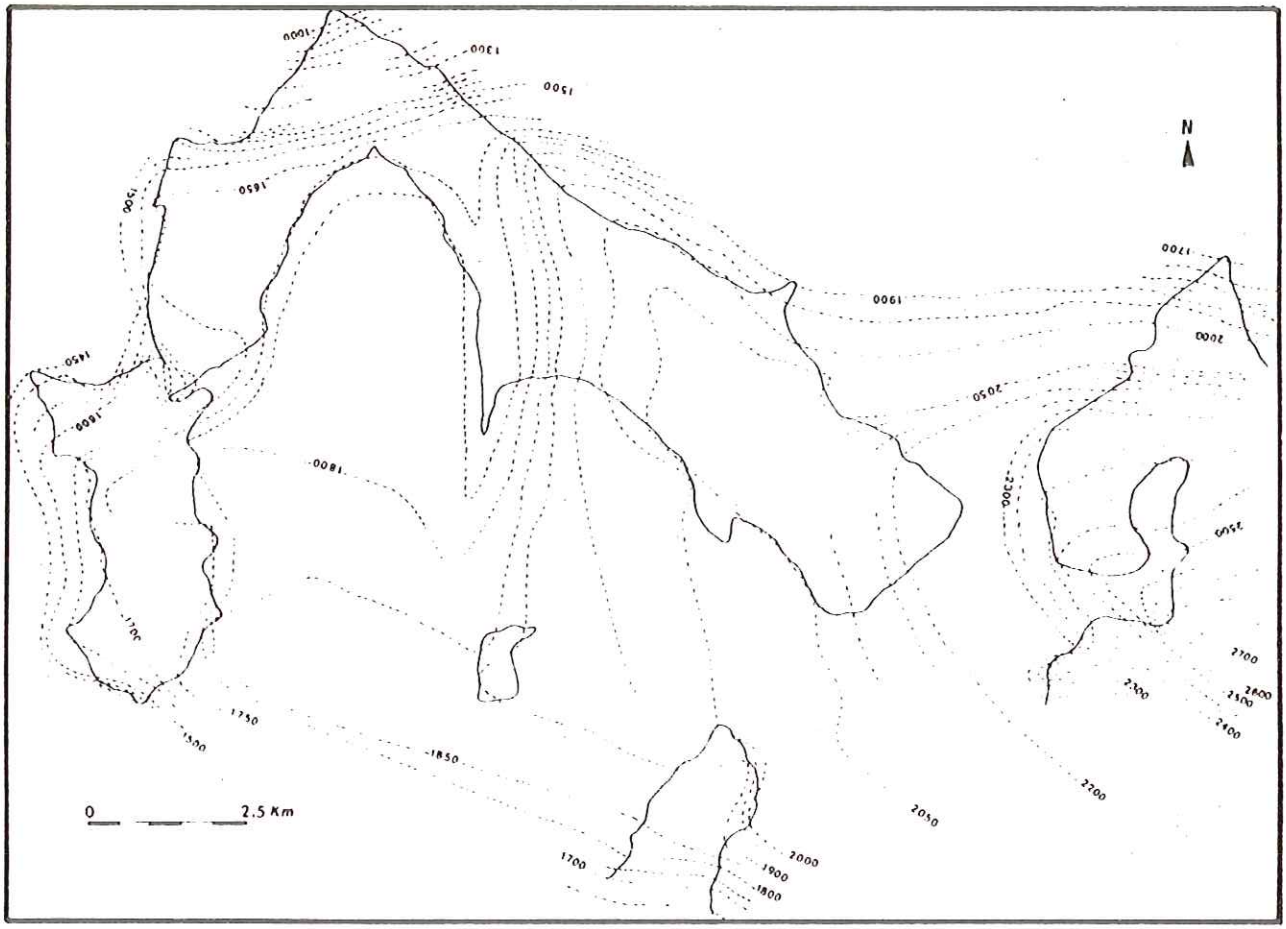


FIG.14- Carte des isohypses du toit de la surface du socle métamorphique de Gavarnie (MAJESTE-MENJOULAS, 1979). Traits pleins: fenêtres de Gavarnie, Héas, Estaubé, Plan de Larry; traits discontinus: courbes isohypses en mètres

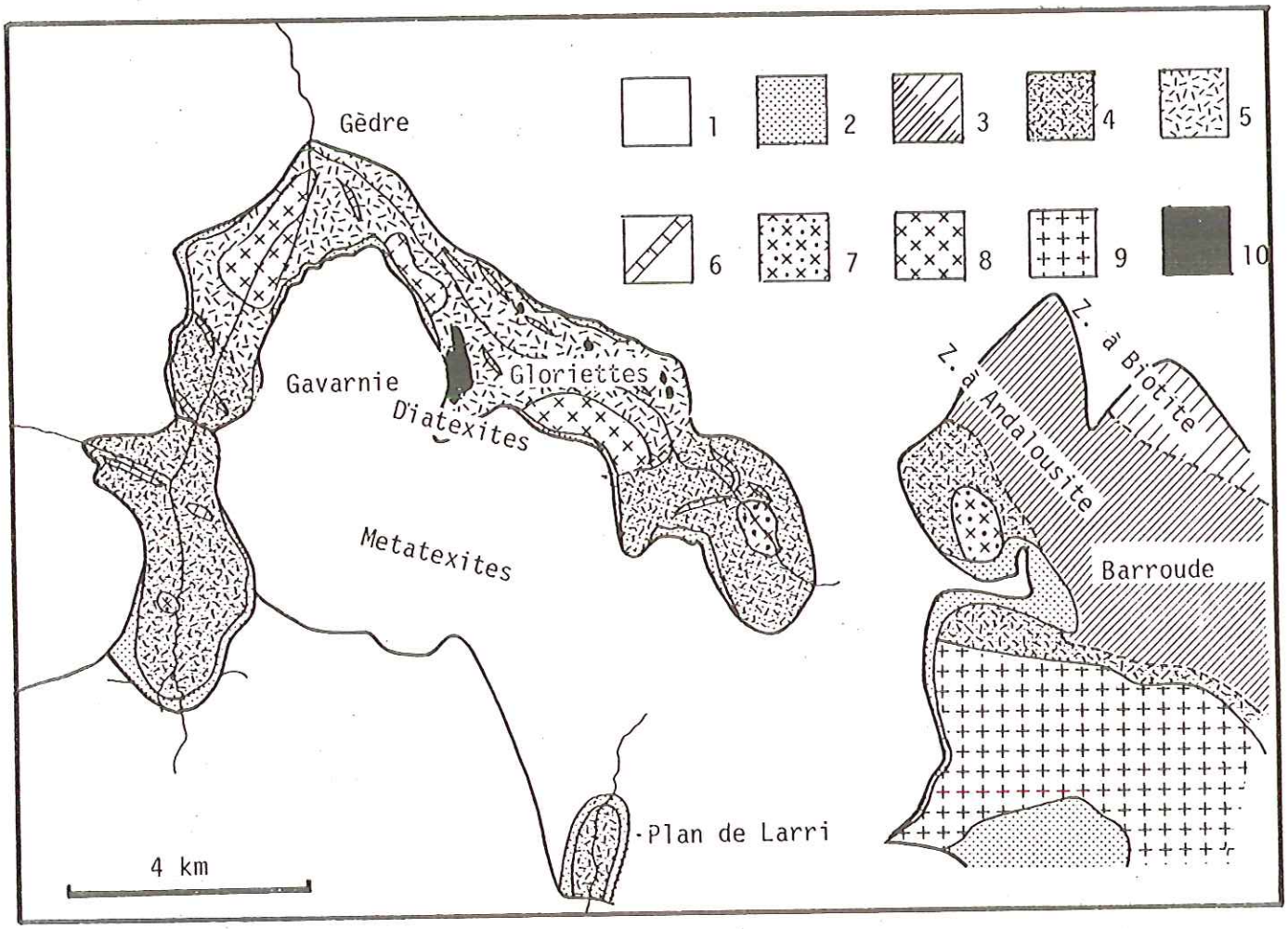


FIG.15- Dôme de Gavarnie-Héas-Barroude (SOULA et al., 1986a). Les formations métamorphiques et migmatitiques sont disposées concentriquement autour des migmatites homogènes (diatexites) de la partie nord au coeur desquelles affleure le massif ultrabasique des Gloriettes. Remarquer le passage des isogrades du métamorphisme "régional" aux isogrades du métamorphisme de contact du granite de Bielsa. Cette partie de carte est extraite de RODDAZ (1977, modifiée).
1:nappes alpines; 2:unités alpines autochtones; 3:zone à andalousite et à biotite; 4:métatexites; 5:diatexites; 6:calcaires métamorphiques; 7:granites à muscovite; 8:granites à cordiérite; 9:granitoïde de Bielsa; 10:roches basiques et ultrabasiques.

- les diatexites (migmatites homogènes) ;
- les métatexites.

A l'intérieur des diatexites, riches en enclaves de roches d'origine sédimentaire, s'individualisent :

- de petits massifs de granites à cordiérite ;
- un massif de roches basiques et ultrabasiques (massif des Gloriettes).

Dans les métatexites, le caractère migmatitique est beaucoup moins affirmé et les séquences sédimentaires sont parfois reconnaissables (sud de la vallée de Gavarnie) . De rares pointements de granites à muscovites y ont été localisés.

Enfin de nombreux bancs calcaires métamorphiques apparaissent au sein des deux domaines.

Nous nous inspirerons largement des travaux de P. DEBAT (1963-1965) qui constituent les seuls ouvrages récents, décrivant tous les faciès du socle. Cet auteur divise les vallées de Gavarnie-Héas en trois parties (fig. 16).

1.3.1. Au Sud de l'accident de Bareilles

Cet accident E-W à pendage sud, d'origine hercynienne et limitant deux secteurs à intensité de métamorphisme différente, a rejoué à l'époque alpine de façon inverse en pinçant du Crétacé autochtone.

Les faciès les moins métamorphiques des deux vallées apparaissent au sud de cet accident. La présence de schistes et de quartzites, ainsi que de gneiss dans lesquels se développe une migmatitisation discrète caractérisée par l'apparition de feuillets quartzo-feldspathiques, a été reconnue par P. DEBAT qui a aussi constaté l'existence de grands niveaux de cipolins à l'est et à l'ouest de Gavarnie.

Cet auteur propose la succession pétrographique suivante à partir des niveaux les plus anciens :

- les quartzites de Bareilles ayant peut être une origine volcano-détritique ;

- le complexe de Gavarnie : ensemble gréso-pélitique avec deux grandes barres calcaires qui constitueraient les limites supérieures de deux séquences ;

- les quartzites à muscovite des Tourettes.

Nos observations du complexe de Gavarnie nous conduisent à penser que cette formation est plus compliquée et que les alternances de schistes, quartzites et cipolins sont plus nombreuses. Dans le torrent d'Alans, nous avons observé des alternances de bancs de cipolins presque purs à lamelles de graphite, de quartzites sombres et de schistes fins noirs. Entre ces bancs, de rares lames décimétriques de granite (à texture

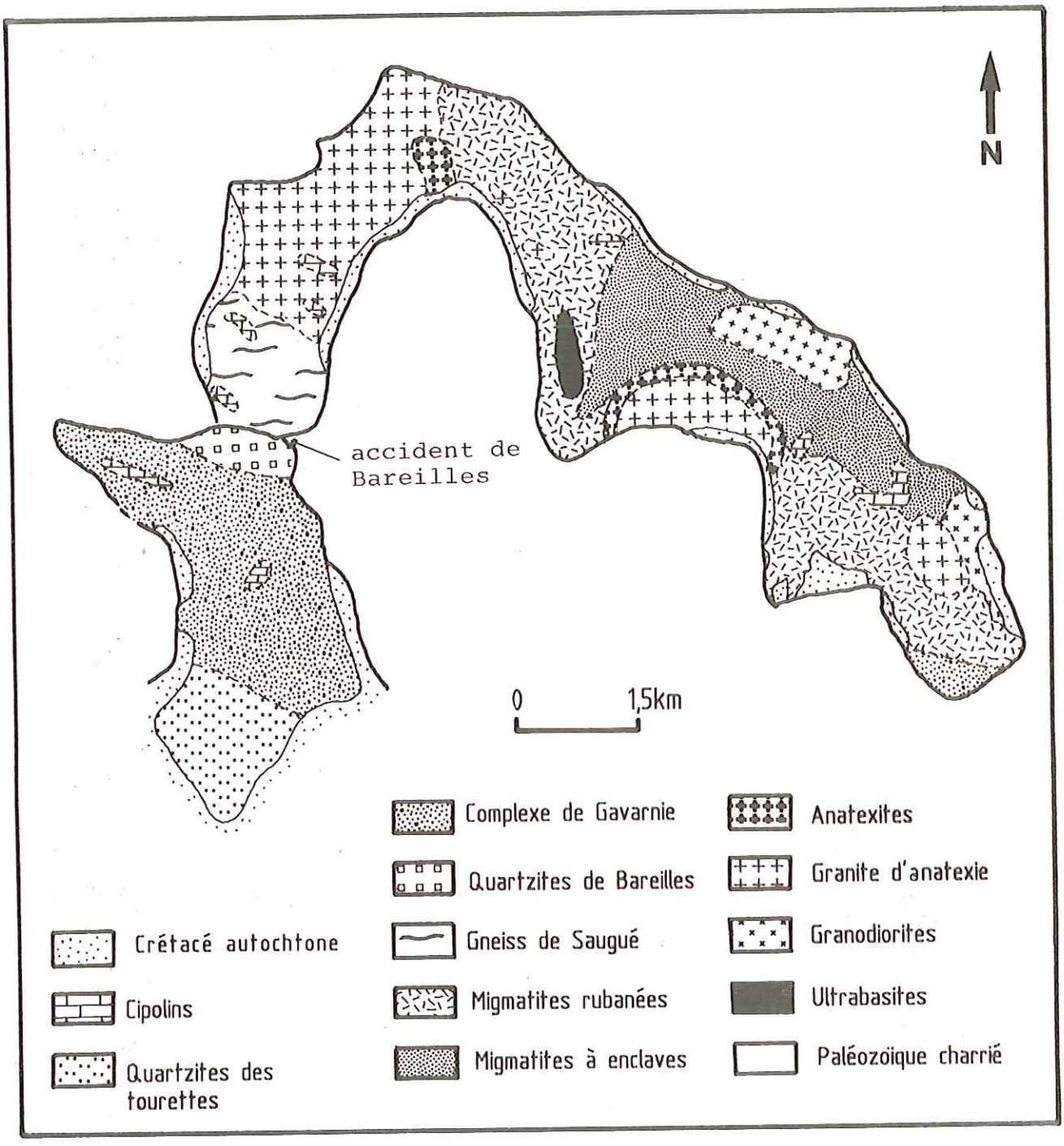


FIG.16- Schéma géologique des formations métamorphiques des vallées de Gavarnie et d'Héas (MOREAU, 1975; données de DEBAT, 1965 pour la vallée de Gavarnie).

orientée) se sont mises en place, peut-être en liaison avec le petit massif situé près de l'ancienne mine de Gavarnie. D'autre part, de rares éboulis de roches basiques (type gabbro) identiques à celles trouvées dans la vallée de Héas sont à signaler dans le même secteur.

Dans les falaises surplombant le lieu-dit Soutoulet, une enclave de quartzite noir (quartz, biotites chloritisées, muscovite, sphène, plagioclases) à sulfures (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite) a été localisée. Il pourrait s'agir d'équivalents des quartzites ou des quartzo-phyllades décrits par C. BRAUX (1980) et montrant les mêmes sulfures (Val d'Astau, unité Co3) ou par P. BRULA (dôme de Bosost-Luchon) qui décrit des paragenèses et des textures identiques.

1.3.2. Au nord de l'accident de Bareilles

Le métamorphisme est de plus haut grade et on atteint les faciès d'anatexie (granite à cordiérite) séparés de l'accident de Bareilles par les gneiss de Saugué. Le granite d'anatexie contient de nombreuses enclaves d'origine sédimentaire, les niveaux de cipolins étant les plus développés.

En rive droite du gave de Pau, face au chaos de Coumély, dans les falaises dissimulées par la forêt, apparaît une enclave particulière dont nous n'avons jamais retrouvé l'équivalent. Des calcaires verts, riches en chlorite, montrent un treillis de fins filonnets de magnétite à exsolutions d'hercynite (spinelle).

1.3.3. Dans la vallée de Héas

La base de toutes les formations de cette vallée est constituée par des migmatites et par le granite à cordiérite contenant toujours de nombreuses enclaves d'origines diverses (fig. 17). Les plus importantes sont constituées par des barres de cipolins puissantes de 10 à 20 m, s'étendant sur plusieurs dizaines de mètres. Le massif des Gloriettes (anciennement massif d'orthoamphibolites de Garganau) représente un corps de roches basiques à ultrabasiques allongé sur 1,5 à 2 km.

Outre des massifs de diorite dont le plus important se situe au N-NE d'Héas, on note de petits massifs ou dykes de granites, intrusifs dans toutes les formations citées, développant des faciès de skarns au contact des cipolins avec concentration discrète de scheelite. P. DEBAT précise que les cipolins présentent presque toujours un banc de pyroxénites à leur base et une série importante de gneiss à amphiboles constitue fréquemment une enveloppe.

1.3.4. La fracturation tardive

Il est important de rappeler toutes les observations de P. DEBAT à ce sujet car nous verrons par la suite que la fracturation tardi-hercynienne de ce socle est l'élément principal de la mise en place des filons à Zn-Pb-Ba-F.

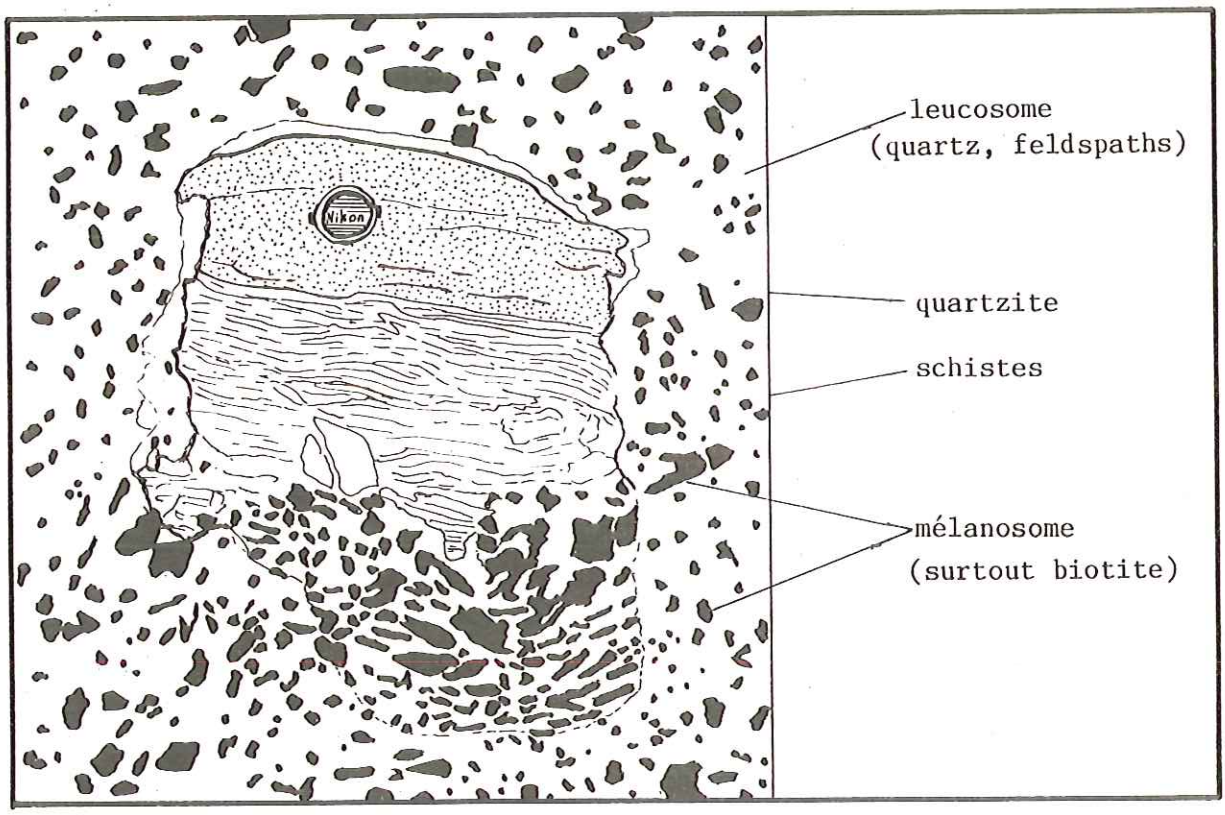


FIG.17- Enclave quartzo-schisteuse en voie d'assimilation dans les migmatites (aval du barrage des Gloriettes).

Pour cet auteur, des filons de différente nature se sont mis en place à la faveur de cassures, en liaison avec des mouvements tardifs de l'orogenèse hercynienne et ne recoupent jamais la couverture crétacée. Ces fractures se répartissent géographiquement en deux systèmes conjugués :

- N 60 et N 130 ;
- E-W et N-S.

Elles paraissent en relation avec des contraintes de compression ou de torsion, suivies d'un simple écartement des lèvres avec remplissage filonien. L'observation des lèvres n'a montré aucune trace d'arrachement mettant en évidence un quelconque mouvement relatif des deux compartiments.

1.3.5. Les roches filoniennes

Les filons de "roches vertes" (terme général utilisé pour de nombreux dykes de couleur verte dont l'aspect à l'affleurement ainsi que le degré d'altération ne permettent pas une classification aisée) sont les plus abondants mais les moins connus par suite de leur altération profonde. Ils sont nombreux dans les gneiss de Saugué et orientés E-W à N 110° ainsi que dans la partie médiane de la vallée d' Héas.

La minéralogie et la texture de deux dykes, dont l'aspect paraissait relativement frais, ont été précisées :

- Près de la mine des Artigaous

Roche à texture microlitique porphyrique à xénocristaux de plagioclases maclés albite et carlsbad, fluidale par endroits et se rapprochant d'une texture pilotaxique.

Dans le fond surtout constitué de calcite et de chlorite, pauvre en oxydes, des fantômes d'un minéral plus trappu se détachent nettement rappelant d'anciens feldspaths alcalins.

Il s'agit donc d'une lave très différenciée si l'on considère la grande quantité de plagioclases, que l'on peut qualifier d'andésite dacitique. En surface cette roche aurait des équivalents de nature ignimbritique ou dacitique.

- Dyke de la mine du Couret

La minéralogie et la texture sont identiques à celle du dyke précédent avec toutefois une proportion d'oxydes plus importante. Des vacuoles sphériques sont tapissées par de la silice fibroradiée (calcédonite ou quartzine) et remplies par de la calcite et/ou de la chlorite.

1.4. LA REGION DE BARROUDE

On y retrouve les mêmes faciès de migmatites et des granites montrant un développement plus important.

En 1977, B. RODDAZ écrivait "à partir des micaschistes du socle, on observe l'existence d'une zone de passage, principalement caractérisée par la disparition du staurotide et par l'apparition d'un réseau filonien (quartz, aplites, pegmatites), avant d'atteindre les migmatites".

Donc, dans la vallée de la Géla, l'anatexie disparaît progressivement, permettant l'observation de roches sédimentaires ordoviciennes beaucoup moins métamorphiques.

Les seules observations que nous avons réalisées dans ce secteur concernent un dyke de roche jaune-vert (signalée comme rhyolite en 1968 par C. BOUQUET) situé dans le difficile torrent issu des lacs de Barroude et recoupant la montagne de Pène Male.

Dans le fond de la roche recristallisée en fines muscovites avec un peu de quartz, apparaissent des formes de feldspaths alcalins transformés en muscovite.

Des xénocristaux de quartz, en déséquilibre avec le magma, montrent une bordure fondue et des vacuoles rhyolitiques typiques (cristal interne). Il s'agit de quartz rhyolitiques repris par le magma. De petites biotites sont visibles au milieu de fines lattes de plagioclases très altérés. Cette roche peut être rattachée à un type lamprophyrique.

De nombreux éboulis et un névé permanent masquent une bonne partie de l'affleurement. Quoiqu'il en soit, les remarques suivantes peuvent être proposées :

- le dyke (quelques centaines de mètres carrés) est limité à l'est par une faille 15 E 55 et apparaît dans un couloir séparant un granite de roches ordoviciennes (quartzites, schistes) ; le contact avec le granite est plus ou moins masqué par un névé mais paraît rectiligne.

- le contact avec les roches ordoviciennes est très schistosé ; des digitations de la roche lamprophyrique intrudent ces dernières et l'altération y est moins importante que dans la masse principale

- de nombreuses zones broyées sont visibles au sein du dyke, lequel est recoupé par un stockwerk très développé à blende et carbonates ferrifères.

1.5. DONNEES ACTUELLES SUR L'ORIGINE DU SOCLE

En 1986, J.C. SOULA et al. considéraient le massif de Gavarnie-Héas-Barroude comme un dôme thermique d'origine hercynienne à coeur de migmatites (fig. 15), ces dernières étant partiellement discordantes sur les isogrades et la foliation majeure.

Le centre des migmatites est occupé par un massif de roches vertes (diorite, gabbro, péridotite). Ce massif est intensément rétromorphosé sur ses bordures dans le faciès amphibolites de haute température. Ces rétromorphoses sont contemporaines de SH2 qui affecte l'ensemble des roches basiques. L'anatexie atteint

son développement maximum au contact de ce massif et décroît ensuite en s'éloignant dans toutes les directions. En même temps, les amas de roches vertes deviennent plus petits.

Ce dôme a probablement été créé par la montée des migmatites instables gravitairement compte tenu de l'état de fusion.

La migmatitisation semble être elle-même le résultat d'une montée de roches basiques et ultrabasiques dont le massif des Gloriettes serait le témoin le plus important.

Ce socle a subi ultérieurement une fracturation tardi-hercynienne permettant la mise en place de nombreux filons de roches andésitiques et lamprophyriques.

2. LE CRETACE AUTOCHTONE

2.1. HISTORIQUE ET DONNEES DE BASE

Les spectaculaires murailles du cirque de Gavarnie ou la région du Mont Perdu ont attiré de nombreux géologues. Le Crétacé allochtone y est imposant et constitue les sommets élevés de ce secteur qui sont chers aux alpinistes. E. DE MARGERIE et F. SCHRADER (1891) furent les premiers à se passionner pour les plis couchés du Mont Perdu.

A l'inverse, le Crétacé autochtone est peu développé, irrégulier, tronqué et schistosé à son sommet par l'accident de base de la nappe de Gavarnie.

En 1899, A. BRESSON y découvre des calcaires à Hippurites dans la région de Gèdre, à 8 kilomètres au nord de Gavarnie et du cirque de Troumouse, où l'on observe des formations identiques.

En 1902, il retrouvait les mêmes affleurements dans la vallée de la Géla. Pour cet auteur, les Hippurites sont fréquemment trouvées en position de vie sur des roches granitiques ou métamorphiques du socle autochtone et prouvent ainsi une transgression du Crétacé.

Son travail restera célèbre dans l'histoire de cette région, car la découverte de ces terrains considérés à l'époque d'âge Coniacien à Campanien et appelés "calcaires à Hippurites" suite aux études de H. COQUAND (1869) lui permirent de mettre en évidence des terrains crétacés autochtones sous une masse paléozoïque, et de ce fait, il montrait l'existence d'une nappe de recouvrement.

Dans la notice de la feuille de Luz au 1/80 000, L. MENGAUD (1938), rend hommage au travail de A. BRESSON. Il considère que les premiers dépôts caractérisés par les rudistes sont d'âge Campanien et se sont déposés sur un massif ancien arrasé. Il donne la succession suivante sur le flanc oriental du Pic de Mourgat, à la cote 1600 m :

- schistes métamorphiques se présentant sous l'aspect de micaschistes traversés par de nombreux filons et filonnets de quartz ; ils constituent la plate forme cristalline arrasée sur laquelle s'est faite la transgression campanienne ;

- calcaire gréseux roux contenant de nombreux fragments de quartz anguleux ne dépassant guère la taille d'une pomme ; c'est un faciès détritique plus ou moins grossier de la base du Campanien, connu également dans la gorge du gave, à la sortie du cirque et près de la Hourquette d'Alans ;

- calcaire compact fissuré, dont la fissuration serrée est perpendiculaire aux joints de stratification ; ceci provient probablement de l'écrasement par la masse chevauchante ;

- calcaire dolomitique caverneux ressemblant à une cargneule ;

- calcaire rubané, de couleur rouge-rosé.

Les trois derniers niveaux sont constants et leur épaisseur va croissante du nord au sud, c'est-à-dire en se dirigeant vers le plateau de Bellevue où ils se relient aux calcaires de la montagne de Saint-Bertrand.

Suite à ces études, c'est surtout le travail de P. SOUQUET (1986) que nous retiendrons comme base de comparaison avec nos observations. Cet auteur, dont la thèse devait concerner le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre, a étendu le cadre de celle-ci à la zone primaire axiale (fig. 18).

H. FLACHERE (1977), dans son étude sur la nappe du Mont Perdu et ses relations avec la nappe de Gavarnie, s'intéresse aussi au Crétacé autochtone.

Dans leur thèse de troisième cycle, J. JOSEPH (1973), A. PERE (1976) et B. RODDAZ (1977) couvrent à eux trois le secteur étudié. Ils font quelques observations sur le Crétacé autochtone, mais d'une manière générale, ils reprennent les données et les conclusions de A. BRESSON et de P. SOUQUET.

Ce dernier auteur préfère l'appellation de "calcaires supracrétacés", terme proposé par P. MISCH (1934), à celle de "calcaire à Hippurites".

Un des résultats importants de son travail a été de prouver la présence de niveaux cénomaniens à la base des dépôts crétacés.

C'est dans la vallée du Gave de Pau (plateau de Saugué) que l'existence de terrains cénomaniens est la plus sûre, puisqu'elle repose sur les données paléontologiques incontestables. P. SOUQUET distingue sur le socle métamorphique, la succession suivante :

- Dolomies gréseuses ocre, à trainées limoniteuses et granules de pyrite. Les grains de quartz, anguleux, de 1 mm en moyenne, forment jusqu'à 30 % de la roche au contact des gneiss sous-jacents et se raréfient vers le haut (3 m).

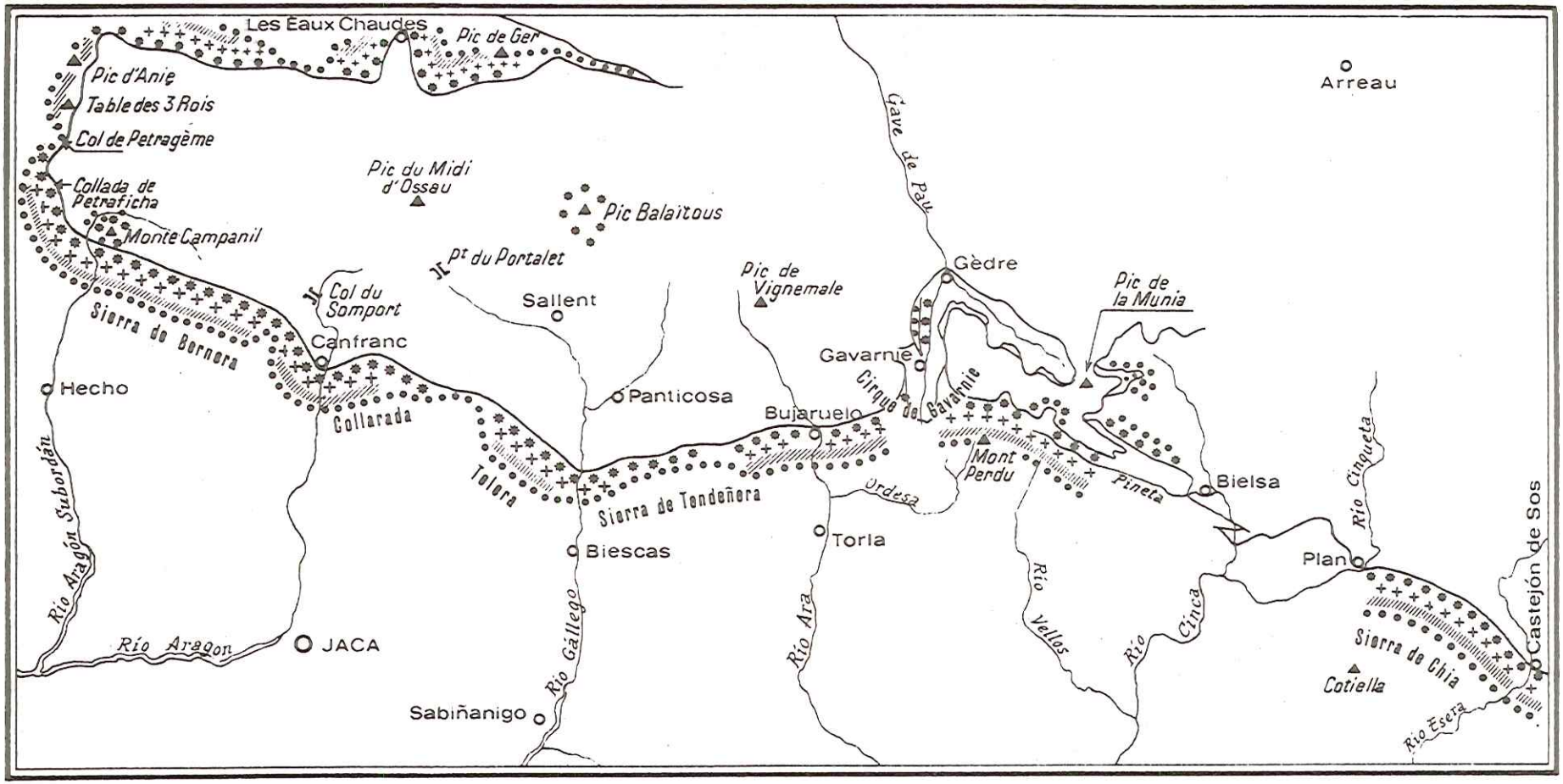


FIG.18- Répartition du Cénomanien (étoiles), du Turonien (croix), du Coniacien (barré oblique) et du Santonien (points noirs) à la base de la couverture de la zone axiale (SOUQUET, 1967).

- Calcaires gris bleuté, légèrement schistosés, à fond dolomitique moucheté de pyrite. Ils renferment des débris de Lamellibranches et d'Oursins avec Ovalveolina et Prealveolina (0,80 m).

- Calcaires recristallisés et schisteux, localement dolomitiques, qui passent sous les schistes gothlandiens chevauchants. Latéralement, en direction de Bareilles, ils contiennent des dragées de quartz laiteux qui peuvent atteindre 5 cm. Le ciment, très organogène, montre en section, des Hippurites, des Radiolites, des Lamellibranches variés, des Gastéropodes de grande taille ainsi que Lacazina, Dicyclina, Dictyopsella et Rotalia. Ces calcaires appartiennent au Santonien (1 à 5 m).

- Calcaires marmoréens et schisteux, gris bleuté ou rosé, partout cisaillés par la masse paléozoïque chevauchante. Très réduite sur le plateau de Saugué, leur épaisseur peut atteindre une centaine de mètres dans les falaises de Peyreblanque.

Il est à noter que ces calcaires organogènes du Santonien s'appauvrissent en détritiques en direction de Gavarnie où ils surmontent la dolomie gréseuse ocre datée du Cénomanien par analogie de faciès.

Pour P. SOUQUET, le plateau de Saugué offre une coupe fondamentale dans laquelle le Cénomanien est représenté par des dolomies gréseuses ocre, caractéristiques et parfaitement datées de par leur association avec les calcaires à Préalvéolines.

Ce Cénomanien, d'un faciès particulier est lenticulaire sur tout le secteur étudié, et lorsque les calcaires à Préalvéolines sont absents, l'attribution au Cénomanien des dolomies gréseuses ocre se fait par analogie de faciès.

Au plan de Larry (versant espagnol), zone située en dehors de notre secteur d'étude, mais où apparaît en fenêtre le socle avec le Crétacé transgressif, P. SOUQUET note que les terrains crétacés recouvrent les terrains permiens eux-mêmes recouvrant le granite de Bielsa.

La succession est la même qu'à Saugué, mais les calcaires à Préalvéolines sont absents. Au-dessus de la dolomie gréseuse ocre, on observe :

- Grès ou microconglomérats à ciment calcaire limoniteux. Ils ne renferment que des grains de quartz à extinction roulante (3 m).

- Calcaires massifs, gréseux, à Radiolites avec Lacazina aff. élongata M. - CH., Miscellanea, Pseudocyclamina et Milioles. Ils contiennent aussi Globotruncana gr. lapparenti et des Globigérines.

- Dolomies tachées de limonite et exemptes de minéraux clastiques

- Calcaires organogènes microbréchiques gréseux à Nummofallotia cretacea (SCHLUMB) et Orbitoïdes tissoti var. densa (Astre).

Ces trois derniers termes ont une dizaine de mètres de puissance.

- Masse de calcaires marmoréens, en gros bancs, de teinte grise ou rosée, à Hippurites.

La coupe est interrompue par le chevauchement de la nappe de Gavarnie.

Sur la crête de Barroude, entre le cirque de Barrosa et la vallée de Géla , on observe uniquement des calcaires gris ou rosés, recristallisés, datés du Santonien, formant une assise laminée et schisteuse de 2 à 3 m.

Au fond de la fenêtre d'Estaubé, H. FLACHERE (1977) constate que la succession des calcaires santoniens au dessus des dolomies gréseuses est la même que celle observée à Saugué mais fait remarquer que sur le versant espagnol, au Plan de Larry, il n'en est pas de même (voir ci-dessus).

Comparée à la couverture crétacée allochtone de la nappe de Gavarnie, les dépôts transgressifs sur le socle apparaissent avec une épaisseur très réduite et un caractère détritique beaucoup plus marqué. La lacune du Turonien et du Coniacien n'existe pas dans le revêtement de la nappe.

Avant de présenter nos observations, on peut imaginer qu'au Crétacé supérieur, ce secteur correspondait à un haut fond plus ou moins émergé à sédimentation réduite. Deux transgressions, dont la plus importante est santonienne, l'ont partiellement recouvert, laissant des zones émergées permettant une alimentation en éléments détritiques.

L'augmentation de puissance des formations, leur sédimentation plus continue et leur caractère moins détritique s'affirment au S-SW et au nord du secteur étudié.

2.2. OBSERVATIONS NOUVELLES

La découverte de galène disséminée dans les conglomérats et calcaires transgressifs sur le socle métamorphique, nous a conduit à étudier plus particulièrement les dépôts datés du Cénomanien-Santonien par P. SOUQUET, ce dernier ne s'étant intéressé qu'aux affleurements situés en rive gauche du gave du Pau (entre Gavarnie et Bareilles).

Dans l'ensemble, la puissance des affleurements varie de 1 à 30 m avec parfois disparition totale du Crétacé dont la cause peut être, suivant les cas, sédimentologique ou tectonique. En effet, leur position entre le socle et la nappe rend l'étude difficile. Ils sont souvent masqués par le Silurien, emballés dans celui-ci, en contenant parfois des morceaux (fin de la route de Saugué), déplacés sur le socle, voire pincés à l'intérieur de

celui-ci. La figure 19 donne un exemple de ce qu'a subi le Crétacé autochtone lors de la mise en place de la nappe. Face à cet affleurement, au sud de l'Auberge du Maillet et juste sous la route du cirque, on observe une lame de calcaires gris-jaune, fétides, à petits quartz détritiques, très schistosés, dont la puissance varie de 1 à 10 m, pincée entre deux blocs de socle autochtone dont une écaille est visible sur une cinquantaine de mètres.

On se rend aisément compte qu'une étude fine du Crétacé devient dans ces conditions un peu délicate.

Sur la figure 20, nous avons reporté les colonnes stratigraphiques correspondant à l'étude de treize affleurements ainsi que les observations de différents auteurs.

Cinq affleurements, répartis de façon régulière sur le secteur, ont été étudiés plus précisément. Quatre d'entre eux serviront de base à l'étude des minéralisations du Crétacé.

2.2.1. Plateau d' Alans (x = 408,70 ; y = 50,20 ; z = 1800 m

Accès : facile par le chemin du Pailla qui monte sur le plateau d'Alans, bordé par les affleurements crétacés surplombant le torrent d' Alans.

Sur un socle altéré, rubéfié sur une trentaine de mètres, on observe de bas en haut :

- Un niveau détritique très induré, gréseux à microconglomératique à éléments de quartz blanc laiteux pouvant atteindre 3 cm (0,1 à 0,4 m). Le ciment montre une coloration parfois verdâtre avec des zones riches en pyrite contenant quelques mouches de galène. L'induration de ce niveau est variable.

En lame mince (fig. 21), les quartz (quelques dizièmes de mm jusqu'à 3 cm) constituant 70 à 80 % de la roche, sont esquilleux à subanguleux. Leur contour présente de nombreuses cupules typiques d'une dissolution. Ces quartz sont d'origine détritique et ont été peu ou pas transportés.

Des grains de tourmaline verte ou bleue sont fréquents et montrent parfois un caractère automorphe parfait. De rares muscovites, des grains de zircon et quelques sphènes complètent la liste des minéraux détritiques.

Le ciment, très particulier, est constitué par de la chlorite, de la séricite et des zones de silicification aux contours diffus, contenant de très fines et nombreuses inclusions de carbonates.

La chlorite, vert foncé, très pléochroïque, bien cristallisée (lamelles jusqu'à 0,2 mm) forme soit un ciment contenant les éléments détritiques et de ce fait peut se trouver en amas millimétriques à centimétriques, soit pseudomorphose un minéral montrant des sections rhomboédriques de 150 microns en

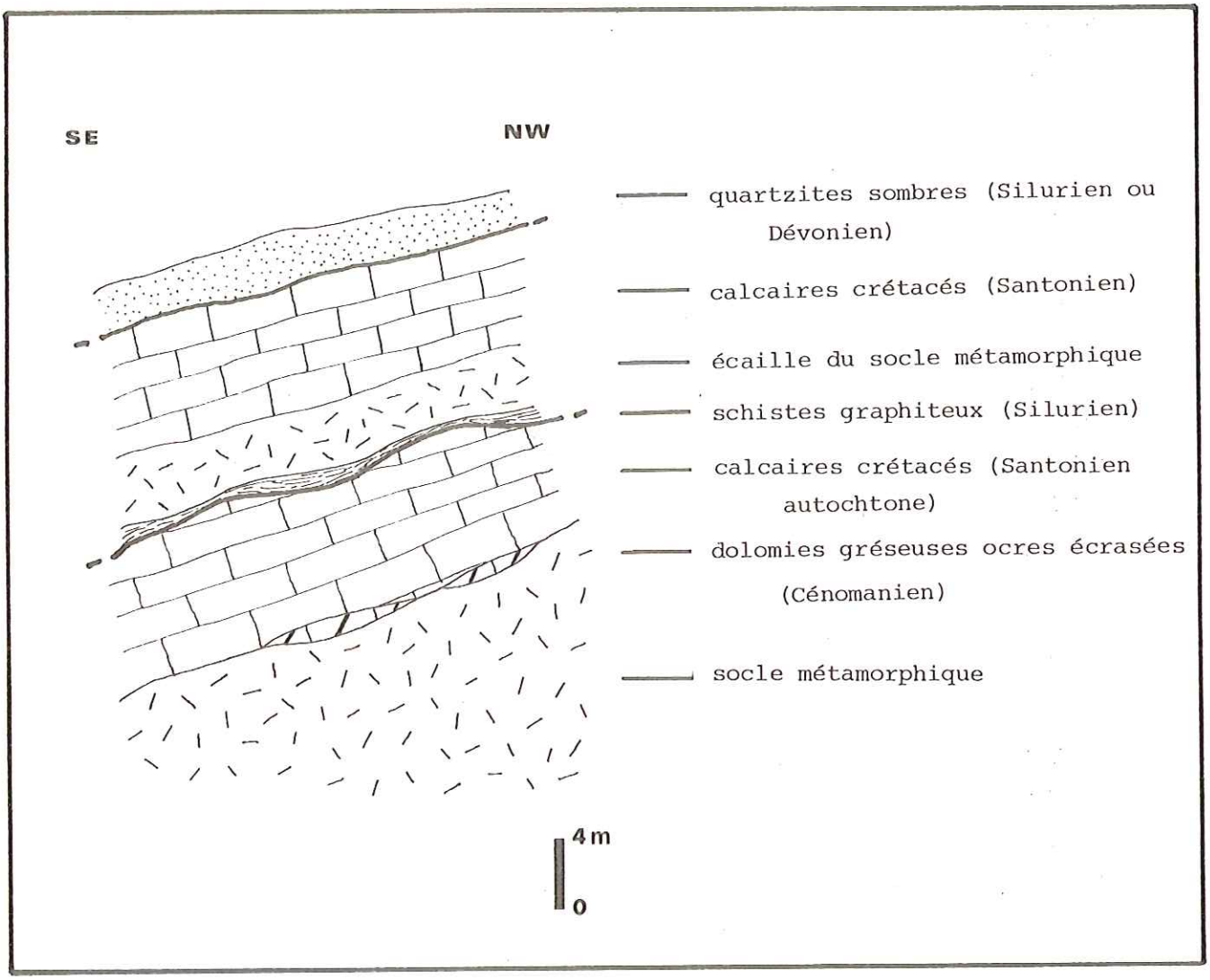


FIG.19- Ecaille de socle et de Crétacé autochtone reposant sur le tégument de Crétacé supérieur (ouest de l'Hostellerie du Maillet).

moyenne. Ces sections se trouvent souvent entourées par des amas à séricite-silice.

Une étude plus approfondie de ce niveau est faite dans le chapitre concernant les minéralisations du Crétacé.

- Un niveau conglomératique à dominante de dragées de quartz blanc laiteux (jusqu'à 2 cm) et à ciment gréseux (0,10 à 0,20 m). Aucune induration importante n'a été notée.

Ce niveau rappelle certains faciès de l'affleurement de Saugué qui sera étudié plus loin.

- Des calcaires gris, fins, montrant de nombreuses sections de microfossiles ainsi que des débris de macrofaune, subissant par zones une forte dolomitisation. De nombreux filonnets de calcite et de carbonates ferrifères les recoupent.

En lame mince, il s'agit d'une biomicrite à texture wackstone, montrant de rares quartz détritiques anguleux. Les débris d'organismes y sont fréquents. De nombreux microfossiles, parfois épigénisés par de la galène (fig. 22) ou de la pyrite, parsèment la roche. C. JEUDY de GRISSAC (Bureau de recherches géologiques et minières) a identifié dans une biophase abondante (photo 1) bien diversifiée et conservée :

Macrofaune :

Petits débris de Lamellibranche (R) et d'Echinidé (R).

Microfaune :

Foraminifères benthiques (A) :

Broeckina sp. ou Broeckinella sp. (débris)
Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT
Spirocyclina sp.
Dicyclina schlumbergeri MUNIER-CHALMAS
Cuneolina pavonia d'ORBIGNY
Arenobulimina sp.
Lacazina compressa d'ORBIGNY
Periloculina zitteli MUNIER-CHALMAS
Nezzazatinella picardi HENSON
Scandonea sp.
Nummoloculina sp.
Pseudorhapydionina laurinensis (DE CASTRO)
Miliolidae divers : *Quinqueloculina sp.*, etc.
Rotalia reicheli HOTTINGER
"Eponides" sp.

Ostracodes (R)

R = rare
F = fréquent
A = abondant

Cette association date ces calcaires du Santonien, probablement supérieur, et caractérise un milieu infralittoral proximal.

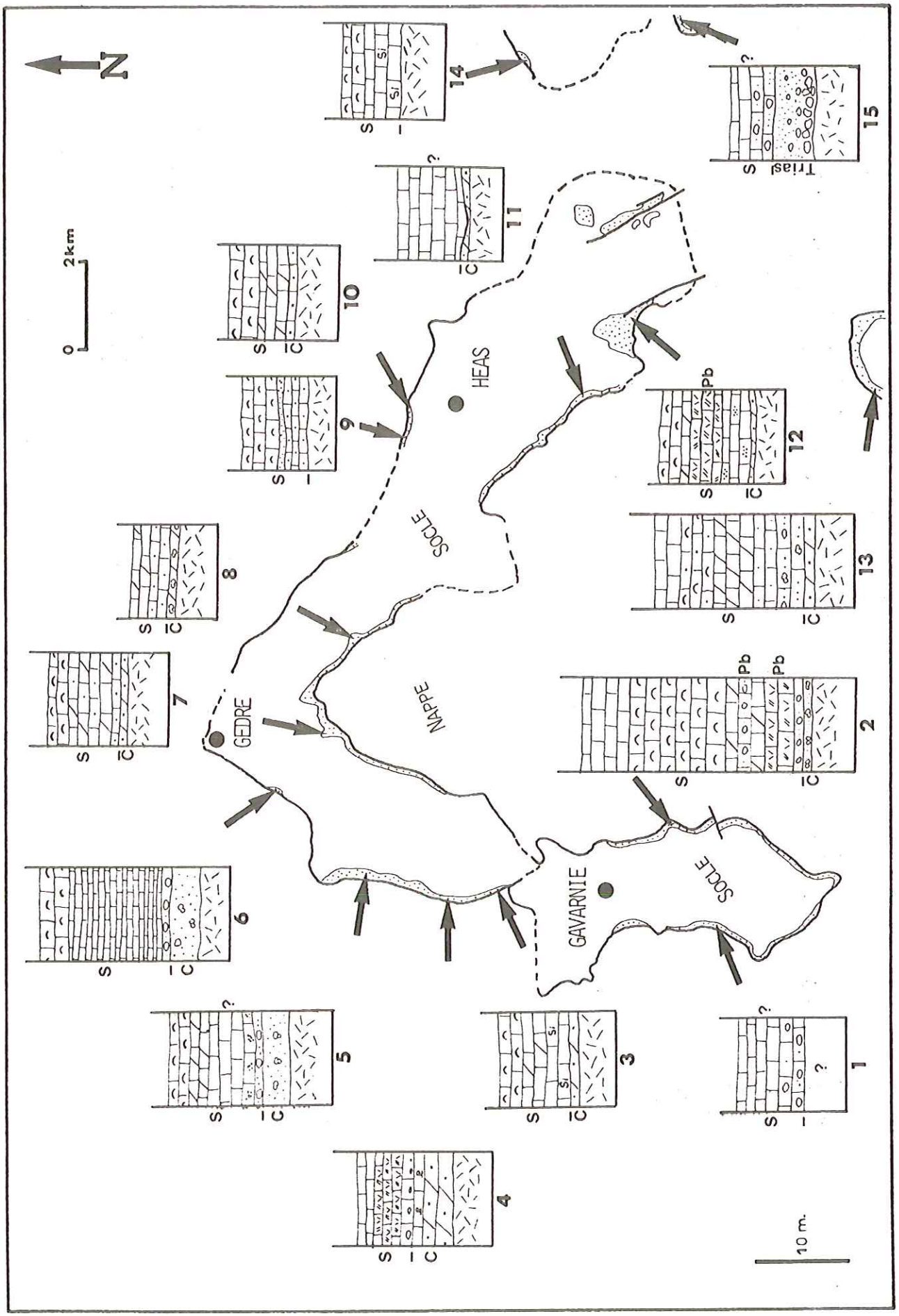
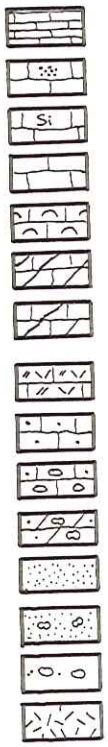


FIG.20- Localisation et stratigraphie des affleurements de Crétacé autochtone signalés dans le texte.



calcaire fin, noir (vu à Saussa)
calcaire à zones gréseuses
calcaire siliceux
calcaire marmoréen
calcaire riche en macrofossiles
calcaire dolomitique
calcaire plus ou moins dolomitique (corrélations délicates)
biomicrite à Lacazines
calcaire détritique
calcaire gréseux, à dragées de quartz
dolomie gréseuse (avec dragées de quartz)
grès
microconglomérat à ciment gréseux
conglomérat à ciment gréseux
socle métamorphique et migmatitique

1: Plateau de Bellevue (SOUQUET, 1967)
2: Plateau d'Alans
3: Bareilles
4: Plateau de Saugué (SOUQUET, 1967)
5: Saugué
6: Saussa
7: Coumély (sous les granges de la Hountas)
8: Coumély (sous cabane Blanque)
9: Cabane de Camplong (PERE, 1976)
10: Terre Arrouye
11: Le Maillet
12: Troumouse
13: Plan de Larry (SOUQUET, 1967)
14: Chemin de la Géla
15: Port de Barroude

C: Cénomanien S: Santonien Pb: galène : accident de base de la nappe

Légende de la figure 20

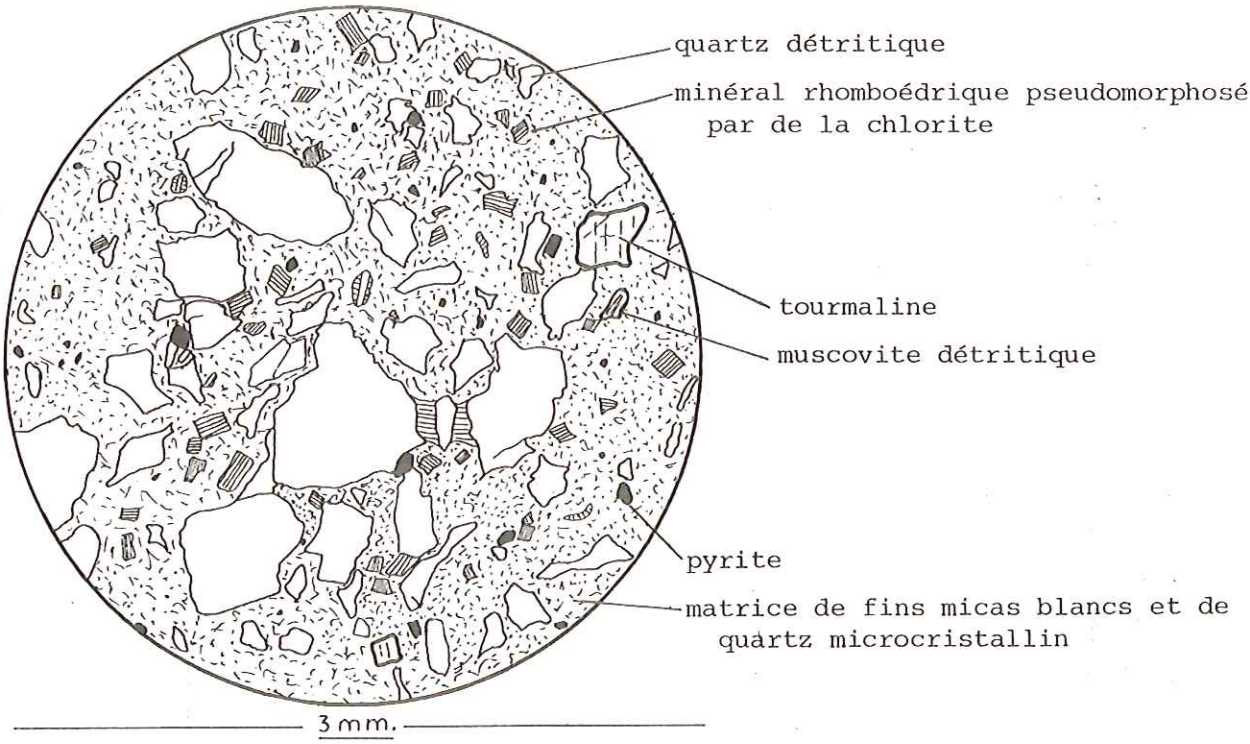


FIG.21- Niveau gréseux induré de la base du Crétacé autochtone (Plateau d'Alans).

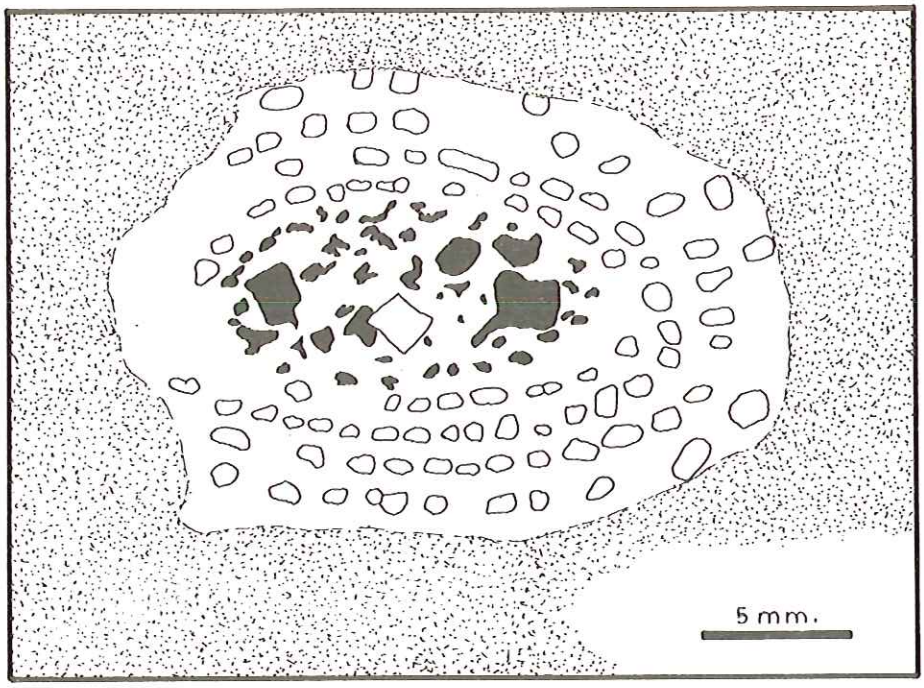


FIG.22- Lacazina compressa d'ORBIGNY (Santonien) en partie épigénisée par de la galène (Plateau d'Alans).

Latéralement, et lorsqu'il n'est pas tectonisé, ce niveau passe à une dolomie massive gris marron, compacte, à reliques de macrofossiles, formant de gros bancs. La galène s'y exprime en mouches plus nettes et, à l'aplomb de ce faciès, le niveau de base montre une induration plus importante.

En lame mince, des plages engrenées à tendance rhomboédrique (100 à 150 microns) de dolomite ferrifère englobent quelques quartz détritiques anguleux. Les reliques d'organismes (tests de Lamellibranches ?) sont transformées en dolomite ferrifère à grandes plages.

La galène se localise dans ou près de cette dolomie ferrifère à grandes plages. Le long de microfissures, se développent des plages de séricite de 1 à 2 mm qui englobent des rhomboèdres de dolomite.

Les calcaires sont recoupés par de nombreux filonnets de calcite et de carbonates ferrifères à pyrite-galène. Ces filonnets, orientés N110 pour les plus importants (jusqu'à 1 cm), sont perpendiculaires à la stratification et recoupent des zones de dolomitisation de la biomicrite (fig. 23). Dans ces zones, les microfossiles sont fréquemment aplatis parallèlement à cette direction et des filonnets sécants peuvent être plissés (fig. 24). Cette fracturation perpendiculaire à So a été signalée à Gavarnie par L. MENGAUD (1938) et à Barroude par B. RODDAZ (1977).

- Des calcaires rugueux à patine gris-marron (3-4 m) dans lesquels s'observe un niveau détritique récurrent (1m) dans lequel des mouches de galène sont visibles.

En lame mince, on note l'existence de deux dolomitisations distinctes affectant une microsparite à débris de macrofaune et de microfaune, et d'une fraction détritique constituée par des fragments anguleux de quartz laiteux et de quartzites.

La dolomitisation est de deux types :

* dolomite restant grise après coloration au ferricyanure de potassium et se développant dans la masse du calcaire. Elle est constituée de nombreux rhomboèdres ou plages sub-rhomboédriques accolées.

* dolomite se colorant en bleu, localisée dans des fissures ou au contact entre éléments de nature différente. Elle serait postérieure à la précédente.

- Des calcaires rugueux gris clair à nombreuses traces d'organismes (10 m).

En lame mince, ce calcaire montre 80 à 90 % de tests de macrofossiles (surtout Lamellibranches) et de microfossiles. Le ciment, rare, est une microsparite contenant 10 % de grains de quartz anguleux. L'ensemble est très recristallisé. Des traces de dolomitisation sous forme de rhomboèdres isolés ont été

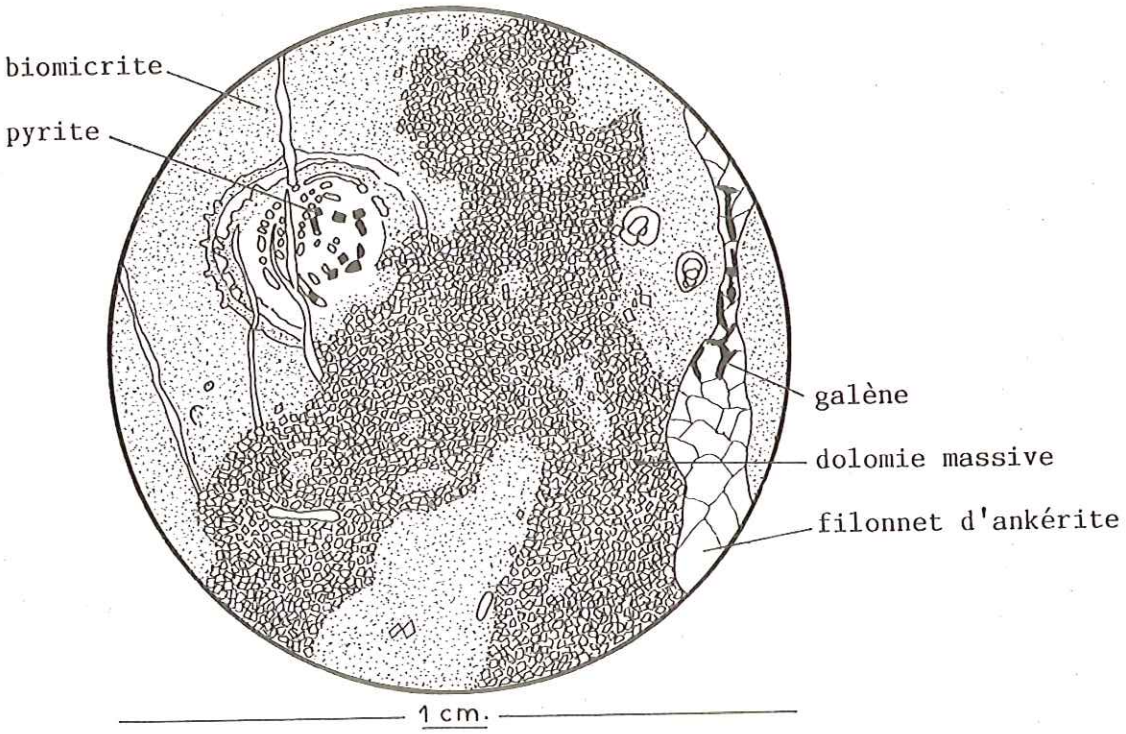


FIG.23- Dolomitisation des calcaires santoniens et filonnets tardifs à ankérite-galène (Plateau d'Alans).

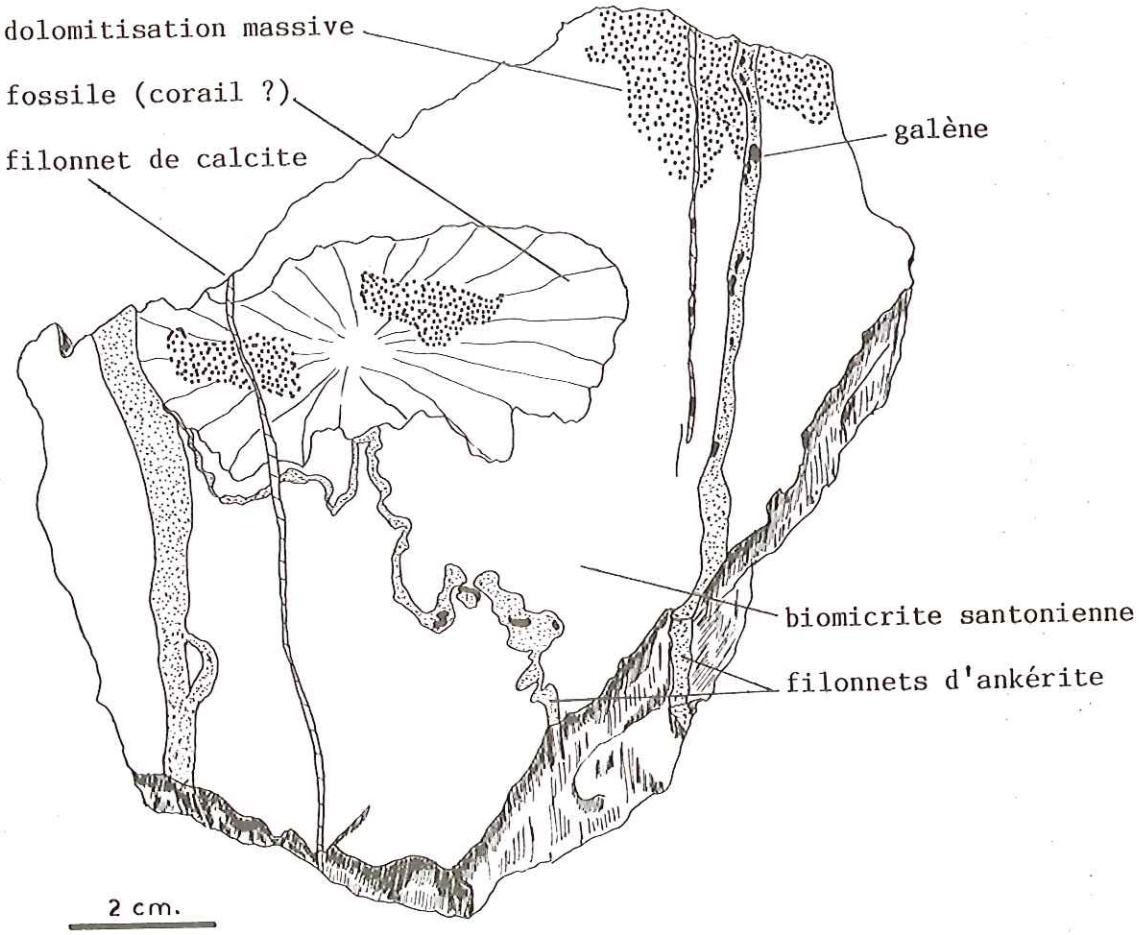


FIG.24- Filonnet plissé à dolomie ferrifère-galène dans les calcaires santoniens (Plateau d'Alans).

observées. Une silicification discrète se développe par petites plages et les quartz détritiques ont tendance à recristalliser sur leur bordure.

- Calcaire gris, fin, compact, dont le sommet est tronqué par l'accident de base de la nappe.

La micrite observée en lame mince montre des zones de microsparite. Des zones plus spatiques peuvent correspondre à des reliques d'organismes. La recristallisation importante ne laisse que des fantômes non identifiables de microfossiles. De nombreux filonnets de calcite recoupent la roche.

Le même type d'affleurement se retrouve à 750 m à l'ouest dans le torrent d'Alans (x = 409,32 y = 49,92 z = 1890 m). La galène apparaît toujours en fines mouches dans les calcaires gris sombre, fins, situés au dessus du niveau détritique de base qui est ici aussi très riche en pyrite.

Conclusions : de nouvelles datations, basées sur l'étude de la microfaune, ont permis d'attribuer un âge Santonien (supérieur ?) à une biomicrite contenant une minéralisation disséminée en galène et dans laquelle on observe deux types de dolomitisations massives ainsi que des filonnets tardifs à ankérite remobilisant la galène.

Sous les formations santoniennes essentiellement carbonatées, on note un niveau détritique induré, en contact avec le socle, montrant des zones riches en chlorite.

2.2.2. Saugué (x = 408,25 ; y = 55,10 ; z = 1580 m)

Accès : facile ; affleurement continu le long de la route qui passe sous les granges de l'Ubac de Saugué.

Sur un socle très altéré et schistosé en surface, riche en pyrite et montrant des filonnets de quartz blanc laiteux à tourmaline noire, la coupe observée est la suivante :

- A la base, niveau silicifié, très induré (0,1 à 3 m) correspondant à un conglomérat à éléments de quartz blanc laiteux, de tourmaline noire associée ou non au quartz, et à passées gréseuses. La pyrite est abondante et peut parfois former un ciment. Ce niveau est broyé à sa base en liaison avec des glissements sur le socle. En effet, sur ce dernier, existent de nombreux plans subhorizontaux, striés et recouverts par des produits verdâtres soyeux.

En lame mince, il s'agit d'un grès recristallisé à ciment peu abondant. Les grains de quartz (0,2 à 1 mm) sont subanguleux en moyenne. Certains montrent une forme esquilleuse alors que d'autres présentent un contour subarrondi. Les contacts entre les grains sont souvent engrenés. La matrice, peu abondante, est constituée par de la chlorite vert clair à jaune en fines lamelles.

De rares grains de zircon, de sphène, de tourmaline brune et de la muscovite complètent le fond détritique.

La chlorite s'exprime sous forme de fibres parallèles, d'amas sphérolitiques ou d'agrégats de lamelles. Elle se développe dans certaines zones aux dépens du quartz, mais peut aussi être absente. On observe alors un ciment à séricite et à quartz microcristallin.

La pyrite, abondante, se présente en amas noduleux. En coupe, ceux-ci montrent une symétrie de répartition centrifuge comme si elle se mettait en place à partir d'un point d'alimentation. L'essentiel de la pyrite est sécant sur la matrice. Le quartz peut être rongé par les cristaux et leur bordure devient alors crénelée.

La silicification est associée à la séricite ou légèrement postérieure.

- Niveau détritique grossier à quartz blanc subarrondi dominant (jusqu'à 10 cm) et à matrice gréseuse. Les grains ou dragées de tourmaline noire sont fréquents. Des fragments de quartzites ou de schistes complètent la liste des éléments détritiques (0,2 à 0,4 m).

De nombreux nodules de pyrite (jusqu'à 10 cm) parsèment la roche et sont souvent altérés.

Aucun granoclassement n'est visible à l'affleurement et ce niveau semble indemne de toute silicification.

- Calcaires gris (1 m) à zones gréseuses très contournées pouvant constituer des récurrences plus fines du niveau précédent. Il faut envisager des décharges détritiques dans un milieu carbonaté. Les quartz font en moyenne 1 mm.

- Calcaires gris jaune (3 à 4 m) plus purs, montrant encore quelques passées détritiques, ici plus grossières (certains quartz peuvent atteindre 1 cm)

- Calcaires à nodules ou amas difformes de calcarénites ou de dolomies (2 m)

- Calcaires très tectonisés, riches en fossiles qui sont fortement déformés.

A l'extrémité de la route, au bord du chemin de droite, des lames de calcaire crétacé sont séparées par des schistes siluriens. On retrouve aussi ces derniers emballés dans les calcaires.

Face à de tels phénomènes, on se rend compte qu'il est difficile d'apprécier précisément les relations entre les différents niveaux.

A quelques centaines de mètres au nord, P. SOUQUET (1967) a prouvé la présence de Cénomanien lenticulaire (dolomies gréseuses ocre et calcaires à Préalvéolines). Pour lui, le Santonien serait caractérisé par des faciès plus grossiers qui correspondraient, sur notre affleurement, au niveau situé sur le grès induré. Ce dernier pourrait être un équivalent latéral des dolomies gréseuses ocre et appartenir de ce fait au Cénomanien.

A 2 Km au nord, près du hameau de Saussa, sur un affleurement situé au bord de la route (x = 409,55 y = 55,92 z=1287 m) le niveau silicifié réapparaît avec 2 à 3 mètres de puissance, mais un peu moins induré. Au dessus, 20 à 30 cm sont plus indurés et ressemblent au niveau silicifié de Saugué. L'équivalent du banc détritique non induré de Saugué apparaît ensuite mais avec des silicifications localisées. C'est à ce niveau que s'arrêtent les analogies avec Saugué.

En effet, l'épisode carbonaté est représenté ici par des calcaires très noirs, fins, contenant de rares quartz détritiques, sur une puissance de 10 à 12 mètres. La partie supérieure est fréquemment dolomitisée. De nombreux filonnets de calcite et de quartz associé les recoupent, provoquant une silicification discrète.

Viennent ensuite des calcaires clairs, parcourus par de nombreux filonnets de calcite, rappelant les derniers niveaux calcaires de Gavarnie et de Troumouse (étudiés plus loin).

Conclusions : la puissance des formations est beaucoup plus réduite que sur l'affleurement précédent mais le niveau de base induré est plus épais et plus développé. La galène n'apparaît pas dans les niveaux calcaires surmontant le niveau détritique mais la pyrite peut être ici aussi, très abondante dans ce dernier.

2.2.3. Plateau de Coumély (regroupement de différents affleurements)

Au-dessus des bois de Coumély situés au sud de Gèdre, une falaise de terrains crétacés de 8 à 15 m de haut, surplombant parfois les vertigineuses falaises de terrains cambro - ordoviciens, limite de façon presque continue les bords du plateau.

Accès : facile par l'ancien chemin EDF qui monte depuis Gèdre, ou par le barrage des Gloriettes.

Sous les granges de la Hountas (x = 410,43 y = 55,14 z = 1655 m), sur un socle peu altéré, une petite falaise haute de 8 m montre de bas en haut :

- Un niveau jaunâtre à aspect de cargneule contenant quelques quartz blancs détritiques (1 m).

En lame mince, après coloration, on observe une dolomite ferrifère en rhomboèdres flous, très bréchifiée. De nombreux granules d'oxydes de fer soulignent des zonations dans les rhomboèdres. De rares quartz détritiques (jusqu'à 5 mm) et

quelques biotites constituent les éléments figurés. De nombreuses cavités sont remplies par de la calcite secondaire.

- Des calcaires gris à petits quartz détritiques montrant des zones de dolomitisation (0.5 à 1 m).

Il s'agit d'une micrite partiellement dolomitisée, à débris de macrofaune et milioles. De rares quartz détritiques, très fracturés, voient se développer une calcite fibreuse entre leurs fragments.

Les rhomboèdres de dolomite sont mal formés et flous. Certains, subautomorphes, bordent les cavités remplies par la calcite. Il s'agit peut-être d'une porosité de rétraction.

- Des calcaires gris clair, fins, à zones orangées (4 à 5 m)

De nombreuses zones spathiques et quelques quartz détritiques anguleux (inférieurs à 1 mm) parsèment un fond micritique. De rares plagioclases et muscovites ont été observés. Les zones orangées correspondent à des rhomboèdres de dolomite ferrifère oxydés. Une silicification discrète se traduit par la présence de plages de quartz à contour automorphe voilé.

- Des calcaires gris, cristallins, formant le sommet de cet affleurement sont tronqués par l'accident de base de la nappe.

De nombreux rhomboèdres de dolomite ferrifère sont isolés dans une micrite.

Au sud-est des granges, sous Cabane Blanque (x = 411,60 ; y=54,80 ; z= 1700 m), on trouve la succession suivante au dessus du socle :

- Conglomérat à quartz blanc laiteux détritique (1 cm en moyenne) et à ciment carbonaté à patine rousse identique à celui situé sur le bord ouest du plateau (inférieur à 1 m) (voir ci-après).

Il s'agit d'une dolosparite dont les plages accolées ont des formes presque rhomboédriques (en moyenne 250 microns). De nombreux oxydes de fer soulignent des zonations à l'intérieur de ces plages.

Des zones millimétriques à séricite et à micas blancs, mieux exprimés englobent quartz et carbonates. On note dans presque toute la lame le développement d'un fin treillis à séricite et quartz microcristallin entre les rhomboèdres.

La pyrite tardive, se localise préférentiellement dans les amas à séricite.

- Roche carbonatée, claire, fine, à nombreux petits quartz détritiques.

La coloration d'une lame au ferricyanure de potassium donne une couleur bleue à la roche. Il s'agit d'une dolosparite ferrifère contenant 10 à 15 % de quartz anguleux à subanguleux (en moyenne 1 mm), de rares lamelles de muscovite (1 à 2 mm) et quelques grains de tourmaline.

Des taches de micrite subsistent au sein du ciment. L'ensemble est fortement fracturé et de la calcite en association avec du quartz forment le remplissage de filonnets qui apparaissent déformés. Une microfissuration antérieure a permis la mise en place de petits amas de séricite.

- Calcaire cristallin à zones millimétriques orangées apparaissant dans leur partie supérieure

Il s'agit d'une microsparite contenant quelques rhomboèdres de dolomite brune, isolés, étirés, voire écrasés. Des filonnets de calcite matérialisent une schistosité recoupant très légèrement la stratification.

Sur le versant ouest du plateau de Coumély, nous avons retrouvé la même succession de terrains avec toujours à la base, lorsque la dolomie gréseuse ocre est absente, les calcaires rugueux à quartz détritiques très fracturés (1 à 2 cm) montrant des lentilles gréseuses. Ce niveau pourrait être un équivalent latéral du faciès détritique non induré de Saugué.

En face de la cascade de Pich-Gaillard, dans un couloir d'éboulis débutant sur la route de Gavarnie vers 1150 m et se terminant sous une falaise de Crétacé à 1650 m, nous avons découvert de nombreux blocs de dolomie gréseuse ocre contenant quelques amas centimétriques de barytine blanche ainsi que de nombreux nodules de pyrite et des blocs de calcaires gris rugueux (identiques à ceux que nous venons de présenter) à zones contournées à patine rousse (dolomie ferrifère).

L'étude au microscope des calcaires rugueux met en évidence un fond micritique à microsparitique affecté par une dolomitisation. Des reliques de macrofaunes et quelques rares microfossiles (Santonien probable) sont encore visibles. Le quartz apparaît en fragments anguleux très fracturés (jusqu'à 2 cm).

La dolomitisation se développe soit massivement (agrégats de plages subrhomboédriques), soit en rhomboèdres isolés (250 microns) sécants sur la matrice ou sur les microfossiles qui sont parfois épigénisés en pyrite.

La dolomie gréseuse ocre est une dolosparite ferrifère à reliques de micrite. De nombreuses zones à séricite, parfois centimétriques, sécantes sur la matrice, semblent liées à une fissuration discrète.

Une silicification légèrement tardive s'y développe ainsi qu'une pyritisation.

En bordure des plages de séricite, les rhomboèdres de dolomite ferrifères ont leurs clivages et leurs contours soulignés par des oxydes de fer.

En outre, un fin treillis constitué de séricite et quartz microcristallin déstabilise l'assemblage des plages de dolomite au niveau des joints de grains. De rares plages de carbonates sombres en gros cristaux sont affectées par une silicification.

Conclusions : le niveau détritique induré n'apparaît pas dans le secteur du plateau de Coumély et une dolomie gréseuse ocre marque le contact avec le socle.

Les deux derniers affleurements étudiés se situent au fond de la vallée de Héas.

2.2.4. Terre Arrouye (x = 415,59 ; y = 53,58 ; z = 1950 m)

Accès : prendre le chemin de l'Aguilla, franchir le ruisseau de l'Aguilla au niveau de l'oratoire et suivre le chemin qui passe sous les cabanes de Camplong.

Sur le socle, la coupe est la suivante :

- Roche carbonatée, gris clair, fine, à petits quartz détritiques (1 m).

Après coloration, la roche prend une teinte bleu azur caractéristique de dolomite ferrifère. Il s'agit d'une dolomicrite à dolosparite contenant 10 % de petits quartz anguleux (jusqu'à 3 mm). De rares fragments de tests calcitiques sont partiellement dolomitisés.

- Roches granuleuses à patine jaunâtre (3 à 4 m).

En lame mince, on observe une dolosparite ne contenant pratiquement pas d'éléments figurés.

De nombreux filonnets remplis par une "farine carbonatée" et par du quartz microcristallin, irrégulièrement réparti au centre de ceux-ci, sont déformés.

Une silicification, en petites plages engrenées contenant de nombreuses inclusions de carbonates, se développe dans la masse. De rares cristaux de quartz automorphe ont aussi été observés.

- Ensemble de calcaires grisâtres, recoupé par de nombreux filonnets de calcite, schistosés vers le sommet (3 à 4 m).

L'étude au microscope révèle une micrite à reliques de tests d'organismes de nature spathique. Un liséré d'opaques souligne les limites d'une dolomitisation discrète. Des cristaux de quartz (100 microns) allongés, subautomorphes trahissent une silicification. Des fantômes de microfossiles n'ont pas permis de donner un âge à ces calcaires.

En 1976, A. PERE avait observé, non loin de cet affleurement, sous les cabanes de Camplong, la succession suivante :

- socle ;

- calcaire graveleux chargé de grains de quartz (2 m) ;

- grès formant un mince banc (0,2 à 0, 3 m) ;

- calcaires recristallisés renfermant des débris de tests de Lamellibranches, des spicules d'Oursins et quelques rares sections de Lacazines. Il semblerait qu'il s'agisse là de Lacazina elongata MUNIER CHALMAS du Santonien (4 à 5 m).

On remarque que, dans les deux cas, trois niveaux ont été observés. Si les niveaux inférieur et supérieur sont identiques, le niveau intermédiaire met en évidence que les variations latérales de faciès sont fréquentes et rapides.

Conclusions : le niveau détritique induré est absent et la dolomie gréseuse ocre montre une part détritique plus fine. La puissance d'ensemble des formations ne dépasse pas 10 m.

2.2.5. Troumouse (x = 416,80 ; y = 50,07 ; z = 2070 m)

Accès : facile depuis le parking de Troumouse. Il suffit de se diriger vers le pluviomètre.

Cet affleurement forme une bosse de 150 x 50 m se moulant plus ou moins sur la morphologie du socle sous-jacent. C'est ici que nous avons découvert les premières minéralisations du Crétacé. On observe sur un socle peu altéré :

- Un niveau détritique fin à moyen à patine rousse, peu important, lenticulaire dans le calcaire sus-jacent (0,1 à 0,2 m).

Il s'agit d'une dolomite ferrifère en plages jointives souvent rhomboédriques, contenant de petits quartz subanguleux inférieurs à 1 mm.

Les rhomboèdres sont entourés par un treillis de séricite et de quartz microcristallin.

L'ensemble est très fracturé, voire cataclasé. Des filonnets à calcite et quartz recoupent l'ensemble. L'aspect du carbonate de remplissage est sombre et "farineux" comme dans la dolomie gréseuse ocre du plateau de Coumély (couloir d'éboulis).

- Un calcaire blanc à patine grise. A la base, des rognons granuleux apparaissent comme le résultat du boudinage d'un petit niveau détritique (2 à 3 m).

L'étude microscopique montre une microsparite où la dolomitisation est jalonnée par un front d'oxydes de fer et des plages de calcite spathique.

Une schistosité importante affecte cette roche et "bute" sur les zones dolomitisées plus dures. Les rhomboèdres isolés de dolomite sont étirés.

- Un niveau de calcaires gris, fins, riches en microfaune, parcourus par de nombreux filonnets de calcite. Des lamines, au toucher soyeux, sont les témoins d'un contenu argileux (2 à 3 m).

De fréquentes petites plages de galène sont mises en évidence par érosion différentielle. Elles sont soit réparties régulièrement dans le calcaire, soit associées à des filonnets de calcite (remobilisation).

Il s'agit d'une biomicrite à texture wackstone, recristallisée et déformée, à petits quartz détritiques rares parfois tronçonnés.

Les joints argileux ont guidé une silicification discrète dans le calcaire, les quartz détritiques pouvant recristalliser sur leur bordure.

Des masses entières peuvent être dolomitisées de la même façon qu'à Gavarnie, dans le même niveau.

Certaines zones montrent un contenu plus riche en microfaune.

C. JEUDY DE GRISSAC a identifié dans une biophase fréquente, étirée ou écrasée :

Macrofaune :

Petits fragments d'Echinodermes (R).

Microfaune :

Foraminifères benthiques (F)

Cuneolina pavonia d'ORBIGNY
Dictyopsella kiliani SCHLUMBERGER
Dicyclina ? sp.
Broeckina ? sp.
Cyclopsinella steinmanni MUNIER-CHALMAS
Lacazina compressa d'ORBIGNY
Periloculina zitteli MUNIER-CHALMAS
Nezzazatinella picardi (HENSON)
Miliolidae divers *(Quinqueloculina sp.*, etc.)
Discorbidae
Rotalia sp.

Ostracodes (R)

Cette association caractérise le Santonien et probablement même le Santonien supérieur. Le milieu de dépôt est du type infralittoral proximal.

Dans un autre échantillon prélevé latéralement, elle note une biophase fréquente, mais très mal préservée : déformation, écrasement ou étirement et recristallisation (dolomitisation). Dans cette ancienne biomicrite à texture wakstone très

recristallisée, certains organismes ont pu être devinés (C. JEUDY de GRISSAC) :

Macrofaune :

Débris d'Echinidés (R), de Rudistes (F).

Microfaune :

Foraminifères benthiques (F)

Dicyclina schlumbergeri MUNIER-CHALMAS
Dictyopsella sp.
Lituolidae indéterminé
Scandonea sp.
Nezzazatinella picardi (HENSON)
Periloculina zitteli MUNIER-CHALMAS
Miliolidae divers dont *Quinqueloculina sp.*, etc.

Ostracodes (R)

Les conclusions sur l'âge et le milieu de dépôt restent identiques.

Ce calcaire se suit aisément vers le nord et à deux reprises nous y avons retrouvé la minéralisation, à 500 m de l'affleurement du pluviomètre.

- Un niveau de calcaire blanc à patine grise. Malgré nos recherches, aucune trace de galène n'y a été observée (1 m).

- Des calcaires gris à tiges d'encrines et à fragments de schistes noirs (Silurien ?), très schistosés et recoupés par de nombreux filonnets de calcite (2 à 3 m). L'accident de base de la nappe interrompt cette coupe.

Il s'agit d'une microsparite très orientée dont les plans de schistosité, nombreux, sont soulignés par des oxydes de fer et une silicification discrète. Des quartz automorphes allongés sont tordus et semblent suivre la déformation. Les plus gros se développent dans les plages de calcite spathique et ont une extinction roulante.

Conclusions : cet affleurement est l'équivalent de celui du plateau d'Alans, mais sa puissance est plus réduite. D'autre part, le niveau détritique de base est absent. La galène disséminée a été retrouvée dans une biomicrite que nous avons datée du Santonien (supérieur ?).

2.3. SYNTHESE

2.3.1. Corrélations stratigraphiques

Avant de tenter des corrélations entre les différents affleurements étudiés, il est nécessaire de préciser que :

- Le Cénomanien (calcaires à Préalvéolines) n'a pas été observé sur notre secteur. Les dolomies gréseuses ocre, considérées cénomaniennes par leur association avec les calcaires à Préalvéolines (SOUQUET, 1967) sont fréquentes. Seulement, une dolomitisation secondaire affecte l'ensemble du secteur et est très développée dans les premiers mètres au dessus du socle, ce qui veut dire que n'importe quel calcaire gréseux sera transformé en dolomie gréseuse ocre. On voit donc qu'en l'absence des calcaires à Préalvéolines, il est difficile de reconnaître le Cénomanien avec certitude.

- Le Santonien par contre, grâce à de nouvelles datations, est précisé et sa présence est générale dans le secteur d'étude.

Nous verrons qu'il est possible d'étendre les affleurements du Cénomanien plus à l'est.

Les observations de P. SOUQUET sur le plateau de Saugué où il note la présence de calcaires à Préalvéolines constituent notre point de départ.

En effet, il signale que le Santonien débute par des calcaires pouvant se charger en éléments détritiques à quartz dominants pouvant atteindre 10 cm. La granulométrie de ces éléments détritiques est beaucoup plus forte que celle de la dolomie gréseuse (fig. 25).

Sur le plateau d'Alans, à Saugué et à Coumély, on observe un tel niveau au dessus, soit d'une dolomie gréseuse ocre, soit de niveaux plus gréseux et indurés. Dans ces derniers, on retrouve des fantômes de rhomboèdres pseudomorphosés en chlorite, trahissant vraisemblablement la présence ancienne de dolomie.

A Troumouse, au dessus d'une dolomie gréseuse ocre bréchifiée, existent des calcaires clairs, azoïques, pouvant être rapportés au Santonien.

Il est donc possible d'envisager la présence de Cénomanien sur l'ensemble du secteur, se caractérisant par un ancien calcaire, à petits quartz détritiques (en moyenne 1 mm), entièrement dolomitisé (dolomite ferrifère) ou par des grès ou altérites à ciment calcaire, dolomitisés secondairement, puis ayant subi une induration.

Le Santonien transgressif débuterait alors par un niveau détritique plus grossier (quartz jusqu'à 10 cm) à ciment carbonaté, dolomitisé par zones, plus ou moins développé.

Des calcaires fins datés du Santonien au plateau d'Alans et à Troumouse sont présents sur tout le secteur et contiennent de la galène disséminée dans deux affleurements.

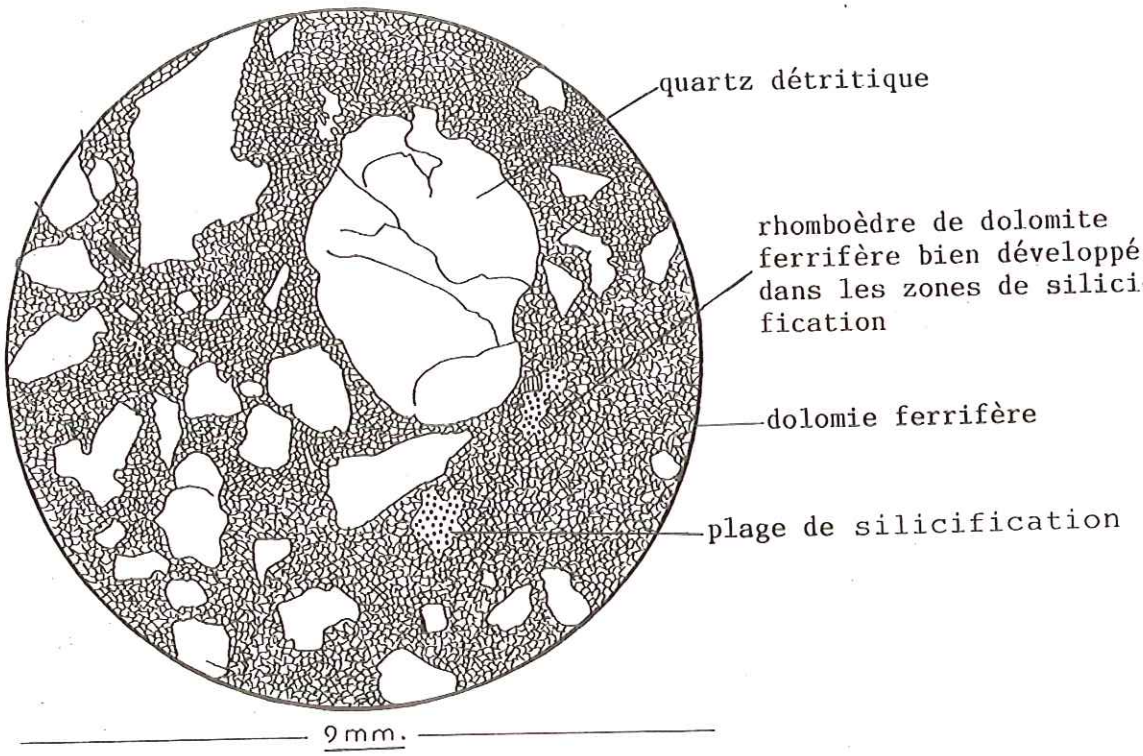


FIG.25- Dolomie gréseuse ferrifère du Cénomanien (plateau de Coumély).

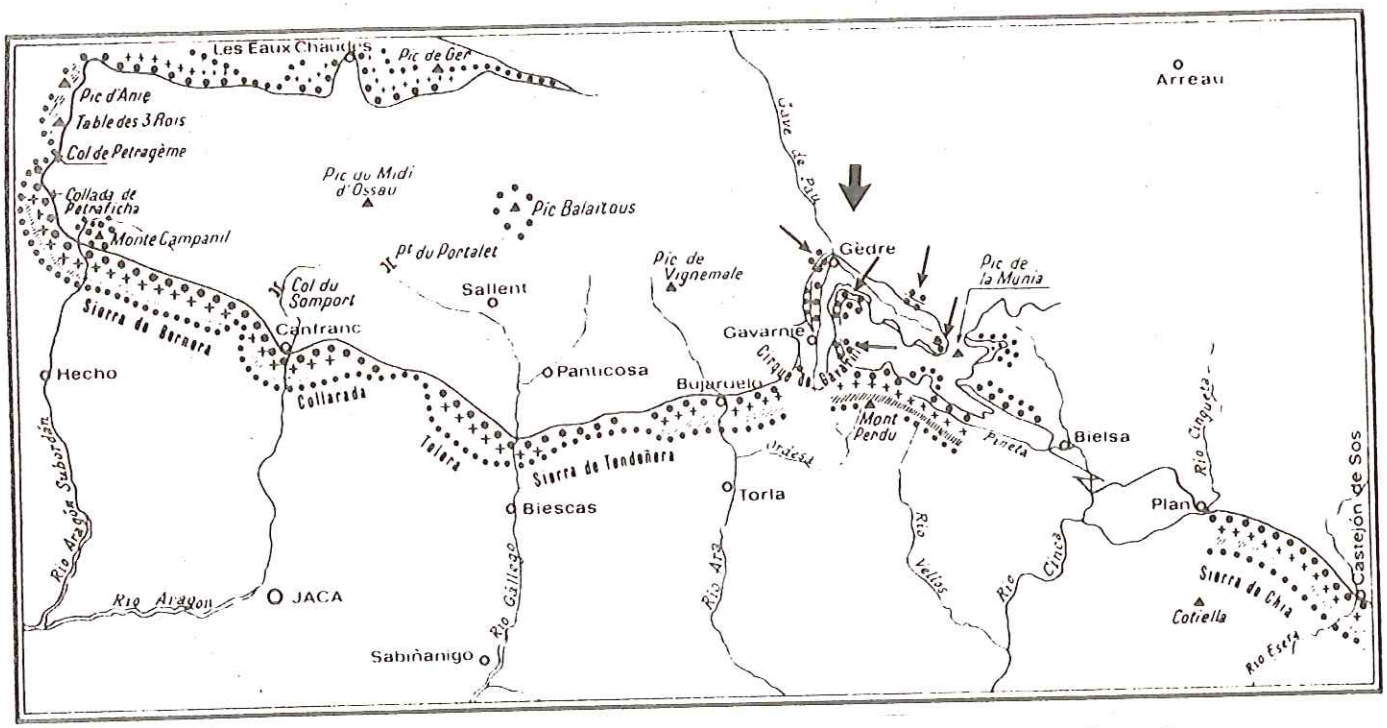


FIG.26- Nouvelles limites du Cénomanien et du Santonien dans le secteur étudié (carte de SOUQUET, 1967, complétée). Cénomanien (étoiles), Turonien (croix), Coniacien (barré oblique), Santonien (points noirs).

La sédimentation carbonatée se poursuit ensuite mais les corrélations deviennent difficiles car les calcaires ont des faciès et des puissances différentes.

Un niveau détritique récurrent a été bien observé à Saugué et sur le plateau d'Alans. On le devine aussi à Coumély. De la galène y a été découverte (plateau d'Alans). Le sommet de nombreux affleurements montre un calcaire fin, marmoréen, gris rosé, contenant parfois de nombreux organismes très déformés. Une importante schistosité affecte ce niveau qui est lardé de filonnets de calcite.

Si l'extension des dépôts du Santonien est généralisée, notre avis concernant le Cénomanien est plus réservé (fig. 26).

2.3.2. Approche du milieu de dépôt

L'observation de la granulométrie et de la proportion de quartz détritiques dans les premiers niveaux du Santonien et l'observation des calcaires sus-jacents (faciès et développement) nous permettent de constater que :

- La zone la plus détritique s'aligne entre Saugué et Cabane Blanque (Coumély) suivant une direction N100.

Au nord de cette ligne, les calcaires noirs bien développés et pauvres en détritiques indiquent un milieu plus calme et plus confiné (plus profond ?).

Au sud, en direction de Bareilles, puis de Gavarnie - ouest, l'appauvrissement en détritiques et l'augmentation de la puissance des calcaires indiquent aussi un milieu plus calme et plus profond (ou plus subsident).

Sur le plateau d'Alans (Gavarnie est) on retrouve des niveaux détritiques plus grossiers avec des calcaires sus-jacents bien développés. Ceci indiquerait une évolution du milieu de dépôt, avec des zones s'approfondissant, en liaison avec des mouvements de socle dont les récurrences détritiques en seraient les témoins.

- Au sud-ouest, peu de détritiques et des calcaires de plus en plus puissants.

- A Estaubé, la puissance des calcaires est importante.

- Enfin, à Héas et à Troumouse, les détritiques sont plus fins et les calcaires moins développés.

La répartition et la nature des faciès indiquent une morphologie de haut-fond s'orientant suivant un axe est-ouest. Deux zones plus riches en détritiques s'aligneraient, d'une part entre Saugué et Coumély, et d'autre part entre Gavarnie et Héas. Entre ces deux zones, les calcaires sont peu développés, alors qu'au S-SE leur puissance s'accentue et leur caractère détritique disparaît progressivement.

Au nord, un seul affleurement (Soussa) où l'on observe des calcaires très noirs, indique un milieu calme et plus confiné.

Le caractère anguleux des quartz, la présence de grains de tourmaline détritique, des filonnets de quartz à tourmaline dans le socle,montrentque des terrains émergés existaient très près des zones de sédimentation.

La dolomie gréseuse ocre, considérée comme cénomanienne, contient aussi de nombreux grains de quartz anguleux et des grains de tourmaline. D'autre part, latéralement, on observe des altérites peu ou pas déplacées ainsi que des grès à éléments subanguleux. La transgression cénomanienne a donc repris les vestiges d'une altération du socle.

L'augmentation de la granulométrie des éléments détritiques dans les premiers dépôts santoniens traduit l'existence de mouvements post-cénomaniens (Santonien moyen ?).

L'ensemble des observations sur les faciès et leur puissance semble être en accord avec la morphologie du socle, à savoir un bombement NNW-SSE qui devait exister au Crétacé supérieur mais il faut quand même tenir compte de la tectonique tertiaire qui a permis des rejeux du socle en touches de piano.

A Coumély (x = 410,05 ; y = 54,93 ; z = 1630 m) on observe par exemple du Crétacé bloqué contre un panneau de socle par le jeu d'une faille verticale (rejet d'au moins 30 mètres).

L'existence de faciès particuliers sera étudiée de façon plus précise dans la partie traitant des minéralisations. En effet, la silicification, la chloritisation localisée des faciès de base, l'altération pervasive (phengite) de dolomies ferrifères situées près des faciès de base ainsi que des phénomènes de dolomitisation ferrifère pourraient être en liaison avec des circulations hydrothermales à l'origine des minéralisations en galène et barytine observées dans le Crétacé supérieur.

2.3.3. Conclusions

P. SOUQUET (1967) considère que la zone axiale s'est révélée à l'issue d'une épirogenèse antécénomanienne, comme un bourrelet marginal surélevé et instable à l'avant de la plate-forme sud-pyrénéenne, recouvert au Cénomanien par une mer épicontinentale.

Au Turonien-Coniacien, la sédimentation est continue au sud et au nord de notre secteur.

Au Santonien (supérieur ?) on assiste à un retour de la mer qui se traduit par une sédimentation carbonatée à laquelle se mêle un apport détritique.

L'apparition de calcaires très organogènes concerne l'ensemble du secteur. La faune associée à ces calcaires traduit un milieu de dépôt infralittoral proximal.

L'omniprésence de calcaires gris, fins, au sommet de l'ensemble des affleurements semble témoigner d'un calme relatif vers la fin du Santonien.

3. LE SILURIEN ET LE DEVONIEN INFERIEUR A MOYEN

Les études géologiques et structurales réalisées par J. JOSEPH (1973), A. PERE (1976) et B. RODDAZ (1977) couvrent l'intégralité du secteur. Ces auteurs ont largement fait appel aux travaux de A. BRESSON (1902, 1903) et de R. MIROUSE (1962).

En 1979, C. MAJESTE-MENJOULAS présentait une synthèse de toutes ces études dans sa thèse sur "l'évolution alpine d'un segment de chaîne varisque" qui lui permettait de replacer et d'analyser les déformations alpines et hercyniennes dans un contexte géologique connu.

La même année, J. DERAMOND s'intéressait aussi à la dynamique de la nappe mais d'une façon plus cinématique.

Dernier auteur auquel nous ferons largement appel, P. BRULA (1984) qui a étudié les schistes noirs de la série paléozoïque du dôme de Bosost-Luchon qui montrent des faciès identiques à ceux observés dans notre région. Il précise la nature originelle des roches métamorphiques et s'intéresse au cadre géologique des minéralisations à Zn-Pb-Ba.

3.1. LE SILURIEN

Constitué de schistes noirs très graphiteux riches en pyrite, le Silurien est connu sous ce faciès pratiquement d'un bout à l'autre de la chaîne des Pyrénées. Une faune de graptolites a permis de le dater avec précision, mais en de nombreux endroits, seules des analogies de faciès permettent de rapporter des schistes identiques au Silurien.

Dans la région de Gavarnie-Héas-Barroude, il constitue un jalon soulignant la base de la nappe. Ce niveau de décollement est caractérisé par des affleurements irréguliers, dispersés, et parfois seule une argile noire, résultat de l'altération superficielle de ces schistes, permet de le localiser au milieu d'une prairie ou d'éboulis.

Dans l'ensemble, les roches sont laminées, écrasées sur le socle ou sur le Crétacé autochtone.

L'affleurement le plus complet se situe sur la droite avant le parking de Troumouse et forme une petite falaise où l'on a observé (cf. JOSEPH, 1973) de bas en haut :

- des pélites noires très friables, fissiles, graphiteuses, contenant de nombreux cubes de pyrite (40 m) ;

- des pélites gris-noir gréseuses, avec des graptolites très mal conservés (Monograptus ?) (quelques mètres) ;

- des pélites à nombreux cristaux de chiastolite (jusqu'à 3 cm de long) (quelques mètres) ;

- une alternance de pélites noires, graphiteuses avec des bancs plus gréseux et des lentilles de calcaires noirs impurs (quelques mètres).

Plus au sud, dans les prairies sous les falaises du cirque, nous avons retrouvé des calcaires noirs et des grès au milieu de schistes graphiteux fissiles.

A. PERE (1976) signale un affleurement de Silurien au sud des cabanes de Camplong et le compare à ceux étudiés par J. JOSEPH. Il retrouve la même succession mais avec des faciès plus homogènes.

Nous avons étudié un seul échantillon provenant de l'affleurement de Troumouse et correspondant aux schistes "maclifères" de A. BRESSON (1903).

L'étude au microscope met en évidence, dans un fond de fins micas blancs, de petites plages de quartz à extinction roulante, des cristaux d'andalousite (jusqu'à 1 cm) dont le centre est occupé par de nombreuses inclusions opaques et qui sont fréquemment transformés en séricite, des cristaux de pyrite et de la matière organique.

D'autres micas blancs apparaissent déformés au sein de la matrice et ont une forme d'amande. De rares petits cristaux d'épidote recoupent la schistosité qui se moule sur les cristaux d'andalousite (résultat de la déformation alpine).

J. JOSEPH et A. PERE s'intéressant à la matière organique ont trouvé des teneurs de 4 à 9 % . Le caractère marin établi par la présence de graptolites a été confirmé en 1943 par L. CAPDECOMME qui a prouvé l'origine planctonique de la matière organique.

Des faciès identiques de la région de Bosost-Luchon ont été interprétés comme des sédiments de type "black-shales" très fins et fortement argileux (illite, Kaolinite), plus ou moins quartzeux et comportant quelques intercalations carbonatées (BRULA, 1984).

3.2. LE DEVONIEN INFERIEUR A MOYEN

Si le Silurien apparaît bien repéré à l'échelle de la chaîne, il n'en est pas de même pour les terrains dévoniens, fréquemment impliqués dans les écaillages, chevauchements, et montrant des séries hétéropiques mal datées.

P. BRULA (1984) a fait la synthèse de vingt et une publications concernant les terrains dévoniens dans la moitié nord des Pyrénées centrales et occidentales. Il apparaît que la lithologie est latéralement homogène, des Hautes-Pyrénées

jusqu'en Ariège, et est caractérisée par la succession de quatre unités principales (ce schéma est basé sur de nombreuses analogies de faciès). Du bas vers le haut se succèdent :

- un niveau de siltites noires encore marquées par la sédimentation anoxique du Silurien ;

- des alternances de roches calcaires et de roches détritiques fines (souvent des siltites noires) plus ou moins carbonatées, en bancs peu épais, plus connues sous le nom de barrégiennes ;

- une barre de calcaire à entroques, très souvent minéralisée en Zn-Pb à son sommet, d'âge Emsien probable ;

- une série monotone de schistes gris à intercalations calcaires datée de l'Eifélien.

Dans la région de Gavarnie, une seule datation a été proposée (avec réserve) par J. JOSEPH (1973) qui a découvert des tentaculites dans la barre calcaire : il s'agirait de Stylolina aff. glabra Lardeux indiquant un âge Emsien.

C. MAJESTE-MENJOULAS (1979) a eu recours à des datations par conodontes afin d'établir une stratigraphie fine dans des secteurs difficiles. En fait, il utilise surtout la stratigraphie établie par J. JOSEPH, A. PERE et B. RODDAZ (tableau 2).

3.2.1. Les siltites noires de la base du Dévonien inférieur

3.2.1.1. Observations de terrain

Ces roches noires, massives, très dures, s'observent surtout dans le cirque de Troumouse et dans la muraille de Barroude. De rares affleurements sont aussi visibles de part et d'autre du village de Gèdre.

Ce niveau est fréquemment masqué par des éboulis ou par des prairies mais dans certains cas son absence est clairement établie par l'observation du contact direct entre le socle et la série rubanée.

La disparition de ce niveau peut avoir une origine stratigraphique (lacune) mais l'explication la plus probable est d'ordre tectonique du fait de la position à la base de la nappe. Nous y reviendrons par la suite dans l'étude de la barre calcaire qui pose les mêmes problèmes.

A Barroude, ce niveau massif semble passer latéralement à des faciès rubanés grisâtres, jaunâtres, peut-être carbonatés, mais l'impossibilité d'accéder aux affleurements ne nous a pas permis de préciser cette observation.

De nombreux filonnets de quartz blanc laiteux recoupent les siltites, de la calcite et parfois de l'amiante pouvant accompagner le quartz.

TAB.2- Corrélations entre les formations du Dévonien inférieur à moyen étudiées par JOSEPH, 1973 (Gavarnie-Troumouse), PERE, 1976 (est du gave de Héas), RODDAZ, 1977 (Barroude).

JOSEPH (Gavarnie-Troumouse)	PERE (ouest du gave de Héas)	RODDAZ (Barroude)	MILITON
Formation de Bouneu: puissance: jusqu'à 500m -shales gris foncé et passées métriques de grès -niveaux rubanés à dominante carbonatée	Formation détritique du Sarrat de Terre Arrouye: puissance: 500 à 600m -pélites, pélites gréseuses -carbonates	Série pélitique (barégiennes) et calcaire médian: puissance: 200m -pélites gréseuses et chloriteuses -calcschistes	Série alternante: -niveaux plus gréseux et plus carbonatés -siltites noires et calcaires noirs
Calcaires massifs du Pain de Sucre: puissance: 0 à 300m -calcaires massifs très plissés avec parfois fine stratification	Calcaires massifs de Gèdre-Dessus: puissance: 0 à 100m -calcaires finement lités parfois très plissés	Calcaire de la muraille de Barroude: puissance: 100 à 400m -calcaires blancs	Barre calcaire: 0 à 300m -calcaires massifs et calcaires finement lités parfois très plissés
Calcschistes du Maillet: puissance: 70m -alternance de lits carbonatés et détritiques	Calcaires rubanés: puissance: 10 à 300m -alternance de bancs calcaires et gréseux, voire même de pélites	Formation rubanée du Pic Abeillère et de Hoy: -pélites et calcaires	Série rubanée: puissance: 0 à 100m -siltites noires et niveaux détritiques fins carbonatés
Pélites de Serre-Longue: puissance: 40m -noires, dures, en bancs épais	Pélites: puissance: 4 à 5m -noires, dures, en petits bancs avec fine stratification	- ? -	Siltites de base: puissance: 0 à 40m -noires, dures, riches en sulfures

3.2.1.2. Observations au microscope

L'étude d'échantillons prélevés à Barroude, Troumouse et Gèdre, montre qu'il existe deux faciès principaux dans ces roches massives :

- Faciès à texture finement litée, granolépidoblastique dont le fond est essentiellement constitué de fins micas blancs avec plus ou moins de quartz corrodés à extinction roulante. La proportion variable de matière carbonée est responsable de l'alternance de lits clairs et de lits sombres matérialisant une surface So-S1 (fig. 27).

Certains échantillons montrent une abondance de petites biotites formant un treillis autour de nodules ovoïdes de plagioclases (anorthite) truffés de matière carbonée rendant le plus souvent pratiquement impossible leur détermination.

Des plages ovoïdes monocristallines de micas blancs sont déformées dans le plan So-S1 et des reliques d'amphiboles apparaissent dans le fond micacé qui contient aussi de rares grains de sphène et de zircon. Les sulfures en amas millimétriques sont généralement entourés par de petites chlorites très claires.

- Faciès à texture massive granoblastique, souvent hétérogranulaire, caractérisée par deux assemblages minéralogiques différents :

* agrégats de plages ovoïdes de feldspaths potassiques et de plagioclases dans un fond de fins micas blancs et de matière carbonée, laquelle, en général repoussée en bordure des plages, peut aussi envahir les cristaux et rendre leur détermination pratiquement impossible (fig. 28).

Des sections presque losangiques des feldspaths rappellent l'habitus des feldspaths potasso-barytiques découverts dans la barre calcaire.

Quartz, calcite et épidote complètent la paragenèse.

A l'affleurement, ce faciès est typique et montre un aspect granuleux lustré à reflets graphiteux (texture "caviar").

* agrégats de cristaux aciculaires d'amphibole (fig. 29) (pléochroïsme vert clair à incolore et angle d'extinction de 15-16 °). Il s'agit de trémolite parfois fortement chloritisée et recoupée par une phase à quartz, micas blancs, sphène et sulfures. L'amphibole peut aussi être altérée et remplacée par des micas blancs.

Dans ce faciès, le contenu en matière carbonée est beaucoup moins important.

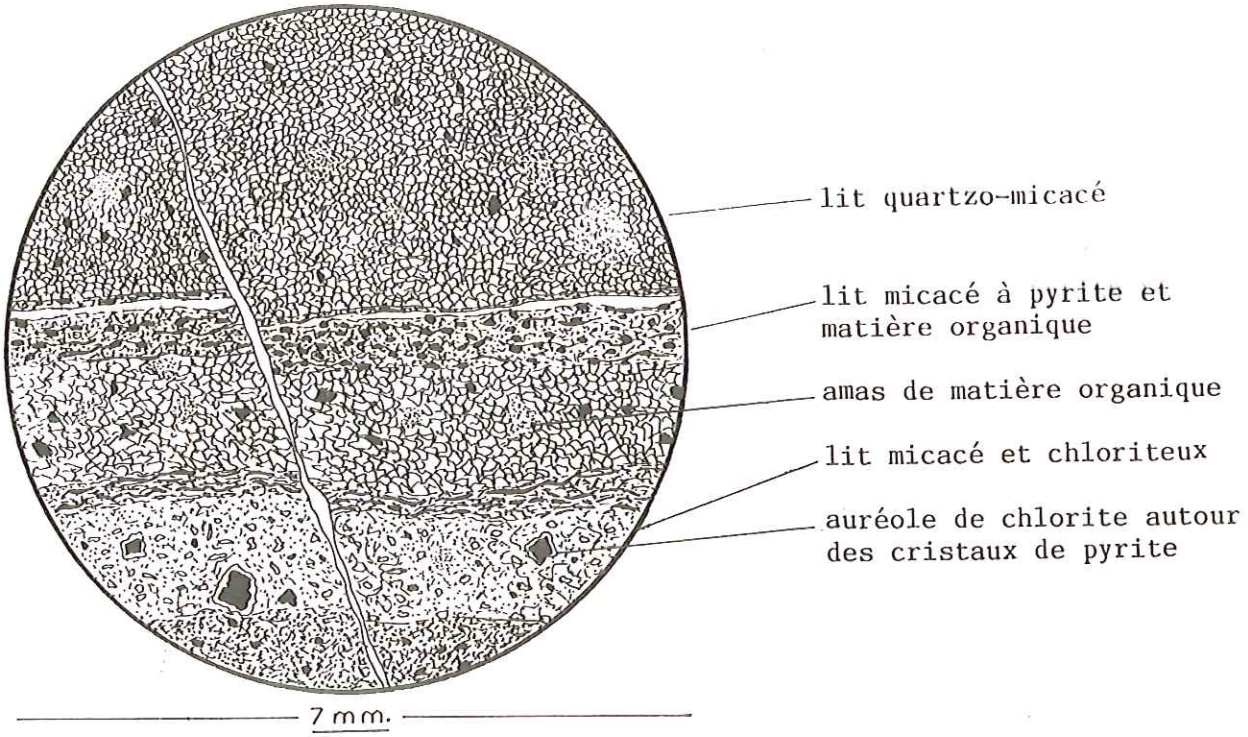


FIG.27- Siltites finement litées (Dévonien inférieur, série de base) (carrefour route de Saugué-route d'Ayruès).

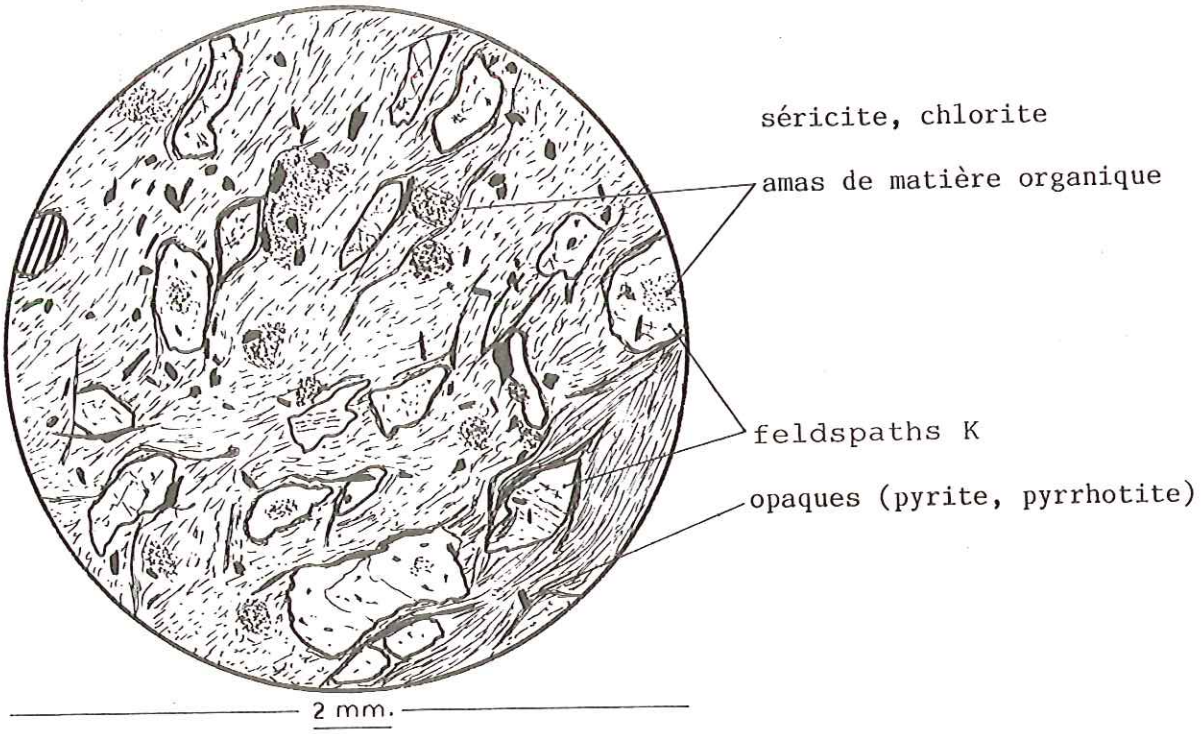


FIG.28- Siltites massives à agrégats de feldspaths potassiques (Dévonien inférieur, série de base) (Barroude).

3.2.1.3. Conclusion

Des assemblages minéralogiques particuliers à feldspaths potassiques, plagioclases et/ou amphiboles, caractérisent ce niveau de siltites noires massives pouvant aussi montrer un fin litage régulier. Certains faciès sont truffés de sulfures fréquemment allongés, suivant So-S1. La teneur en matière carbonée est de l'ordre de 0,5 % (JOSEPH, 1973).

L'étude de faciès identiques dans la région de Bosost-Luchon indique que, dans les faciès massifs, existent des assemblages grenus à microgrenus granoblastiques, parfois noduleux, où des feldspaths sont à l'origine de ces nodules qui ont souvent un coeur graphiteux (BRULA, 1984).

En outre, cet auteur signale l'existence de véritables niveaux amphiboliques à trémolite, calcite et graphite.

Les paragenèses observées montrent des associations à épidote, feldspaths potassiques, biotite et/ou trémolite, sphène, quartz, parfois plagioclases calciques et muscovite.

Se basant sur des analyses géochimiques, P. BRULA présente ces niveaux comme étant d'anciennes marnes noires pauvres en quartz et fortement argileuses (illite, Kaolinite, un peu de chlorite) alternant avec des shales calciques pour la série rubanée (voir ci-après). Ces niveaux auraient subi un métamorphisme de basse pression, de faciès schistes verts à amphibolites.

La puissance de ce niveau, de par sa position, est difficile à estimer. Absent en certains endroits, il peut atteindre une quarantaine de mètres.

3.2.2. La série rubanée

3.2.2.1. Observations de terrain

Sa présence est plus régulière que celle des siltites de base, mais elle peut aussi disparaître par endroits (tectonique). Sa puissance initiale serait inférieure à 100 m. L'alternance de bancs de calcaires jaunâtres, de calcaires gréseux et de siltites noires, en général décimétriques, est à l'origine de l'aspect rubané.

Le tronçonnage des niveaux compétents facilite le fluage des calcaires dans les fentes d'extension. Malgré tout, la succession des bancs reste régulière et parallèle à l'enveloppe générale de la nappe.

Les affleurements les plus typiques sont encore situés dans le cirque de Troumouse et la muraille de Barroude.

A son sommet, la série est essentiellement carbonatée et des calcaires très noirs matérialisent la fin de la sédimentation détritique hésitante qui est le résultat d'une réactivation modérée de la dynamique sédimentaire par rapport au Silurien.

3.2.2.2. Observations au microscope

J. JOSEPH (1973) notait pour les niveaux de siltites, un fond de phyllites et de calcite avec de nombreuses plages de quartz corrodé et nourri, ainsi que des lamelles de muscovite et de la pyrite.

Dans les faciès calcaires, on pouvait observer jusqu'à 10 % de grains de quartz, de la muscovite en grands cristaux et de la pyrite.

Des observations identiques ont été faites par A. PERE (1976).

3.2.2.3. Conclusion

La caractéristique principale de cette série est l'acquisition d'un caractère carbonaté de plus en plus marqué qui va se traduire par l'apparition d'une barre calcaire dont l'étude va suivre.

La perte du caractère détritique fin est très progressive et nous verrons que, même au sein de la barre calcaire apparemment homogène, on en retrouve des récurrences.

3.2.3. La barre calcaire

3.2.3.1. Généralités

C'est le niveau du Dévonien des Pyrénées le plus étudié puisque c'est à son sommet que se situent les nombreux indices à Zn-Pb-Ba présents sur plus de 100 km d'est en ouest et sur 30 à 50 km du nord au sud.

A. BRESSON (1903) lui avait attribué le nom de "dalle". L'ambiguité de ce terme a conduit à de nombreuses controverses dont nous ne rappellerons pas l'historique.

Dans la région de Gavarnie, J. JOSEPH (1973) a proposé un âge emsien. D'une manière générale, les nombreux auteurs ayant étudié cette formation dans l'ensemble des Pyrénées proposent un âge siegénien à emsien.

Cette barre offre dans notre secteur un développement de 40 à 50 km avec de nombreuses falaises inaccessibles. Nous l'avons suivie sur une vingtaine de Kilomètres et recoupée en de nombreux endroits, constatant la présence quasi permanente dans sa partie sommitale, de minéralisations stratiformes à Pb-Zn-Ba. Des transformations métasomatiques (Fe-Mg) se développant le long de fractures tardives et transformant les calcaires en dolomie ferrifère, ainsi que des filonnets de barytine ont été découverts lors de la reconnaissance de cette barre.

Pour J. JOSEPH (1973), c'est la formation la plus présente dans le massif, presque visible de partout, mais dont l'accès est très difficile.

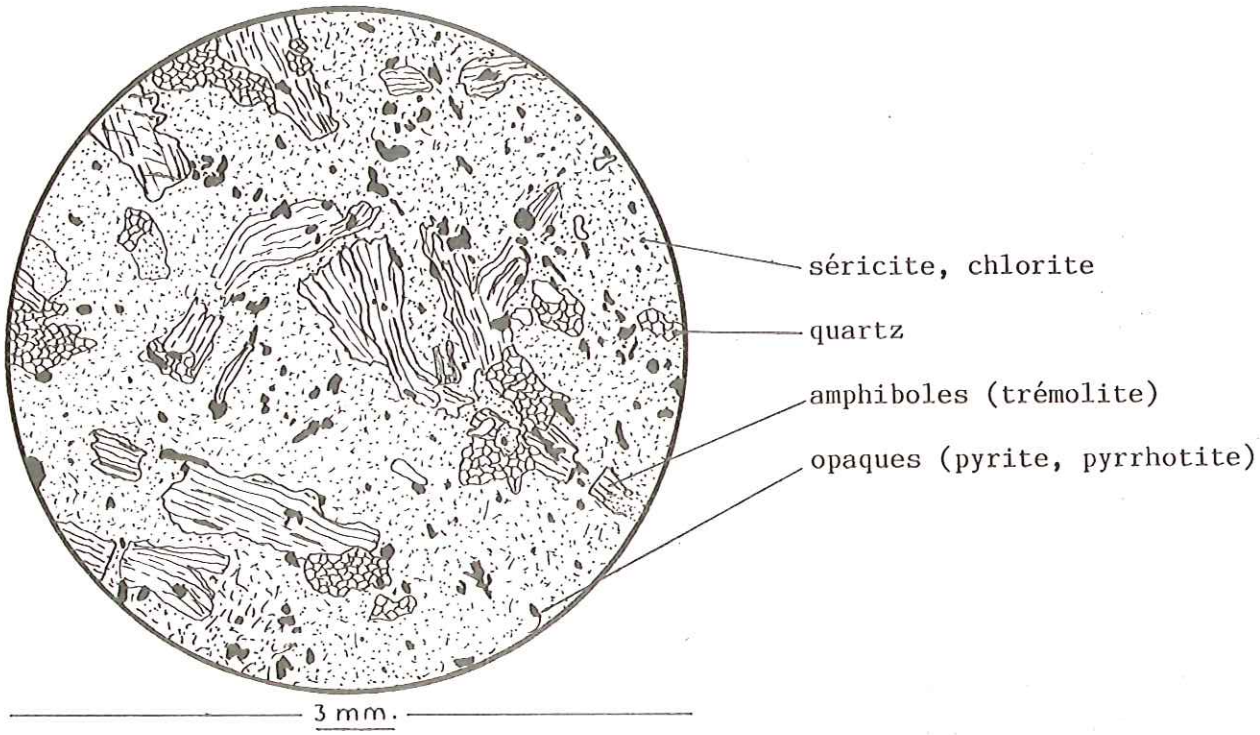


FIG.29- Siltites massives à amphiboles (Dévonien inférieur, série de base) (Troumouse).

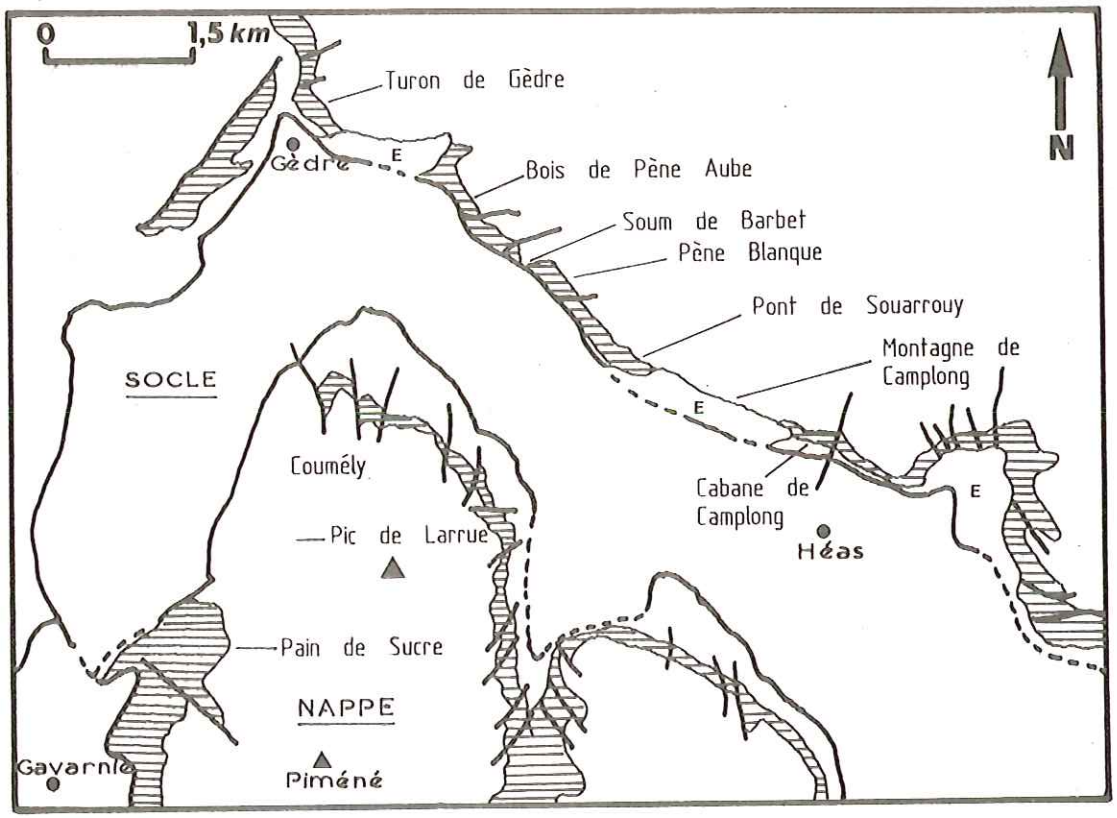


FIG.30- Localisation des zones de redoublement tectonique, de forte déformation ou de disparition de la barre calcaire, signalées dans le texte.

De loin, cette barre apparaît homogène et est caractérisée par des variations importantes de puissance, laissant supposer a priori une paléogéographie particulière. En fait, nous verrons que cette morphologie est à relier principalement à l'action de l'orogenèse alpine.

3.2.3.2. Observations de terrain

a) Les variations de puissance de la barre (la figure 30 donne la localisation des observations qui suivent) :

- Au niveau du Turon de Gèdre, de nombreux plis isoclinaux très serrés affectent le calcaire et un niveau de glissement, matérialisé par une mylonite verdâtre (ancien dyke de "roches vertes" transposé dans So-S1 et ayant servi de limite de décollement ?) pourrait laisser envisager un redoublement tectonique.

Ceci se vérifie plus au sud, dans les falaises du Bois de Pène Aube où un redoublement tectonique de la barre est révélé par la présence entre deux barres de calcaires de reliques de la série rubanée.

- Encore plus au sud, la barre disparaît au sud-ouest du Soum de Barbet. On la retrouve sous Pène Blanque, malgré son absence du paysage. En effet, une étude attentive montre une zone constituée de 80 % de blocs centimétriques à métriques de calcaires blancs à encrines dans une matrice farineuse jaunâtre, localisée au dessus de la série rubanée, ici très réduite (quelques mètres) en contact direct avec le socle. Cette "sub-brèche" ne peut avoir été alimentée par des éboulis calcaires car sa position est éloignée des falaises de la barre. De plus, le caractère presque monogénique et une matrice farineuse s'accordent mal avec un contexte d'éboulis. La seule explication possible est qu'il s'agit d'une relique de la barre, complètement étirée et broyée à ce niveau. A noter que des amas centimétriques de blende et de galène ont été observés dans ces calcaires.

- La barre réapparaît dans le paysage à l'aplomb du pont de Souarrouy en contact avec la série rubanée qui est puissante de 4 à 5 m. Elle est peu plissée et disparaît à nouveau au niveau d'un bourrelet de schistes siluriens.

- Son absence est nette sur tout le flanc sud-ouest de la montagne de Camplong. On la retrouve derrière les cabanes du même nom. Le contact avec la série rubanée est jalonné par une brèche à éléments de calcaire à crinoïdes unis par un ciment de calcite finement cristallisée, riche en oxydes de fer.

D'après de nombreuses autres observations, il apparaît bien que la morphologie de la barre est uniquement liée aux effets de la tectonique alpine.

J. JOSEPH (1973) remarque qu'au Pain de Sucre (vallée de Gavarnie), la barre calcaire est puissante d'au moins 300 m et que sur toute la hauteur on observe des plis très serrés. Il précise que dans les zones où les plis sont absents, la barre apparaît avec une puissance de 30 à 50 m.

Cet auteur signale encore sa disparition à l'ouest du Pic de Larrue, ce qui peut ne pas surprendre lorsque l'on observe l'aspect très fracturé de cette barre dans le virage du Plateau de Coumély.

Pour A. PERE (1976), ces calcaires, compris entre deux ensembles détritiques rubanés, sont plissés différemment et bien plus violemment que les séries les encadrant. De ce fait, leur développement apparent peut tromper sur leur épaisseur véritable.

Nous devons toutefois signaler que des variations importantes de la puissance de formations calcaires ont été reliées, comme à Arrens, à la paléogéographie (G. POUIT, comm. orale et POUIT et BOIS, 1986).

b) Les faciès de la barre calcaire

Le caractère homogène de ces calcaires ne se justifie pas à l'échelle de l'affleurement. On peut y individualiser deux faciès :

- Un faciès massif apparaît en liaison avec des concentrations plus importantes de crinoïdes ;

- Un faciès finement rubané avec des alternances, souvent inférieures au millimètre, de calcaire blanc et de calcaire gris ou noir pouvant apparaître sur toute la puissance de la barre.

L'observation de plusieurs dizaines d'affleurements nous amène à considérer qu'au sein de cette barre existent des domaines caractérisés par une sédimentation détritique très fine, riche en matière organique, à caractère rythmique très marqué, se mélangeant à la sédimentation carbonatée, et des domaines où les calcaires sont massifs et purs.

L'idée de variation latérale de faciès avait été suggérée par J. JOSEPH (1973) qui distinguait dans un calcaire finement lité des zones de calcaires plus sombres et des zones à forte concentration d'encrines, sans autres précisions.

- Le faciès à calcaire massif

Un fond de calcite recristallisée en assemblage granoblastique grenu à microgrenu est fréquemment déformé par une schistosité de flux. Les plages de calcite (jusqu' à 5 mm) montrent de nombreuses macles tectoniques déformées.

Ce calcaire, analysé par A. PERE (1979), est caractérisé par une teneur en Ca CO3 de 97,5 %, le quartz et la muscovite représentant la fraction restante.

J. JOSEPH (1973) mentionne des teneurs en Ca CO3 variant de 60 à 90 % avec 1 à 2 % de phyllites. Il décrit des cristaux de dolomie ocre atteignant le centimètre. On peut penser qu'il a analysé des faciès de la métasomatose Fe-Mg tardive dans ces calcaires, ce qui expliquerait les teneurs en Ca CO3 inférieures à 90 %.

Une silicification (parfois visible aussi dans les faciès rubanés) affecte le calcaire de façon plus ou moins développée. De nombreuses plages de quartz (inférieures à 1 mm), tendant vers un habitus automorphe, sont dispersées dans la matrice carbonatée et donnent un aspect de grès calcaire (fig. 31).

Certains faciès peuvent contenir jusqu'à 10 % de micas clairs (phlogopite ?) soulignant souvent une structure planaire (So-S1).

Des lits de cristaux de pyrite (jusqu'à 1 cm) et des niveaux de blende (millimétriques à centimétriques) sont parallèles à So-S1.

- Les calcaires rubanés

L'alternance régulière de niveaux clairs et de niveaux sombres millimétriques à centimétriques, parfois plus fins, est la caractéristique principale de ces calcaires. La couleur varie du blanc pur à un gris très sombre, voire noir.

Ces variations de teintes sont à relier au contenu en matière organique, mais aussi à la présence de minéraux de néoformation (feldspaths potassiques, plagioclases, micas, quartz...) résultant du métamorphisme hercynien.

Le contenu en matière carbonée est de 0,5 % dans les faciès sombres et de 0,05 dans les faciès clairs.

Les différents auteurs ayant étudié ces faciès rubanés ont surtout insisté sur le rôle du contenu organique. Nous allons voir que le phénomène est plus complexe, en présentant quelques affleurements caractéristiques (les coordonnées Lambert de ces derniers sont données dans le chapitre concernant les minéralisations dévoniennes).

Cantet de la Sède

Un rubanement discret, guidé par de fines lamines de matière organique, toutes parallèles les unes aux autres et à de fins niveaux de blende, est visible dans des calcaires gris-blanc. Ces lamines peuvent être piégées dans des quartz néoformés.

De rares fantômes de minéraux losangiques rappelant l'habitus des feldspaths potasso-barytiques décrit ultérieurement s'associent aux rubans plus foncés.

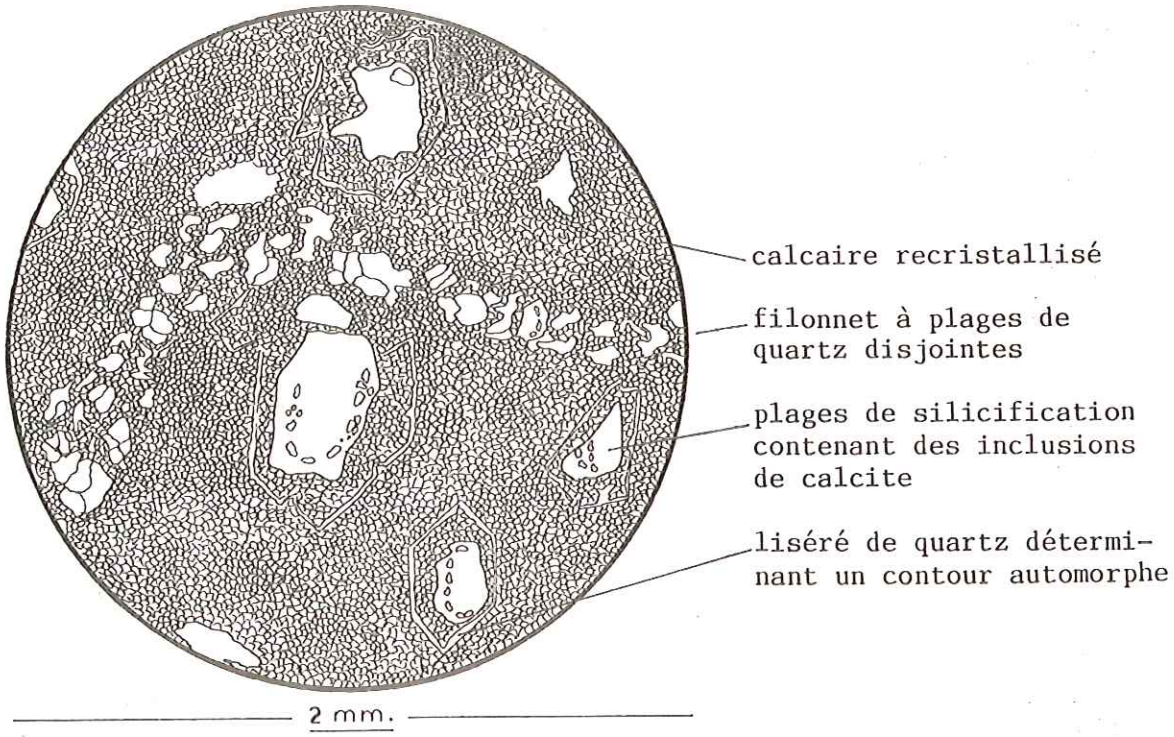


FIG.31- Silicification dans les calcaires de la barre du Dévonien inférieur (Estaubé rive gauche).

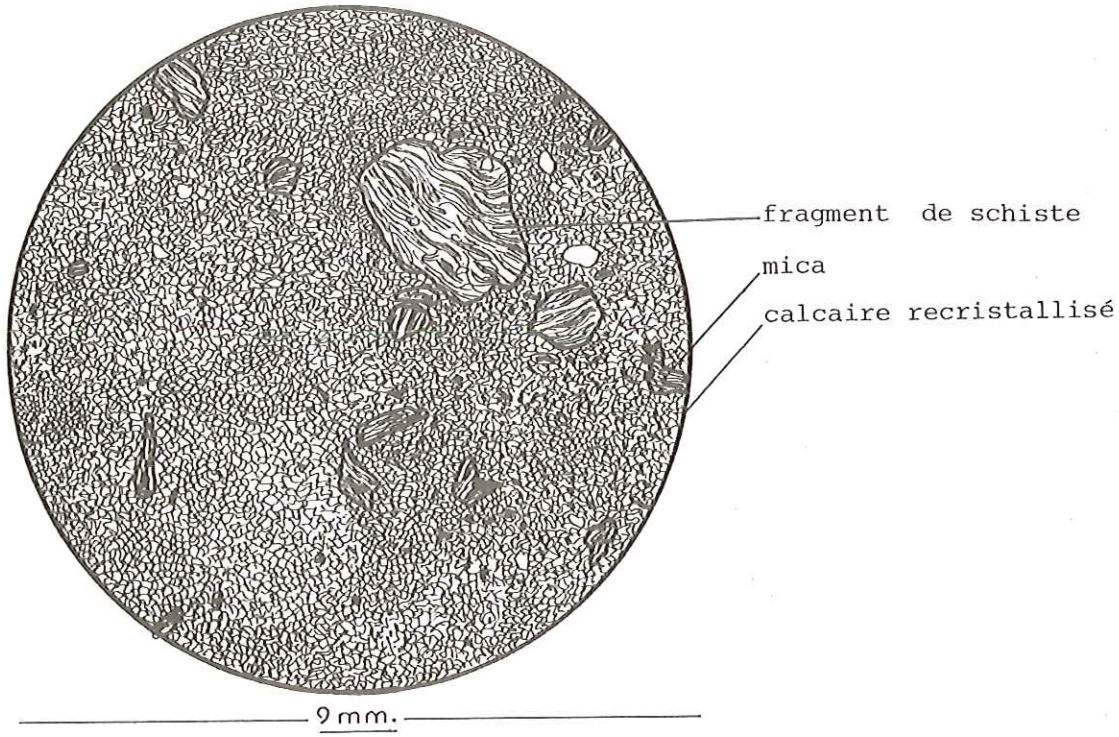


FIG.32- Fragments de schistes dispersés dans les calcaires de la barre, résultat du boudinage d'un petit niveau schisteux (Sarrat de Terre Arrouye).

Terre Arrouye

De nombreux fragments millimétriques à centimétriques de roche schisteuse noire composée d'un fond de micas blancs contenant des plages de quartz et de la matière organique représentent des éléments figurés dans le calcaire (fig. 32).

Cette fragmentation est le résultat de l'étirement et du tronçonnage de petits niveaux schisteux compétents à l'intérieur des calcaires. Ce dernier fluant lors de la déformation, on assiste à une dispersion des fragments de schistes dans la masse calcaire.

Ce phénomène peut être localisé à un seul niveau car, au dessus ou en dessous, de petits niveaux schisteux restent parallèles à So-S1.

De nombreuses autres observations témoignent du boudinage (lentilles de quartz tronçonnées, niveaux de blende étirés et transformés en une succession de nodules ovoïdes ou en "ligne pointillée"). La blende se localise au contact des faciès clairs et des faciès sombres).

La puissance de la barre, ici très réduite, confirme une zone d'étirement mise en évidence à plus petite échelle. Non loin de cet affleurement, on retrouve des calcaires blancs, massifs avec au moins 10 % de micas (muscovite ou phlogopite).

Ayruès : les calcaires à hyalophanes

Sur cet affleurement et le suivant, le rubanement des calcaires est remarquable et plus ou moins plissé (faibles ondulations jusqu'à des plis isoclinaux très pincés).

L'érosion différentielle permet l'observation de minéraux noirs se présentant sous la forme de petits prismes monocliniques millimétriques. Ils sont abondants et bien développés dans les lits de calcaire sombre caractérisé par une teneur en carbone organique de 0,5 %, leur nombre et leur taille diminuant fortement dans les lits clairs contenant 0,10 % de carbone organique.

En lame mince, de nombreuses sections automorphes (1 mm de moyenne) à dominante losangique présentant une bordure finement zonée (photo 2) apparaissent sans orientation particulière.

Leur composition chimique, déterminée à la microsonde électronique, indique qu'il s'agit de feldspaths potassiques riches en baryum (C. MILITON, et al. 1986). L'étude d'un cristal zoné met en évidence un enrichissement en baryum à partir du centre du cristal (tableau 3). Un saut de la concentration en BaO, observé entre le coeur et la partie zonée, peut être expliqué par un changement des conditions de cristallisation. Les teneurs en BaO de la partie externe zonée ne montrent pas de variation régulière vers la périphérie des cristaux.

	Partie interne non zonée			Partie externe zonée ⟶ bordure					
SiO_2	57,38	57,96	56,47	52,69	51,61	50,06	50,79	52,66	52,22
Al_2O_3	20,90	20,96	20,56	21,62	21,75	21,37	21,90	21,44	21,55
K_2O	10,90	10,74	10,80	9,35	8,36	7,97	8,20	8,66	8,94
BaO	10,32	10,47	10,06	15,41	16,75	18,41	17,58	15,63	15,12
Na_2O	0,70	0,73	0,63	0,53	0,57	0,52	0,63	0,65	0,66
Total	100,20	100,86	98,52	99,60	99,04	98,33	99,10	99,04	98,49
Si	2,808	2,815	2,808	2,698	2,677	2,653	2,652	2,705	2,696
Al	1,205	1,200	1,205	1,304	1,329	1,335	1,348	1,298	1,311
K	0,680	0,665	0,685	0,610	0,553	0,538	0,546	0,567	0,589
Ba	0,197	0,199	0,196	0,309	0,340	0,382	0,359	0,314	0,306
Na	0,066	0,068	0,061	0,052	0,057	0,053	0,063	0,064	0,066
Total	4,956	4,947	4,955	4,973	4,956	4,961	4,968	4,948	4,968

TAB.3- Composition d'un cristal zoné de hyalophane (Ayruès(1)) (analyses microsonde; Ca,Mg,Fe,Ti,Mn,Pb n'ont pas été détectés de façon significative).

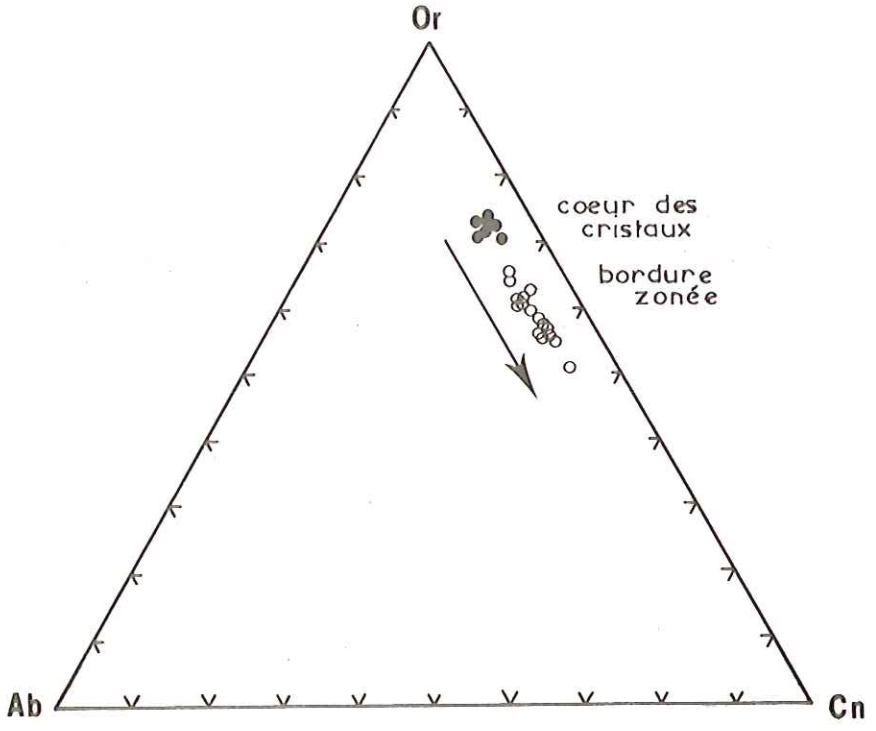


FIG.33- Composition des hyalophanes de la barre calcaire dans le diagramme Or-Ab-Cn.

Sept individus ont été étudiés. Tous présentaient un coeur homogène avec des teneurs en BaO variant de 10,3 à 11,2 % et une bordure pour laquelle ces teneurs variaient de 13,7 à 20,1 % .

Les teneurs en orthose - albite - celsianite ont été reportées dans un diagramme ternaire (fig. 33).

Le coeur de ces feldspaths contient de nombreuses inclusions (calcite, matière organique, pyrite, oligiste, quartz, phlogopite et minéraux titanés) dont le volume relatif peut atteindre 50 % .

La matière organique y apparaît fréquemment sous forme d'inclusions hélicitiques rectilignes ou courbes et les plages de calcite présentent un aspect allongé. Ces observations suggèrent la fossilisation d'une ancienne schistosité. Dans la partie zonée, on trouve beaucoup moins d'inclusion, la matière organique et les opaques étant en général disposés parallèlement aux bandes de zonation.

L'habitus de ces feldspaths a été précisé à l'aide du M.E.B. (photo 3). La morphologie est de type adulaire et se rapproche du type I de F. RAAZ (1925).

La composition chimique et le faciès de ces feldspaths nous permettent de les classer parmi les hyalophanes. Pour W.A. DEER et al (1967), les hyalophanes sont caractérisés par des teneurs en celsianite atteignant 40 % et pouvant parfois prendre des faciès d'adulaire.

Associés à ces feldspaths, de nombreux cristaux automorphes de phlogopite de 0,01 à 0,25 mm, montrent des teneurs légèrement anormales en baryum et fluor (tableau 4).

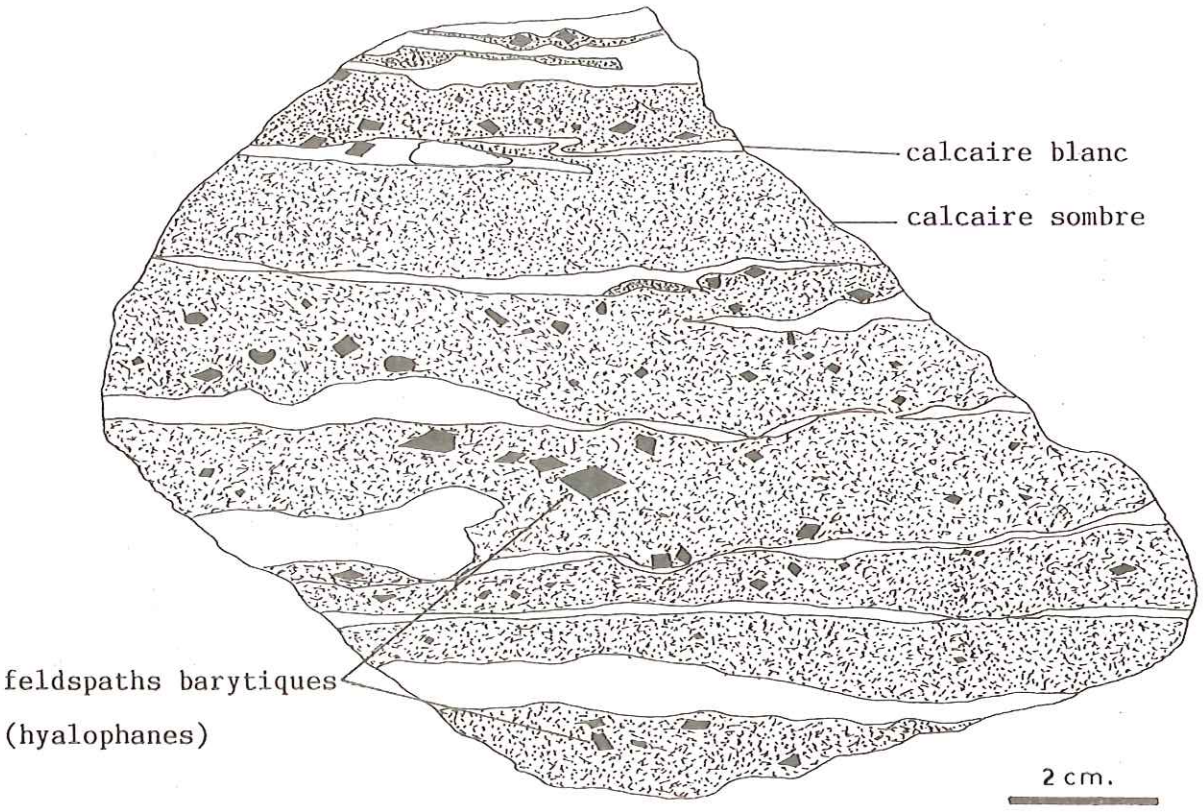
Turon de Gèdre

A l'est de Gèdre, sur l'autre versant de la vallée du gave de Pau, existe le même type d'affleurement, plus important, où les calcaires présentent un fin rubanement mieux exprimé et plus régulier qu'à Ayruès (fig. 34). La taille des feldspaths peut atteindre 1 cm et certains lits millimétriques à centimétriques sont presque exclusivement constitués par ces derniers.

En lame mince, on retrouve dans le calcaire les minéraux losangiques mais sans bordure zonée. Des analyses à la microsonde permettent de constater une faible teneur en BaO et l'augmentation de la teneur en K2O.

Ils contiennent ici aussi de nombreuses inclusions.

Un autre minéral en cristaux automorphes (0,1 à 0,3 mm) montrant de nombreuses sections losangiques, est associé au feldspath potassique et peut s'y trouver inclus. L'analyse à la microsonde révèle qu'il s'agit de bytownite-anorthite (photo 4) accolés suivant la macle de Baveno ? avec parfois des secteurs maclés albite. La zonation de certains individus est évidente et caractérisée par un enrichissement en anorthite sur le pourtour du cristal.



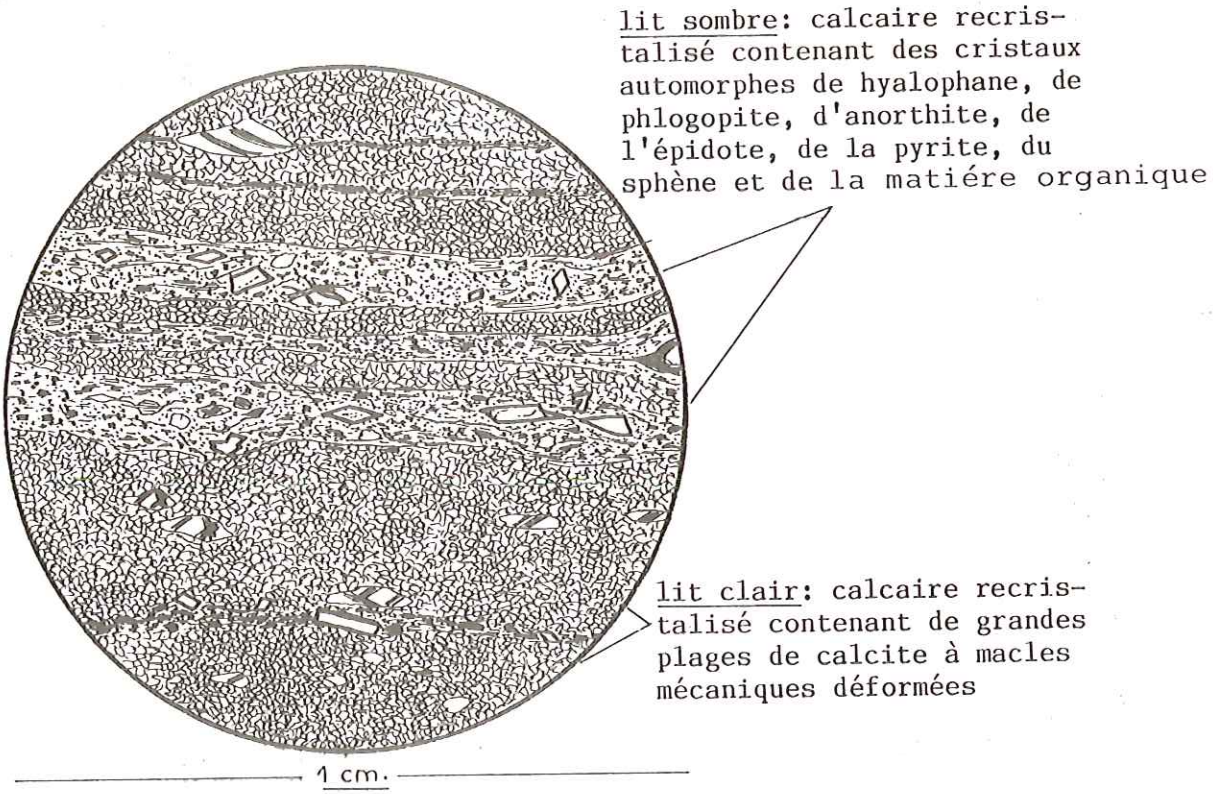


FIG.34- Calcaires rubanés de la barre calcaire (Turon de Gèdre).

SiO_2	42,16	41,90	40,58
Al_2O_3	12,63	12,64	12,59
K_2O	9,78	9,38	8,98
BaO	1,39	1,80	3,55
MgO	27,58	27,81	26,84
FeO	0,22	0,35	0,19
F	3,77	3,52	3,54
H_2O	2,44	2,55	2,43
F=O	-1,59	-1,48	-1,49
Total	98,48	98,47	97,21
Si	5,984	5,956	5,917
Al	2,112	2,118	2,163
K	1,771	1,701	1,670
Ba	0,077	0,100	0,203
Mg	5,836	5,894	5,834
Fe	0,026	0,041	0,023
Total	15,806	15,810	15,810
F	1,692	1,582	1,632
OH	2,308	2,418	2,367

TAB.4- Composition des phlogopites associées aux hyalophanes d'Ayruès (analyses microsonde; Na,Ca,Ti,Mn,Pb n'ont pas été détectés de façon significative).

Les phlogopites associées montrent des teneurs en BaO bien inférieures à celles des micas d'Ayruès.

Enfin, des plages d'épidote apparaissent plus ou moins disloquées dans le calcaire. Ce minéral peut remplacer des parties de feldspaths potassiques.

Tous ces minéraux ne montrent aucune orientation privilégiée et sont fréquemment tronçonnés. De plus, les feldspaths peuvent être entièrement calcitisés. Il est probable qu'ils caractérisent un assemblage minéralogique résultant du métamorphisme hercynien. La mise en place de la nappe a conduit au fluage des calcaires qui a modifié les relations entre minéraux, en effaçant peut être certains. On peut même qualifier certaines textures de mylonitique. Cet assemblage minéralogique pourrait laisser envisager un faciès métamorphique fin schistes verts à amphibolites.

La présence de feldspaths potassiques et de plagioclases basiques dans des niveaux de siltites noires (région du dôme de Bosost-Luchon) comparables à celles de notre secteur a été signalée par P. BRULA (1984). Ces minéraux y fossilisent une ancienne schistosité et cet auteur invoque un métamorphisme hercynien de basse pression ayant affecté des niveaux de composition sédimentaire assez exceptionnelle (coexistence illite, kaolinite, calcite) et riches en matière organique.

Dans les calcaires emsiens, il décrit de la celsianite déjà signalée par C. BRAUX (1980) plus à l'ouest où elle peut former des lits de plusieurs centimètres.

3.2.3.3. Conclusion

La barre calcaire est formée de deux faciès :

- un faciès de calcaire massif, pur, riche en crinoïdes ;

- un faciès rubané à alternances régulières de lits clairs, constitués de calcaire blanc pur, et de lits sombres riches en matière organique et en minéraux de métamorphisme. Ces niveaux sombres, peuvent être de petits niveaux schisteux, voire même feldspathiques à 90 % .

Ces observations impliquent l'existence de zones paléogéographiques à sédimentation différente mais calme. Des zones à dominante carbonatée montrant des dépôts rythmiques de fins sédiments argileux riches en matière organique alternent avec des zones où la sédimentation est uniquement carbonatée.

A cette sédimentation se superpose une anomalie en baryum, variable dans l'espace et dans le temps, qui semble indépendante de la sédimentation carbonatée et détritique. Nous y reviendrons dans la partie concernant les minéralisations.

La mise en place de la nappe ayant fortement influencé la morphologie actuelle de cette barre calcaire, il est impossible d'observer des relations entre les deux faciès.

3.2.4. La série alternante (Eifélien ?)

3.2.4.1. Observations de terrain

J. JOSEPH (1973), A. PERE (1976) et B. RODDAZ (1977) divisent cette série en deux parties :

- une partie inférieure à dominante carbonatée dans laquelle on retrouve les caractères de la série rubanée, mais les bancs calcaires sont plus développés ;

- une partie supérieure à dominante de shales gris foncé de plus en plus détritique (passées métriques de grès). Les nombreuses déformations affectant cette série empêchent d'évaluer son épaisseur initiale. On l'observe souvent sur plus de 500 m, mais sa puissance est assez variable.

Dans le torrent du Sarrat de Terre Arrouye, au contact avec la barre calcaire, des bancs de quartzites et schistes noirs alternent avec quelques niveaux de calcaires noirs. L'ensemble est très tectonisé et le calcaire est injecté dans les fractures des niveaux compétents.

Dans le torrent des granges de Cours, des siltites noires identiques à celles de la base du Dévonien constituent l'essentiel de la partie inférieure, les niveaux de calcaires étant très rares.

3.2.4.2. Observations au microscope

Les siltites : texture granolépidoblastique microgrenue à biotites non orientées, quartz, feldspaths, amas ovoïdes de micas blancs remplaçant peut-être un ancien minéral et baguettes d'épidote. La matière organique est abondante et souligne le rubanement. Les sulfures sont fréquents.

Les calcaires : fond granoblastique de plages très fines de calcite contenant de petites biotites et des cristaux aciculaires de trémolite (jusqu'à 1 cm) tronçonnés et réorientés suivant une schistosité de flux alpine. De rares niveaux de quartz détritiques recristallisés ont piégé de la matière organique. Des fantômes de minéraux losangiques ont été observés (feldspaths ?) rappelant des habitus feldspathiques déjà étudiés.

3.2.4.3. Conclusion

A nouveau nos observations s'accordent avec celles de P. BRULA (1984) qui décrit des assemblages à biotite, trémolite, quartz, feldpaths dans des niveaux identiques.

3.3. CONCLUSION A L'ETUDE DU SILURIEN ET DU DEVONIEN INFERIEUR A MOYEN

Suite à la sédimentation de type "black-shales" du Silurien, le Dévonien inférieur se démarque par un caractère plus carbonaté et moins carboné. La sédimentation détritique fine est encore

importante mais marque un net recul à l'Emsien (barre calcaire) pour reprendre à nouveau à l'Eifélien. Le caractére détritique fin fera place à des grès alternant avec des niveaux encore carbonatés.

Les observations minéralogiques, réalisées sur les faciès noirs (siltites) du Dévonien inférieur à moyen, tendent à prouver la persistence d'un même type d'apport, plus ou moins marqué dans le temps, dans un milieu calme, toutefois caractérisé par des zones de sédimentation légèrement différentes laissant supposer des limites paléogéographiques guidées par des structures non identifiées.

Les minéraux de métamorphisme caractérisent un faciès schistes verts à amphibolites, mais nous devons être prudents quant à l'origine et à la composition initiale des dépôts conduisant, par exemple, à des lits composés à 90 % de feldspaths potassiques. Le développement automorphe de ces derniers permet d'apprécier leur morphologie particulière que l'on retrouve, moins bien exprimée, dans les autres séries.

Les déformations liées à la mise en nappe tertiaire ont fortement influencé la structuration initiale de la barre calcaire, allant même jusqu'à sa disparition complète (boudinage). Des textures mylonitiques apparaissent à plus petite échelle dans cette dernière, à l'intérieur des calcaires rubanés. J. DERAMOND (1979) conclut à une mise en place de la nappe paléozoïque par glissement suivant des surfaces de glissement infiniment rapprochées parallèles aux couches.

Enfin, des irrégularités de la surface du socle ont pu guider le style des déformations dans la nappe, provoquant ainsi à partir de ressauts, des "blocages" conduisant à des étirements voire à une disparition de certains niveaux.
C. MAJESTE-MENJOULAS, en 1979, proposait une idée identique dans la conclusion de sa thèse.

D E U X I E M E P A R T I E

LES MINERALISATIONS

Les observations de terrain nous ont conduits à étudier quatre types principaux de minéralisations présentés dans l'ordre suivant :

Type 1 : minéralisations stratiformes du Dévonien inférieur à moyen de la nappe de Gavarnie.

Deux faciès peuvent être individualisés :

- sulfures disséminés dans les siltites noires encadrant la barre calcaire ;

- amas, lits, rubans de blende (galène) et de barytine (fluorine) dont la principale caractéristique est l'aspect stratiforme et l'omniprésence au sommet de la barre carbonatée.

Type 2 : minéralisations métasomatiques (ankérite-dolomite Fe) sécantes du Dévonien inférieur à moyen et silicification régionale.

De nombreuses fractures recoupent les différentes formations. Le long de celles-ci se développent des phénomènes de silicification et de métasomatose Fe-Mg dans les carbonates. De la barytine apparaît tardivement précédée par un assemblage à illite-chlorite.

Type 3 : filons de type B.P.G.C. à gangue de sidérite (barytine-fluorine) et minéraux de Ge-Ga-Sn-Ni-Co.

Ces filons, sécants sur le socle autochtone, reprennent souvent des directions hercyniennes marquées par des filons de quartz et des dykes d'andésites et de lamprophyres.

Type 4 : galène (chalcopyrite) disséminées dans les calcaires du Santonien et amas de barytine dans le Cénomanien.

Ces sulfures ont été observés sur deux affleurements de Crétacé autochtone et sont associés à des biomicrites à Lacazines.

L'ordre de présentation adopté sera chronologique.

De nombreuses études régionales se sont intéressées au type 1 que l'on retrouve sur 100 Km d'est en ouest et du nord au sud de la zone axiale.

Le type 2 n'est pas souvent décrit. Il se pourrait que notre étude ait été facilitée par la possibilité de suivre les fractures dans les falaises de la nappe. Des descriptions de zones silicifiées et/ou ankéritisées ont été proposées dans d'autres secteurs par différents auteurs mais la qualité des affleurements ne leur a peut-être pas permis de préciser l'origine de ces transformations.

Dans la troisième partie, nous comparerons nos observations sur les types 1 et 2 avec les nombreux travaux existants.

Le type 3 semble particulier et peu répandu dans la chaîne pyrénéenne. Nous essaierons de trouver dans la littérature, des descriptions de structures minéralisées s'en rapprochant, à l'échelle de la chaîne.

Peu d'études ont été consacrées au type 4 qui se caractérise, dans les Pyrénées, par des minéralisations en général discrètes. Nous tenterons de montrer dans la troisième partie que la présence de sulfures dans le Crétacé répond à un phénomène précis.

En annexe, on trouvera les fiches des associations minérales observées en section polie ainsi que les formules chimiques de tous les minéraux signalés.

La position de toutes les minéralisations observées apparaitra sur une carte géologique au 1/25000 (hors texte).

CHAPITRE I

LES MINERALISATIONS STRATIFORMES DU DEVONIEN INFERIEUR A MOYEN

1. DANS LA SERIE INFERIEURE ET LA SERIE RUBANEE

Il s'agit de siltites noires, fines, très dures, se présentant soit en niveaux très massifs vers la base, soit en alternance avec des termes plus carbonatés. Rappelons que ces niveaux sont présents en de nombreux endroits des Pyrénées centrales et contiennent le plus souvent des sulfures disséminés et en rubans (BRAUX, 1980 ; BRULA, 1984).

1.1. OBSERVATIONS DE TERRAIN

La répartition et la forme des plages de sulfures dans ces roches amènent à distinguer deux types :

- plages allongées (surtout pyrrhotite) dans So-S1, fréquemment soulignées par de la matière organique ;

- plages non orientées, disséminées dans la roche. Ce type est régulièrement associé aux faciès non lités.

D'une manière générale, les plages de sulfures ne dépassent pas 5 mm, les plus grosses étant constituées de pyrrhotite (pyrite) avec parfois un peu de chalcopyrite tout juste identifiable à l'oeil nu. C. BOUQUET (1968) signale des cristaux de galène dans les faciès noirs de la muraille de Barroude qui lui rappellent les minéralisations de la Galerie aux Chèvres (auberge de l'Hospice de France, Haute-Garonne) où les sulfures imprègnent la roche de diverses manières : amas, lentilles anastomosées, filonnets, micro-veinules de blende et galène (plus pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, boulangérite).

Nous n'avons jamais observé de telles occurences dans les nombreux affleurements étudiés, que ce soit à Barroude, Troumouse, Gèdre ou aux Gloriettes, ce qui confirme le caractère localisé de ce type de concentration (ou reconcentration).

1.2. OBSERVATIONS EN SECTION POLIE

L'étude d'une dizaine de sections a révélé une homogénéité de la paragenèse. La pyrrhotite en plages souvent millimétriques montre de nombreuses inclusions de chalcopyrite, cette dernière pouvant aussi apparaître isolée dans la gangue.

Des cristaux de mispickel, automorphes, fréquents, semblent indépendants des autres sulfures, alors que la blende, rare, est en liaison avec la chalcopyrite. Les teneurs en fer de la blende (analyses M.E.) varient de 5,40 à 8,45 % (Cd = 0,08 à 0,14 %).

La pyrite, généralement en cristaux automorphes pouvant atteindre plusieurs millimètres, n'apparaît pas en liaison directe avec les autres sulfures.

1.3. DONNEES CHIMIQUES

Une analyse multiéléments (quantomètre, B.R.G.M.) a été réalisée sur un échantillon prélevé au carrefour de la route de Saugué-Ayruès (à l'ouest de Gèdre : x = 410,03 ; y = 56,80 ; z=1090 m).

Les résultats ont été reportés dans le tableau 5 ainsi que le clarke dans les shales (TAYLOR, 1964). D'autre part, quelques données de S. DALLAS, 1980 (région du lac d'Isaby, Hautes-Pyrénées) et de P. BRULA, 1984 (Bosost-Luchon, Haute-Garonne) sont indiquées.

Nous observons que les teneurs ne s'écartent pas de manière significative du clarke et qu'elles sont du même ordre que celles obtenues par les deux auteurs cités.

P. BRULA qui a aussi étudié les schistes siluriens note que, même si au Dévonien les teneurs en éléments traces sont plus fortes, la présence des sulfures n'a pas valeur de métallotecte. Ce dernier propose que les éléments traces soient devenus "brusquement" disponibles en plus grande quantité dans les eaux du bassin de sédimentation !

1.4. CONCLUSION

Dans la première partie, nous avions conclu à une identité de faciès des roches noires de la base du Dévonien inférieur avec celles étudiées par différents auteurs au nord ou à l'ouest de notre secteur. Suite aux observations de terrain et de sections polies, il apparaît que la paragenèse sulfurée montre les mêmes associations minérales et des faciès identiques.

Dans la troisième partie, nous discuterons du problème général de ces sulfures disséminés, pouvant aussi apparaître en fins rubans (BRAUX, 1980).

2. DANS LA BARRE CALCAIRE

Ces minéralisations à blende dominante (galène plus minéraux traces à Ge-Sn), ainsi que des lits de barytine, s'observent d'une manière générale dans la partie sommitale de la barre calcaire et sont visibles de façon quasi continue sur l'ensemble de la formation, ce qui explique les nombreuses occurences découvertes.

La blende apparaît le plus souvent en lits (1 à 5 mm) d'extension centimétrique à décamétrique, parallèles à subparallèles à la stratification matérialisée d'une part, par le rubanement des calcaires et leur position par rapport à l'enveloppe générale de la barre, d'autre part, par de petits niveaux gréseux et schisteux.

	Clarke shales		BRULA (1984)	DALLAS (1980)
SiO2		57.1%	51.27%(5.36%)	
A12X		23.1%	19.74%(2.84%)	
Fe2X		8.3%	5.61%(2.38%)	
CaO		3.4%	8.13%(3.14%)	
MgO		2.8%	2.00%(0.57%)	
K2O		4.1%	3.67%(1.64%)	
MnO		400	700 (500)	
TiO2	0.46%	1.06%	0.98%(0.13%)	0.60%
P2O5		2007	1700 (800)	
Li	60	75		100
Be	3	3		5
B	100	29		70
V	130	178	208(118)	
Cr	100	157	114(33)	100
Co	20	20	32(27)	10
Ni	70	49	98(61)	50
Cu	50	31	63(51)	20
Zn	100	99		100
As	15	-20		
Sr	300	516	956(358)	500
Y	25	38		
Nb	20	41		
Mo	3	-5		
Ag	0.05	-0.2		
Cd	0.2	-5		
Sn	4	-10		
Sb	1	-10		
Ba	700	568	649(412)	500
La	20	38		
Ce	50	115		
W	2	-10		
Pb	20	-10		10
Bi	0.18	-10		
Zr	160	257		

TAB.5- Analyse multi-éléments d'un échantillon de siltites noires de la base du Dévonien inférieur (carrefour route de Saugué-route d'Ayruès). Données complémentaires de DALLAS, 1980 et de BRULA, 1984 (valeurs en ppm. pour les résultats sans unités).

Des amas de blende, informes, ovoïdes (jusqu'à 15 cm), en mouches, ainsi qu'en rubans millimétriques à aspect de "ligne pointillée", représentent les autres faciès de la minéralisation.

La plupart des figures observées résultent d'un remodelage tectonique (étirement - boudinage - "ligne pointillée" ; plissement - épaississement dans les charnières ; fracturation - remobilisation).

Des lits centimétriques à décimétriques de barytine microbréchique suivent en général les surfaces So.

Enfin, des lits de cristaux automorphes de pyrite (jusqu'à 1 cm) apparaissent dans des calcaires blancs ou associés à des lits de blende.

Signalons que tous ces minéraux, ainsi que de la fluorine, peuvent être associés dans des zones complexes où des amas siliceux sont présents.

2.1. ETUDE DE QUELQUES INDICES

2.1.1. Turon de Gèdre (x = 410,60 ; y = 57,10 ; z = 1065 m)

Accès : affleurement débutant au niveau de la route de Gèdre-dessus et se terminant sous le relais de télévision.

2.1.1.1. Observations de terrain

Du bord de la route jusqu'au relais, on recoupe 80 m de calcaires rubanés (alternances de faciès clairs et de faciès sombres caractérisés par la présence de feldspaths potassiques (voir 1ère partie)).

Deux petites falaises bien distinctes sont séparées par une roche mylonitique verdâtre dont la présence pourrait laisser envisager un redoublement tectonique. De part et d'autre de cette mylonite, le calcaire est très schistosé et localement envahi par des filonnets de calcite.

Au bord de la route, on suit aisément sur plusieurs mètres un petit lit de blende (2 mm) et un lit parallèle de cristaux de pyrite qui sont concordants avec le rubanement des calcaires.

De nombreux amas sans forme, millimétriques à centimétriques, pourraient représenter d'anciens lits qui ont été boudinés ultérieurement. Ce phénomène d'étirement est bien marqué par un niveau dur verdâtre, apparaissant en parallélépipèdes dans les calcaires (fig. 35).

D'autre part, là où le calcaire est plissé, les niveaux minéralisés subissent le même type de déformation avec parfois épaississement dans les charnières (visible au début du chemin qui mène à la maison du Turon).

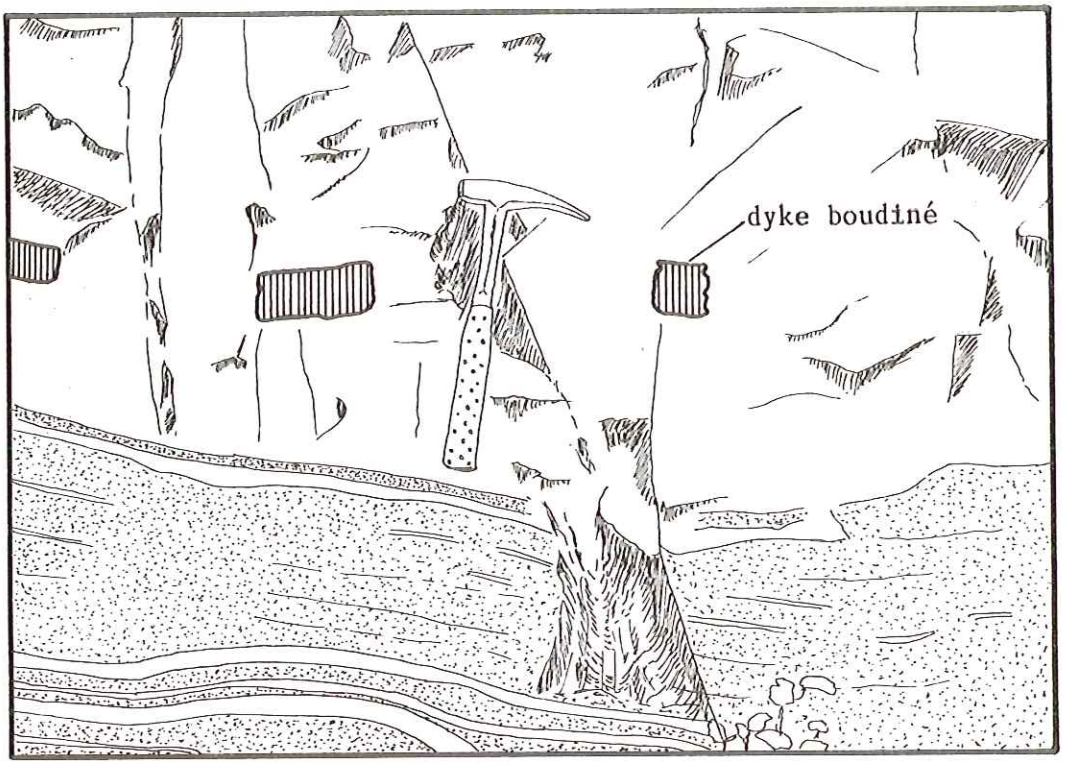


FIG.35- Dyke de roche andésitique boudiné dans les calcaires de la barre du Dévonien inférieur (Turon de Gèdre).

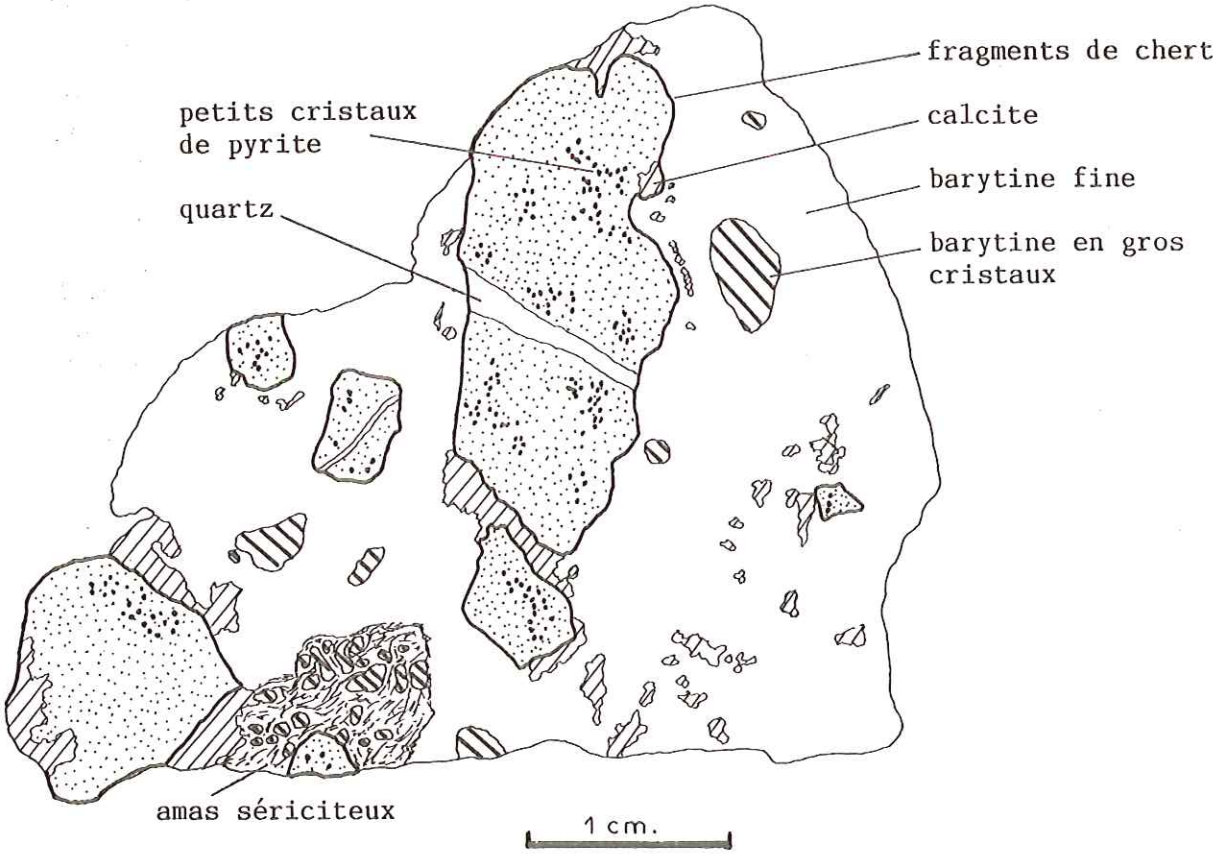


FIG.36- Barytine mylonitisée contenant des fragments de roche siliceuse fine (chert) (Turon de Gèdre).

Plus on monte, plus on trouve de blende, essentiellement en amas centimétriques difformes, mais que l'on peut suivre dans un même banc calcaire, ce qui prouverait qu'il s'agit de niveaux boudinés (ceci n'implique pas que tous ces petits amas résultent d'un boudinage).

La blende semble plus abondante avec toujours les mêmes faciès à partir de la limite de la deuxième falaise, mais sa présence diminue ensuite fortement jusqu'au contact avec la série alternante. Dans les 5 à 10 derniers mètres, on ne trouve que difficilement de petites mouches (inférieures à 1 cm).

Vers le milieu du Turon, au dessus de la zone mylonitisée, apparaît une minéralisation plus importante et plus complexe. En effet, alors que partout ailleurs on observe uniquement de la blende, ici, une lentille de barytine blanche puissante de 3 m et allongée sur 5 m de façon pénéconcordante avec So, apparaît avec blende, galène et fluorine, cette dernière formant deux ou trois amas dans ou en surface de la lentille de barytine. La galène n'est pas très abondante et se localise au contact supérieur de la lentille de barytine.

Latéralement, à quelques mètres, des traces de faciès siliceux existent avant une zone sécante riche en blende (charnière de plis ?, mais difficile à voir dans ces calcaires moins rubanés à cet endroit).

Sous la lentille de barytine, à 2 ou 3 m, on observe un autre niveau décimétrique de barytine avec un peu de blende. Vers la partie sud de l'affleurement, deux niveaux à barytine (5 à 25 cm) ont été suivis dont l'un sur une quarantaine de mètres.

La texture de cette barytine (amas et lits) correspond, à l'oeil nu, à une brèche à éléments monocristallins centimétriques de barytine et à éléments (jusqu'à 15 cm) de roche siliceuse grise (quartzite), dont le ciment est formé par une barytine très fine (fig. 36).

L'observation des structures conduit à proposer (avec réserve) le schéma suivant (fig. 37). L'hypothèse d'un pli pourrait être confortée par le fait que l'on ne trouve pas de barytine au nord de la charnière soulignée par les amas plus puissants de blende.

2.1.1.2. Observations en lame mince

La barytine : le faciès le plus fréquemment observé montre un fond de barytine très fine contenant des "yeux" monocristallins (jusqu'à 2 cm) de barytine et parfois des fragments (jusqu'à 10 cm) de roche siliceuse finement granuleuse, de teinte grise.

Les fines plages de barytine (< 1 mm), constituant l'essentiel des amas ou des lits, présentent des contours souvent suturés et une extinction roulante. Des plages millimétriques elles-mêmes à extinction roulante, fréquemment recoupées par des zones de broyage, caractérisent les "yeux" de barytine.

Des macles rappelant les macles polysynthétiques des plagioclases ont été observées dans les fines plages de barytine. Ce phénomène a été signalé par A. CARTIER (1981) pour la barytine à texture mylonitique du gisement d'Escaro (Pyrénées orientales) et serait fréquent dans des rubans de déformation.

De très nombreux petits cristaux de carbonates ponctuent les plages de barytine.

Les reliques grisâtres siliceuses sont caractérisées par un assemblage granoblastique de plages de quartz (moyenne 0,05 mm) montrant des zones sécantes dans lesquelles les contacts entre grains sont beaucoup plus suturés, traduisant un style de déformation cisaillant qui pourrait se concevoir dans le cadre de glissement banc sur banc. Une coloration à l'alizarine a mis en évidence une concentration de calcite aux extrémités de ces fragments (fig. 36).

Dans ces amas siliceux, de nombreux petits cristaux de pyrite, de petits amas de micas blancs, de nombreuses petites plages de carbonates et de rares cristaux de barytine maclée ont été observés, ces derniers étant fréquemment corrodés par la recristallisation du quartz.

Toutes ces observations montrent que les amas et lits de barytine ont subi de fortes contraintes tectoniques de type cisaillant, peut-être en liaison avec la mise en place de la nappe où les glissements banc sur banc ont été nombreux (DERAMOND, 1979). Cet auteur signale que les bancs compétents ont subi une déformation de type cisaillement simple, probablement inhomogène, à déplacement parallèle aux couches.

La blende dans le calcaire rubané : l'étude d'un niveau bouliné de blende montre que cette dernière est régulièrement présente au contact des deux faciès calcaires.

Le calcaire noir est formé de petites plages orientées de calcite (0,1 à 0,05 mm) avec présence de plages de quartz de silicification, de micas, de feldspaths potassiques, de plagioclases basiques et de matière organique abondante.

Le calcaire blanc ne montre que des plages de calcite, mieux développées que dans le faciès précédent (moyenne 0,5 mm).
Un faciès de la blende, sécant sur les calcaires, est caractérisé par des épontes "nuageuses" où l'on observe de nombreuses plages microscopiques de quartz et de micas blancs ponctuant un fond très "flou". Les feldspaths potassiques sont alors entièrement séricitisés.

Il semble donc que de petites remobilisations se produisent avec dépôt de blende dans des fissures sécantes sur le rubanement des calcaires provoquant l'altération de certains cristaux de feldspaths potassiques.

2.1.1.3. Observations en section polie

La blende massive, très fracturée, montre parfois des zones cataclasées. Les teintes varient du rouge sombre au jaune clair.

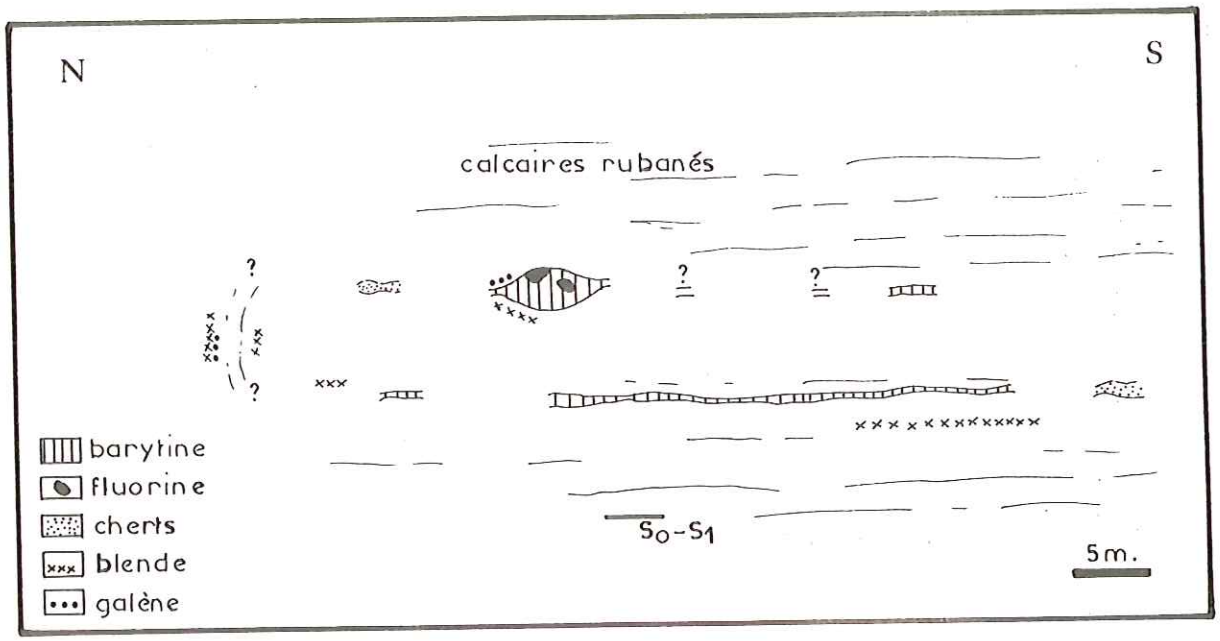


FIG.37- Schéma de la structure minéralisée principale observée dans la barre calcaire du Turon de Gèdre.

	Clarke calcaires	Calcaire blanc	Calcaire sombre	BRULA (1984)
Pb	8	66	36	29-31
Zn	25	17	180	9-17
Ba	100	270	510	

TAB.6- Teneurs en Pb-Zn-Ba (ppm.) des calcaires de la barre (Turon de Gèdre). Données complémentaires de BRULA, 1984.

La chalcopyrite est très rare alors que la galène apparaît sous forme de nombreuses petites plages disséminées (10 à 50 microns). La pyrite, qui peut aussi être observée dans la gangue de calcite, est automorphe (10 à 200 microns).

L'étude au M.E.B. de deux plages de cuivres gris (30 à 50 microns) a permis de caractériser une tétraédrite argentifère (Cu, Zn, Fe, S, Sb, Ag). Enfin, l'existence de quelques cristaux de rutile est à noter.

2.1.1.4. Analyses chimiques

Les deux faciès typiques des calcaires rubanés ne montrant pas de minéralisation ont été analysés pour Pb, Zn, Ba (analyses B.R.G.M.). Les résultats sont reportés dans le tableau 6 ainsi que les valeurs des clarkes selon S.R. TAYLOR (1964).

Les calcaires noirs sont enrichis en Zn, Ba par rapport aux calcaires blancs. Ceci est certainement à relier au fait que les faciès noirs étaient riches en argiles et en matière organique.

Par rapport au clarke, la concentration des trois éléments est anomale sauf pour Zn dans les calcaires blancs. Les valeurs plus élevées dans les calcaires noirs pourraient traduire des phénomènes tels que des apports de métaux en liaison avec la rythmicité des dépôts sédimentaires, dont l'origine reste à expliquer.

2.1.1.5. La fluorine du Turon de Gèdre

a) Description

L'affleurement est très réduit (inférieur à 1 m carré) et la fluorine se débite en lames centimétriques résultant des effets de la schistosité alpine. Son aspect grisâtre, translucide et massif peut surprendre. Trois amas (jusqu'à 30 cm) sont localisés dans la partie supérieure de la lentille de barytine, cette dernière en contenant parfois de petits fragments dans son faciès bréchique.

Au cours de l'échantillonnage, sous l'impact des coups de marteau, des bouffées d'H_2S ont suscité notre curiosité. L'observation de lames minces a permis la découverte de nombreuses inclusions fluides dont certaines, très petites (souvent inférieures à 10 microns), contenaient quatre phases (fig. 38) qui ont été déterminées par spectrométrie RAMAN (C. BENY : CNRS Minéraux, Orléans).

b) Principe de la sonde RAMAN

Par la spectrométrie RAMAN, on analyse "in situ" de façon non destructive des macro- ou microéchantillons solides, liquides ou gazeux, organiques ou minéraux. Les informations obtenues sont d'ordre moléculaire et fondées sur le principe suivant : l'échantillon est excité par un faisceau monochromatique produit par un laser (marque COHERENT, type INNOVA 90), qui passe au travers d'un objectif de microscope à transmission classique, à

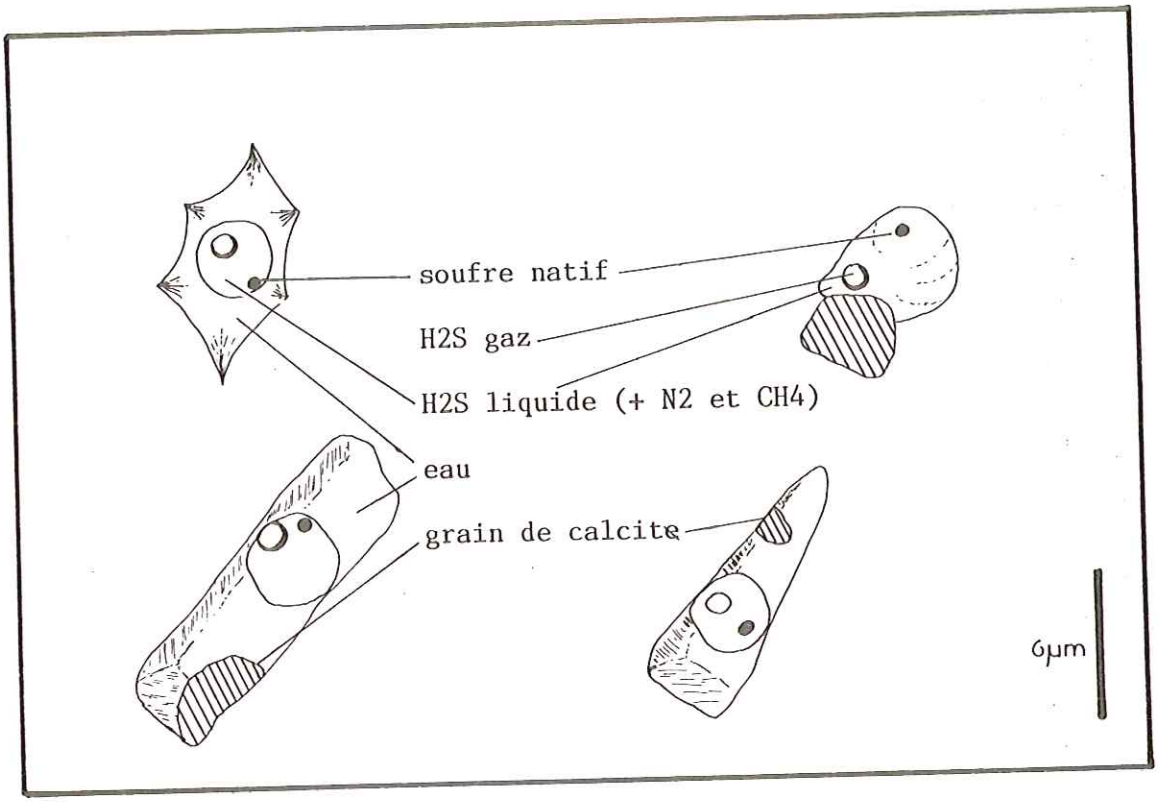


FIG.38- Inclusions fluides quadriphasées de la fluorine du Turon de Gèdre (Dévonien inférieur).

quelques adaptations près (marque OLYMPUS BH-2), couplé à un spectromètre JOBIN-YVON U-1000. La lumière diffusée par l'échantillon repasse au travers de l'objectif du microscope et est ensuite dispersée par deux réseaux holographiques plans qui tournent, permettant ainsi le passage des différentes longueurs d'onde au travers de la fente du spectromètre. Un photo-multiplicateur amplifie alors le signal qui est ensuite traité par un micro-ordinateur.

Les spectres obtenus sont fonction des variations de l'énergie diffusée avec la longueur d'onde. Pour plus d'informations, on pourra se reporter à J.C. TOURAY et al. (1985).

c) Résultats

L'étude de cinq inclusions, associées à un petit solide qui détermine souvent la cavité, a fourni les résultats suivants :

- le solide à l'origine des inclusions, qui peut être aussi entièrement inclus dans la fluorine, est de la calcite (fig. 39) ;

- le solide plus ou moins sphérique inclus dans la phase liquide centrale est une gouttelette de soufre natif (fig. 40) ;

- la phase liquide montre la prédominance de H2S, la présence plus discrète de N2 ainsi que des traces de CH4 et CO2 (fig. 41) ; pour H2S, on observe un décalage de 10 cm-1 du pic par rapport à la valeur théorique ;

- la phase gazeuse, parfois absente, est surtout composée d'H2S ; une rapide étude a montré une température d'homogénéisation se situant vers 40°C ;

- enfin, l'ensemble est entouré par une phase aqueuse difficile à caractériser par la sonde RAMAN.

d) Discussion

De récentes études, C. BENY et al. (1982), J.C. TOURAY et al. (1984), ont montré que les inclusions fluides à H2S, bien que rarement décrites, devaient être relativement fréquentes.

L'odeur particulière de H2S a souvent été constatée (RANKIN et SHEPHERD, 1978) dans de la barytine, mais ne semblait pas correspondre à une proportion importante de cette phase.

C. BENY et al. (1982) ont montré l'existence, dans la fluorine d'Oseja (Oviedo, Espagne), d'inclusions fluides dans lesquelles H2S liquide pouvait atteindre 77 %, le reste de la phase liquide étant du CO2. En outre, la présence de soufre natif en gouttelettes a été mise en évidence.

Dans les inclusions fluides du Turon de Gèdre, on peut estimer à plus de 90 % la présence d'H2S liquide, mais ici c'est l'azote qui domine largement sur le CO2.

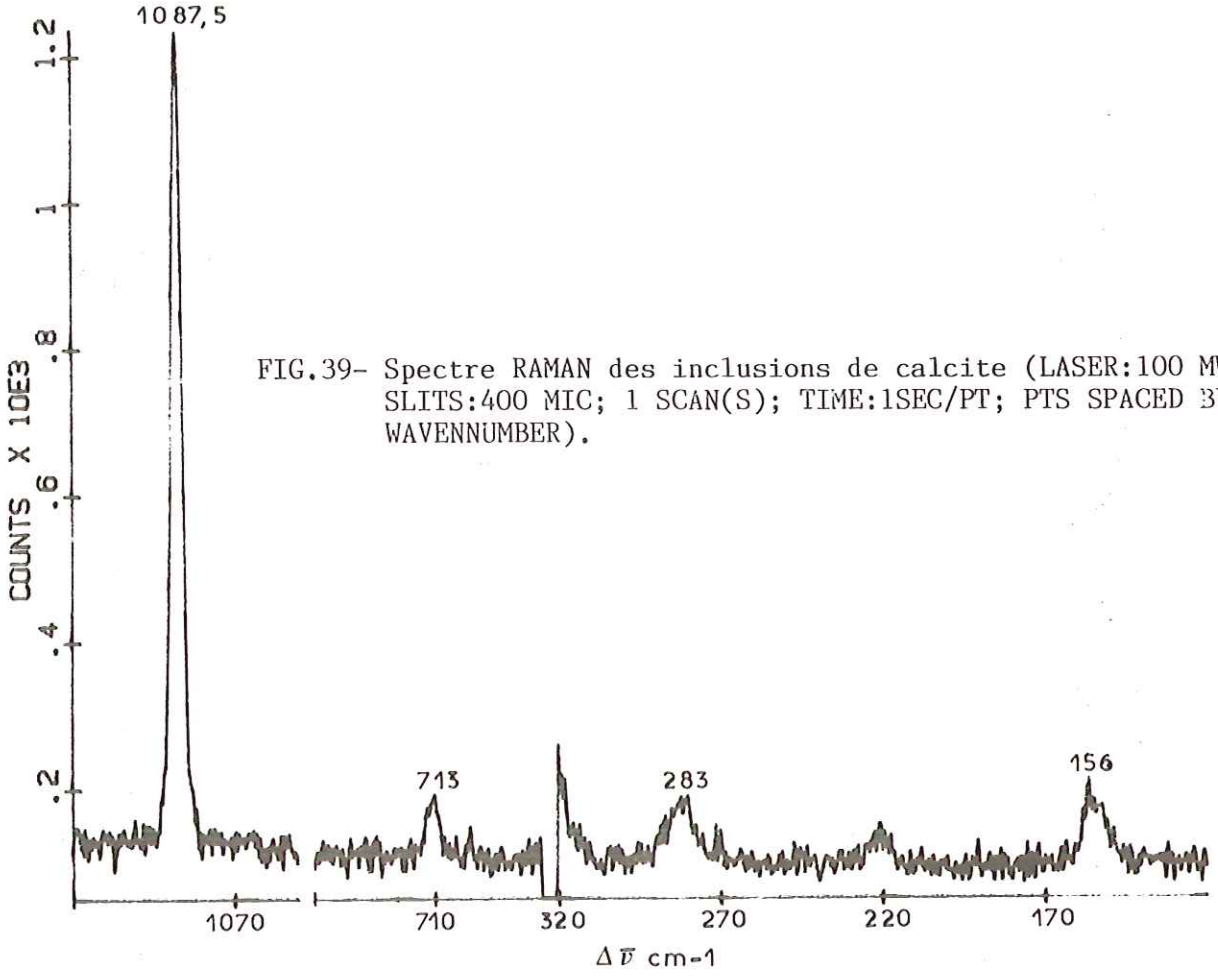


FIG.39- Spectre RAMAN des inclusions de calcite (LASER:100 MW; SLITS:400 MIC; 1 SCAN(S); TIME:1SEC/PT; PTS SPACED BY .5 WAVENNUMBER).

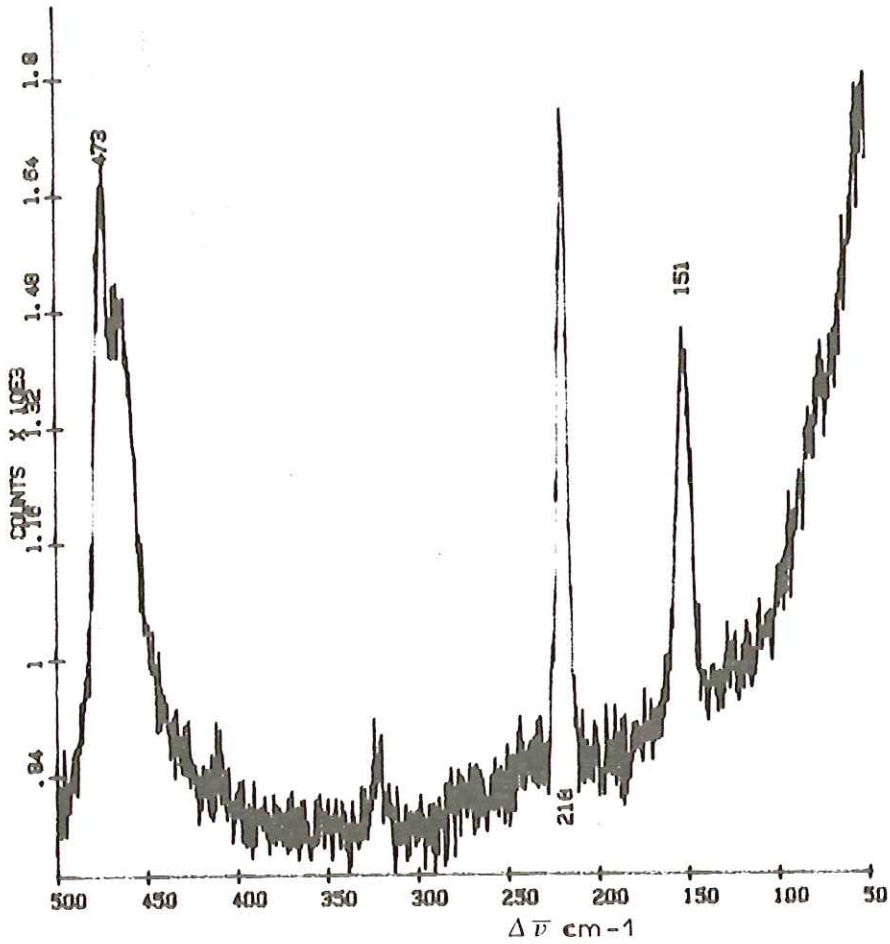


FIG.40- Spectre RAMAN de la gouttelette de soufre natif (LASER:50 MW; SLITS:400 MIC; 1 SCAN(S); TIME:1SEC/PT; PTS SPACED BY .5 WAVENNUMBER).

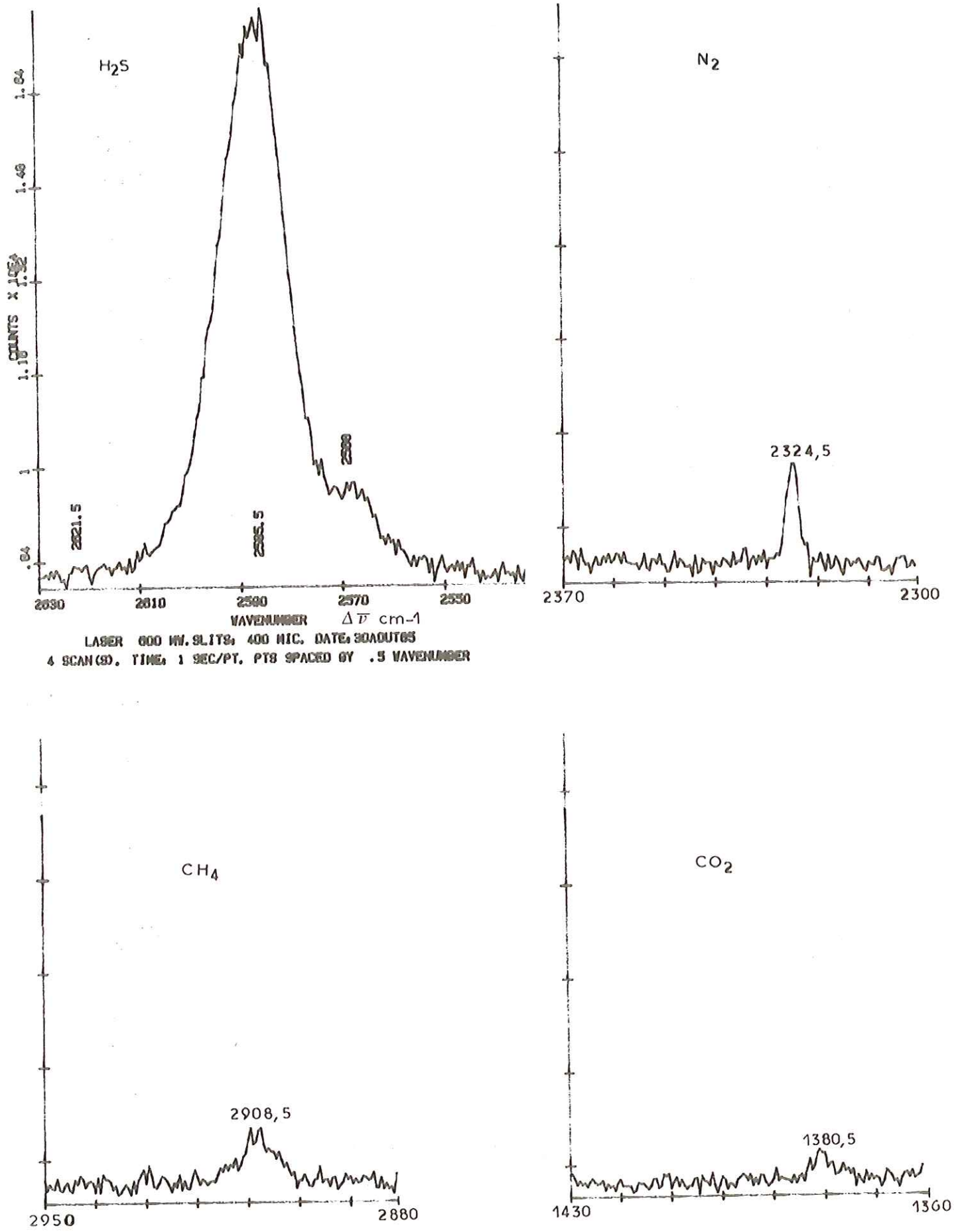


FIG.41- Spectres RAMAN de la phase liquide :H2S, N2, CH4, CO2 (LASER 600 MW; SLITS:400 MIC; 4 SCAN(S); TIME:1SEC/PT; PTS SPACED BY .5 WAVENNUMBER.

La signification géologique de ces inclusions est difficile à appréhender. Leur forme, leur taille, leur répartition et leur association avec de petits grains de calcite au sein de la fluorine, sembleraient indiquer une origine syn- ou diagénétique. La fluorine apparaît dans une zone complexe où les sulfures sont fréquents. L'origine du soufre pourrait être en liaison avec les minéralisations. Il ne faut pas non plus oublier la présence de matière organique qui pourrait évoluer lors de la diagenèse et fournir une partie des éléments piégés.

Il est donc difficile, sans études complémentaires, de proposer une origine pour ces inclusions fluides, comme pour celles de la fluorine de Oseja qui apparaît dans un contexte de minéralisations stratiformes.

D'un point de vue théorique, il serait intéressant d'étudier plus précisément le décalage du pic d'H2S qui semble devoir être imputé à la présence, entre autres, de CO2 (communication orale, C. BENY), et peut-être aussi aux conditions de pression.

D'autre part, la présence de l'azote, qui est en proportion cinq fois supérieure à CO2, n'est pas expliquée.

2.1.2. Ayruès (x = 409,42 y = 57,67 z = 1265 m)

Accès : partir du hameau d'Ayruès (1 km au nord-ouest de Gèdre) en direction de la sapinière de Bué. A 500 m du hameau, un chemin part sur la gauche. Le suivre jusqu'à trouver un chemin d'eau sur la droite qui mènera à l'affleurement.

2.1.2.1. Observations de terrain

Les calcaires présentent les mêmes faciès qu'au Turon de Gèdre, avec un rubanement aussi typique, et la présence des feldspaths potassiques, ici riches en baryum, est aussi générale.

La blende apparaît sous les mêmes morphologies qu'au Turon ; la figure 42 montre un lit millimétrique de blende, parallèle à un niveau riche en feldspaths, que l'on peut suivre sur plusieurs mètres.

Sur cet affleurement qui représente 40 à 50 m de calcaire dévonien, on observe aussi une zone complexe où l'on trouve beaucoup plus de blende, associée à un amas siliceux grisâtre déformé plus ou moins concordant avec la stratification. Par endroits, dans et sous ce faciès quartzeux, on remarque une calcite blanche en gros cristaux (1 à 3 cm) dans laquelle s'insinue de la galène, cette dernière n'apparaissant pratiquement pas en dehors de cette zone. La blende peut être associée à cette galène, mais apparaît aussi en petites plages millimétriques dans le faciès siliceux.

Sur l'ensemble de l'affleurement, nos recherches pour localiser des lits de barytine ou de la fluorine sont restées vaines. On a seulement pu constater que de petites amandes de blende étaient visibles jusqu'au sommet des calcaires.

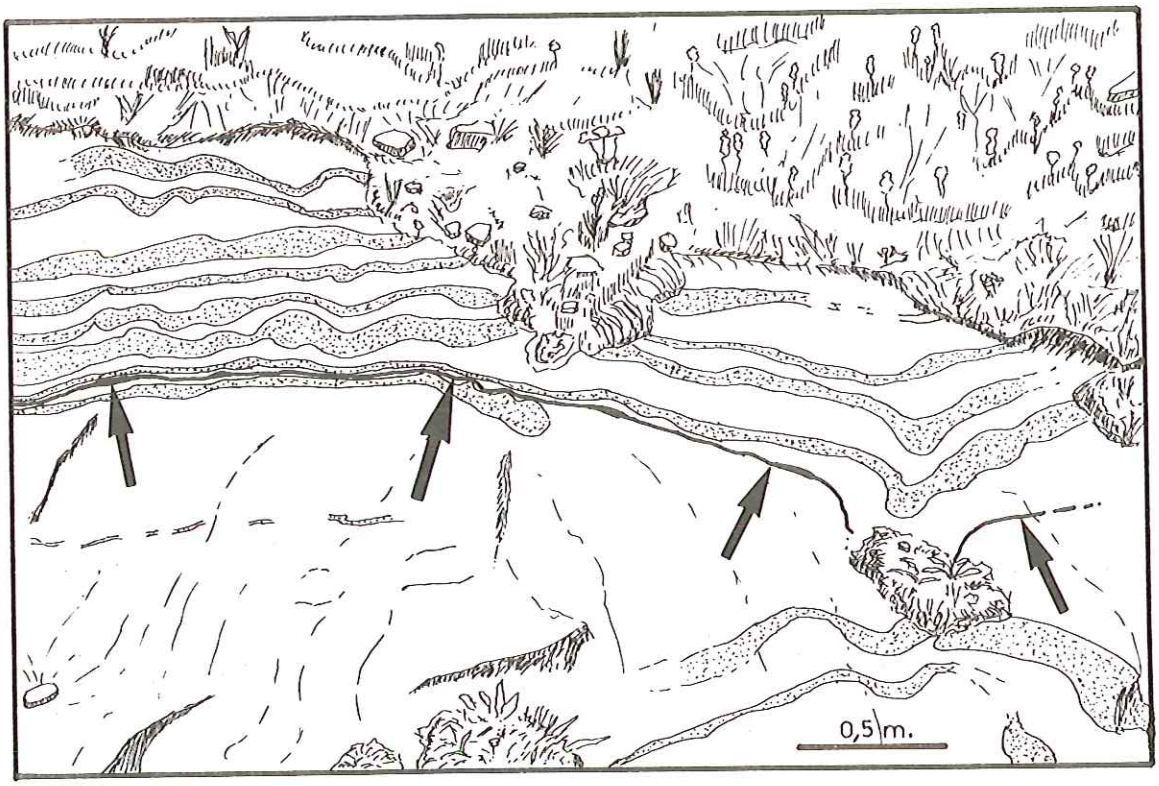


FIG.42- Lamine de blende concordante avec des niveaux riches en cristaux de hyalophane dans les calcaires de la barre du Dévonien inférieur (Ayruès).

En suivant ces derniers vers la route (au nord-est), on note la présence continue d'amandes de blende. Après une zone où la végétation masque la roche, on arrive à la route. Au bord de celle-ci, les calcaires se débitent en dalles centimétriques à décimétriques et leur rubanement est plus discret, fait essentiellement dû à l'absence des feldspaths. On retrouve la blende et la galène,ainsi que la pyrite en lits millimétriques parallèles au rubanement, les lits de cristaux automorphes de pyrite étant les plus fréquents.

2.1.2.2. Observations en lame mince

Le faciès siliceux : grès fin calcaire (coloration à l'alizarine) dont les grains font en moyenne 0,1 mm. Ces derniers ont légèrement recristallisé, mais dans certaines zones, des assemblages à texture granoblastique, de forme allongée et riches en petits micas blancs sont fréquents. Il est probable que la recristallisation complète de ces grès puisse être à l'origine "d'os" de quartz blanc laiteux apparaissant dans la masse siliceuse.

De petites plages de blende, régulièrement réparties dans le grès, sont souvent en association spatiale avec quelques feldspaths potassiques et plagioclases.

2.1.2.3. Observations en section polie

Un échantillon à galène et blende, prélevé au sein de la calcite blanche en gros cristaux, a montré la présence de Köstérite (jusqu'à 70 microns), minéral observé pour la première fois dans les Pyrénées. Celui-ci apparaît dans la blende, en petites plages globuleuses, mais aussi dans la galène où il remplace partiellement des cristaux automorphes de blende (ou épitaxie) (photo 5), ou encore est associé à une tétraédrite argentifère (Cu, Sb, Ag, Zn, Fe, S révélés au M.E.B.) en plages atteignant 500 microns, incluses dans la galène.

Des cristaux automorphes de pyrite (jusqu'à 300 microns) existent dans la galène et dans la blende, cette dernière montrant aussi des traces de chalcopyrite.

Dans le faciès gréseux, la blende, en plages millimétriques, côtoie de nombreux cristaux de pyrite (jusqu'à 200 microns) ainsi que de fréquentes baguettes de rutile.

Au bord de la route, dans les lits millimétriques de sulfures, la galène s'insinue entre calcite et blende, alors que la pyrite est fréquente sous forme de cristaux automorphes (jusqu'à 100 microns).

2.1.2.4. Le problème du baryum

En ce qui concerne l'absence de barytine, il faut se rappeler que les feldspaths potassiques contiennent ici jusqu'à 30 % de BaO (presque autant de Ba que de K en atomes), les teneurs les plus basses n'étant pas inférieures à 9 %, alors qu'à

Gèdre ces mêmes minéraux sont caractérisés par des valeurs ne dépassant pas 1,5 % de BaO. D'autre part, cette anomalie en baryum se retrouve dans les phlogopites (Ayruès : 1,40 à 3,55 % BaO ; Gèdre : 0,02 à 0,38 %).

Donc, même si la barytine est absente, le baryum existe et est intégré dans les feldspaths.

Ces feldspaths qui n'avaient jamais été signalés sont macroscopiquement abondants entre Gèdre-dessus et Ayruès. Ailleurs, on peut retrouver quelques rares individus, mais seulement au microscope. Il apparaît donc que le secteur de Gèdre-Ayruès est particulier tant d'un point de vue sédimentologique que métallogénique. D'après nos observations et résultats, on peut penser à la superposition d'une anomalie en baryum à un dépôt rythmique de sédiments argileux dans un milieu très carbonaté. La concentration en baryum diminuerait en direction de Gèdre. Il serait intéressant de prélever des feldspaths à différents niveaux sur l'affleurement d'Ayruès afin de voir si cette anomalie persiste dans le temps.

2.1.3. Pène Herrade (x = 408,97 - 409,23 y = 56,14 - 56,46 z = 1665 - 1723 m)

Accès : partir des granges de Houec-Gabarde sur la route de Saugué. Suivre la ligne à haute-tension jusqu'au sommet de la butte. Les minéralisations se répartissent sur l'ensemble de cette dernière.

2.1.3.1. Observations de terrain

Au S-SE de la butte, un niveau de barytine, dont la puissance peut atteindre 1 m, se suit sur une vingtaine de mètres au sein des calcaires, ces derniers n'étant plus caractérisés par le rubanement typique des deux précédents affleurements.

Vingt mètres au-dessus, sur le replat herbeux, on peut suivre à nouveau un niveau de barytine sur 3 m avec une puissance plus réduite (15 à 20 cm), la végétation ne permettant pas de l'observer plus loin.

Au sommet de la butte, de nombreux petits rubans de blende oxydée se répartissent dans quelques mètres de calcaire.

Sur la pente nord, de fins niveaux de blende constitués par une multitude de plages subautomorphes millimétriques et non jointives, peuvent être observés sur quelques mètres, la végétation masquant l'extension de l'affleurement.

Nous reviendrons ultérieurement sur la présence de "bancs" de quartz blanc laiteux au sein de ces calcaires et dont l'aspect indique des phénomènes de bréchification - silicification.

2.1.3.2. Observations en lame mince

La barytine : des "yeux" de barytine (jusqu'à 2 cm) constitués de grandes plages se localisent dans un fond de fins cristaux à extinction roulante. Ces "yeux" sont parcourus par des lignes de fins cristaux traduisant des bandes de recristallisation. Ce faciès est donc identique à celui du Turon de Gèdre.

La blende : petits cristaux subautomorphes (0,2 mm de moyenne), isolés ou en agrégats centimétriques, formant des lits ondulant dans un fond de fines plages de calcite. De petits micas blancs sont souvent associés à la blende.

2.1.4. La Sède

(1 : x = 417,17 y = 52,96 z = 2320 m)
(2 : x = 417,30 - 417,50 y = 52,70 - 53,10 z = 2280-2400 m)

Accès : facile par le chemin qui va de Héas à la cabane des Aguillous.

2.1.4.1. Observations de terrain

La barre calcaire affleure en coupe sous le Cantet de la Sède(1) et en surface structurale à l'est du Cantet(2) :

- Sous le Cantet, on accède aux derniers mètres de la barre, par un liséré d'éboulis en bordure de la falaise calcaire. De nombreux rubans de blende jaune-verte (3 à 5 cm), des amandes centimétriques, ainsi que des amas informes, montrent un aspect concordant avec les calcaires, ceci sur une puissance de 2 à 3 m. On remarque aussi des fissures sécantes remplies par de la blende.

Sous ces niveaux, il existe une roche à aspect de cargneule contenant des bancs centimétriques à décimétriques de pyrite parfois massive. Cette formation est parallèle aux niveaux de blende.

- A l'est du Cantet, le calcaire affleure en dalles à pendage N-NW, légèrement karstifiées, et permet de nombreuses observations puisque celui-ci représente les derniers mètres de la barre (on est le plus souvent presque parallèle au contact avec la série supérieure).

De nombreux niveaux de blende (jusqu'à 3 cm) se détachent des calcaires sombres. Au point le plus élevé de la dalle, une lentille de barytine (0,20 - 0,30 m x 4 m) s'allonge dans So-S1. La galène semble spatialement liée à la barytine ; elle est aussi présente dans le calcaire, mais pas à plus de quelques dizaines de centimètres de la barytine. De nombreux petits amas de blende l'entourent, répartis dans quelques mètres de calcaire.

Le faciès de la barytine est identique à celui observé à Gèdre.

Lorsqu'on progresse en direction des falaises situées au sud de la dalle, on rencontre souvent de la blende en amas centimétriques et de la galène qui s'insinue dans le calcaire (digitations ou filonnets).

Des "niveaux" de quartz blanc laiteux, apparemment concordants avec So (cette dernière est en fait légèrement recoupée par la surface de la dalle) sont proches des zones riches en sulfures mais n'en contiennent jamais.

Une blende rouge et une blende vert olive coexistent parfois, mais ces deux faciès sont le plus souvent séparés. Aucune explication n'a été trouvée concernant l'existence de ces deux types.

2.1.4.2. Observations en lame mince

Le quartz blanc laiteux est formé de grandes plages (quelques mm) très engrenées montrant de nombreuses inclusions de calcite. L'ensemble a subi des contraintes importantes, révélées par l'extinction roulante généralisée et les nombreuses bandes de recristallisation du quartz.

La barytine est identique à celle de Gèdre mais ne montre pas de reliques de roche siliceuse.

2.1.4.3. Observations en section polie

La blende verte prélevée sous le Cantet de la Sède est massive, très claire et contient de fréquentes plages de rutile (jusqu'à 70 microns) ainsi que des traces de galène, chalcopyrite et pyrite (inférieures à 20 microns).

La présence de plages de briartite (inférieures à 20 microns), contenant parfois de la réniérite, a été vérifiée au M.E.B. Ce dernier minéral n'avait pas encore été observé dans les Pyrénées. De plus, cette vérification a permis de préciser la composition d'un autre minéral en plages inférieures à 20 microns dans lequel Cu, Fe, V, Zn, S, Ge ont été décelés. Il pourrait s'agir d'un équivalent germanifère de la colusite (communication orale, P. PICOT).

A l'est du Cantet, les deux types de blende ont été étudiés:

- blende rouge, très fracturée, à fréquentes plages de chalcopyrite et galène (jusqu'à 40 microns), cette dernière moulant parfois des cristaux de pyrite (200 microns) à contour fréquemment corrodé ;

- blende verte : très fracturée. Seuls des cristaux de pyrite ont été observés (jusqu'à 200 microns). Dans le calcaire, la pyrite apparaît en cristaux plus petits.

2.1.5. Plateau d'Alans (x = 408,70-409,00 y = 51,30-51,60 z = 1850-2000 m)

Accès : de Gavarnie, prendre le chemin du Pailla et monter jusqu'à 2000 m environ ; piquer alors sur la cabane du Pailla et se diriger vers les calcaires blancs. On atteindra le sommet de l'affleurement (attention, ne pas prendre la direction du Pain de Sucre).

2.1.5.1. Observations de terrain

La barre calcaire est ici peu puissante (30 m au maximum) et très plissée (plis millimétriques à décamétriques). La structuration est bien visible en photographies aériennes.

A partir des falaises de Pène Blanque, on peut suivre les nombreux plis dont les axes apparaissent assez redressés. Jusqu'en aval de l'avant dernière butte calcaire, on observe des amas et des rubans centimétriques de blende, le plus souvent parallèles aux flancs des plis. Dans cette zone, de fréquents filonnets (jusqu'à 2 cm) de carbonates ferrifères recoupent la barre et s'insinuent dans des niveaux de quartz blanc laiteux. Ces filonnets peuvent être plissés, voire transposés dans la schistosité principale.

En aval de l'avant dernière butte, on suit sur une vingtaine de mètres et parallèlement à la stratification un niveau (jusqu'à 1 cm) à galène, azurite, malachite (pyrite), auquel semblent liées des passées siliceuses. Celles-ci sont constituées par des boudins ou niveaux de quartz gris à blanc laiteux pouvant englober une roche noire finement litée riche en matière organique et parfois bréchifiée.

Depuis le début de l'affleurement de la barre calcaire, une "carapace" de quartz blanc laiteux se localise au sommet des calcaires et semble être le résultat d'une silicification tardive dont le contact inférieur serait régulier et plus ou moins concordant avec les calcaires. Nous reviendrons ultérieurement sur ce phénomène.

Le long du dernier escarpement, on découvre une lentille de barytine présentant un aspect lité discret et contenant des enclaves de calcaire. Sa puissance peut atteindre 1 mètre et ses extrémités s'effilochent dans la So des calcaires (fig. 43). Au dessus de cet amas apparaît de la fluorine très schistosée. C'est le deuxième et dernier indice de ce minéral découvert dans la région. Elle paraît moins homogène qu'à Gèdre, peut être translucide et contient souvent de la galène. Elle est aussi plus abondante.

Sur le dernier escarpement, se détache la zone la plus minéralisée qui se révèle très complexe.

Une zone siliceuse diffuse, de quelques mètres, recoupe les calcaires dont le rubanement est plus discret qu'à Gèdre ou à Ayruès (moins de matière organique et de minéraux de métamorphisme). Le quartz grisâtre est différent de celui de la "carapace".

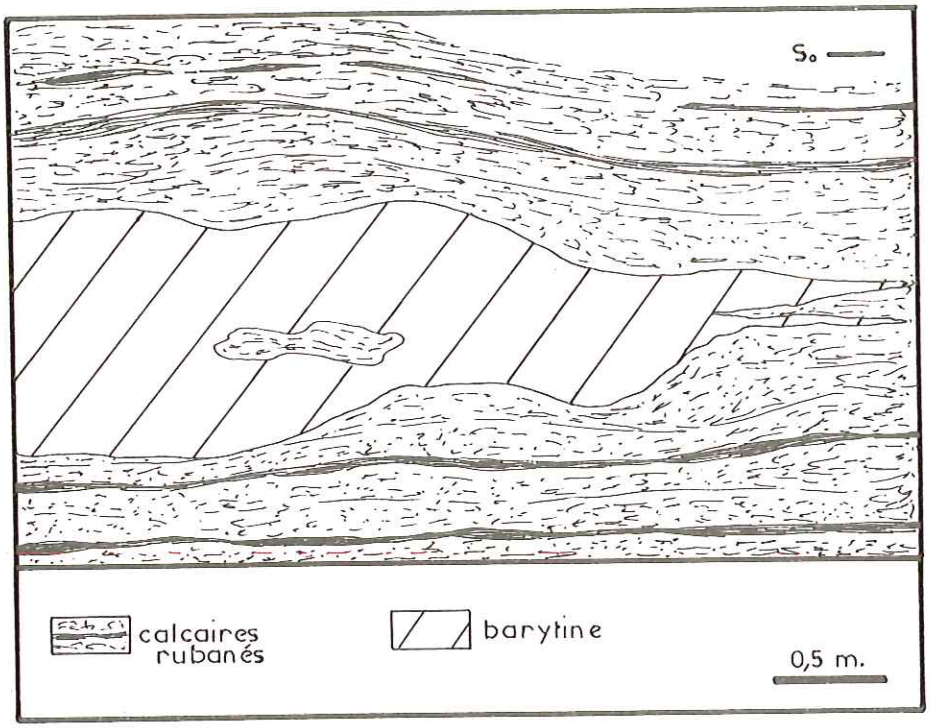


FIG.43- Niveau de barytine concordant dans les calcaires de la barre du Dévonien inférieur (plateau d'Alans).

La barytine, toujours présente, est de plus en plus abondante vers le haut de l'affleurement, et latéralement on en retrouve des lamines ou des flammes en même temps qu'apparaissent de petits lits de blende plus ou moins plissés.

Trois grattages de 1 m de profondeur ont été découverts dans la zone siliceuse. Nous avons récolté en place, à la sole d'une des cavités, un bloc de galène gros comme le poing. Il pourrait s'agir des anciennes mines de la Haignisse.

Dans cette zone, dans le calcaire et plus rarement dans la barytine, la fluorine est fréquente et apparaît en amas décimétriques schistosés, liés à la masse siliceuse, ainsi qu'en petits niveaux millimétriques à centimétriques, fréquemment plissés.

L'enveloppe générale de la zone minéralisée semble concordante avec les limites de la barre mais dans le détail de très nombreux petits plis reprennent les niveaux à blende, fluorine, ces derniers pouvant aussi être transposés dans la schistosité principale (fig. 44). Dans les secteurs moins déformés et où il est possible d'observer le rubanement du calcaire, on note que les lits minéralisés sont concordants avec les alternances carbonatées. Comme à la Sède, deux blendes (rouge et verte) sont présentes.

La figure 45 schématise l'affleurement.

2.1.5.2. Observations en lame mince

Le calcaire : on y observe des traces de lits riches en matière organique ainsi que des traces de niveaux détritiques traduisant un type de rubanement moins net que celui observé à Ayruès et à Gèdre.

Des plages de calcite en gros cristaux à macles mécaniques très déformées, contenant de nombreuses inclusions de matière organique, se répartissent dans un fond de fins cristaux de calcite orientés suivant une schistosité de flux. Cette dernière se moule en général sur les grosses plages de calcite, alors que les petits amas de quartz, riches en opaques et grains de carbonates, sont tronçonnés.

Les roches noires : elles sont rares et leur faciès peut rappeler le calcaire à fragments schisteux de Terre Arrouye (cf. 1ère partie).

Une abondance plus ou moins grande de matière organique souligne le litage de la roche qui est essentiellement constituée par de petites plages de quartz à nombreuses inclusions d'opaques. Outre ces plages de quartz dont la taille peut varier suivant les lits (moyenne 1 mm) et la matière organique qui constitue presque un ciment, de nombreux micas blancs, dont la taille suit celle des quartz, se répartissent régulièrement dans la roche.

Dans les niveaux où la granulométrie est plus importante, on note la présence de fragments de schistes très fins. Des zones de

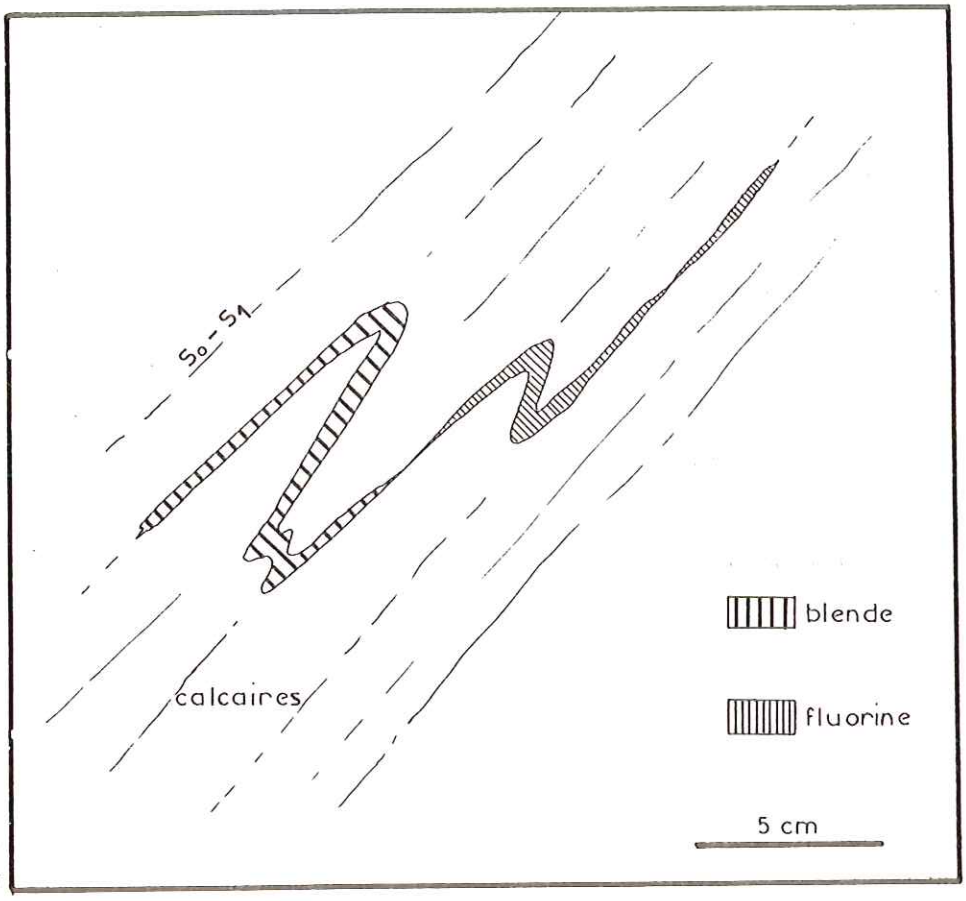


FIG.44- Plissement isoclinal d'un lit à blende-fluorine dans les calcaires du Dévonien inférieur (plateau d'Alans).

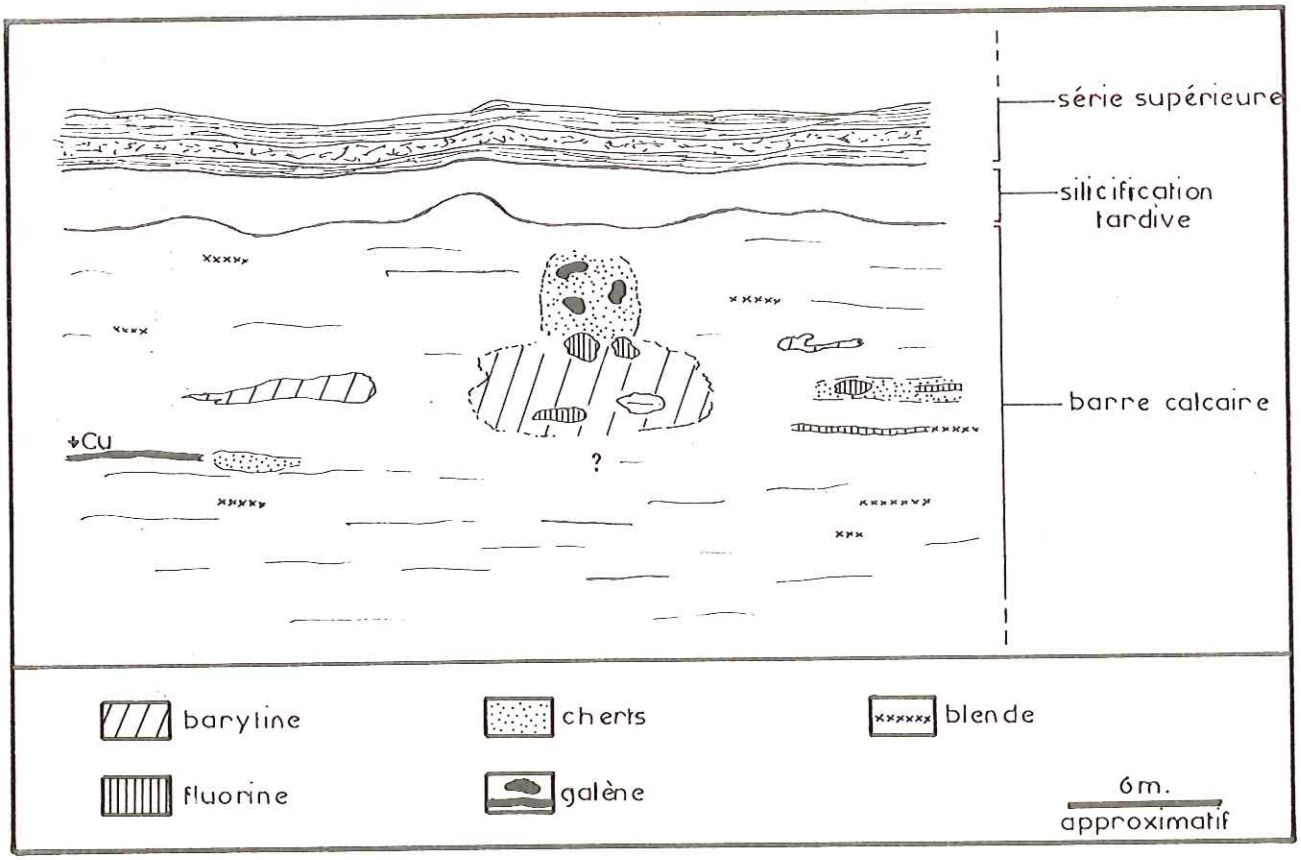


FIG.45- Schéma synthétique de la zone minéralisée principale de l'indice du plateau d'Alans (barre calcaire, Dévonien inférieur).

cisaillements, parallèles au litage, développent latéralement des structures de déformation typiques.

L'amas silicifié : à l'oeil nu, ce quartz est différent du quartz blanc laiteux de la "carapace". Les plages de quartz (jusqu'à 2 mm) ont un contact suturé au niveau duquel peut exister de la fluorine

La fluorine apparaît suivant So-S1 en lits millimétriques plissés ou dans des fentes d'extension perpendiculaires au litage (fig. 46). Fréquemment, de fins niveaux parallèles, non déformés, voisinent avec des niveaux plissés, voire transposés.

Toutes ces observations suggèrent une déformation parallèle à So, en relation avec les déformations alpines (DERAMOND, 1979) développant des figures typiques d'un contexte cisaillant. On rejoint donc les observations réalisées à Gèdre.

2.1.5.3. Observations en section polie

La blende rouge : présence irrégulière de plages de galène (jusqu'à 2 mm). Les cristaux de pyrite (jusqu'à 200 microns) sont fréquents et montrent un faciès "golfé". Deux plages de tétraédrite argentifère ont été contrôlées au M.E.B.(Cu, Sb, S, Fe, Ag, Zn). Enfin, il faut noter la présence de petites plages de rutile.

La blende verte est caractérisée par des traces de pyrite, galène, chalcopyrite et rutile (20 à 40 microns).

Les caractères de ces blendes se rapprochent de ceux des blendes du Cantet de la Sède.

2.1.5.4. La fluorine

Plus abondante qu'au Turon de Gèdre, elle montre ici un faciès supplémentaire. Outre les amas décimétriques très schistosés connus aussi à Gèdre, on observe de fins lits millimétriques réguliers, souvent plissés, paraissant liés à So-S1. Ici aucun dégagement d'H_2S n'a été constaté et l'observation de lames minces n'a pas permis d'identifier d'inclusions fluides du type de celles observées au Turon de Gèdre. Ceci est-peut être à relier à un stock de matière organique beaucoup moins important.

2.1.6. Ouest des ruines de la Hèche d'Or (x = 412,24 y = 50,38 z = 1860 m)

Accès : facile par le chemin qui part du lac des Gloriettes vers le cirque d'Estaubé. Au niveau du parc à moutons, un passage permet de recouper la barre calcaire. L'affleurement est situé dans la pente au milieu de la barre.

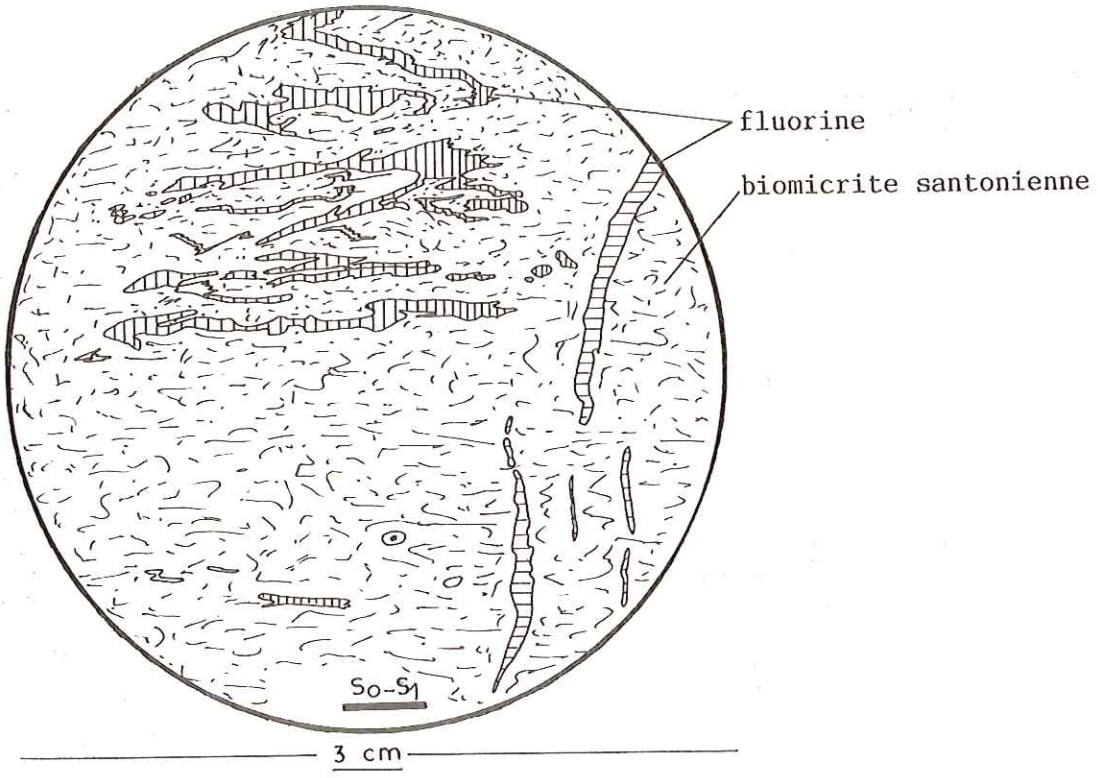


FIG.46- Petits niveaux de fluorine plissés dans les calcaires du Dévonien inférieur et fluorine ayant recristallisé dans des fentes de tension (plateau d'Alans).

Cu	31.60	31.31	30.90	31.02
Fe	2.68	2.45	2.47	2.54
Zn	14.69	14.85	14.41	14.40
Ge	14.45	16.60	16.69	15.58
S	33.15	33.07	31.72	31.99
	96.57	98.28	96.20	95.53
Cu	24.30	24.48	24.68	24.80
Fe	2.17	2.36	2.24	2.31
Zn	11.33	11.06	11.20	11.20
Ge	11.28	11.15	11.66	10 91
S	50.88	50.89	50.19	50.72
	99.93	99.94	99.97	99.94

TAB.7- Composition d'une briartite riche en zinc (% pondéraux et % atomiques, analyses microsonde) (ouest des ruines de la Hèche d'Or).

2.1.6.1 Observations de terrain

Un amas de silice grisâtre, de la barytine à faciès fin en niveaux centimétriques, de la blende rouge et verte, la présence localisée de galène, sont des caractères qui rapprochent cet indice de celui précédemment étudié. Nous n'avons toutefois pas observé de fluorine.

La présence de nombreux éboulis, la position en surface structurale et l'existence de nombreux plis ne permettent pas une étude plus approfondie. L'absence d'un rubanement net empêche l'identification d'une surface assimilable à So.

2.1.6.2. Observations en lame mince

La blende vert olive recoupe des carbonates en gros cristaux (jusqu'à 2 mm) et est associée à un carbonate clair en fins cristaux. L'encaissant carbonaté a peut-être été transformé car ces carbonates ont un aspect moiré (dolomite Fe ou ankérite ?). C'est la seule fois où l'on a observé la blende en association avec ce type de carbonate.

Ces observations tendraient à prouver que la blende verte serait le résultat d'une remobilisation.

2.1.6.3. Observations en section polie

Des cristaux de pyrite (jusqu'à 700 microns) sont fréquemment groupés en lits parallèles dans une blende massive marron vert contenant de nombreuses plages de galène (quelques microns).

Une plage de 350 microns de tétraédrite (Cu, Zn, Fe, S, Sb, révélés au M.E.B.) voisine avec quelques plages de briartite montrant des réflexions internes rouges inhabituelles. L'étude au M.E.B. indique une teneur en Zn largement supérieure à la teneur en Fe, confirmée par les résultats de l'analyse à la microsonde électronique (tableau 7).

Nous sommes donc en présence du pôle zincifère de la briartite (tableau 7), non encore décrit dans les Pyrénées, mais signalé à Kipushi, Zaïre (DE VOS et al., 1974).

La formule structurale, calculée sur la base de quatre atomes de soufre s'écrit, à partir de l'analyse 1 (tableau 7) :

Cu	(Zn	, Fe	) Ge	S
1,960	0,880	0,184	0,888	4

W. DE VOS et al. (1974) proposent la formule structurale suivante pour une briartite de Kipushi :

Cu	(Fe	, Zn	) Ge	S
1,99	0,68	0,36	0,85	4,10

2.1.7 Sarrat de Terre Arrouye (x = 415,60 y = 53,97 z = 2115 m)

Accès : traverser le torrent de l'Aguilla au niveau de l'oratoire situé sur le chemin menant de Héas à la Hourquette de Héas et prendre la trace qui mène à la cabane de Camplong. On croise le torrent du Sarrat de Terre Arrouye que l'on remontera sur quelques dizaines de mètres en appuyant sur la droite.

2.1.7.1. Observations de terrain

Au contact entre un calcaire blanc, riche en fragments de schistes (cf. 1ère partie), et un niveau de calcaire plus pur se localise un niveau de blende sombre, boudiné (nodules ovoïdes de 15 cm ou petits amas très allongés).

Les derniers mètres de la barre calcaire ont subi d'importantes déformations (plis très resserrés, "mélanges" de niveaux compétents en fragments dans les calcaires, ...). Il est toutefois possible d'observer des zones moins tectonisées où de fins lits de blende sont concordants avec la stratification marquée par des niveaux de schistes fins noirs, des calcaires noirs et des calcaires blancs,...) (fig. 47), ces lits minéralisés pouvant aussi contenir de la galène et de la calcite.

2.1.7.2. Observations en section polie

La blende rouge sombre, massive, ne contient que de rares cristaux de pyrite de quelques microns.

2.1.8. Les autres occurences

D'une manière générale, il est pratiquement toujours possible de découvrir de la blende dans les derniers mètres de la barre calcaire, qu'il s'agisse de "mouches" ou d'amas de quelques centimètres (les plus fréquents), de lits millimétriques à centimétriques concordants avec So-S1 ou d'amas plus complexes à minéralogie typique (les plus rares).

On constate donc que la blende est le sulfure dominant, et que la barytine est assez fréquente.

Nous avons décrit les principaux indices qui permettront de dresser un schéma des minéralisations de la barre calcaire.

Toutes les autres occurences étudiées (une trentaine) s'apparentent à celles décrites et ne montrent souvent que des amas centimétriques de blende, sauf à Barroude (x = 421,17 y = 53,30 z = 2180 m) où un grattage ancien a révélé une zone plus complexe (non étudiée) à blende-galène.

Il est fréquent d'observer, sur l'ensemble des affleurements, de petites structures sécantes, centimétriques, minéralisées en blende, présentes dans les zones à sulfures, traduisant de petites remobilisations. Une structure sécante beaucoup plus développée, décrite ci-après, est difficilement interprétable.

2.1.9. Montagne de Larrue (x = 414,10 y = 52,27 z = 2040 m)

Accès : peu aisé du fait des falaises qui encadrent le lac des Gloriettes. Le plus simple est de les contourner par le nord en trouvant un passage au dessus des granges de Gargantan et de suivre ensuite le sommet de la barre vers le sud ; on passera obligatoirement sur l'affleurement minéralisé.

2.1.9.1. Observations de terrain

La blende jaune rouge est associée à une zone fracturée N110 sécante sur l'enveloppe de la barre calcaire. Il a été impossible de localiser une surface So dans ce calcaire massif. La zone minéralisée se suit sur 50 à 60 m (peut- être plus mais l'accès est dangereux). La minéralisation forme des amas pouvant atteindre plusieurs dizaines de centimètres. Latéralement, existent d'autres amas de blende parfois associés à des traces de malachite.

2.1.9.2. Observations en section polie

Blende jaune marron cataclasée, avec de rares zones de recristallisation. Seuls de petits cristaux de pyrite (20-40 microns) ponctuent le fond homogène.

2.2. SYNTHESE MINERALOGIQUE

L'étude de 21 sections polies représentant 12 indices amènent les conclusions suivantes :

- la blende, fréquemment cataclasée, est le sulfure dominant ; sa teinte varie du rouge sombre au vert-olive ;

- la galène apparaît parfois dans la blende en fines plages mais peut être aussi massive (rare) ;

- la pyrite est le plus souvent automorphe (5 microns jusqu'à 1 cm) et partout présente, en proportions très variables ; elle est associée aux sulfures (surtout blende) mais peut former des lits de cristaux automorphes dans les calcaires ;

- la chalcopyrite n'a été observée qu'en traces dans la blende ;

- la pyrrhotite n'est apparue que dans une seule section polie (la Biasou : x = 412,42 y = 55,77 z = 1615 m) ;

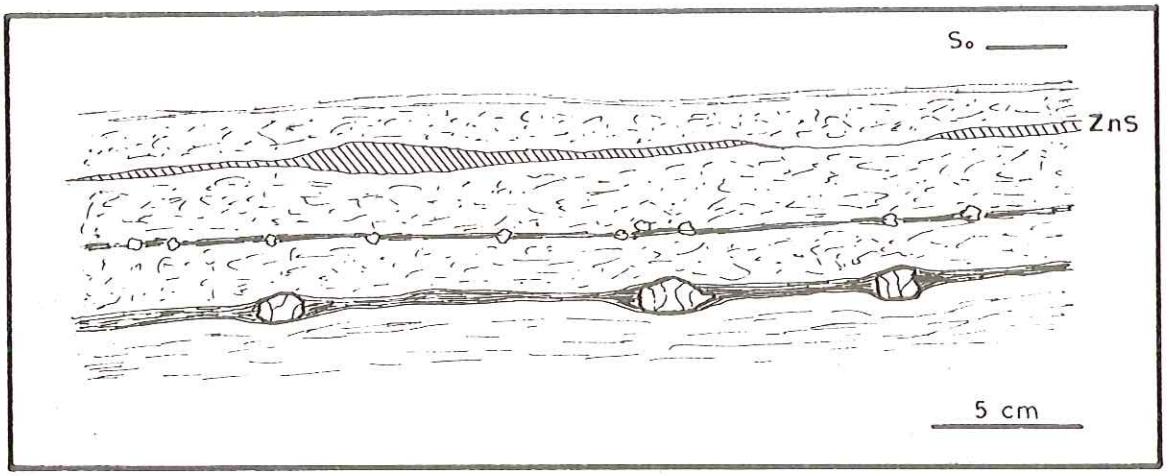


FIG.47- Niveau millimétrique de blende concordant avec des lits détritiques et schisteux dans les calcaires de barre du Dévonien inférieur (Sarrat de Terre Arrouye).

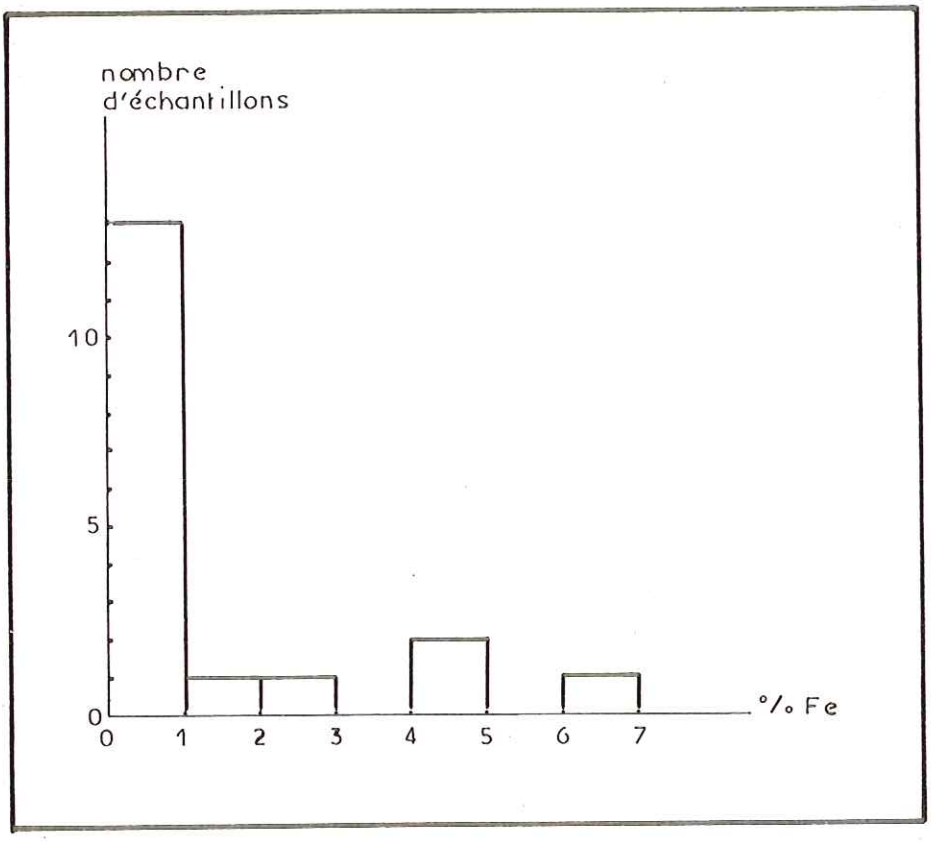


FIG.48- Teneurs en fer des blendes des minéralisations de la barre calcaire du Dévonien inférieur (% pondéraux).

- le cuivre gris du type tétraédrite argentifère est fréquent mais peu abondant ;

- la boulangérite est exceptionnelle ;

- les sulfures de germanium en traces dans la blende sont présents en fines inclusions dans 5 indices :

. la briartite est le plus fréquent et le pôle zincifère de cette dernière a été mis en évidence pour la première fois dans les Pyrénées (ouest des ruines de la Héche d'Or) ;

. la réniérite, signalée aussi pour la première fois dans les Pyrénées, est rare et associée à la briartite ; elle côtoie un minéral qui pourrait être un équivalent germanifère de la colusite ;

- l'étain s'exprime sous forme de köstérite (Ayruès(1)) et remplace parfois la blende (photo 5) ;

- la barytine est fréquente et souvent cataclasée ;

- la fluorine a été observée sur deux affleurements ;

2.3. ETUDE DES SULFURES A LA MICROSONDE ELECTRONIQUE

2.3.1. Conditions expérimentales

L'utilisation d'une microsonde CAMEBAX (service commun : Université - B.R.G.M. - C.N.R.S., analyste M. TALLET), a permis de préciser la composition des blendes (éléments programmés : Zn, Se, S, Fe, Ge, Cd, Mn, Ga, In, Cu, Ag) et des galènes (éléments programmés : Co, As, Ni, Se, Pb, Sb, Bi, Ag) ; le temps de comptage retenu a été de 10 secondes.

2.3.2. Les blendes

68 points d'analyses représentant 11 indices n'ont révélé que la présence de Fe et Cd, ce dernier élément pouvant même être absent.

La figure 48 indique les pourcentages pondéraux en Fe ; les teneurs varient de quelques centaines de ppm à 6,3 % mais 75 % des résultats sont inférieurs à 1 %. Ces teneurs sont homogènes à l'échelle de l'échantillon mais parfois très différentes au niveau de l'indice.

La pyrite est présente dans tous les échantillons et l'unique blende à pyrrhotite est caractérisée par la plus forte concentration en fer (6,3 %).

On notera que les sulfures de Ge et de Sn sont présents dans les blendes contenant moins de 0,7 % de fer.

De plus, il n'y a pas de relation directe entre la couleur et la teneur en fer. La blende vert olive et la blende rouge du

Plateau d'Alans contiennent toutes les deux 0,20 % de Fe, alors que la blende rouge sombre du Sarrat de Terre Arrouye n'en contient que 0,47 % ; une blende plus claire du Turon de Gèdre titre 4,2 % de Fe.

Les teneurs en Cd sont groupées entre 600 et 2500 ppm avec 3 valeurs dépassant 3000 ppm, mais 21 points d'analyses restent sans traces de cadmium. Aucune corrélation avec le fer n'a été mise en évidence. Les résultats sont en accord avec ceux obtenus par E. OUDIN (1979).

2.3.3. La galène

Aucun élément autre que Pb et S n'a été décelé.

2.4. SYNTHESE

Trois faciès minéralisés peuvent être distingués :

- zones complexes de quelques mètres de puissance, sécantes sur les calcaires, peu nombreuses et limitées, souvent riches en silice et montrant la paragenèse la plus complète.

Les concentrations les plus importantes en galène s'y observent sous forme d'amas centimétriques à décimétriques.

La barytine est en général présente au sommet des zones siliceuses sous forme de lentilles parfois métriques et peut englober des amas centimétriques à décimétriques de fluorine grise.

La pyrite et la blende forment de petites plages (jusqu'à 1 cm) disséminées surtout dans la silice. Ces deux sulfures peuvent être mieux exprimés et forment alors de courts rubans dans la zone de mélange calcaire-silice.

D'une manière générale, la barytine ne contient pas de sulfures alors que la fluorine montre de petites inclusions de galène.

- Latéralement à ces zones, sur quelques mètres, la minéralisation devient plus ou moins stratiforme. De fins lits (jusqu'à 2 cm) de blende, de fluorine ou de galène apparaissent alors en concordance avec le rubanement des calcaires. La barytine, quant à elle, peut former des bancs d'un mètre de puissance pouvant se suivre sur plusieurs dizaines de mètres. De petits niveaux de silice grisâtre rappelant des cherts recristallisés sont encore présents.

- Plus loin, à partir de quelques centaines de mètres, seules barytine (bancs de 5 cm à 1 m) et blende (lits de 1 mm à 5 cm) subsistent. L'aspect concordant avec So est de plus en plus marqué.

En s'éloignant encore plus des zones complexes, seule la blende apparaît en amas difformes centimétriques ou en fins lits de quelques millimètres visibles sur quelques dizaines de mètres.

La pyrite suit le comportement de la blende et peut former des lits de cristaux automorphes parallèles aux lits des autres sulfures. Souvent, loin des minéralisations, on ne trouve que de petits lits de pyrite.

Si l'essentiel de la minéralisation se trouve concentré dans les derniers mètres de la barre calcaire, on remarque que verticalement, autour des zones complexes siliceuses, de fines lamines de blende peuvent s'observer de la base jusqu'au sommet de la barre et de façon très dispersée dans les calcaires.

De l'étude des lames minces et des sections polies, il ressort que :

- aucune gangue (sauf la silice dans les zones complexes) n'accompagne les sulfures et les sulfates ;

- la blende, pauvre en fer, est le sulfure dominant et contient de rares sulfures à Ge et Sn (réniérite et köstérite) ; la chalcopyrite est rare et la pyrrhotite exceptionnelle ; le cuivre gris est du type tétraédrite argentifère.

Dans la barre calcaire, encaissant des minéralisations, deux faciès traduisent l'existence de domaines à sédimentation différente (à l'échelle de quelques centaines de mètres) dont les limites n'ont pu être précisées :

- calcaires clairs, massifs, riches en encrines ;

- calcaires finement rubanés à lits clairs (calcite) et lits sombres riches en matière organique et minéraux néoformés (feldspaths K, plagioclases, micas,...). De rares niveaux schisteux centimétriques y ont parfois été observés.

Les faciès sombres résultent d'apports riches en argiles et matière organique se mêlant à une sédimentation carbonatée, l'ensemble se déposant dans des zones plus profondes par rapport aux calcaires clairs riches en encrines.

Le milieu de dépôt correspondrait alors à une plate-forme carbonatée instable avec vraisemblablement existence de failles synsédimentaires orientées N110°. En effet, si on relie des affleurements de même nature (Gèdre - Ayruès et plateau d'Alans-Estaubé), on constate que les deux directions suivent un axe N110°.

En résumé, nous pouvons envisager un apport de métaux en liaison avec des failles synsédimentaires. Ces accidents seraient repérés par des amas siliceux complexes à galène, barytine, fluorine et blende. Une zonalité de dépôt des sulfures et sulfates par rapport à ces zones a été mise en évidence. Le caractère concordant avec la stratification s'affirme plus on s'éloigne des structures d'apport. Ces dernières expliquent

vraisemblablement les deux faciès calcaires qui alternent sur quelques centaines de mètres.
Cependant, on n'observe pas d'altération hydrothermale caractérisant une zone de griffon, comme c'est parfois le cas pour d'autres gisements stratiformes des Pyrénées (communication orale, G. POUIT).

L'existence de fins lits de blende sur toute la puissance de la barre calcaire, dans les zones complexes, ainsi qu'une anomalie en baryum, montrent que le système probable d'apport a fonctionné durant toute la période de dépôt de ces calcaires.

Enfin, les déformations (surtout alpines) ayant affecté les calcaires n'ont a priori pas trop modifié le faciès des minéralisations. Les phénomènes les plus marquants sont un boudinage et des glissements bancs sur bancs qui ont surtout provoqué une mylonitisation des niveaux stratiformes à barytine. La remobilisation des sulfures est très limitée et l'ensemble garde un caractère stratiforme synsédimentaire marqué, parallèle à l'enveloppe générale de la barre calcaire.

3. DANS LA BASE DE LA SERIE ALTERNANTE SUPERIEURE

3.1. OBSERVATIONS DE TERRAIN

Peu nombreuses, ces minéralisations s'observent uniquement dans les premiers mètres au dessus de la barre calcaire. Deux faciès ont été échantillonnés sur deux affleurements.

3.1.1. Les calcaires noirs (Sarrat de Terre Arrouye : x = 415,67 y = 54,03 z = 2150 m)

Accès : même zone que pour les minéralisations stratiformes.

Calcaires très fins, non orientés, à cristaux millimétriques de pyrite.

3.1.2. Les siltites noires (Torrent des Cours : x = 411,72 y = 57,46 z : 1540 m)

Accès : prendre le chemin qui mène aux granges de Cours, puis rejoindre la grange qui se trouve le plus au nord. L'affleurement se trouve sous cette dernière.

Le faciès de ces siltites est identique à celui observé à la base du Dévonien inférieur. La roche noire, fine et compacte est caractérisée par de nombreuses plages de pyrrhotite allongées suivant So∩S1.

3.2. OBSERVATIONS EN SECTION POLIE

3.2.1. Les calcaires noirs

Des cristaux de pyrite de quelques microns jusqu'à 2 mm contiennent de fréquentes inclusions de carbonates. A l'intérieur des cristaux, des formes framboïdales peuvent rappeler des pyritosphères. Le rutile en fines baguettes est accessoire.

3.2.2. Les siltites noires

De fréquentes plages de pyrrhotite (jusqu'à 1 mm) s'orientent dans une schistosité (So-S1) et contiennent de rares plages de chalcopyrite (jusqu'à 80 microns), cette dernière pouvant aussi être isolée dans la gangue.

La blende, rare, en plages de 20 à 30 microns, est presque toujours liée à de la chalcopyrite et localisée dans la pyrrhotite. La présence d'une plage de cobaltite accolée à de la pyrrhotite a été précisée au M.E.B.

Comme dans les siltites de base, de nombreux minéraux titanés (sphène et rutile), ainsi que des lamelles de graphitoïdes (20 à 100 microns), ponctuent la roche sans montrer d'orientation particulière.

La teneur en fer de la blende est voisine de 8,15 % mais peu d'analyses ont été réalisées du fait de la rareté et de la finesse des plages.

3.3. CONCLUSION

Les siltites de la série alternante montrent une minéralogie, des textures ainsi que des associations de sulfures identiques aux siltites de base ou de la série rubanée. On peut envisager des récurrences de sédiments argileux riches en matière organique, à la base du Dévonien moyen, phénomène déjà constaté lors de l'étude de la barre calcaire.

4. BILAN DES CARACTERES GENERAUX DES MINERALISATIONS DU DEVONIEN INFERIEUR A MOYEN

Quatre unités stratigraphiques caractérisent cette période. Au-dessus du Silurien, on distingue successivement :

- la série de base composée de siltites massives ;

- la série rubanée à succession de siltites noires et de niveaux plus carbonatés ;

- la barre calcaire (Emsien ?) ;

- la série alternante (Eifélien ?) composée de siltites noires et de calcaires noirs vers la base, devenant plus gréseuse vers le sommet.

Dans cet ensemble, nous avons mis en évidence trois types de minéralisations :

- Des sulfures disséminés (pyrrhotite - pyrite - chalcopyrite - blende) dans les siltites noires encadrant la barre calcaire. Le faciès observé est toujours le même, à savoir des plages de sulfures, de tailles souvent inférieures au millimètre, dispersées dans une roche noire, massive. Cette minéralisation est présente sur l'ensemble des formations.

- Des amas stratiformes de sulfures à blende dominante et à barytine. Le caractère stratiforme s'affirme en s'éloignant de zones complexes à silice - galène - barytine - blende (fluorine) et pyrite. Latéralement, seules barytine et blende sont observées sous forme de niveaux concordants centimétriques à métriques, et ensuite, seule la blende est visible en fins niveaux parallèles à la stratification dans les zones les plus éloignées. Cette minéralisation est surtout présente vers le sommet de la barre calcaire, mais peut apparaître plus discrètement et de façon localisée dans la barre calcaire.

La zonalité des dépôts par rapport aux zones complexes est évidente. On doit alors envisager l'existence de zones d'apport du stock métallique. Il se pourrait qu'il ait existé des failles synsédimentaires orientées N110 ayant permis cet apport, mais aucun argument de terrain ne permet de préciser cette hypothèse, qui n'est pas non plus confirmée par la présence d'une altération hydrothermale.

- Des minéralisations à quartz, dolomie ferrifère, ankérite, silicates et barytine.

Au sommet de la barre calcaire, se produit une importante silicification au contact de la série alternante, et à l'intérieur de la barre, des zones de métasomatose Fe-Mg progressent dans les calcaires avec présence sécante de produit argileux et de chlorite. Enfin, la mise en place de filonnets de barytine est tardive bien qu'associée parfois aux derniers carbonates.

L'épisode cassant permettant la circulation de fluides pourrait prendre place dans un contexte cisaillant tardi-hercynien.

En résumé, nous avons montré l'existence de minéralisations synsédimentaires dévoniennes à caractère stratiforme marqué et de minéralisations sécantes, vraisemblablement tardi-hercyniennes.

Dans la troisième partie, nous tenterons une comparaison avec d'autres minéralisations à l'échelle de la chaîne et dans le monde.

CHAPITRE II

LES MINERALISATIONS SECANTES SUR LA BARRE CALCAIRE

1. GENERALITES

Des transformations métasomatiques affectent par endroits la barre calcaire à partir de fractures très souvent verticales et conduisent à la formation, soit de grandes masses de carbonates ocre (dolomite ferrifère et ankérite) aux contours irréguliers, bien visibles dans les falaises de Troumouse ou des Gloriettes, soit à des remplacements plus localisés parfois uniquement visibles au fond d'un torrent. C'est principalement ce dernier type que nous avons étudié dans la vallée d'Estaubé.

Des filonnets de barytine (jusqu'à 10 cm), fine ou d'aspect "Karstique", sont l'expression des dernières phases minéralisantes.

Nous aborderons aussi le problème de la "carapace" de quartz blanc laiteux, très souvent visible au sommet de la barre calcaire, mais pouvant être aussi présente dans les premiers mètres de la série alternante sus-jacente ou au sein des calcaires de la barre. Aucune minéralisation n'est directement associée à ce quartz qui apparaît dans les zones de calcaires minéralisés ou non.

2. LES FILONS ET ZONES DE METASOMATOSE A QUARTZ, CARBONATES FERRIFERES, SULFURES, SILICATES ET BARYTINE

2.1. RIVE GAUCHE DU GAVE D'ESTAUBE (x = 412,00 y = 49, 80-50, 20 z = 2000-2050 m)

Accès : à partir des Gloriettes, prendre le chemin de la Hourquette d'Alans. Lorsqu'on commence à franchir la barre calcaire après la cabane d'Estaubé, monter dans la pente à droite pour atteindre les falaises calcaires.

2.1.1. Observations de terrain

De nombreuses observations peuvent être faites entre les Tantes et le ruisseau de la Hèche d'Or. Nous décrirons les structures observées du sud au nord.

2.1.1.1. Zone du ruisseau de Pouey Arrabi

Au sommet des calcaires apparaît une "croûte" de quartz blanc laiteux de plusieurs mètres d'épaisseur contenant des reliques de calcaire noir dont une a montré un petit niveau de blende. Dans le quartz, des carbonates oxydés (carbonates ferrifères) ainsi que de petits amas jaune vert au toucher soyeux remplissent des géodes et des fissures.

Sous cette zone, dans le torrent, le calcaire est recoupé par de nombreux filonnets de quartz blanc à cristallisation centripète, impliquant une ouverture des fissures (mm jusqu'à 10 cm), avec dépôt ultérieur de carbonates ferrifères et calcite. Le quartz apparaît aussi dans des cavités plus irrégulières (fig.49) et des filonnets à carbonates ferrifères, calcite et barytine sont aussi sécants sur les calcaires (fig. 50). Quelques sulfures (pyrite et chalcopyrite) sont associés aux carbonates ferrifères et à la calcite. L'ensemble est très légèrement déformé.

Dans la série alternante (au dessus de la barre calcaire), on retrouve une fissuration très discrète. Le quartz laiteux est présent dans des fissures millimétriques et un filonnet de 10 cm nous a montré un remplissage de calcite blanche en gros cristaux, entre des épontes de barytine.

2.1.1.2. Torrent au nord du torrent de Pouey Arrabi

La "carapace" de quelques mètres de quartz blanc laiteux contient ici de nombreuses reliques de calcaires, recoupées par des filonnets de quartz à croissance centripète ainsi que, vers le haut, des fragments de roches de la série alternante. Ces observations indiquent l'existence d'une silicification au contact des deux séries, celle-ci concernant beaucoup plus les calcaires que les roches siliceuses (quartzites et schistes) de la série supérieure.

Dans la même zone, de nombreux filonnets millimétriques à centimétriques de barytine recoupent les calcaires et le quartz. La barytine est le plus souvent seule mais peut aussi occuper le centre de filonnets géodiques de quartz.

Une zone bréchique, atteignant 40 cm de puissance, est sécante sur la "carapace" quartzeuse et les fragments de quartz (jusqu'à 10 cm) sont cimentés par des carbonates ferrifères. Une autre phase à carbonates ferrifères, beaucoup plus discrète, semble recouper le quartz et la barytine.

Plus on monte vers le sommet de la barre calcaire, plus les phénomènes observés vers le bas prennent de l'importance, la silicification s'organisant et formant un niveau régulier au sommet. A la base de la "carapace" de quartz, de fréquents placages de barytine et de calcite en gros cristaux sont observés.

2.1.1.3. Petite gorge au nord de la cabane en ruine

Dans le torrent entaillant la barre calcaire, apparaît une magnifique zone bréchique de direction N80, puissante d'1 m en moyenne et recoupant nettement la stratification. L'ensemble est bien visible sur quelques dizaines de mètres (fig. 51 a et b).

La succession des phénomènes observés est la suivante :

- phase de fracturation, bréchification des calcaires dans un couloir d'1 m de large ;

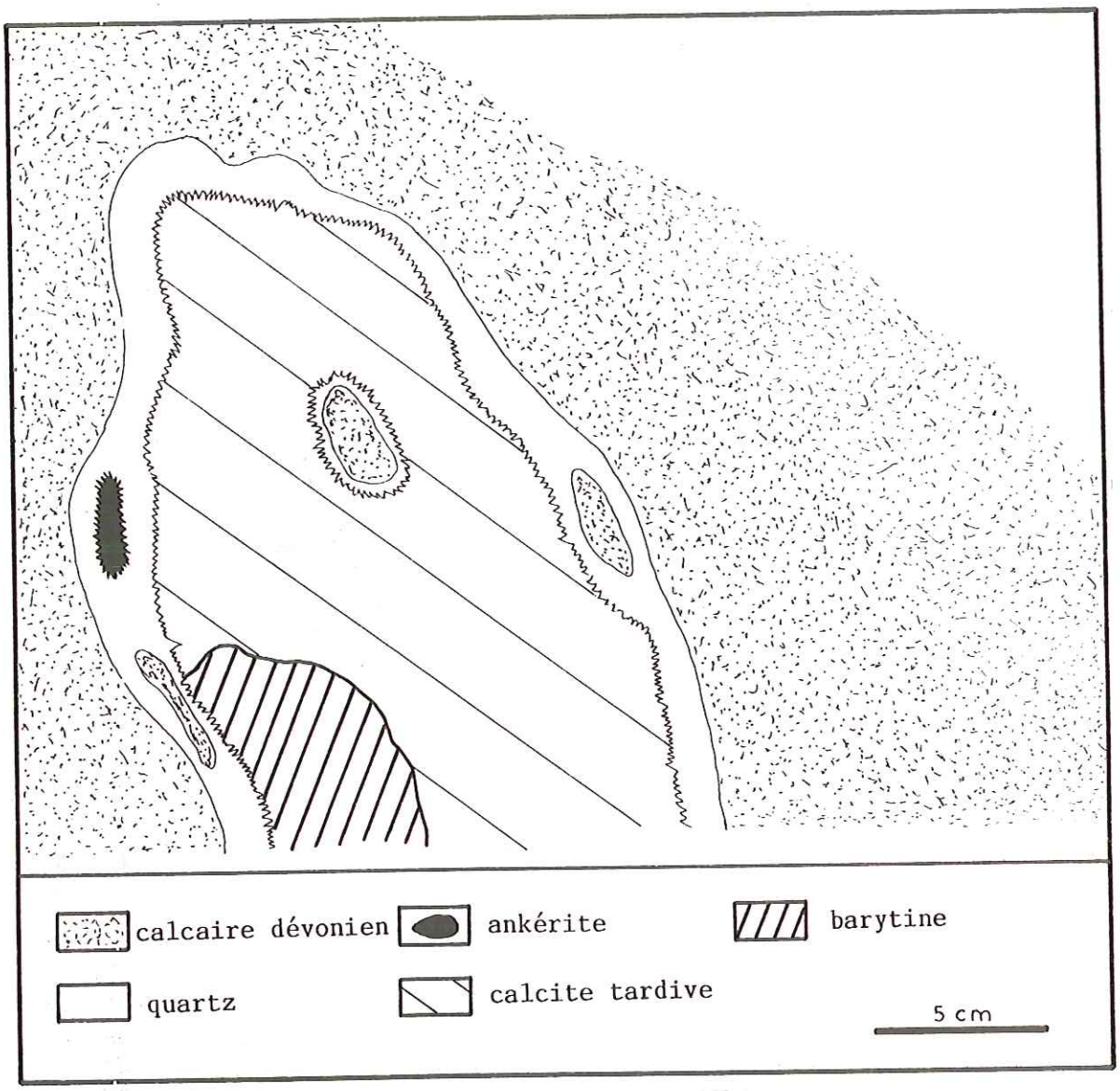


FIG.49- Transformations à quartz, ankérite, calcite et barytine dans la barre calcaire du Dévonien inférieur (Estaubé gauche, zone du ruisseau de Pouey Arrabi).

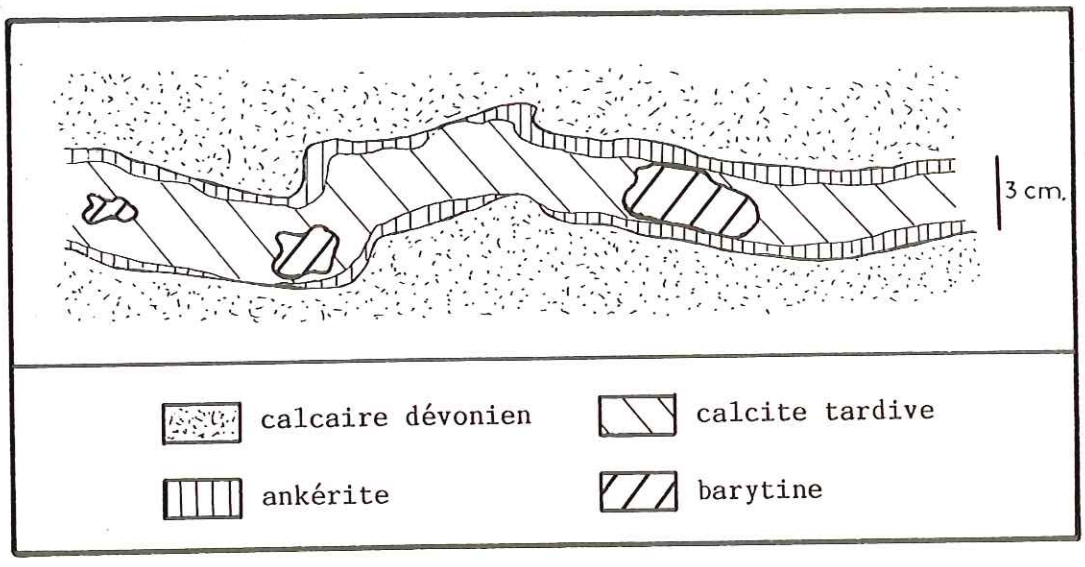


FIG.50- Filonnet à ankérite, calcite et barytine dans la barre calcaire du Dévonien inférieur (Estaubé gauche, zone du ruisseau de Pouey Arrabi).

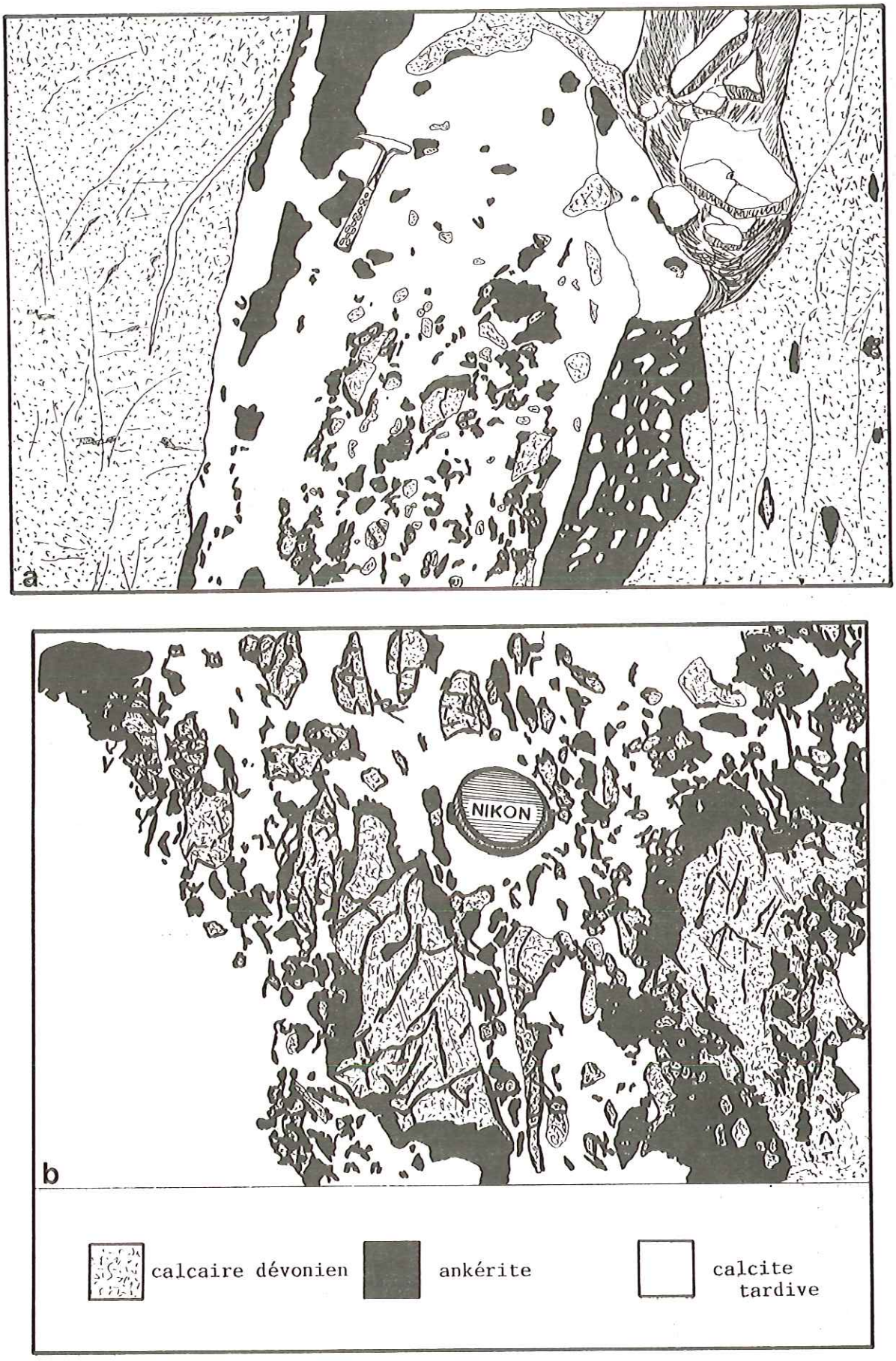


FIG.51- Zone bréchique recoupant la barre calcaire (Estaubé gauche):
a) vue de loin
b) vue rapprochée permettant de comprendre les relations entre les différentes phases

- cimentation de cette brèche par un carbonate ferrifère (à patine ocre marron) ;

- phase de reprise avec peut-être élargissement de la zone broyée ;

- cimentation par une calcite blanche en gros cristaux (jusqu'à 2 cm).

Le carbonate ferrifère se trouve en placages aux épontes, en amas isolés dans la calcite, en encroûtement sur des éléments de calcaire ou en fins treillis dans ces derniers.

La succession minéralogique est donc identique à celle notée précédemment.

Vers le haut de cette zone, la calcite se localise surtout dans des filonnets de directions très variées, assimilables à un stockwerk, et de la barytine s'y associe.

2.1.1.4. Au sud du ruisseau de la Hèche d'Or

Dans la "carapace" quartzeuse, des fissures sont tapissées d'enduits d'azurite et de malachite. De la barytine tardive se plaque sur la limite inférieure de la zone silicifiée (fig. 52).

2.1.1.5. Zone de l'indice de la montagne de Larrue

Nous sommes maintenant à 1,5 km au nord du secteur que nous venons d'étudier et au niveau de minéralisations décrites dans la deuxième partie.

Le quartz blanc laiteux, moins développé est toujours présent. Un amas de 3 m x 1 m de carbonates, apparaissant dans le fond d'un torrent, est constitué par des carbonates ferrifères et pour une moindre part par une calcite en gros rhomboèdres (jusqu'à 2 cm). La chalcopyrite est fréquente sous forme de plages millimétriques disséminées surtout dans la calcite et de la pyrite lui est associée. Tout autour de cette zone, les calcaires dévoniens sont fortement recristallisés.

2.1.2. Observations en lame mince

- Le quartz blanc laiteux : des zones grises correspondent à des reliques de carbonates dont de très nombreuses et fines inclusions sont visibles dans les plages de quartz. La couleur grise est due à la présence d'opaques (pyrite, matière organique) qui se trouvaient dans le calcaire.

Les plages de quartz ont des tailles très différentes, les plus fines correspondant aux zones grises ; l'aspect "sale" des quartz y est typique. Dans d'autres parties, les plages sont mieux développées et on observe même des géodes bordées par des cristaux automorphes millimétriques.

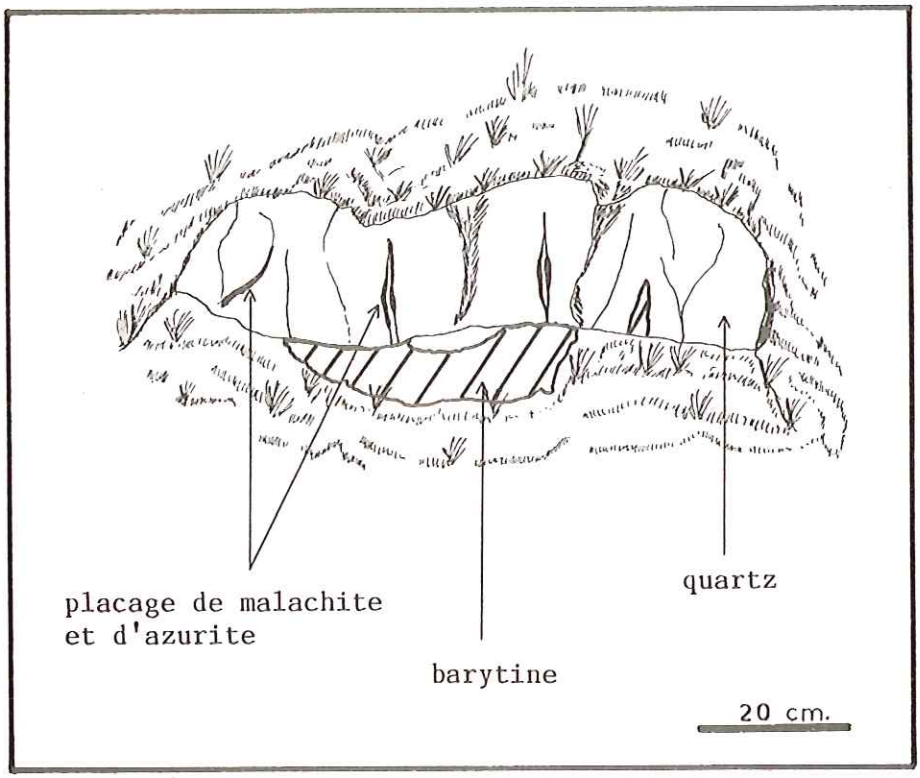


FIG.52- "Carapace" de quartz blanc laiteux avec azurite-malachite en fissures et placages de barytine, au sommet de la barre calcaire (Estaubé gauche, sud du ruisseau de la Hèche d'Or).

D'une manière générale, les plages de quartz ne sont pas engrenées.

Une fissuration du quartz facilite la mise en place de carbonates ferrifères qui remplissent les géodes. Une phase plus discrète à carbonates plus clairs recoupe l'ensemble. Enfin, les fissures à carbonates sont décalées par des filonnets le long desquels se développent des amas millimétriques à centimétriques de minéraux très fins, polarisant dans les gris du premier ordre (chlorites, argiles ?).

Dans d'autres lames, certaines textures dans la masse siliceuse rappellent des grès silicifiés (fantômes de grains) et parfois des "cherts", par la texture engrenée des fines plages de silice.

L'existence de grès a déjà été signalée à Ayruès et nous en avons découvert dans les calcaires de la vallée d'Estaubé. D'autre part, une sortie en vallée d'Ossoue (à l'ouest de Gavarnie, en direction du Vignemale) a permis d'observer des amas importants de quartz blanc dans lesquels une texture gréseuse était encore visible.

Les faciès de cherts sont beaucoup plus rares et ont été notés à Gèdre dans la barytine et plus rarement à Ayruès.

Il est probable qu'un niveau gréseux a existé au sommet des calcaires, mais dans ce cas, il était très irrégulier et nous ne l'avons jamais observé non transformé.

- Transformations dans les calcaires dévoniens :

. silicification de deux types :

* grains subautomorphes de quartz contenant des auréoles d'inclusions de calcite ;

* silice microcristalline formant le fond de la roche.

Ces deux transformations sont bien visibles dans de petits niveaux au sein des calcaires, mais si elles sont complètes, on atteint les faciès de la "carapace" quartzeuse.

D'une manière générale, le quartz se développe en rosettes ou en lanières à partir de très fines plages. La taille des quartz est de plus en plus importante (jusqu'à 2 mm) et ceux-ci prennent des contours de plus en plus automorphes.

Des filonnets de quartz en peigne recoupent fréquemment l'ensemble.

. Carbonates ferrifères et calcite

Au microscope, les deux types sont bien repérés. Le premier est caractérisé par des oxydes de fer qui jalonnent clivages et fissures. Le second, beaucoup plus clair, apparaît en rhomboèdres mieux exprimés. Le deuxième carbonate est postérieur

au premier et lui est presque toujours associé. Le carbonate ferrifère, parfois zoné, montre souvent une bordure plus claire.

Des lamelles et des rosettes de chlorite vert olive (jusqu'à 1 mm) sont liées au second carbonate lorsque celui-ci apparaît en filonnet, mais peuvent aussi exister dans des fissures du calcaire dévonien.

2.1.3. Observations en section polie

Une section polie, réalisée dans le carbonate blanc tardif, contient de nombreux cristaux automorphes à subautomorphes de pyrite (20 microns jusqu'à 2 mm), ainsi que de fréquentes plages de chalcopyrite (jusqu'à 400 microns) moulant parfois la pyrite, mais le plus souvent présente aux joints de grains des carbonates. Quelques baguettes de rutile ont été observées dans ces derniers.

2.2. RIVE DROITE DU GAVE D'ESTAUBE (x = 412,72 y = 51,98 z=1915 m)

Accès : passer la passerelle de la cabane d'Estaubé et remonter le ruisseau de Coste de Baque jusqu'au contact avec la série alternante.

2.2.1. Observations de terrain

Juste sous le contact de la série alternante et de la barre calcaire, des phénomènes métasomatiques se développent à partir de fractures N100-110, verticales, transformant ainsi le calcaire dévonien en amas décamétriques de carbonates ferrifères dont la limite est très irrégulière.

Ces fractures se poursuivent dans la série supérieure, mais seuls de petits filonnets à carbonates ferrifères sont visibles, car la nature siliceuse des formations n'a pas permis l'expression de phénomènes métasomatiques.

Les transformations aboutissent à différents types de dolomies, voire de dolomies ferrifères ou d'ankérite :

- grossières, grises, très compactes ;
- fines, grises, très compactes ;
- fines, jaunâtres, très compactes ;
- zébrées ;
- jaunâtres, en lanières (fig. 53) ; ce faciès peut se rapprocher d'un type brèche hydraulique ;
- jaunâtres, massives, en gros cristaux, formant l'essentiel des transformations.

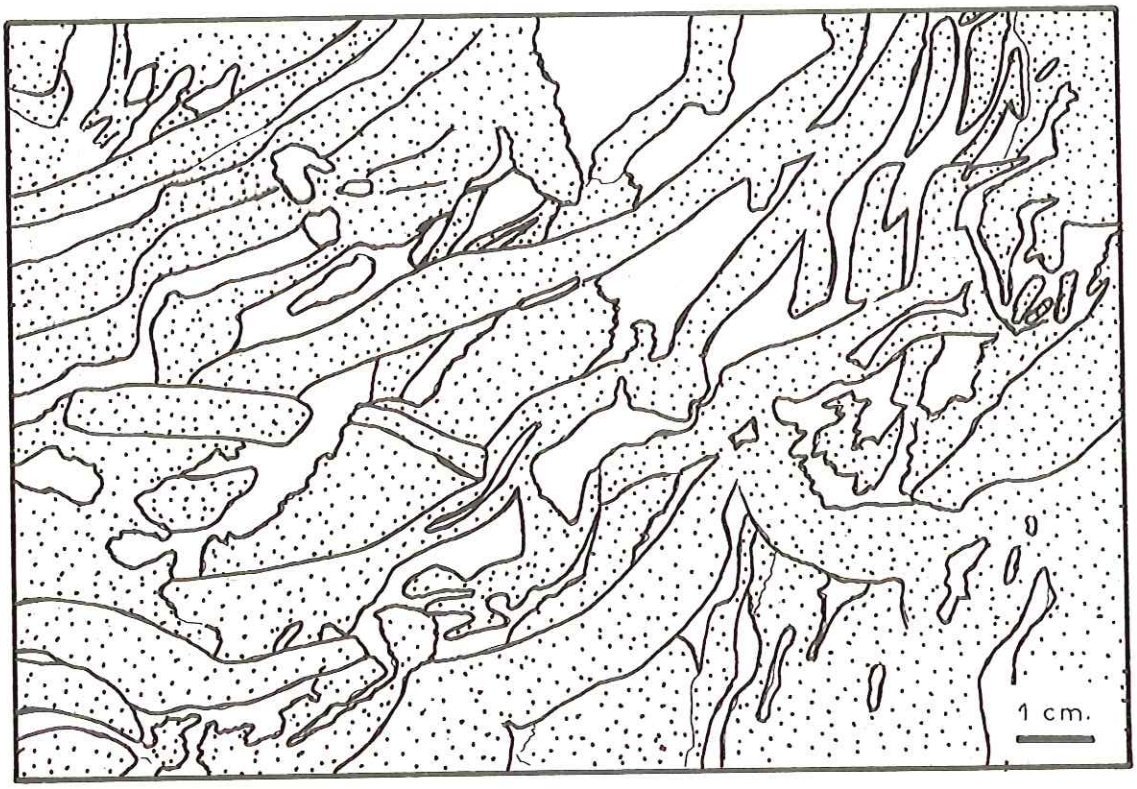


FIG.53- Ankéritisation en lanières des calcaires de la barre (Estaubé rive droite).

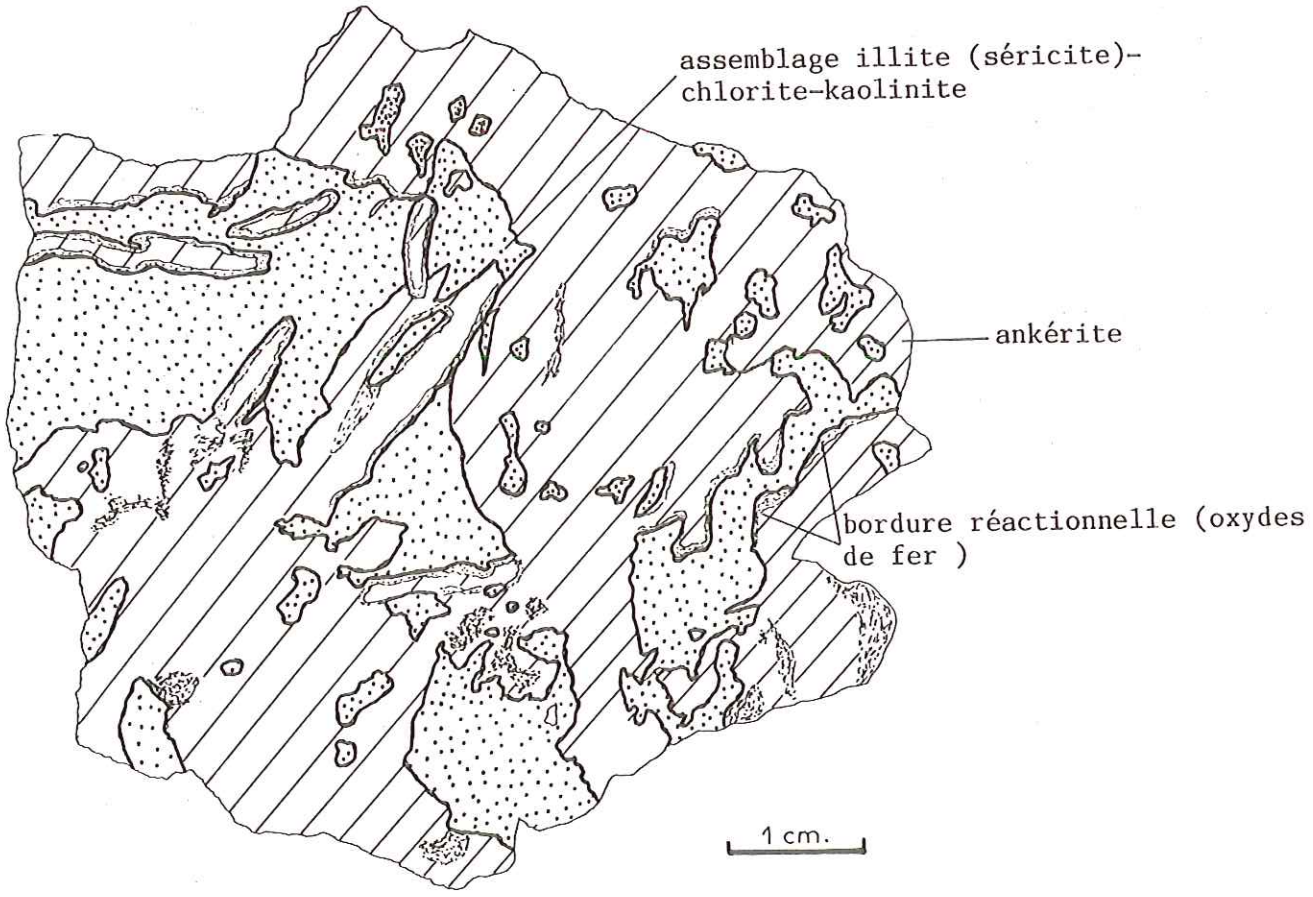


FIG.54- Carbonates ferrifères cimentés par un produit fin, vert-sombre, soyeux (Estaubé rive droite).

Les quatre premiers types s'observent le plus souvent d'une façon plus ou moins pénéconcordante dans les calcaires.

La dernière phase apparaissant dans ces zones de transformation est très particulière. On observe une bréchification des carbonates et un produit cryptocristallin vert olive, au toucher soyeux, cimente l'ensemble (fig. 54). Ce dernier apparaît en masses pouvant atteindre 10 à 20 cm et est présent dans l'ensemble de la zone transformée. Des plages beaucoup plus petites ont aussi été observées dans les autres types de dolomies. La bordure des carbonates en contact avec ce produit fin est soulignée par de nombreux oxydes de fer résultant probablement d'une oxydation lors de la mise en place de cette dernière phase (fig. 54).

Vers la passerelle de la cabane d'Estaubé, un alignement de blocs de quartz blanc (direction N65) recoupe les calcaires. La puissance de ce "filon" varie de 1 à 30 cm et des carbonates ferrifères remplissent les géodes de ce quartz.

De l'autre côté de la passerelle, deux filonnets de barytine blanche, fine, recoupent les calcaires suivant une direction N90. Leur puissance est au maximum de 10 cm et ils affleurent sur 80 m en direction du sentier du Parc National.

2.2.2. Observations en lame mince

Dolomie grise compacte : cristaux de dolomite (1 à 2 mm) dont la taille diminue lorsqu'on s'éloigne des fissures recoupant le calcaire. Près des fractures, il existe des plages millimétriques, verdâtres, constitués de très fins micas, dont la taille diminue de la même façon que celle des carbonates. Ces plages ont un aspect sécant sur ces derniers et provoquent l'apparition de grains d'oxydes de fer dans la bordure des carbonates.

Carbonates ferrifères bréchifiés et cimentés par un produit vert soyeux : les plages vertes sont composées de deux phases très fines. Une multitude de très fines lamelles d'apparence micacée, polarisant dans le début du deuxième ordre, se répartissent dans un fond cryptocristallin dont les teintes de polarisation appartiennent au gris du premier ordre.

Une étude aux rayons X réalisée au B.R.G.M. (lame normale, glycollée et chauffée) montre que ces amas sont constitués à 75 % d'illite (muscovite) (la couleur et le toucher onctueux tendraient à prouver qu'il s'agit d'illite), de 20 % de kaolinite et de chlorite (5%) (fig. 55).

Filonnet de quartz (fig. 56) : sécant sur un calcaire recristallisé (plages de 0,5 mm), le quartz s'est développé de façon centripète dans une fissure à partir de très fines plages. Postérieurement, des carbonates ferrifères se sont mis en place et ont recouvert les cristaux de quartz fréquemment automorphes. Enfin, de la calcite en grandes plages et à nombreuses macles mécaniques se localise au centre du filonnet, mais aussi parfois entre quartz et carbonates ferrifères.

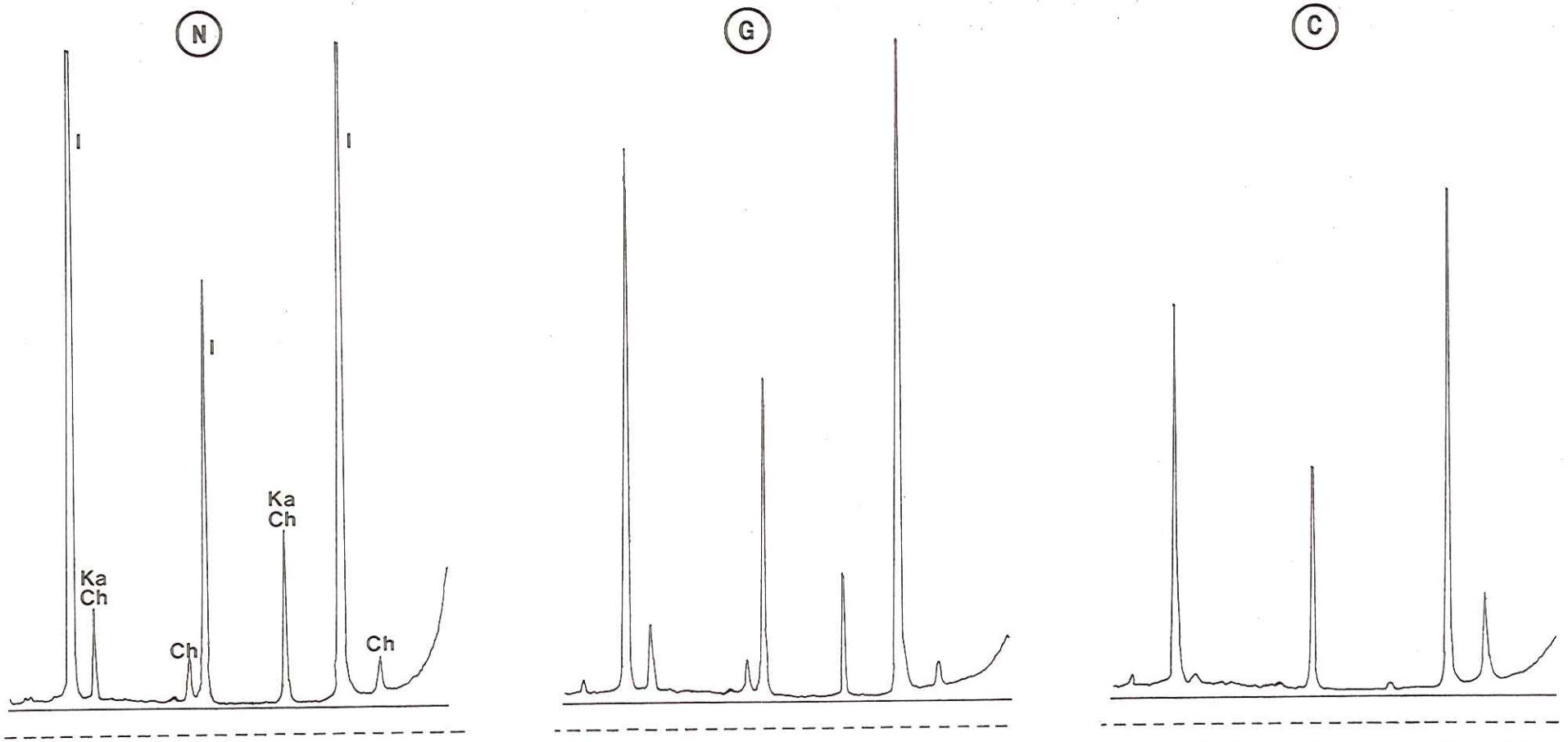


FIG.55- Diagramme de diffraction du produit fin, vert-sombre, soyeux: assemblage à illite-chlorite-kaolinite (N:lame normale; G:lame glycollée; C:lame chauffée).

	Angle(deg.)	D space	I/Imax.(%)
1	7.2925	14.0650	3.68
2	10.3100	9.9552	100.00
3	14.5700	7.0540	18.74
4	20.6700	4.9859	46.24
5	21.9125	4.7063	4.84
6	23.1250	4.4627	0.33
7	29.3325	3.5329	10.39
8	31.1950	3.3267	76.41
9	34.3625	3.0281	0.47
10	34.8850	2.9841	0.45

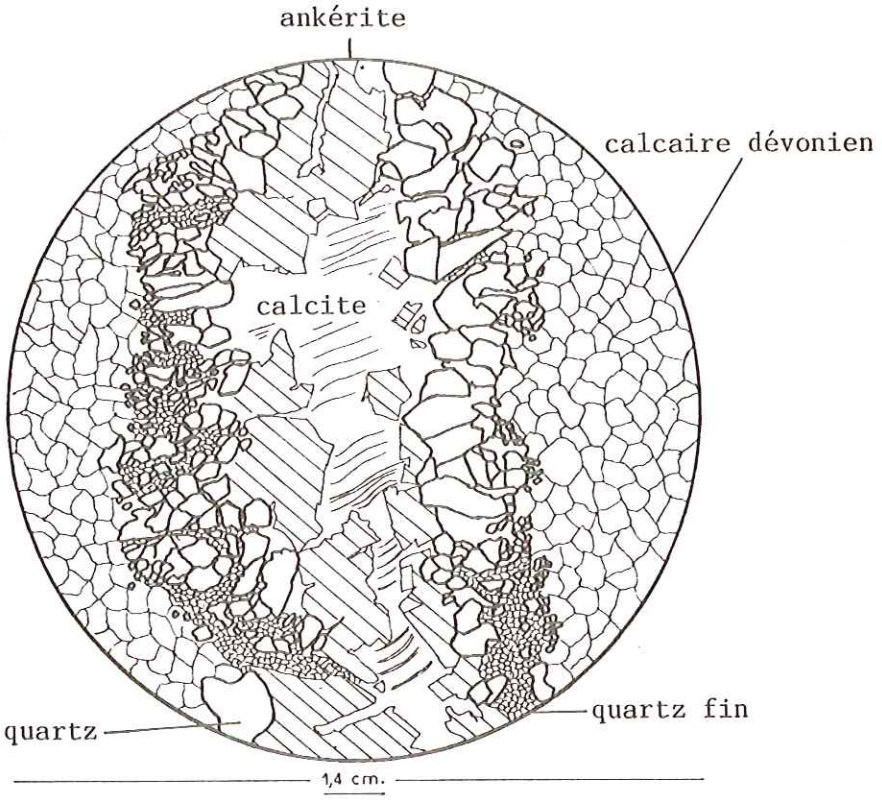


FIG.56- Filonnet à quartz-ankérite-calcite recoupant les calcaires de la barre (Estaubé rive droite).

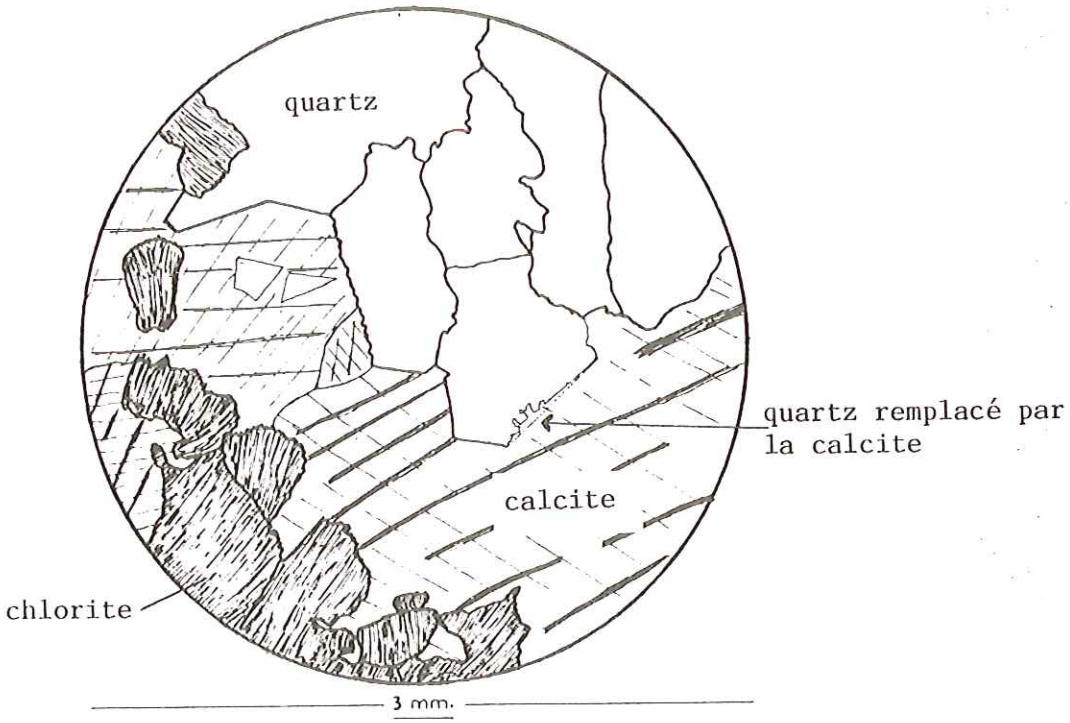


FIG.57- Cristal de quartz blanc laiteux filonien remplacé sur sa bordure par de la calcite (flanc sud-ouest de la montagne des Aguillous).

L'ensemble est repris par une schistosité qui tronçonne les épontes de quartz et gondole les macles mécaniques de la calcite.

Barytine : fond de très fines plages à contours peu engrenés mais à extinction roulante, contenant des yeux monocristallins de barytine (jusqu'à 5 mm). La barytine est parfois transposée dans une schistosité sur les bords du filonnet.

2.3. AUTRES AFFLEUREMENTS A QUARTZ BLANC LAITEUX ET CARBONATES FERRIFERES

2.3.1. Flanc sud-ouest de la Montagne des Aquillous (x = 417,70 y = 52,75 z = 2420-2450 m)

Accès : identique à celui menant aux minéralisations à l'ouest du Cantet de la Sède (cf. minéralisations stratiformes de la barre calcaire).

2.3.1.1. Observations de terrain

Deux niveaux de quartz blanc laiteux, puissants de 3 à 4 m, apparaissent dans les premiers mètres de la série alternante. Ces niveaux sont parallèles à la stratification. Les quartzites et les schistes noirs sont bréchifiés et les fragments constituent des éléments figurés dans la masse de silice blanche.

Des amas centimétriques à décimétriques de carbonates à patine ocre marron s'insinuent entre les quartzites et les schistes et sont aussi liés à des filonnets de quartz géodique.

2.3.1.2. Observations en lame mince

Quartz blanc laiteux : ensemble de plages millimétriques engrenées à extinction roulante, contenant de fréquentes zones à séricite. Par endroit, les carbonates peuvent remplacer le quartz (fig. 57) ; d'autre part, il semblerait que des chlorites vert clair, sphérolitiques (jusqu'à 1 mm), leur soient associées.

2.3.2. Pène Herrade (x = 409,30 y = 54,54 z = 1690 m)

Accès : le même que pour accéder aux minéralisations stratiformes à Zn-Ba (voir 2ème partie).

2.3.2.1. Observations de terrain

Au sommet de la butte, sous la ligne électrique, on est à nouveau en présence d'une "carapace" de quartz blanc laiteux qui réapparaît plus bas au sein des calcaires dévoniens de façon concordante. La silicification du calcaire est nette, mais une bréchification locale semble être antérieure.

2.3.2.2. Observations en lame mince

Quartz à zones grisâtres : assemblage de plages hétérogranulaires à extinction roulante dans lesquelles transparaissent des quartz automorphes au sein de grandes plages à contours suturés. Des reliques de carbonates sont associées à des zones à forte concentration d'opaques donnant un aspect "sale" au quartz. Ici aussi, certaines parties peuvent laisser envisager une texture de grès, oblitérée par la silicification.

L'ensemble est fréquemment recoupé par des fissures à quartz microcristallin et à très fins micas blancs.

2.4. LE FILON PARTICULIER A BARYTINE-CARBONATES SOUS LE TUC D'ARROUY (x = 413,05 y = 55,17 z = 1820 m)

Accès : prendre le chemin E.D.F. en rive droite du gave de Héas dont le départ se situe à quelques dizaines de mètres au nord de la conduite forcée. Au niveau de la fenêtre E.D.F., continuer à monter jusqu'à la base des falaises de la nappe que l'on suivra vers le nord jusqu'à leur disparition. Grimper alors dans les prairies pour revenir sur le sommet de la barre calcaire. C'est un des affleurements les plus dangereux du secteur, se situant en bord de falaise.

2.4.1. Observations de terrain

Sur quelques mètres, on suit une fracture ouverte, puissante de 20 cm, sécante sur les calcaires et très peu pentée (15 à 20°). Le filon, biseauté vers le nord, disparaît sous les prairies au sud. De nombreuses stries de glissement sont visibles aux épontes.

L'allure générale est filonienne et le remplissage, à barytine dominante, est centripète. Cette dernière est grisâtre, bien cristallisée et reprend des morceaux de calcaire à encrines. Le centre du filon est géodique et montre des cristaux de barytine en sifflet (jusqu'à 1 cm). Des dépôts finement lités à carbonates (dolomie Fe, calcite) et fragments de barytine, rappelant des sédiments internes, sont nettement observé s sous les cristaux automorphes du sulfate (photo 6).

2.4.2. Observations en lame mince

Au travers de l'étude de quelques lames, différentes étapes dans la structuration du filon ont été distinguées :

- Fracturation du calcaire de la barre et ouverture avec chute de fragments repris dans les sédiments internes à carbonates ferrifères, calcite et barytine. Cette dernière peut se développer en gros cristaux au sein des sédiments internes et piéger alors de nombreuses inclusions solides.

- Sur ces sédiments finement lités, parfois bloqués entre de gros cristaux de barytine ou des fragments de calcaire, poussent des lits de cristaux de barytine très pure et finement zonée (photo 7), piégeant souvent vers la fin de leur croissance de très nombreuses inclusions carbonatées. Ces dernières sont beaucoup plus nombreuses sur les faces des cristaux parallèles aux épontes et sont les prémices de la phase suivante. La figure 58 met très bien en évidence ce phénomène. On voit un cristal de barytine coincé entre deux autres cristaux, piégeant des solides (essentiellement des carbonates) à différents stades de sa croissance.

- Phase à calcite qui dissout quelques arêtes de cristaux de barytine et qui est certainement synchrone d'une reprise tectonique du filon car des fragments de barytine s'observent au milieu de fines plages de calcite et de barytine

- A nouveau croissance de gros cristaux de barytine finement zonés, sur l'ensemble précédent.

- Développement dans le centre géodique du filon, de cristaux de calcite. Cette dernière s'insinue entre les gros cristaux de barytine (coloration à l'alizarine).

2.4.3. Remarques

Le faciès de ce filon est très différent de ceux étudiés précédemment mais montre toutefois une paragenèse très proche (dolomite, calcite, barytine). Le très faible pendage pourrait expliquer la présence de sédiments internes et la croissance de cristaux automorphes individualisés, en ayant permis une stagnation des solutions minéralisantes.

2.5. OBSERVATIONS STRUCTURALES

En descendant le ruisseau de Coste de Baque, une dalle calcaire, fortement pentée permet d'analyser la position des fractures à carbonates ferrifères par rapport à certains plis :

- Figure 59 : filon à carbonates, recoupant un pli hercynien N100, traversé par la schistosité majeure alpine ;

- Figure 60 a et b : dans la même zone, ce filon remplace partiellement un pli hercynien N100.

Ces observations montrent donc que la mise en place de la minéralisation est postérieure à l'orogenèse hercynienne, les plis hercyniens N100 pouvant être rapportés à la phase majeure (MAJESTE MENJOULAS, 1979).

D'autre part, les quelques mesures de directions de ces fractures minéralisées qui sont en général verticales, indiquent une direction principale comprise entre N80 et N100, une direction N60 plus rare et enfin une direction N150-N160 caractérisée par de fins filonnets de carbonates ferrifères.

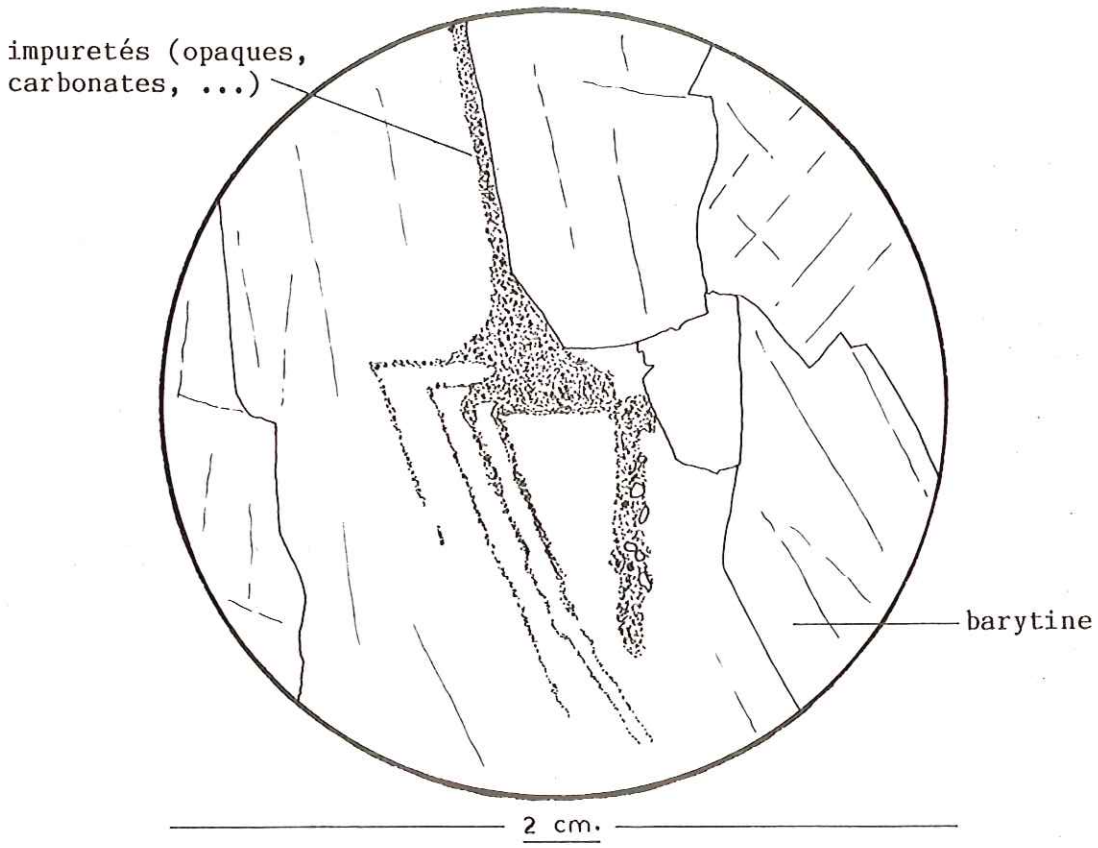


FIG.58- Cristal de barytine piégeant à différents stades de sa croissance des impuretés (barre calcaire) (Tuc d'Arrouy).

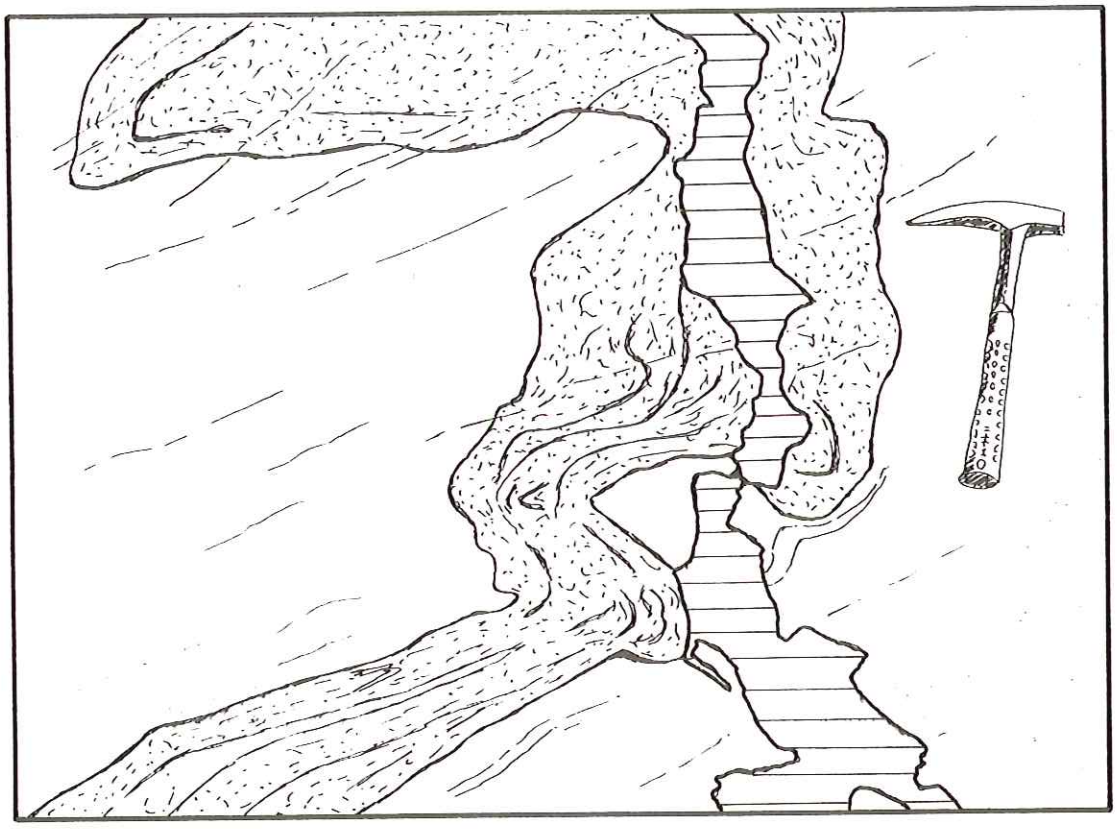


FIG.59- Filon d'ankérite recoupant un plis hercynien N100 (niveau détritique dans les calcaires de la barre) traversé par la schistosité majeure alpine (Estaubé droite, ruisseau de Coste de Baque).

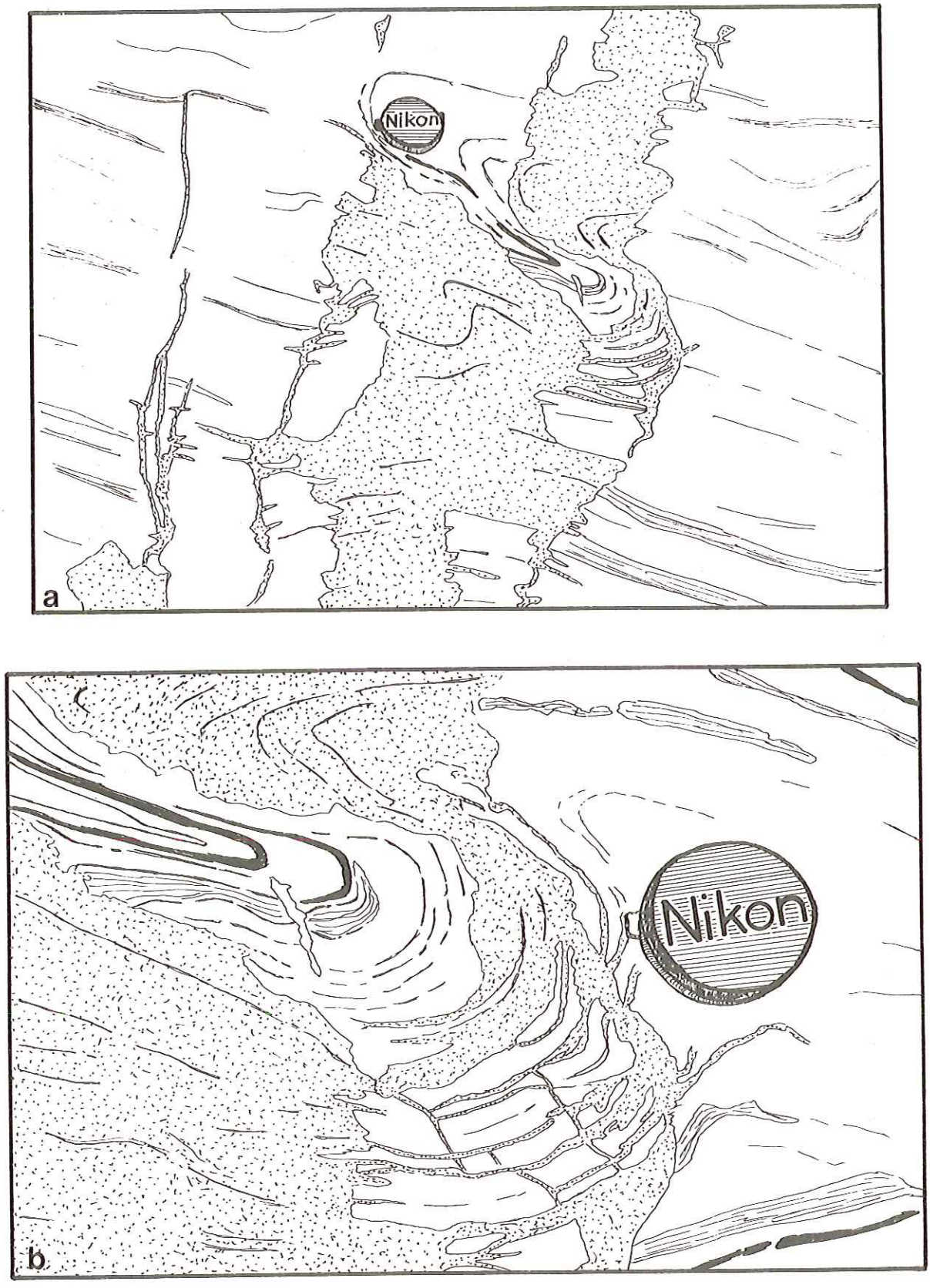


FIG.60- Filon d'ankérite remplaçant patiellement un plis hercynien dans les calcaires de la barre (Estaubé rive droite, ruisseau de Coste de Baque).
a) vue éloignée
b) vue rapprochée montrant des zones préférentielles de remplacement

3. ETUDE DES CARBONATES ET DES SILICATES A LA MICROSONDE

3.1. LES CARBONATES

3.1.1. Généralités

Le dosage de Fe, Mg, Ca, Mn, Si, Ba, Zn, Al et Pb a été réalisé avec un temps de comptage de 10 secondes à l'aide d'une microsonde CAMEBAX (service commun : Université - B.R.G.M. - C.N.R.S., analyste M. TALLET).

Les échantillons proviennent de la vallée d'Estaubé (rive droite et rive gauche).Ils ont été sélectionnés en fonction du type d'affleurement :

- carbonates ferrifères fins et en gros cristaux dans les transformations massives du calcaire ;

- carbonates déposés dans des fractures ;

- divers types de carbonates de l'importante zone bréchique.

Un échantillon provenant de la série alternante supérieure et montrant une patine brun rouille a été inclus dans l'étude.

3.1.2. Résultats (tous les pourcentages sont donnés en carbonates)

3.1.2.1. Transformation du calcaire dévonien (Estaubé rive droite)

Le calcaire apparemment non transformé, localisé près des zones de métasomatose, montre des traces de :

Fe : jusqu'à 0,40 %
Mg : 0,10 à 0,74 %
Mn : jusqu'à 0,78 %

Les faciès transformés se situent à la limite ankérite-dolomite ferrifère (fig. 61) :

Fe : jusqu'à 7,40 %
Mn : jusqu'à 0,70 %

Des filonnets à quartz-carbonates recoupent les calcaires et montrent la présence de rhomboèdres d'ankérite zonée (fig. 61) :

Fe : jusqu'à 30 %
Mn : jusqu'à 2,9 %

bordés par un liséré de dolomite :

Fe : jusqu'à 2,46 %
Mn : jusqu'à 0,73 %

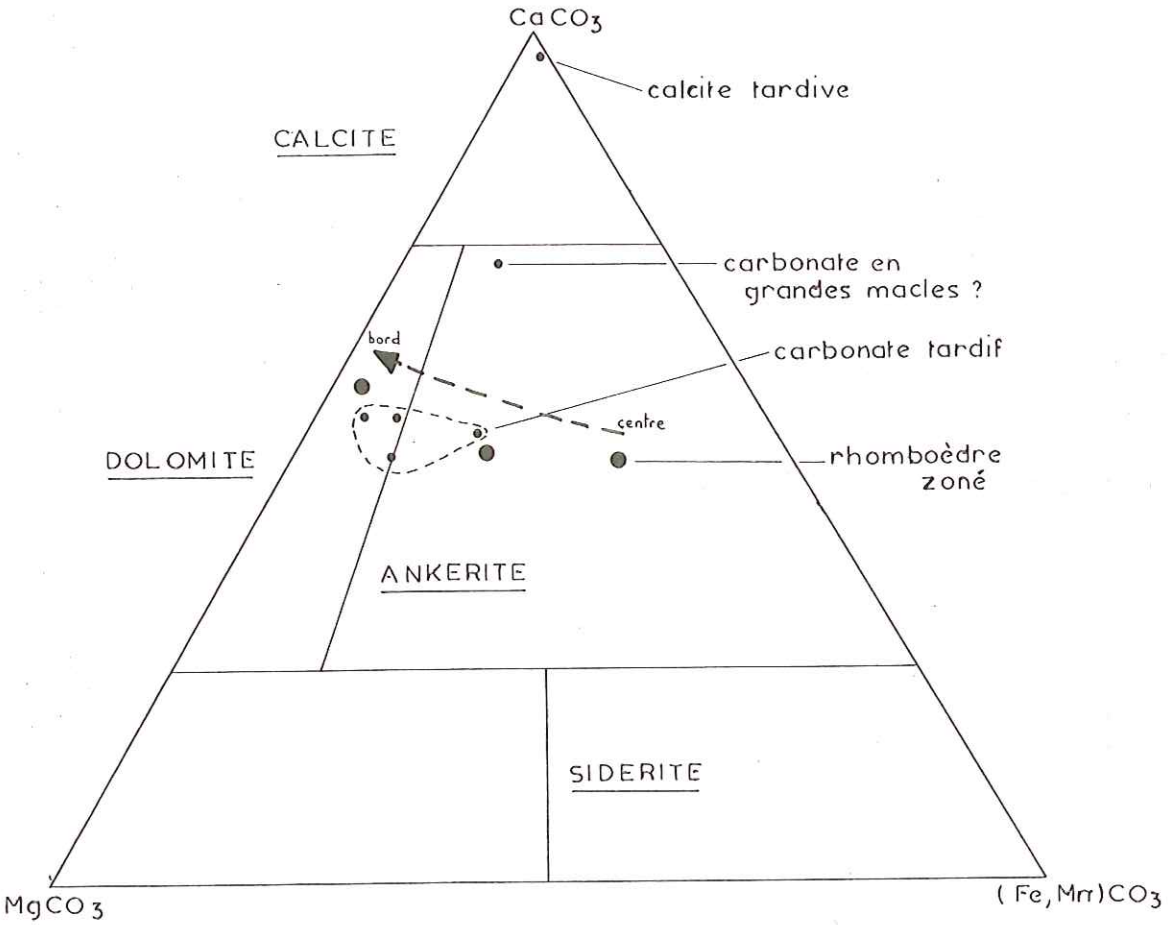


FIG.61- Composition des carbonates cimentant la brèche de calcaires dévoniens (Estaubé rive gauche) (analyses microsonde).

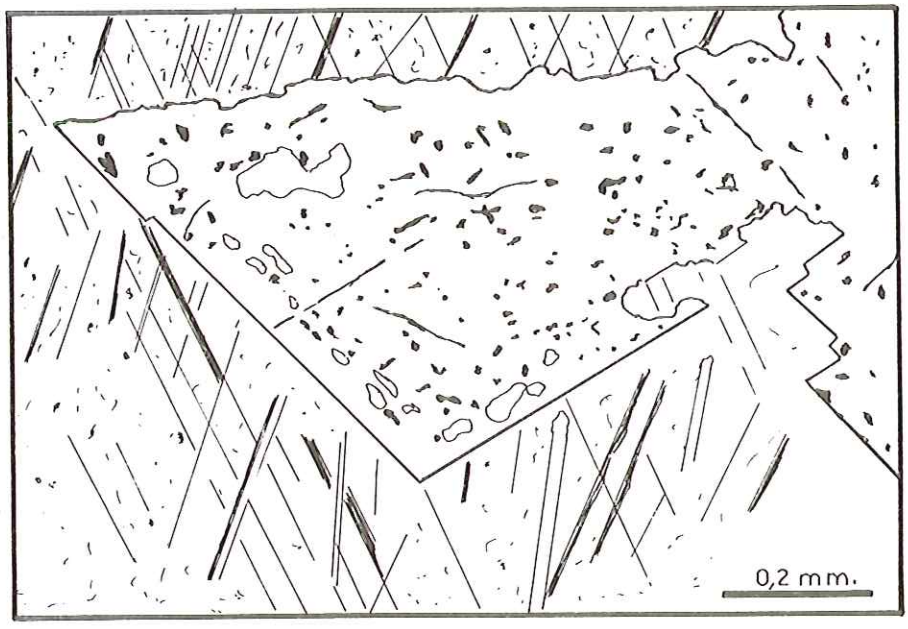


FIG.62- Remplacement d'un rhomboèdre de dolomite ferrifère par de la calcite tardive (Estaubé rive gauche).

et une phase tardive à calcite :

Fe : jusqu'à 1,51 %
Mg : jusqu'à 0,81 %
Mn : jusqu'à 0,46 %

D'autres fissures sans quartz montrent des rhomboèdres de carbonates à composition de dolomite ferrifère-ankérite.

Dans les transformations massives en gros cristaux, les teneurs en Fe atteignent 12 %, certains individus zonés montrent parfois un enrichissement en fer vers la partie externe.

Dans les faciès ferrifères, on note des traces de :

Pb : 0,10 % Ba : 0,10 à 0,20 %

et dans la calcite, des traces de :

Zn : 0,40 % Ba : 0,12 %

Ces résultats indiquent qu'à partir de fissures ouvertes ou non, ont circulé des solutions riches en Mg, Fe et Mn. La calcite du calcaire dévonien a été transformée en dolomite ferrifère-ankérite . Les teneurs en Fe-Mn, les plus fortes restent localisées à ces fissures.

Une phase tardive à calcite montrant des traces de Fe, Mn, Mg cimente ou remplit des vides entre les carbonates ferrifères. Il se pourrait que celle-ci soit en partie issue de la perte de Ca lors de la métasomatose magnésienne.

3.1.2.2. Transformation massive du calcaire dévonien (Estaubé rive gauche)

L'existence de petites géodes millimétriques ou de taille inférieure, bordées par des rhomboèdres automorphes zonés (plus riches en fer au centre) et remplies par une calcite tardive, traduit ici aussi une possible porosité de rétraction due à la dolomitisation, la calcite pouvant remplacer les carbonates ferrifères (fig. 62).

L'analyse à la microsonde permet de constater la présence de traces de Pb dans la calcite (0,12 à 0,24 %) et de Pb (0,10 à 0,23 %), Zn (0,18 %) dans les carbonates ferrifères.

3.1.2.3. La zone bréchique en rive gauche

L'étude de l'affleurement avait montré :

- une phase de bréchification du calcaire dévonien ;
- une phase à carbonates ferrifères cimentant la brèche ;
- une phase de reprise à calcite en gros cristaux.

Les résultats d'analyses indiquent que (fig. 63) :

- les calcaires emsiens en reliques dans les carbonates de la métasomatose ont des teneurs infimes en Fe, Mg et Mn ;

- la première phase est à ankérite (composition identique à celle observée au centre d'un filonnet de quartz, en rive droite);

- la deuxième phase est une calcite presque pure (traces de Fe, Mg et Mn).

3.1.2.4. Les carbonates ferrifères de la série alternante

Ces carbonates, localisés dans les mêmes fractures que celles recoupant la barre calcaire, ont par contre un développement beaucoup plus réduit du fait de la nature siliceuse de l'encaissant. L'analyse à la microsonde (fig.64) révèle qu'il s'agit d'ankérite de composition identique à celle déjà étudiée dans les filonnets et les zones de brèches recoupant la barre calcaire.

3.1.3. Conclusion à l'étude des carbonates

Les données de l'observation et de l'analyse permettent de conclure qu'il s'agit de phénomènes de dolomitisation (ankéritisation) épigénétique en liaison avec la circulation de solutions riches en Mg, Fe (Mn), au travers d'une fracturation affectant les formations du Dévonien inférieur, voire au travers de zones de bréchification importante.

Suite à une phase à quartz, parfois absente, une transformation plus ou moins localisée des calcaires emsiens se produit et conduit à la formation de carbonates dont la composition est le plus souvent à cheval sur les domaines dolomite ferrifère - ankérite.

De l'ankérite beaucoup plus ferrifère se situe au centre des zones d'apport (filonnets, brèches,...) ou dans des fissures de la série alternante.

Cette métasomatose Mg-Fe déplace une partie du calcium du calcaire et la calcite tardive observée a peut-être son origine dans ce phénomène. Cette dernière cimente les brèches de carbonates ferrifères, se localise au centre des filonnets ankéritisés ou remplit une porosité de rétraction due à la dolomitisation des calcaires.

3.2. LES CHLORITES

3.2.1. Généralités

Peu nombreuses et présentes uniquement dans les zones transformées massives ou bréchiques (on ne les trouve pas dans le quartz ou alors très rarement dans des structures sécantes),

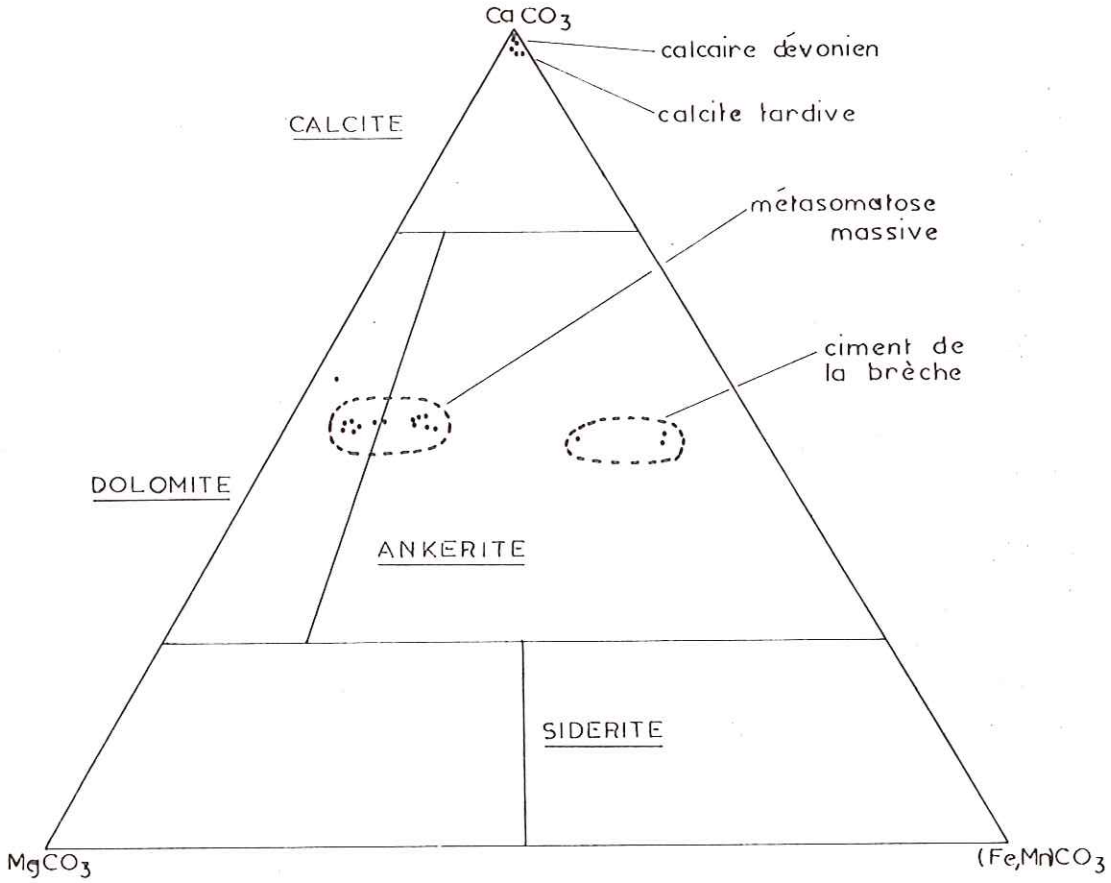


FIG.63- Composition des carbonates sécants sur les calcaires de la barre (Estaubé rive droite) (analyses microsonde).

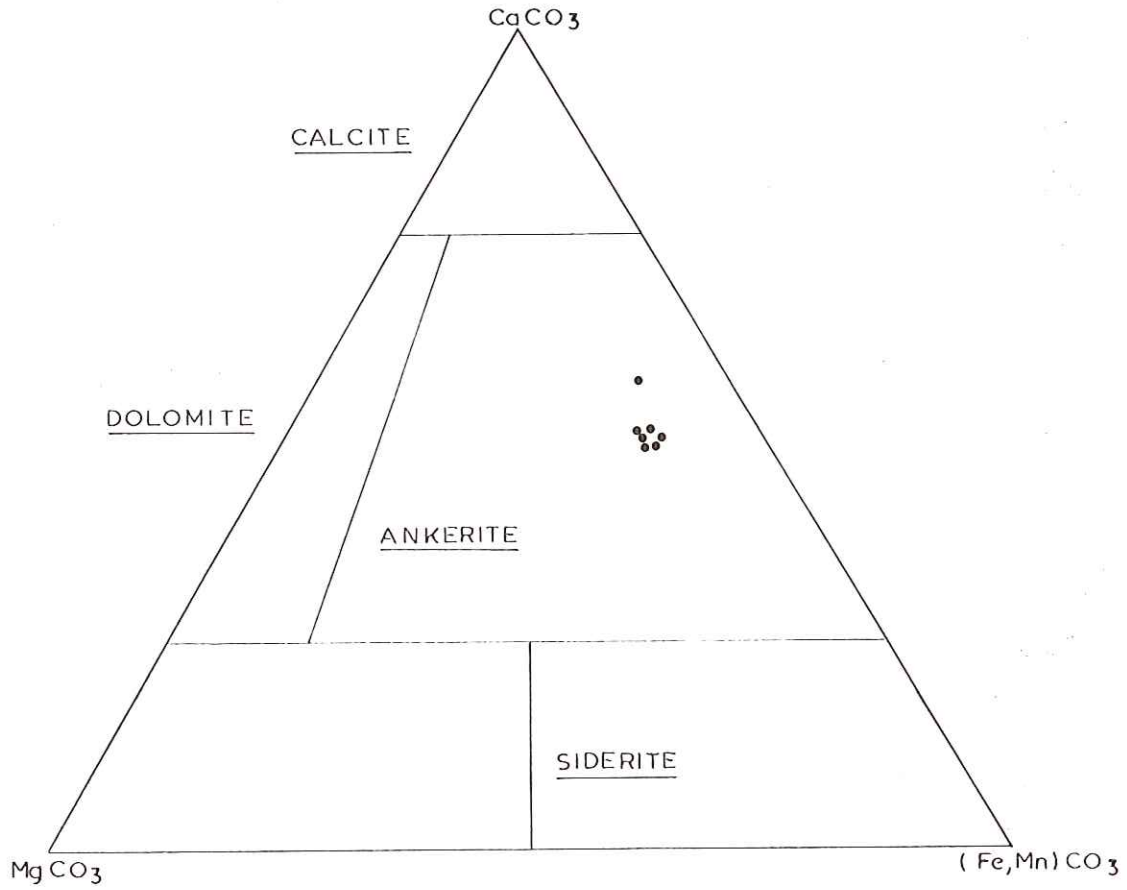


FIG.64- Composition des carbonates ferrifères en filonnets dans la série alternante (la Sède) (analyses microsonde).

elles ont une couleur vert bouteille et apparaissent en lamelles associées à des fissures ou en rosaces (jusqu'à 1 mm). Leur liaison avec la calcite tardive semble évidente mais une antériorité n'est pas à exclure.

Fe, Na, K, Mn, Si, Ca, Cr, Al, Ti, Ni, Mg ont été dosés avec un temps de comptage de 10 secondes. Au total, quinze analyses sur des échantillons de la vallée d'Estaubé ont permis de préciser la nature des chlorites, certains de ces échantillons ayant aussi servi à l'étude des carbonates.

3.2.2. Résultats

Estaubé rive gauche

Deux chlorites de morphologie différente ont été analysées dans la même lame. Elles se localisent dans la calcite tardive de la zone bréchique :

- en rosace de 1 mm, vert bouteille clair, (photo 8) : chlorite de type ripidolite dans la classification de HEY (1954) (fig. 65) riche en nickel (NiO : 3,42 à 4,25 %) (tableau 8)

- en amas le plus souvent allongés se moulant sur des rhomboèdres de carbonates bordant la fracture. Cette chlorite, de même teinte que la précédente, montre une composition différente et se situe en limite du domaine des ripidolites (fig. 65). Elle contient en outre des traces de NiO.

Estaubé rive droite

Ici encore, deux chlorites de morphologie différente ont été identifiées :

- en lamelles jusqu'à 1 mm, dans une fissure à calcite tardive ;

- en petites plages irrégulières, localisées entre des cristaux de calcite près de zones non transformées.

Les résultats de l'analyse montre des compositions identiques (tableau 9) aux autres chlorites étudiées ainsi que des traces en NiO (0,10 à 0,25 %). Le report des compositions dans le diagramme de HEY confirme qu'il s'agit bien là aussi de ripidolites (fig. 66).

3.2.3. Conclusion à l'étude des chlorites

La morphologie des chlorites étudiées nous incite à les classer comme chlorites de néoformation. De plus, elles ne sont jamais associées à d'autres silicates et apparaissent très dispersées tout en restant apparemment liées à la calcite tardive. Pour A. MEUNIER et al., (1982) la néoformation de ripidolite est possible dans des milieux fissurés suite à une altération propylitique.

SiO2	23.83	23.83	23.66	23.95	23.43
Al2O3	23.54	23.45	23.87	23.92	24.38
FeO	28.95	28.45	29.85	29.49	29.60
MgO	6.92	8.00	7.20	6.73	6.52
MnO	0.10	–	–	0.04	0.04
CaO	–	–	–	–	–
Na2O	0.04	–	–	–	–
K2O	–	–	–	–	–
Cr2O3	–	–	–	–	–
TiO2	–	–	–	–	–
NiO	3.78	3.42	3.59	4.25	3.93
H2O	10.87	10.92	10.97	10.98	10.93
	98.03	98.06	99.14	99.36	98.86
Si	5.25	5.23	5.45	5.38	5.43
Al4+	2.75	2.77	2.55	2.62	2.57
Al	3.37	3.29	3.60	3.53	3.73
Fe	5.34	5.22	5.45	5.38	5.43
Mg	2.28	2.62	2.35	2.19	2.13
Mn	0.02	–	–	–	–
Ca	–	–	–	–	–
Na	0.01	–	–	–	–
K	–	–	–	–	–
Cr	–	–	–	–	–
Ti	–	–	–	–	–
Ni	0.67	0.60	0.63	0.74	0.69
OH	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
	27.69	27.73	28.03	27.84	27.98

TAB.8- Composition des chlorites associées aux carbonates ferrifères de la barre calcaire (Estaubé rive gauche) (analyses microsonde).

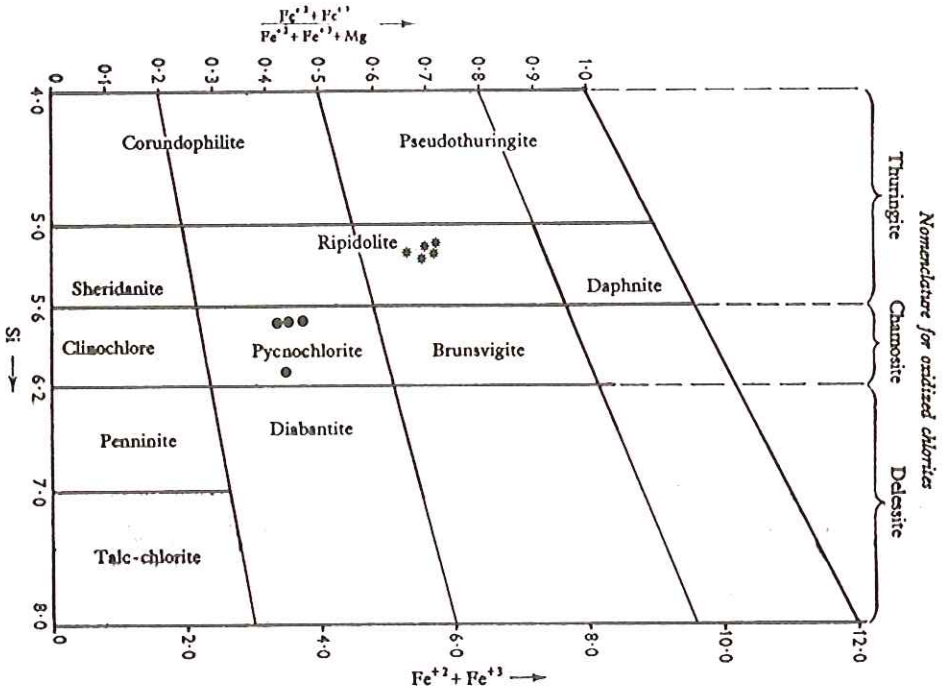


FIG.65- Composition des chlorites associées aux carbonates ferrifères sécants sur les calcaires dévoniens (diagramme de HEY, 1954) (Estaubé rive gauche) (analyses microsonde).

SiO2	23.91	23.48	23.30	23.72	23.46
Al2O3	22.61	23.09	22.97	23.44	23.61
FeO	34.22	34.58	34.72	34.28	32.71
MgO	6.25	6.53	6.44	6.21	7.34
MnO	0.17	0.09	0.16	0.02	0.10
CaO	0.28	0.28	0.29	0.21	0.26
Na2O	–	–	0.13	–	–
K2O	–	–	–	–	–
Cr2O3	–	–	–	–	0.09
TiO2	–	–	–	–	–
NiO	0.25	0.10	0.02	0.15	0.14
H2O	10.82	10.87	10.82	10.89	10.92
	98.52	99.02	98.84	98.93	98.63
Si	5.30	5.18	5.16	5.22	5.15
Al IV	2.70	2.82	2.84	2.78	2.85
Al	3.20	3.18	3.16	3.30	3.26
Fe	6.34	6.38	6.43	6.31	6.00
Mg	2.06	2.14	2.12	2.04	2.40
Mn	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02
Ca	0.07	0.07	0.07	0.05	0.06
Na	–	–	0.06	–	–
K	–	–	–	–	–
Cr	–	–	–	–	0.02
Ti	–	–	–	–	–
Ni	0.04	0.02	–	0.03	0.02
H2O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
	27.74	27.81	27.87	27.77	27.76

TAB.9 Composition des chlorites associées aux carbonates ferrifères de la barre calcaire (Estaubé rive droite) (analyses microsonde).

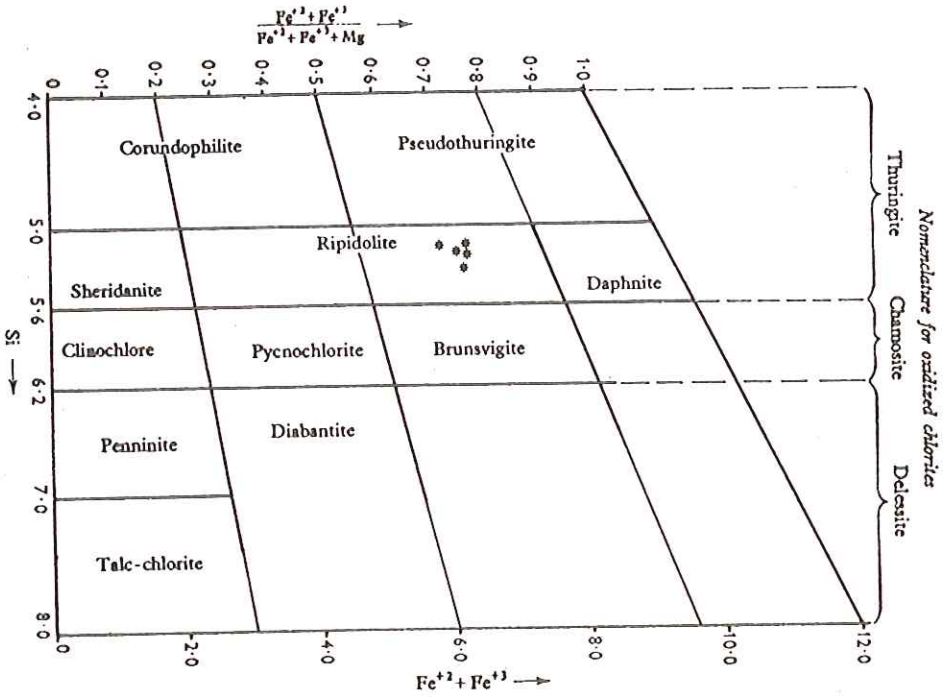


FIG.66- Composition des chlorites associées aux carbonates ferrifères sécants sur les calcaires dévoniens (diagramme de HEY, 1954) (Estaubé rive droite) (analyses microsonde).

Nous sommes donc en présence de chlorites qui résultent de transfert et d'accumulation de matière dans un système de fissures, en liaison avec le dépôt de masses importantes de calcite. Il faut retenir les teneurs parfois importantes en nickel.

3.3. LES MICAS BLANCS

3.3.1. Généralités

De petits amas de fins micas blancs, parfois millimétriques ou de taille supérieure, sont en liaison avec une fissuration sécante sur l'ensemble des carbonates. Ils ont été qualifiés d'amas sériciteux dans les observations de lames minces, et du fait de leur finesse, l'analyse à la microsonde a été délicate. Seuls trois résultats nous permettent de les caractériser.

3.3.2. Résultats

Les trois analyses (tableau 10) ont été reportées dans le diagramme K = f(K+ 2Ca + Na) qui permet de préciser la nature illitique de l'assemblage (fig. 67).

3.3.3. Conclusion à l'étude des micas blancs

Les amas micacés qui ont été étudiés ont les mêmes caractères optiques que les amas verdâtres au toucher soyeux qui se développent dans les carbonates et dont l'analyse au R.X. avait précisé la nature illitique. Les quelques analyses à la microsonde confirment donc cette caractérisation.

4. SYNTHESE DE L'ETUDE DES TRANSFORMATIONS SECANTES SUR LA BARRE CALCAIRE EMSIENNE

4.1. LES DIFFERENTES PHASES MINERALES

Ces transformations ont pris une importance particulière dans les calcaires emsiens, mais sont aussi présentes, de manière très discrète, dans la série alternante et peut-être dans des niveaux paléozoïques plus récents (non contrôlés).

La succession des phénomènes observés, résumée tableau 11, est la suivante :

- Fracturation verticale du Dévonien inférieur et peut-être même décollement entre certains niveaux de compétence très différente (calcaires-quartzites) avec bréchification à ce niveau, ce qui pourrait impliquer l'existence de décollements (probablement plus anciens que l'âge des minéralisations).

SiO2	48.68	48.51	48.15
Al2O3	32.65	33.51	34.10
FeO	0.47	0.16	0.10
MgO	1.38	1.03	0.59
MnO	-	0.15	-
CaO	-	0.02	0.01
Na2O	0.22	0.28	0.16
K2O	9.49	8.83	9.09
TiO2	-	-	-
NiO	-	-	-
Cr2O3	-	0.01	0.04
OH	4.46	4.45	4.45
	97.35	96.60	96.69
Si	6.54	6.53	6.48
Al	5.17	5.26	5.41
Fe	0.05	0.02	0.01
Mg	0.28	0.21	0.12
Mn	-	0.02	-
Ca	-	-	-
Na	0.06	0.07	0.04
K	1.63	1.52	1.56
Ti	-	-	-
Ni	-	-	-
Cr	-	-	-
OH	2.00	2.00	2.00
	15.73	15.63	15.62

TAB.10- Composition des amas sériciteux sécants sur les carbonates ferrifères (Estaubé rive droite) (analyses microsonde).

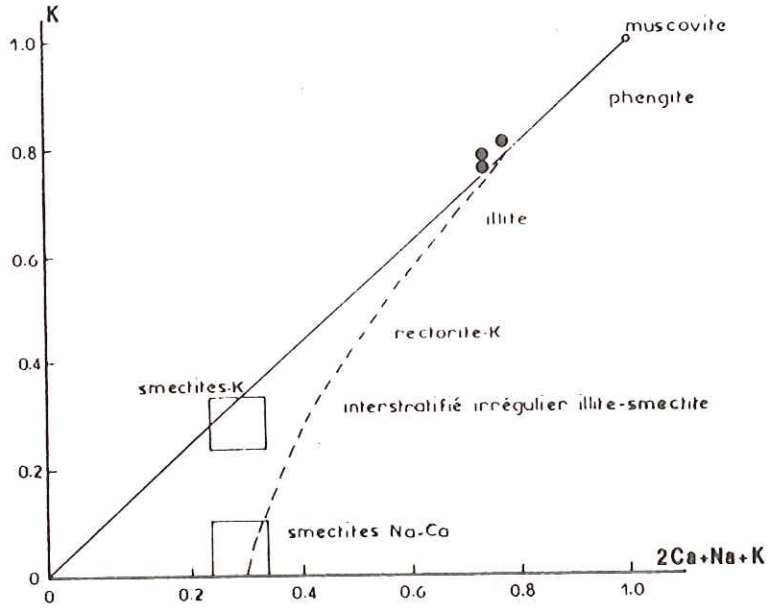


FIG.67- Caractérisation de la nature illitique du produit fin, vert-sombre, soyeux, sécant sur la métasomatose Mg-Fe (diagramme de HOWER et MOWATT, 1966) (Estaubé rive droite).

BRECHIFICATION le long de surfaces de stratification	FRACTURATION du Dévonien inf.	FRACTURATION du Dévonien inf.			FRACTURATION peu développée
	SILICIFICATION (quartz blanc) le long des zones de bréchification	METASOMATOSE du calcaire du Dévonien inf. - DOLOMIES Fe - ANKERITE - PYRITE - CHALCOPYRITE - traces de Zn-Pb	-----> expulsion de Ca ==> CALCITE +(amas de BARYTINE)	phase tardive à SILICATES liée aux zones transformées amas à: - ILLITE - CHLORITE - KAOLINITE fissures à: - CHLORITES (parfois à Ni)	filonnets à BARYTINE

TAB.11- Succession des phases minérales dans les fractures de la barre calcaire dévonienne.

- Circulation, au travers de fissures ou de zones bréchiques, de solutions riches en silice qui permettent la cristallisation de quartz en peigne dans des géodes ou dans des fractures ouvertes.

Cette silicification se développe de façon considérable au contact entre la barre calcaire et la série alternante en formant une "carapace" pouvant atteindre 4 à 5 m de puissance. Il est possible que d'anciens niveaux de grès, actuellement entièrement silicifiés, aient existé au sommet des calcaires. Des niveaux de quartz blanc laiteux, tout aussi importants, apparaissent dans la partie basale de la série alternante supérieure, entre des niveaux de quartzites et de schistes bréchifiés.

Cette silicification peut être totalement absente. Sa présence semble conditionnée par l'existence d'une fracturation ayant guidé le passage de divers types de solutions.

- Suite à une nouvelle fracturation développant des zones métriques de brèches ou une fissuration plus discrète, et reprenant parfois les filonnets de quartz, une métasomatose magnésienne et ferrifère permet la transformation du calcaire dévonien en dolomie ferrifère - ankérite.

L'axe des transformations est jalonné par des carbonates plus ferrifères (ankérite) que l'on retrouve aussi dans la série alternante. Ces derniers s'observent fréquemment dans les filonnets et les géodes de quartz sécants sur le calcaire, dans les géodes de quartz de la "carapace" siliceuse ou au centre d'une fissuration qui permet la métasomatose des calcaires.

- La mise en place dans les mêmes structures de calcite tardive contenant de la pyrite et de la chalcopyrite, est peut-être le résultat, pour une part, du piégeage du calcium libéré lors de la dolomitisation. A cette phase sont associées des chlorites de néoformation de type ripidolite, pouvant contenir jusqu'à 4,5 % de NiO.

Vers la fin de cette phase, un dépôt de minéraux d'altération (illite-kaolinite-chlorite) reprend les carbonates surtout ferrifères, mais peut aussi être sécant sur la calcite ou remplir des géodes dans la "carapace" siliceuse.

- Enfin, de la barytine qui est parfois associée à la calcite, se met en place sous forme de filonnets recoupant le quartz et les carbonates ferrifères.

Des solutions hydrothermales ont donc circulé dans les terrains du Dévonien inférieur à moyen, à la faveur de fractures. La silicification et la métasomatose Mg-Fe des calcaires sont les phénomènes les plus marquants.

L'expression de ce phénomène a été favorisée par la présence d'une barre calcaire encadrée par deux séries très siliceuses.

L'ensemble des minéraux observés pourrait traduire un déplacement de matière suite à une altération développée dans des niveaux plus profonds non visibles. Nous reviendrons sur ce point dans la troisième partie.

4.2. REMARQUES

Nous avons vu que la fracturation guidant la circulation des solutions hydrothermales recoupait des plis appartenant à la phase majeure hercynienne. L'âge du phénomène est donc au minimum tardi-hercynien et anté-alpin puisque la schistosité majeure alpine affecte les zones transformées.

Les directions des fractures peuvent s'intégrer dans un schéma tectonique tardi-hercynien proposé par P. DEBAT (1965) et C. MAJESTE MENJOULAS (1979).

Pour l'instant, aucun argument ne permet de trancher avec certitude. Des analogies avec les filons décrits par la suite nous permettrons de proposer une hypothèse dans la troisième partie.

CHAPITRE III

LES FILONS DU SOCLE CAMBRO-ORDOVICIEN

1. GENERALITES

Les affleurements de ce socle formant des falaises souvent inaccessibles, une prospection a été effectuée dans les éboulis permettant de localiser une cinquantaine de filonnets et filons de type B.P.G.C., subverticaux, dont la puissance varie de quelques millimètres à 4-5 mètres. Ces filons recoupent toutes les roches et structures résultant de l'orogenèse hercynienne (schistes, quartzites, migmatites, granites, filons de quartz, filons d'andésite,...). L'existence de dizaines d'autres filons révélés seulement par la présence de "volantes" en éboulis montre que ce secteur a été intensément fracturé.

Sur une vingtaine de mines ouvertes pour l'exploitation de galène argentifère et signalées dès le 18ème siècle, seulement deux sont encore localisées sur les cartes topographiques (le Couret et Port-Vieux). Suite à une prospection difficile, nous en avons retrouvé une dizaine, la difficulté venant de la faible importance des travaux ainsi que de leur ancienneté, mais aussi du fait que le terme "mine" à cette époque, pouvait aussi caractériser un simple indice filonien n'ayant fait l'objet d'aucun travail. De plus, le positionnement très "mobile" de ces mines sur les anciennes cartes, malheureusement repris plus tardivement par certains auteurs n'ayant jamais contrôlé la véracité des données, a rendu encore plus difficile la prospection.

L'impossibilité d'étudier l'extension horizontale et les relations mutuelles de ces filons, du fait du recouvrement par la nappe de Gavarnie, complique les interprétations quant à la mise en place des minéralisations.

Les études n'ont donc été possibles que localement et concernent le développement vertical de ces filons, lorsque l'accessibilité le permettait.

Ces filons de types B.P.G.C. à gangue de sidérite - ankérite - quartz (barytine, fluorine) se répartissent en quatre familles (fig. 68) dont deux principales : N60-70 et N90-110. Cette rosace de répartition a été construite sur la base de 51 mesures concernant des structures minéralisées indépendantes. Nous présenterons successivement, de façon descriptive, les filons N60-70, N90-110, N170-10 et N140-150.

L'étude des carbonates et des silicates de la gangue, des sulfures (blende, galène) et des minéraux traces à Ge-Ga, Sn, Ni-Co, Ag, nous permettra de faire la liaison entre faciès de minerai et structuration tectonique.

Les tableaux des associations minérales de l'ensemble des filons apparaîtront en annexes.

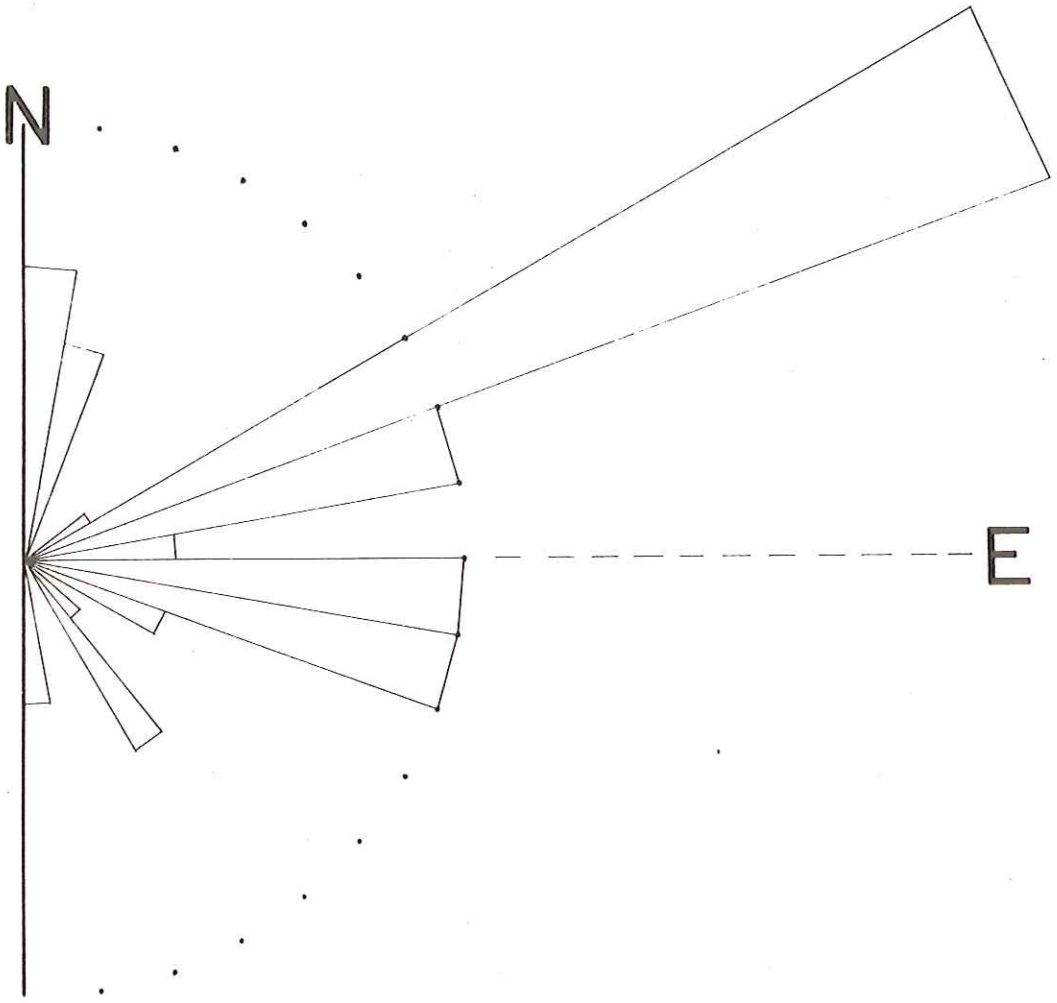


FIG.68- Rosace de répartition des directions des filons du socle (51 mesures, 1 cm.=1 mesure).

2. HISTORIQUE DES MINES DE HEAS-GAVARNIE ET DE LA GELA

En 1875, A. CAILLAUX publiait un tableau général et les descriptions des mines métalliques et des combustibles minéraux de la France, et reprenait alors les énumérations des gisements des Pyrénées d'après F. de DIETRICH (fig. 69).

Il est possible de remonter encore plus loin dans le temps. C. BOUQUET (1968) signale que Jean de MALUS (1601) parlait déjà des mines de fer et de plomb de l'Atgela (aujourd'hui la Géla) faisant référence à des travaux romains, et n'oublions pas que PLINE et AGRICOLA citent la vallée d'Aure.

Jean de MALUS fut chargé sous HENRI IV d'une grande enquête sur les richesses minières des Pyrénées. Il voyait alors des mines partout, allant même jusqu'à envisager de grandes quantités de diamants en vallée d'Aure, et l'on proposa alors d'affecter aux travaux des mines, les Français qui allaient travailler en Espagne, les vagabonds, les vicieux et même les mutilés !

Il est probable que les ressources des vallées de Héas et de Gavarnie furent découvertes plus tardivement du fait des difficultés d'accès.

En 1936, G. JORRE décrit les Mines des Pyrénées des Gaves. Ces mines sont nombreuses dans cette région (fig. 70) et le fer semble avoir été le premier exploité (sidérite) ; mais l'or et l'argent justifiaient à eux seuls les premières recherches. L'histoire de presque toutes ces mines est une succession d'échecs.

En 1732, le chevalier LAMBERT ouvrait des mines à Luz, Héas et Gavarnie, pour le fer, le plomb, l'argent et le cuivre. Suite à un échec, les Anglais tentèrent eux-aussi leur chance mais abandonnèrent rapidement.

En 1780, le marquis de GESTAS se faisait accorder la concession générale dans les diocèses de Tarbes et de Comminges qu'il détint durant trois quarts de siècle, mais seule une amorce d'exploitation fut tentée à la Géla (en ce qui concerne notre secteur).

La route arriva à Gèdre en 1852. En 1856, le marquis de QUERRIN obtint la concession de Héas-Gavarnie, alors que de nombreux exploitants se succédaient à la Géla.

En 1865, on comptait 3200 francs de revenu pour 14 000 francs de frais ! Les Anglais héritèrent alors des droits du marquis mais ne firent aucun travaux.

De 1918 à 1933, la Société Penarroya fut le dernier concessionnaire des mines de Héas-Gavarnie. De toutes ces mines, une seule eut une nouvelle chance. En effet la société Denain-Anzin s'intéressa en 1958 à la mine du Couret, mais pour l'exploitation de la barytine.

MINES DE LA GÉNÉRALITÉ DE PAU,

DEUXIEME TABLEAU, DIOCESE DE TARBES, BIGORRE.

VALLÉES.	ESPÈCES DE MINES.	GYTE DES MINES.	PAROISSES.	NOMS DES MONTAGNES.	*OBSERVATIONS.*
De Campan	Carrière de marbre	En masses	De Campan	D'Espalet	Exploitée pour le compte du Roi. En suspend.
Lavédan	Mine de plomb & argent	Indéterminé	De Hougarou	De l'Esponne ou Escous	Demandée en concession par M. Baccarede.
Vallée de Bagneres	Mine de zinc *	En masses	De l'Esponne	De Conques à la Goueffe	Très-abondante; feroit à exploiter, fi l'on travailloit des mines de cuivre.
Vallée de Barreges	Mine de cryftal de roche	En veines	De Barrèges	De la Piquette de Dretlis	
	Mine de fchoerl	De même	*Ibid.*	*Ibid.*	Les marchands de minéraux & les curieux, font exploiter ces veines.
	Mine d'aſtelle	De même	*Ibid*	*Ibid.*	
	Mine de nickel & de cobalt	En filon	De Luz	De la Carrière de Ribiran	M. le Comte de Beuſt en a tiré du Bleu.
Vallon de Gavernie	Mine de plomb & argent	En filon	De Gavernie	De Courette	Ancien travail, utile à reprendre.
	Mine de plomb & argent	En filon	*Ibid.*	De Carenave	Ancien travail, ſuſceptible de nouvelles tentatives.
	Mine de plomb & argent	En filon	*Ibid.*	*Ibid.*	Mérite peu d'attention.
	Mine de plomb & argent	En veines épaiſſes	*Ibid.*	Du bois de la Haigniſſe	Suſceptibles de recherches.
	Mine de cuivre & fer	En filon	*Ibid*	De Ramouneuille	Mêlé de fer ſpathique, ſuſceptible de recherches.
	Mine de plomb & argent	En filon	*Ibid.*	De la Providence	Ancien travail, qui mérite d'être continué.
	Mine de plomb	Indéterminé	*Ibid.*	Du Trou des Maures	Anciens travaux comblés, dont je n'ai pu juger.
	Mine de plomb & argent	En filon	*Ibid.*	Près le deuxième ruiſſeau d'Edets	Découvert nouvellement, près la Providence, ſuſceptible d'être travaillée.
	Mine de plomb & cuivre	En filon	*Ibid.*	Du ruiſſeau des Artigaufs	Découvert nouvellement. Promet beaucoup.
	Mine de fer	En filon	*Ibid.*	De Bitoulet	Superbe filon; mais inutile, n'y ayant pas de forge à portée.
Vallon de Héas	Mine de plomb & argent	En filon	De Gedre-deſſus	Du Turon des Artigues	Anciens travaux, qui méritent d'être ſuivis.
	Mine de plomb & cuivre	En filon	*Ibid.*	De la Touyère	Anciens travaux, ſuſceptibles de nouvelles recherches.
	Mine de plomb & fer	En filon	*Ibid.*	De la Paſſade de l'Arbaret	Nouvellement découvert. Mérite d'être recherché.
	Mine de plomb & argent	Indéterminé	*Ibid.*	De S. Philippe, Etang de Héas	Anciens travaux noyés, que je n'ai pu juger.
	Mine de plomb & argent	En veines	*Ibid.*	De Caret de Héas	Mérite quelques recherches.
	Mine de plomb & argent	En filon	*Ibid.*	De la Raillère à l'Eſcrampetes	Anciens travaux, qu'il faudroit pouſſer de nouveau.
	Mine de plomb	Indéterminé	*Ibid.*	De Pouboucou **	Un torrent d'eau le couvroit, je n'ai pu en juger.
	Mine de plomb	En filon	*Ibid.*	De Campeil	Mérite quelques recherches.
	Mine de fer	En filon	*Ibid.*	Du pont de la Gardene	Priſe par quelques Naturaliſtes pour de la mine de plomb.
Vallée de Luz	Mine de plomb & zinc	En rognons	De Chiſe	De la Mayavat	Exploitées par M. le Marquis de Giſtas & par M. Talabere.

FIG.69- Tableau des mines métalliques de la généralité de Pau (DIETRICH, 1786 dans CAILLAUX, 1875).

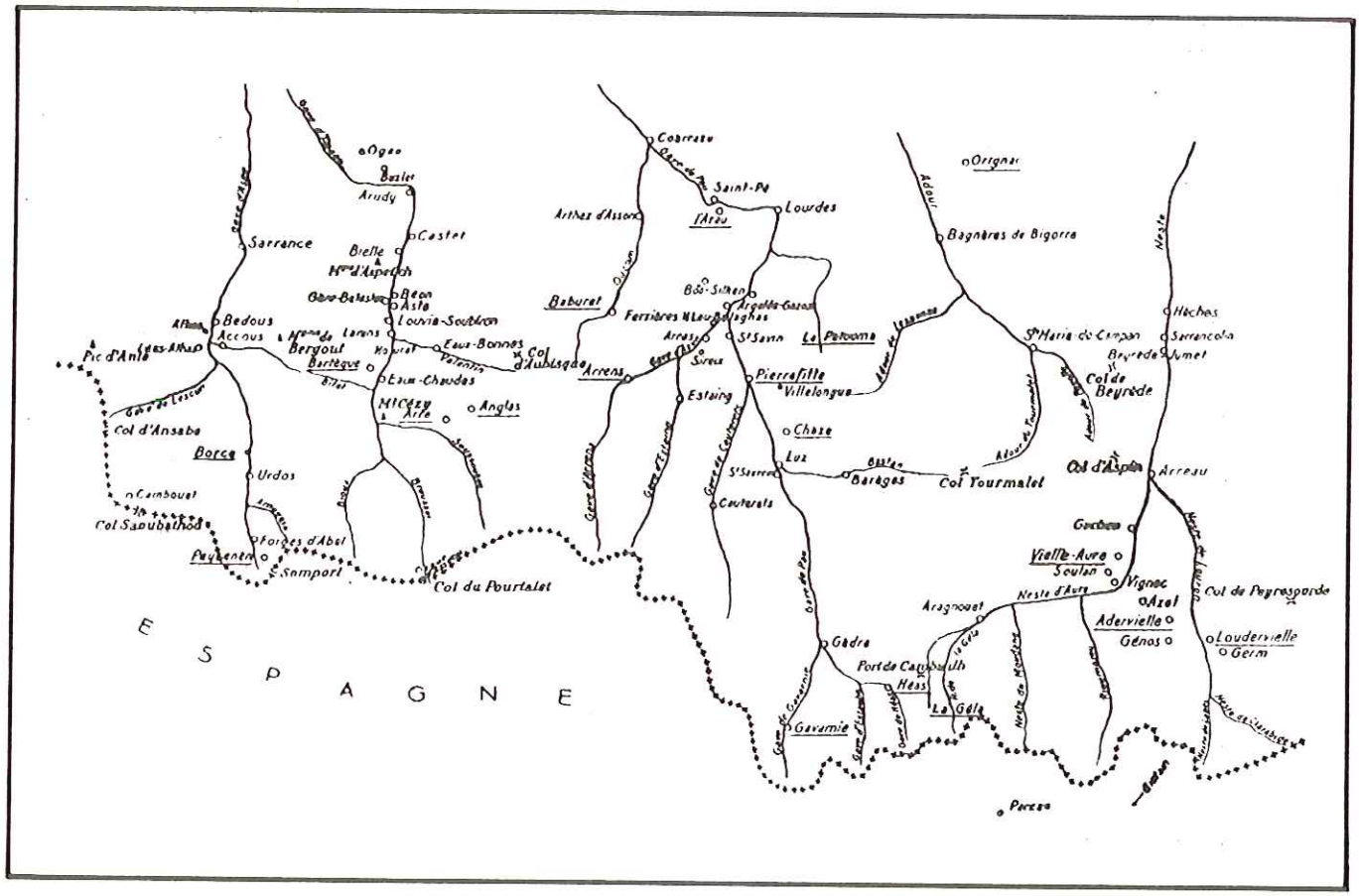


FIG.70- Les principales mines des Pyrénées des gaves (JORRE, 1936).

Quant à la mine de la Géla, après une reprise à la fin de la guerre de 1914-1918, tout s'arrêta en 1927.

D'après A. CASTERA (1933), il semble que tous ces échecs aient eu des causes très différentes :

- beaucoup de rognons s'épuisèrent en quelques mois ;

- beaucoup de mines situées en altitude étaient sous la neige une bonne partie de l'année ;

- les mines étaient souvent mal équipées et parfois même les mineurs n'y descendaient que s'ils étaient attachés à une corde ; d'autre part, certaines mines se noyaient rapidement ;

- le transport était fort difficile ; les chemins de montagne étaient étroits et les fonderies trop éloignées. pour les mines de Héas-Gavarnie, il fallait porter le minerai jusqu'à Sarrancolin, c'est-à-dire à plus de 100 km !

- enfin, on hésitait à monter des fonderies en altitude souvent à cause du manque de bois, mais aussi parfois à cause d'un climat d'insécurité dû à la proximité de la frontière (ex : incursions espagnoles en 1707-1708 dans les vallées de Héas-Gavarnie).

3. ETUDES DE QUELQUES FILONS

3.1. LES FILONS N60-70

D'allure générale lenticulaire, ce sont les filons les plus nombreux du secteur. Leur extension verticale est réduite (quelques mètres jusqu'à 80 m) et l'on observe fréquemment une succession de cavités lenticulaires pouvant se fermer très rapidement.

3.1.1. Filon de Matacas (x = 417,75 y = 50,55 z = 2000 m)

Accès : remonter le gave des Touyères en rive droite, franchir le ruisseau de l'Escourrède et piquer au sud-est vers les falaises du socle au sommet d'un cône d'éboulis.

3.1.1.1. Observations de terrain

Ce filon orienté 60S80-90, visible sur une dizaine de mètres de haut, montre une caisse essentiellement siliceuse avec de rares sulfures, dont la puissance varie de 10 à 40 cm et dans laquelle on observe :

- vers le bas : quartz jaunâtre, pulvérulent à mouches de galène et boxworks remplis par des oxydes de fer ;

- vers le milieu : des noyaux de quartz plus sains apparaissent avec plus de galène ;

- vers le haut : quartz blanc laiteux à pyrite, galène et blende en plages millimétriques.

Quelques échantillons ont montré des fragments de sédiments internes finement lités à carbonates ferrifères dominants, inclus dans la gangue siliceuse.

3.1.1.2. Observations en lame mince

- Minerai massif : des reliques de roche encaissante transformée en amas de séricite sont parfois emballées dans un ciment carbonaté (dolomite ferrifère - ankérite) et postérieurement recoupés par des filonnets de quartz en peigne. De petites chlorites vert clair sont tardives par rapport au quartz mais précèdent les sulfures qui apparaissent préférentiellement dans les zones de silicification (géodes) (fig. 71). La présence de calcite tardive comblant tous les vides a été révélée par une coloration à l'alizarine.

- Sédiments internes : roche finement litée à dominante de carbonates ferrifères accompagnés par de petits amas de séricite, des zircons, des petits cristaux de blende et par des plages subautomorphes à automorphes de quartz contenant de nombreuses inclusions de carbonates.

- Blende : une lame mince polie a montré l'existence de deux types de blende dont la plus précoce, rouge sombre, contient des inclusions orientées de chalcopyrite. La seconde, brun clair, inclut la première sous forme de reliques.

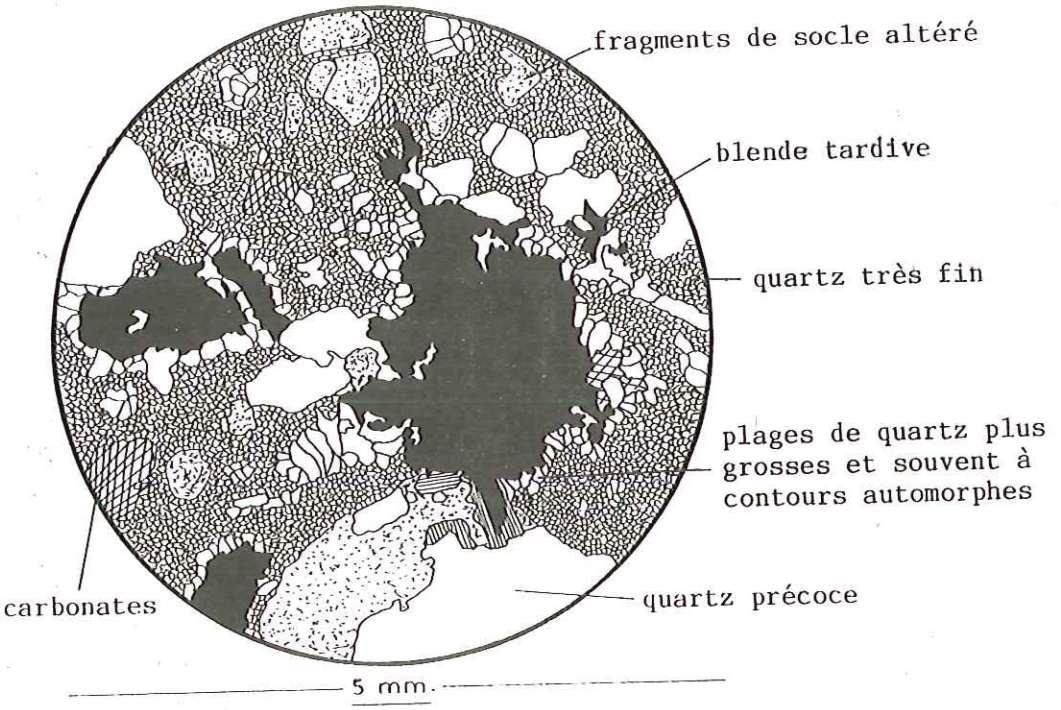
3.1.1.3. Observations en section polie

La gangue quartzeuse, parfois remplacée par de la calcite, montre de fines géodes et contient de rares lamelles d'un minéral phylliteux et quelques cristaux de pyrite. La blende se met en place dans les géodes et pénètre les joints de grains du quartz. Celle-ci contient des inclusions isolées ou orientées de chalcopyrite ainsi que quelques grains de brunogéïérite (20 microns) dont l'un inclut en son centre une plage de chalcopyrite.

La galène se localise de la même façon que la blende mais envahit plus nettement la gangue siliceuse au niveau des joints de grains.

3.1.2. Mine de la Lèche (x = 414,66 y = 52,87 z = 1580 m)

Accès : en rive gauche du gave de Héas, face au hameau de Ribère-Debat, monter dans les éboulis (dangereux) jusqu'à la base de la falaise. L'entrée n'est visible qu'arrivé à ce niveau.



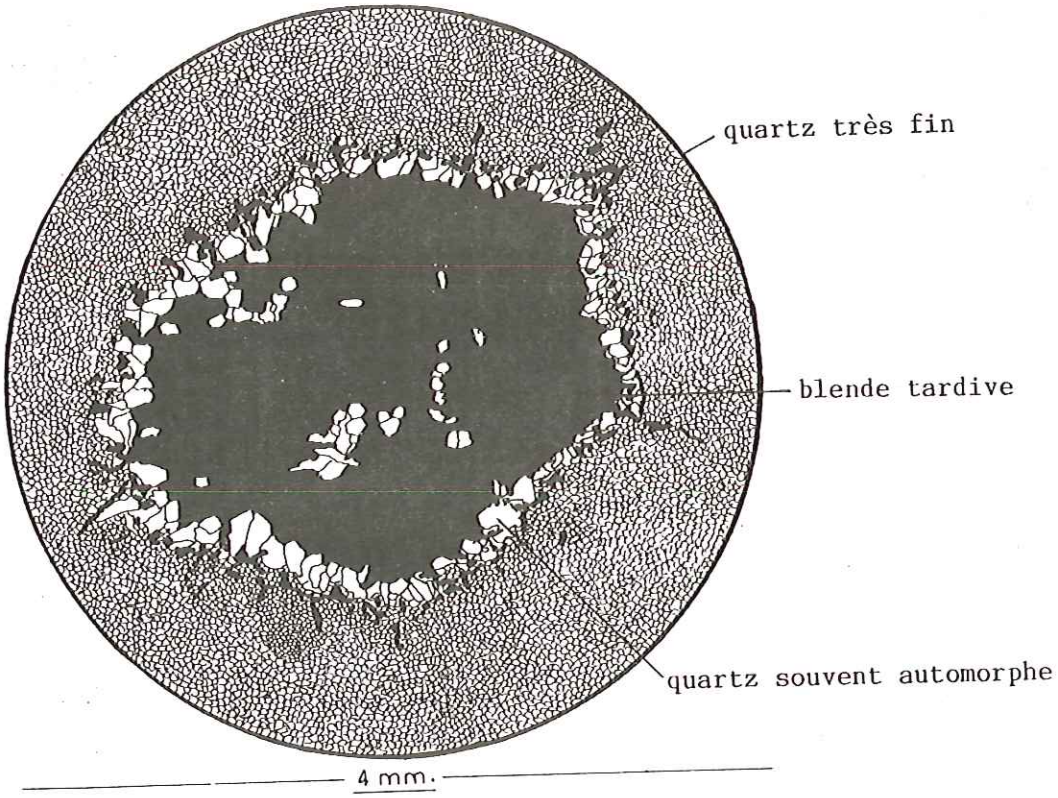


FIG.71- Localisation préférentielle des sulfures à l'intérieur ou au contact des zones silicifiées (filon de Matacas).

3.1.2.1. Observations de terrain

a) La mine

Celle-ci correspond peut être à l'ancienne mine dite Turon des Artigues.

Une unique galerie de 25 m, large de 1,50 m au maximum, a été ouverte. A l'entrée, au toit, un amas de sidérite avec un peu de blende se pince rapidement. Les premiers mètres sont orientés N30 puis la galerie tourne rapidement pour suivre la direction N60. A l'intérieur, au mur, le filon disparaît le plus souvent. Au fond, un bloc éboulé du toit montre un filonnet de 3 cm de galène (blende) et un trou d'eau gêne l'étude du front de taille, mais il semble que le filon disparaisse.

La morphologie d'ensemble de la cavité exploitée suggère une forme de fente d'extension.

b) La minéralisation

La lentille ayant été "vidée" par les mineurs, nous avons essayé d'identifier la nature du remplissage au travers des éboulis présents sous la mine.

La gangue, essentiellement de nature sidéritique, est très oxydée et les noyaux de carbonates sains, très durs, de couleur chamois, sont rares. Celle-ci contient de fréquents fragments de socle, millimétriques à décimétriques. D'une manière générale, les fractures dans ces éléments mettent en évidence une phase à sidérite, puis une phase à quartz et enfin la présence d'ankérite (fig. 72).

Le quartz gris-blanc apparaît en géodes millimétriques à centimétriques, en petits amas rayonnants mais le plus souvent en rubans de quelques millimètres de large et longs de un à plusieurs centimètres (fig. 72). Ces rubans ont surtout un aspect discontinu et sont dans l'ensemble parallèles aux gros fragments d'encaissant, suggérant ainsi une ouverture parallèle aux épontes. Cette direction est ultérieurement empruntée par les sulfures.

Ces phénomènes permettent d'envisager une ouverture en extension au sein de la caisse qui se traduit aussi par une silicification en "toit" dans la sidérite, correspondant à un décollement le long des clivages ou des faces des cristaux du carbonate (ce phénomène, visible dans plusieurs filons, est aussi très net dans la mine du Pont de la Gardette étudiée plus loin).

La pyrite est très souvent liée au quartz dans sa phase finale ou lui est légèrement postérieure et se trouve dans l'ensemble, localisée dans la sidérite (en fissure ou dans la masse).

L'ankérite remplace la sidérite et peut apparaître en bandes parallèles à celles de quartz et lui est alors postérieure.

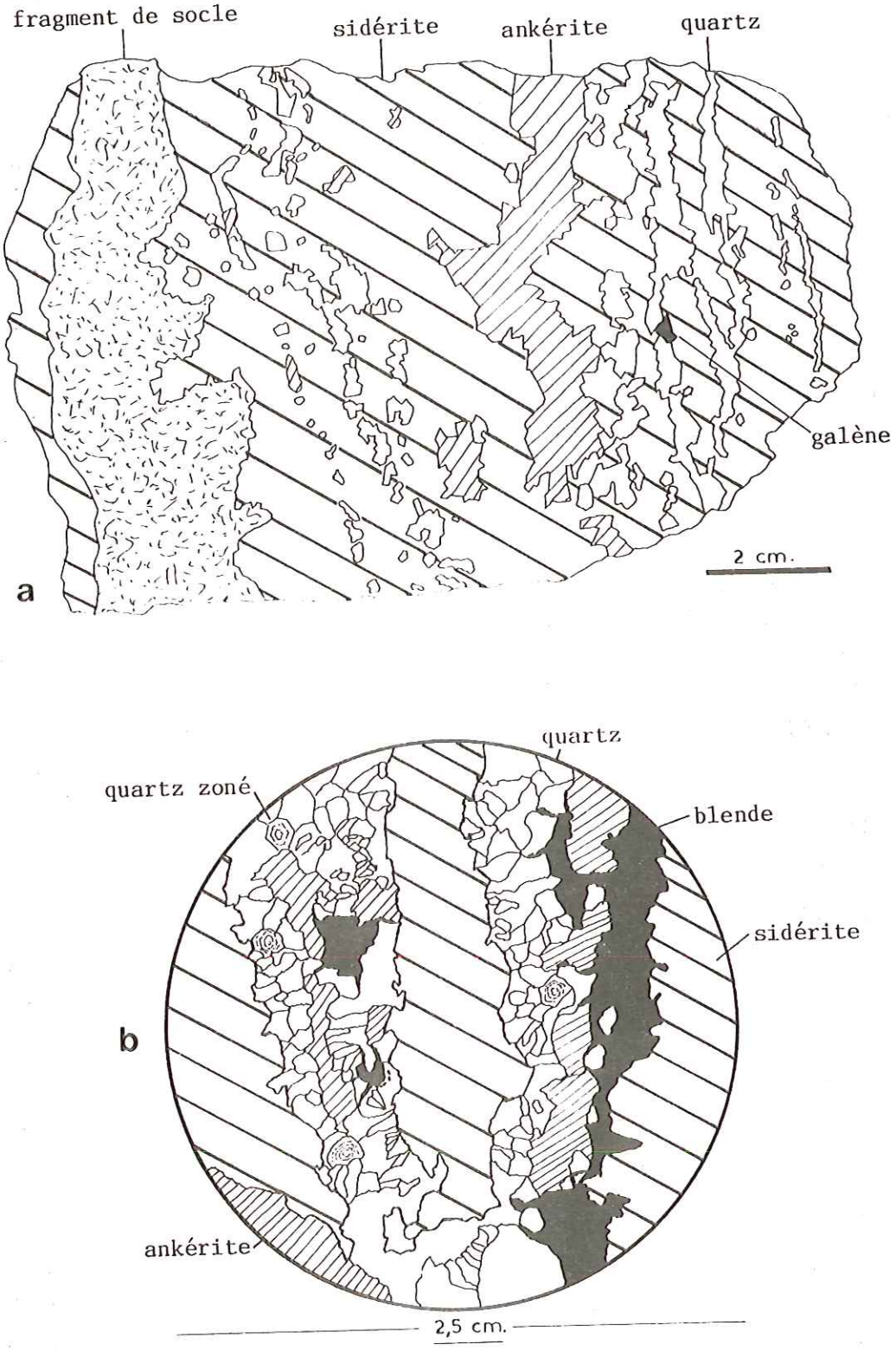


FIG.72- Bandes de quartz et d'ankérite dans de la sidérite massive (mine dela Lèche).
a) macro-échantillon
b) lame mince

Enfin, la phase à sulfures (blende-galène) utilise de préférence les zones à quartz pour se mettre en place et semble liée à un net rejeu de la caisse filonienne. La blende est en général rouge et massive et la galène, en nodules de quelques centimètres, a une texture grains d'acier (plages engrenées de 1 à 3 mm).

De très rares placages de barytine ont été observés et une phase discrète à ankérite - dolomite ferrifère recoupe l'ensemble.

3.1.2.2. Observations en lame mince

Contact encaissant-caisse filonienne : l'encaissant de nature migmatitique est très altéré, les feldspaths et les plagioclases étant entièrement séricitisés. La chlorite qui pseudomorphose la biotite est aussi finement dispersée dans l'ensemble. Seuls le quartz et la muscovite restent inaltérés.

La limite nette et rectiligne des épontes est parfois soulignée par la croissance centripète de cristaux automorphes de plagioclases (photo 9) dont l'analyse à la microsonde a montré qu'il s'agissait d'albite presque pure (tab. 12). Ces cristaux, ultérieurement repris par la sidérite, incluent de petits quartz automorphes et pourraient être plus ou moins synchrones des cristaux de muscovites (tab. 13), ces derniers montrant une chloritisation parfois totale.

Cette paragenèse à quartz-albite-muscovite pourrait traduire une altération hydrothermale précédant la mise en place des minéralisations. Le rejeu de la fracture impliquerait la bréchification et la reprise d'une partie de ces minéraux dans un ciment de sidérite. Cette dernière se moule sur des quartz automorphes qui apparaissent aussi au sein de plages issues d'une silicification ultérieure, ce qui tendrait à prouver l'existence d'une phase précoce à quartz.

L'étude de plusieurs lames minces amènent les observations suivantes :

- La reprise de la fracture à quartz-albite-muscovite et son élargissement permet la mise en place de sidérite.

- Suite à cet épisode, une phase de bréchification se produit, marquée par des reliques de sidérite dans de l'ankérite et par une silicification plus ou moins importante se développant dans les carbonates sous forme de rubans millimétriques, parallèles aux épontes, constitués par des cristaux automorphes zonés dont les bandes de croissance sont soulignées par des inclusions solides et fluides (photo 10). Le quartz, qui peut aussi former des cocardes ou des rosettes dans les carbonates, se développe à partir de fines plages sur les clivages de ces dernières ou sur les fragments d'encaissant. L'évolution de la taille des plages de quartz se traduit par l'acquisition d'un caractère automorphe de plus en plus marqué.

- La cristallisation du quartz paraît encadrée par deux phases à ankérite. En effet, le quartz se développe sur les

SiO2	68.49	68.42	68.64	68.14
Al2O3	18.75	18.92	19.06	19.00
FeO	-	0.02	0.07	0.01
MgO	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-
CaO	0.02	0.02	0.03	-
Na2O	11.72	11.59	11.94	11.90
K2O	0.03	0.01	0.03	0.03
TiO2	-	-	0.01	-
NiO	-	-	-	-
Cr2O3	-	0.07	-	-
	99.01	99.05	99.78	99.08
Si	3.02	3.01	3.00	3.00
Al	0.97	0.98	0.98	0.99
Fe	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-
Ca	-	-	-	-
Na	1.00	0.99	1.02	1.01
K	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-
	4.99	4.98	5.00	5.00

TAB.12- Composition des plagioclases tapissant les épontes du filon de la mine de la Lèche (analyses microsonde).

SiO2	46.13	46.54	46.45
Al2O3	34.44	32.64	35.06
FeO	2.17	3.28	1.85
MgO	0.61	0.94	0.32
MnO	-	-	-
CaO	-	-	-
Na2O	0.65	0.50	0.23
K2O	9.62	9.67	9.66
TiO2	0.55	0.54	0.09
NiO	-	-	-
Cr2O3	-	-	-
OH	4.45	4.42	4.45
	98.62	98.53	98.11
Si	6.21	6.30	6.25
Al	5.46	5.21	5.56
Fe	0.24	0.37	0.21
Mg	0.12	0.19	0.07
Mn	-	-	-
Ca	-	-	-
Na	0.17	0.13	0.06
K	1.65	1.67	1.66
Ti	0.05	0.05	0.01
Ni	-	-	-
Cr	-	-	-
OH	2.00	2.00	2.00
	15.90	15.92	15.82

TAB.13- Composition des muscovites associées à l'albite du filon de la mine de la Lèche (analyses microsonde).

cristaux d'ankérite, mais cette dernière se met aussi en place au centre des rubans de quartz. L'ankérite, dans la première phase, remplace la sidérite, et est le résultat d'une précipitation directe dans la seconde.

- Les joints de grains du quartz sont en général rectilignes, voire courbes mais jamais engrenés.

- Suite à la silicification on assiste au développement d'une phase à chlorite (pseudomorphose des micas blancs en reliques et chlorites de néoformation, fibro-radiées, de teinte vert bouteille). Ces dernières s'insinuent dans les clivages des carbonates oxydés (sidérite) et croissent en gerbes sur l'albite, le quartz et les cristaux de sidérite et d'ankérite. Il existe une phase à fins micas blancs précédant peut être la chlorite et qui est reprise par les sulfures.

- La pyrite apparaît vers la fin de la cristallisation du quartz mais se localise préférentiellement dans les zones à chlorites (surtout dans les fissures recoupant les carbonates et le quartz).

- Une nouvelle saccade tectonique amène une légère ouverture du filon et des décollements aux épontes ou entre phases minérales, ce qui permet la création de vides dans lesquels la blende se met en place. De nouveaux décollements, surtout entre quartz - blende et blende - carbonates autorisent le dépôt de galène.

D'une manière générale, les sulfures se localisent dans les carbonates en les remplaçant mais apparaissent aussi dans des géodes millimétriques de quartz au sein des carbonates.

3.1.2.3. Observations en section polie

La succession des différentes phases minérales établie précédemment est confirmée et de nouvelles données peuvent être proposées :

- Les plages de quartz remplacent nettement l'ankérite, arborant de ce fait un aspect "sale", mais dont la bordure, souvent claire, contient fréquemment de petits cristaux automorphes de pyrite.

La bordure de ces plages est la plupart du temps limitée par des cristaux automorphes sur lesquels peut se développer de la chlorite en gerbes.

- De nombreuses plages de chalcopyrite parsèment la blende rouge sombre, sous deux faciès :

  . plages xénomorphes isolées (jusqu'à 100 microns)
  . treillis de fines inclusions orientées, dans des zones bien délimitées.

La chalcopyrite se moule fréquemment sur des cristaux de pyrite et inclut de très rares traces d'argentopentlandite.

- Dans la blende, on note encore quelques cristaux de magnétite, de rares grains de cassitérite et un minéral phylliteux caractérisé par les éléments suivants (M.E.B.) : Fe, Si, Al, Ga, Ge.

- La galène remplace parfois la chalcopyrite dans la blende, prenant alors un faciès orienté, mais le plus souvent n'est présente que sous forme de fines plages. Elle apparaît en plus grosses plages (mm à cm) au contact quartz - blende, carbonates - blende et blende - pyrite.

- Un liséré de calcite tardive marque le contact quartz-galène.

3.1.3. Mine de la Raillère ou de l'Arraillé (x = 414,12 y = 53,45 z = 1510 m)

Accès : facile ; à partir du pont de la route des Gloriettes, monter jusqu'à la Vierge se trouvant sur le chaos. De ce point, on observe vers l'est, au sommet des éboulis, les restes d'une murette de soutènement (attention, mine dangereuse : puits noyés).

3.1.3.1. Observations de terrain

a) La mine

La figure 73 est une coupe de la mine réalisée par G. LARANG (1966). Seul le niveau inférieur est accessible suite aux dépilages et depuis 1966, un éboulement empêche l'accès à la descenderie du fond.

Le filon 60N70-80 a été dépilé à vue et comme pour la mine de la Lèche, seuls les éboulis permettent d'analyser la nature du remplissage de la caisse.

L'assimilation de ce filon N60 à une structure est-ouest par X. de GRAMONT et al. (1965), dans le cadre d'une comparaison avec d'autres filons du secteur, semble être un peu abusive. Nous reviendrons par la suite sur les différences entre les structures N60-70 et N90-110.

b) La minéralisation

En 1965, X. de GRAMONT et al. concluaient à un filon de type B.P.G.C., riche en galène et encaissé dans le granite à cordiérite. C'est cette galène qui fut exploitée et A. CAILLAUX (1875) s'inspirant des travaux de F. de DIETRICH (1787), notait la présence de deux types de galène titrant respectivement 22 et 83 g d'argent aux 100 Kg de plomb avec une prédominance de la galène la plus riche.

La puissance maximale de la caisse ne semble pas dépasser 1 m bien qu'elle soit très irrégulière et certainement beaucoup plus réduite en moyenne.

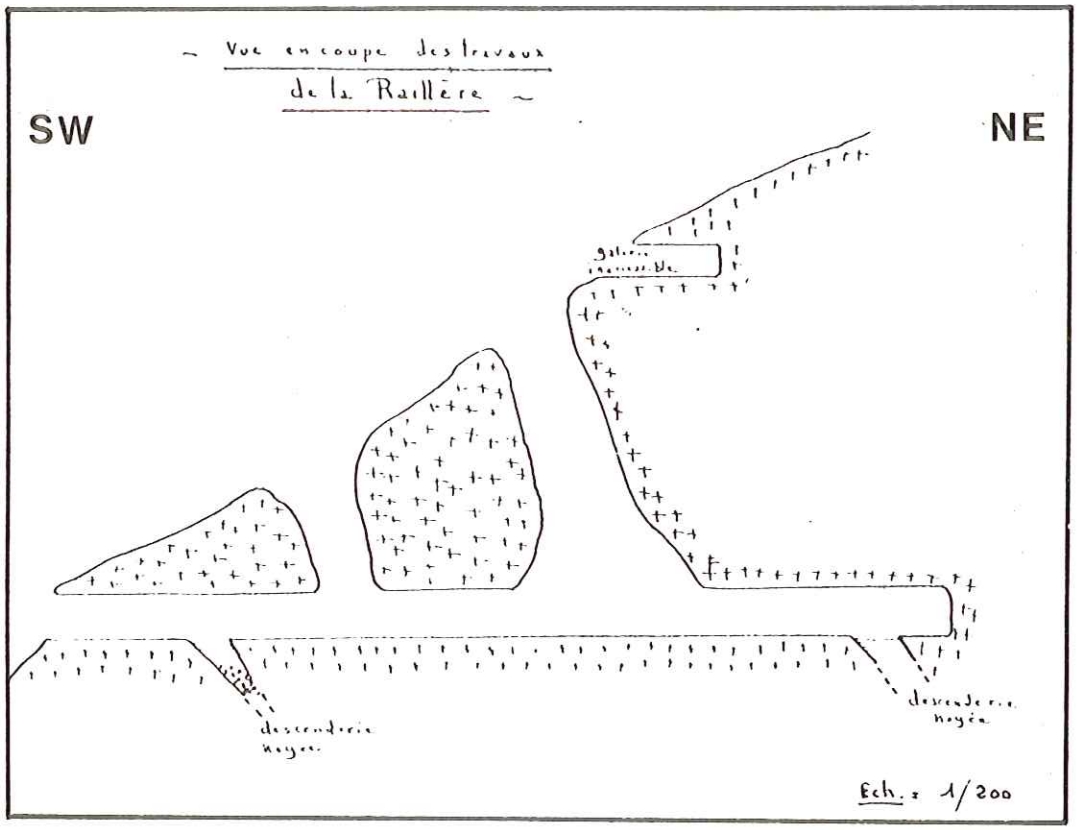


FIG.73- Coupe de la mine de la Raillère (LARANG, 1966).

Dans la galerie inférieure, on remarque une veine de sidérite avec un remplissage axial de galène grains d'acier (2 à 3 cm). Dans le niveau supérieur, G. LARANG signale un remplissage de 10 cm de puissance avec 4 ou 5 cm de galène.

Au-dessus des travaux, nous n'avons pas retrouvé, tout comme l'auteur précédent, la trace d'une quelconque structure minéralisée.

Bien qu'ici, l'extension verticale atteigne une vingtaine de mètres, on se rapproche de la morphologie de la mine de la Lèche située à 750 m au sud.

L'étude des éboulis indique que le remplissage était du même type que pour la mine de la Lèche. La succession des différents phénomènes est la suivante :

- bréchification de l'encaissant (migmatites) avec peut être existence de quartz précoce indépendant des minéralisations (déjà envisagé pour la mine de la Lèche) ;

- de nombreux fragments d'encaissant sont cimentés par de la sidérite actuellement très oxydée ;

- nouvelle bréchification avec mise en place d'ankérite et silicification synchrone ou alternante sous forme de rubans parallèles aux épontes (comme à la mine de la Lèche) ; le quartz apparaît aussi en "feuillets" dans les carbonates ce qui traduit une silicification le long de surfaces de décollement correspondant à des clivages ou à des faces de cristaux ;

- pyrite et chalcopyrite se localisent préférentiellement dans les carbonates ;

- la blende s'insinue dans des zones plus ou moins bréchifiées ou décollées suite à une reprise du filon ;

- la galène grains d'acier (plages jusqu'à 3 mm) suit la mise en place de la blende et apparaît sous forme d'amas irréguliers dans le minerai ;

- une galène très fine cimente une brèche du minerai et est aussi associée à de la barytine finement litée ; cette dernière est rare et rappelle des faciès que nous présenterons par la suite (mine de Coumély, mine du Couret, filon du bois de Coumély...) ;

- de la barytine en lattes centimétriques se développe dans les carbonates.

3.1.3.2. Observations en lame mince

L'étude de plusieurs lames minces amènent les conclusions suivantes :

- bréchification de l'encaissant et phase à quartz blanc laiteux que l'on retrouve en éléments figurés dans la sidérite ;

- nouvelle bréchification mise en évidence par la présence de fragments d'encaissant altéré, de gros morceaux de quartz et de sidérite, dans un ciment d'ankérite (on peut se demander si l'oxydation de la sidérite n'est pas précoce car des amas oxydés sont fossilisés dans l'ankérite et le contact ankérite - sidérite est toujours frangé par des oxydes) ;

- une fissuration parallèle aux épontes et une microfissuration dans la gangue dirige une silicification marquée par la présence de bandes de quartz en "peigne" à cristaux automorphes zonés (jusqu'à 5 mm) à extinction roulante ;

- de la chlorite vert bouteille se développe sur le quartz et dans des fissures l'affectant ; celle-ci est le plus souvent fibroradiée (chlorite de néoformation) et associée aux zones de silicification où les plages de quartz sont les mieux développées ; elle apparaît aussi dans les lignes d'oxydation des carbonates ce qui pourrait confirmer l'hypothèse d'une oxydation précoce ;

- la blende remplace les carbonates mais sa mise en place est surtout conditionnée par la présence de zones silicifiées ; on constate ici encore l'existence de deux blendes de couleur différente : la plus précoce, rouge sombre et une blende tardive brun jaune ;

- aucune déformation des plages de sulfures n'a été observée;

- de la calcite tardive se localise au contact des différentes phases minérales ;

- un filonnet de carbonates ferrifères, barytine et traces de fluorine recoupe l'ensemble. X. de GRAMONT et al. (1965) ont signalé des géodes de calcite remplies de cristaux centimétriques en "tête de clou" et de la barytine en masses clivables grises à blanchâtres pouvant former des brèches avec les carbonates.

3.1.3.3. Observations en section polie

L'étude de sept sections polies a conduit aux conclusions suivantes :

- Dans la sidérite et reprises par l'ankérite qui est postérieure, on observe des gerbes d'hématite transformée en magnétite (= mushkétovite).

- La pyrite moule ou inclut des lamelles et des cristaux de magnétite et des traces de pyrrhotite pseudomorphosent les lamelles d'hématite.

- Dans les carbonates se développent de nombreux cristaux automorphes de magnétite.

- Le quartz peut contenir quelques cristaux de pyrite ainsi que de petites lamelles d'hématite.

- L'essentiel du développement de la pyrite se produit à la limite quartz-sulfures.

- La chalcopyrite moule des cristaux automorphes de pyrite et contient par endroits de nombreuses plages de pentlandite (jusqu'à 800 microns) souvent altérée en bravoïte.

- Une chlorite fibroradiée (200 à 400 microns) se développe sur les carbonates, le quartz et la pyrite.

- La blende se met en place en liaison avec les zones à quartz et remplace les carbonates. Elle englobe des fragments de minéraux de gangue, des plages de pyrite présentant un cortex de chalcopyrite. Une étude au M.E.B. a précisé la présence de :

. cassitérite parfois automorphe (jusqu'à 10 microns),
. brunogéïérite (jusqu'à 20 microns) parfois associée à du quartz
. minéral en fines baguettes caractérisé par les éléments suivants : Fe, Ge, K, Cl, Al, Si (Ba, Ga, Ca, Mn)
. magnétites zonées à brunogéïérite.

- La galène, suite à une reprise tectonique du filon, se met en place dans des zones de décollement entre différentes phases minérales ou en fines plages dans la blende. On l'observe aussi en plages géométriques limitées par les clivages des carbonates qu'elle remplace. De fréquents rhomboèdres squelettiques d'ankérite et des cristaux subarrondis de pyrite à nombreux golfes de corrosion sont le résultat de la reprise de ces minéraux par la galène.

- De la calcite tardive recoupe la galène ou forme des lisérés moulant toutes les phases minérales. Ce liséré révélé par le M.E.B. et qui peut n'être puissant que de quelques microns est surtout localisé au contact galène - diverses phases minérales.

3.1.4. Filon du Pène de la Hourcade (2) (x = 413,13 y = 54,67 z = 1650 m)

Accès : suivre l'ancien sentier E.D.F. qui monte à la fenêtre de la conduite forcée. Le départ est situé à quelques dizaines de mètres au nord. Le chemin passe devant le filon (attention : arrivé à la base des gros éboulis, bien prendre le sentier qui les recoupe).

3.1.4.1. Observations de terrain

Ce filon correspond peut être à la mine de Barbe de Bouc ou de Barbedoune signalée sur les anciennes cartes, car malgré toutes nos recherches, aucun grattage n'a été mis en évidence dans le secteur de ces toponymes.

Le filon, vertical, orienté N60, recoupe les migmatites et est plus ou moins accolé à un dyke de "roches vertes", mais le plus souvent un lambeau de migmatites subsiste entre les deux. Sa puissance est au maximum de 55 cm et l'extension verticale n'est que de 5-6 m. Au-dessous, seule une fine fracture, remplie par du quartz et des oxydes de fer, est visible et au-dessus apparaissent quelques filonnets à carbonates, pyrite, blende, de directions variées (N60, N80, N100, N175).

Ce type de filon particulier n'a été rencontré qu'une seule fois dans notre secteur ; en effet, le remplissage est à magnétite dominante, blende en quantité moindre et grandes plages de chalcopyrite (jusqu'à 5 cm) apparaissant surtout dans la magnétite. Quelques noyaux de carbonates de fer fins et compacts subsistent au sein d'amas d'oxydes de fer.

De la barytine grise, en grandes lames centimétriques, parfois d'aspect bréchique, se met en place au centre du filon, à l'éponte sud et dans des fentes sigmoïdes affectant l'encaissant. Dans ce dernier, on trouve aussi des amas à sidérite - blende et à chalcopyrite associée à des hérissons de quartz (4 à 5 cm), sans que l'on note une fissuration exprimée.

Dans les filonnets au dessus du filon, la coloration des carbonates indique la succession suivante : ankérite, calcite, ces deux phases étant séparées par une venue de blende.

3.1.4.2. Observations en lame mince

L'étude du contact filon-encaissant révèle que ce dernier est fortement altéré. Dans un fond de séricite et chlorite, seuls subsistent des traces de muscovite et de quartz, ce dernier montrant parfois des auréoles d'altération.

Le contact est souligné du côté filon par un fin liséré de chlorites vert clair passant en continuité à celles de la roche, qui peut être recouvert par des cristaux de quartz.

La gangue filonienne est constituée par des carbonates ferrifères en plages de 0,1 à 0,3 mm qui contiennent de gros micas blancs et des traces de biotites. Ces minéraux pourraient appartenir à une phase précoce d'altération et ainsi former avec le quartz des assemblages déjà observés dans d'autres filons.

Une silicification affecte les carbonates avec un faciès dominant de quartz en peigne.

Une autre phase à carbonates ferrifères en plages plus fines (0,01 à 0,03 mm), intimement liées à une chlorite vert bouteille, reprend les minéraux antérieurs. La chlorite, formant un liséré autour des reliques du carbonate I, se développe aussi dans des fissures affectant ce dernier et s'exprime en fines plages dans le carbonate II.

3.1.4.3. Observations en section polie

La magnétite massive est formée par un assemblage de cristaux automorphes à subautomorphes jointifs, souvent zonés et parcourus par un treillis d'hématite (= martite).

L'ensemble est ensuite légèrement bréchifié et de la chlorite en gerbes se développe sur les faces des cristaux, dans les cavités ainsi créées.

Une nouvelle reprise du filon pourrait se produire car le quartz qui se met en place contient de nombreuses lamelles de chlorites ainsi que des fragments de magnétite.

La bordure des plages de quartz contient de très fins cristaux de pyrite qui annoncent le dépôt des sulfures. Ces cristaux (jusqu'à 1 mm) se mettent en place au contact des cristaux de magnétite, les moulent ou les remplacent.

Des traces de millérite et pyrrhotite apparaissent dans la chalcopyrite, la pyrrhotite s'observant aussi au contact magnétite - chalcopyrite.

La chalcopyrite reprend la pyrite, la pyrrhotite et la millérite, mais ses relations avec la blende sont délicates à interpréter.

La blende apparaît au sein de la magnétite en plages souvent bordées de petits cristaux de pyrite en contact avec la magnétite. Des cristaux squelettiques de pyrite pourraient être des reliques de pyrite précoce.

Dans la blende, une étude au M.E.B. a montré la présence de:

- grains de cassitérite (jusqu'à 30 microns) pouvant accessoirement mouler de la magnétite
- des magnétites (jusqu'à 80 microns) à zonations ou à grains de brunogéïérite
- la chalcopyrite existe en fins treillis dans la blende, mais peut aussi y former des amas plus importants reliés par des filonnets
- enfin, une fissuration discrète à chlorites recoupe l'ensemble.

3.1.5. Filon du pont de Souarrouy (x = 412,35 y = 54,66 z = 1470 m)

Accès : en rive gauche du gave de Héas, remonter le torrent qui est situé très légèrement en aval du pont et dont le départ est bétonné. Dans le torrent, on arrive sur une zone de cascades qu'il faut franchir. Le filon se situe au-dessus dans la deuxième série de cascades.

3.1.5.1. Observations de terrain

La caisse filonienne, orientée N60 et puissante au maximum de 80 cm, recoupe une enclave décamétrique d'origine sédimentaire apparaissant au sein des migmatites (banc de cipolin de 50 cm encadré par des quartzites parfois finement lités).

Deux parties peuvent être individualisées (fig. 74) :

- à l'éponte nord, une roche verte (ancien dyke d'andésite puissant de 20 à 60 cm) a été broyée et de nombreuses plages de blende rouge l'intrudent (fig.75) ;

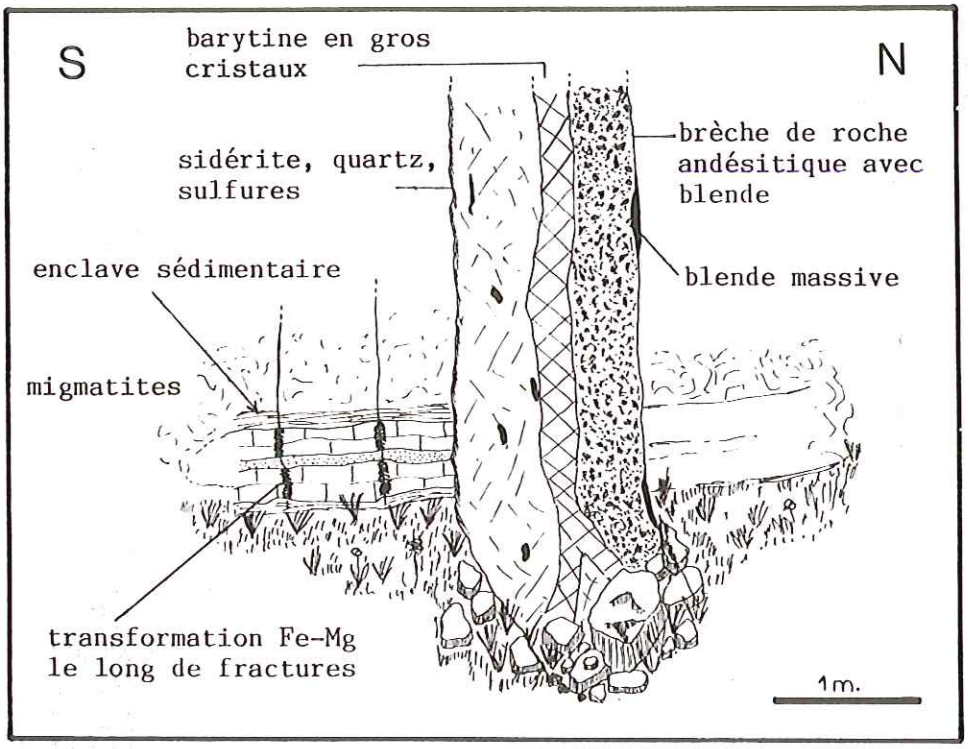


FIG.74- Filon N60 du pont de Souarrouy.

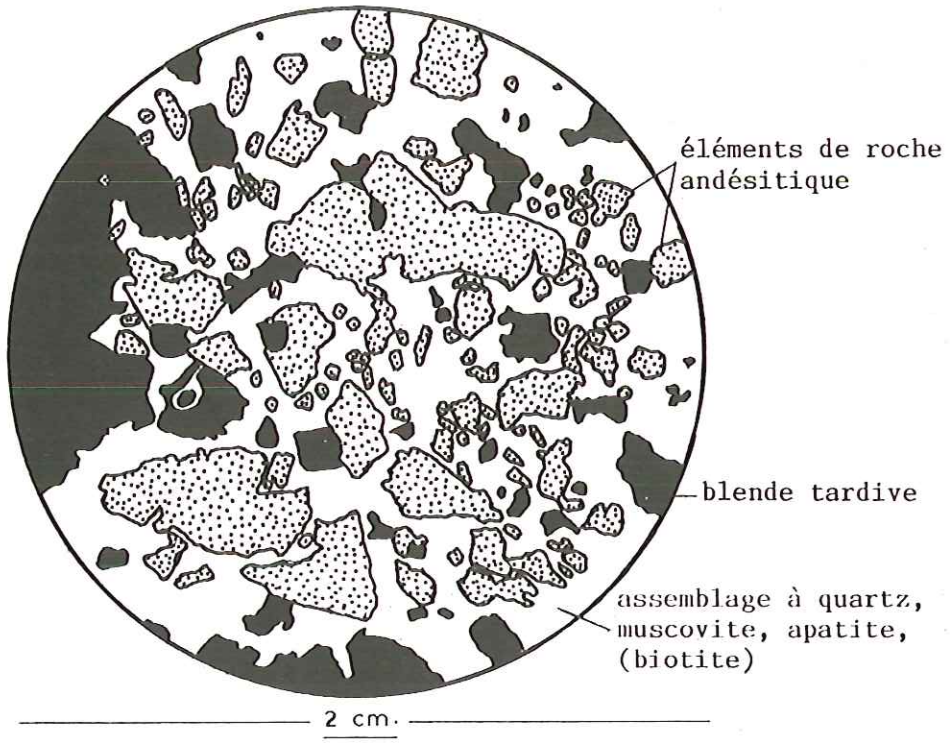


FIG.75- Dyke de roche andésitique broyé et cimenté par un assemblage à quartz-muscovite-apatite avec blende tardive (filon du pont de Souarrouy).

- le reste de la caisse (50 à 60 cm) est rempli par une forte proportion de carbonates ferrifères, souvent très fins, compacts, orangés, contenant de l'oligiste, de la pyrite et de la blende. Cette dernière peut apparaître de façon massive entre la brèche et l'éponte nord.

L'ensemble est recoupé par un filon de 25 à 30 cm de barytine en gros cristaux contenant de l'oligiste, suivant une direction N60 à N 80 verticale. Des lattes de barytine envahissent les carbonates (surtout l'ankérite).

Latéralement, dans l'encaissant, on note la présence de fissures qui recoupent les cipolins et les quartzites. Une métasomatose, révélée par des amas à carbonates ferrifères, oligiste et pyrite, orientés N60 vertical, s'est développée dans les cipolins. La fissuration dans les termes siliceux n'est pas minéralisée.

3.1.5.2. Observations en lame mince

La brèche : éléments jusqu'à 1 ou 2 cm de roche très altérée (assemblage séricite - chlorite vert clair très fine) repris dans un fond de plages de quartz hétérogranulaires (jusqu'à 0,8 mm) contenant de fréquents cristaux de micas blancs non altérés (jusqu'à 1 cm), de rares biotites et des cristaux automorphes d'apatite (jusqu'à 2 mm).

Cet assemblage pourrait rappeler la paragenèse silicatée déjà signalée et antérieure aux minéralisations.

La blende se met en place au sein de cette brèche et s'insinue entre les plages de quartz et les lamelles des micas.

Le minerai carbonaté : des reliques de sidérite sont visibles au sein d'un carbonate en plages plus fines (ankérite) auquel est liée de la chlorite vert bouteille. Cette dernière apparaît en liséré autour des reliques de sidérite et dans les fissures affectant cette dernière.

Dans la sidérite, il existe des traces de silicification associée à de fins micas blancs. Celle-ci pourrait précéder de très peu les chlorites et l'ankérite.

La blende remplace les carbonates mais se localise préférentiellement dans les zones silicifiées. Des reliques de blende rouge à inclusions orientées de chalcopyrite apparaissent dans une blende brun clair. Il semblerait que l'hypothèse de la recristallisation soit la plus vraisemblable car la blende rouge apparaît souvent comme un puzzle et les inclusions orientées persistent quelquefois dans la blende claire.

La barytine se développe en lattes centimétriques dans l'ankérite. Des fissures à fins micas blancs la recoupent, ces derniers apparaissant aussi de façon pervasive dans les carbonates.

Des fissures sécantes sur l'ensemble sont tapissées de fins micas blancs alors que leur partie centrale est remplie par de la chlorite.

3.1.5.3. Observations en section polie

La sidérite, en grandes plages contenant des gerbes d'hématite, est remplacée par de l'ankérite. L'hématite est parfois transformée en magnétite.

Une silicification anté-pyrite se développe dans les carbonates et peut mouler l'hématite.

Des cristaux automorphes de pyrite recoupent l'hématite ou la moulent ; ils peuvent aussi remplacer de gros cristaux de magnétite qui se sont développés à partir de l'hématite.

La blende reprend l'ensemble et se localise surtout dans les zones à quartz ; elle contient aussi de gros cristaux de magnétite qui se développent de façon synchrone.

Une étude au M.E.B. a montré la présence de :

- centaines de plages arrondies d'argyrodite (jusqu'à 20 microns) regroupées en amas ;

- nombreux grains de brunogéïérite (jusqu'à 15 microns) ;

- fines lamelles de silicate de Ge (Fe, Ge, Al, Si) ;

- petites magnétites zonées à brunogéïérite (jusqu'à 80 microns) ;

- rares petits cristaux de carbonates riches en terres rares (Ne, La).

La chalcopyrite apparaît fréquemment en fins treillis d'inclusions orientées ainsi que sous forme de plages xénomorphes plus grosses et régulièrement réparties (rarement dans les zones à treillis d'inclusions orientées).

Une attaque ménagée à l'acide nitrique a révélé que :

- les inclusions orientées de chalcopyrite se localisent à un seul individu automorphe à subautomorphe de blende zonée ;

- cette dernière est entourée par un assemblage plus ou moins isogranulaire de fines plages de blende maclée au sein desquelles se mettent en place des plages xénomorphes de chalcopyrite (aux joints de grains ou recoupant les plans de macle) ;

- ce phénomène correspond aux observations sur l'existence de deux types de blende : rouge sombre à inclusions orientées et brun-jaune. Il y aurait donc recristallisation de la blende rouge en un assemblage polycristallin isogranulaire de petites plages maclées.

3.1.6. Filon au nord de la mine du pont de la Gardette (x = 411,85 y = 55,78 z = 1180 m)

Accès : les deux entrées de mine sont visibles en rive droite du gave de Héas, à partir de la route, un peu au nord de la passerelle de Peyregnet. Une fois les mines localisées, franchir la passerelle et descendre dans le gave par les mines. Le filon étudié, différent de celui des mines, se situe quelques dizaines de mètres plus au nord et sa base est visible à partir du torrent.

3.1.6.1. Observations de terrain

Sécant sur les migmatites, ce filon orienté 50S70, est décrit ici afin de montrer les variations rapides de puissance caractérisant les structures minéralisées :

- au niveau du gave, une fracturation discrète à carbonates ferrifères affecte les migmatites ;

- 2 à 3 m au dessus, après une zone d'éboulis, apparaît un filon puissant de 1,20 m à sidérite, oligiste, quartz et pyrite ;

- 4 à 5 m plus haut, la puissance est de 2,5 à 3 m et le remplissage, toujours à sidérite dominante et quartz, montre aussi chalcopyrite, blende et galène ;

- quelques mètres plus haut, le filon a disparu.

3.1.7. Filon de fluorine de la route de Gavarnie (x = 409,45 y = 55,0 z = 1180 m)

Accès : au bord de la route, sur la gauche en allant vers Gavarnie.

3.1.7.1. Observations de terrain

L'encaissant granitique à enclaves de micaschistes a été recoupé par un filon de quartz, repris ultérieurement par un filon de fluorine, lui même recoupé par une minéralisation à sidérite, hématite, barytine et blende.

En fait, le filon de quartz a servi de guide aux deux phases minéralisées et est recoupé sous un angle très faible qui le sépare en deux parties. Vers le haut du filon visible sur 6 m d'extension verticale, le quartz est collé à l'éponte sud et vers le bas, à l'éponte nord.

La fluorine, grise à blanche, montre une minéralisation sécante à oligiste, contenant des amas centimétriques de blende verte.

La barytine est rare et seulement présente au niveau de la route.

3.1.7.2. Observations en lame mince

Des lamelles d'hématite associées à une fissure recoupant la fluorine sont parfois reprises par du quartz. La blende est tardive par rapport à ces minéraux et de la barytine en petites plages se loge entre les lamelles d'hématite.

3.1.7.3. Observations en section polie

Filonnet de blende très claire recoupant la fluorine et englobant des lamelles flexueuses d'hématite parfois plissées, souvent cassées, présentant un début de mushkétovitisation. Entre les lamelles, on observe des reliques de carbonates ferrifères et sur les lamelles, des cristaux de pyrite.

3.1.8. Mine des Artigaous (x = 408,95 y = 53,02 z = 1370 m)

Accès : remonter le ruisseau de Sarré à partir de Ribère-Debat (route de Gavarnie) jusqu'aux falaises qui le barrent. Les deux entrées de mine s'ouvrent en rive droite, l'une près du torrent et la seconde, 80 m au-dessus, dans une zone très dangereuse (pente de roche nue très raide, recouverte par de fins éboulis).

3.1.8.1. Observations de terrain

a) La mine

La galerie inférieure, longue de 25 m, dont l'entrée est plus ou moins éboulée, suit un filon N60, vertical. Au fond, un dépilage de 4 m termine les travaux.

La galerie supérieure, dont l'entrée est obstruée, semble suivre un filon orienté N65 vertical.

b) La minéralisation

Des blocs provenant du toit, au fond de la galerie inférieure, sont essentiellement constitués de sidérite et d'ankérite contenant du quartz, de la galène, de la barytine et de la calcite.

En surface, la barytine en grosses masses clivables forme un filon irrégulier dont la puissance peut atteindre 80 cm, au centre d'épontes riches en carbonates ferrifères et sulfures.

Vers le haut, ce filon se ferme rapidement et il ne subsiste alors que de rares carbonates ferrifères. Au fond de la galerie, le front de taille est envahi par les carbonates.

Sur 60 m de dénivelé, on suit un filon dont la puissance varie considérablement, avec parfois disparition totale.

A l'entrée de la galerie supérieure, le filon est puissant de 30 cm et riche en carbonates ferrifères contenant pyrite, blende et galène.

A quelques mètres au nord de ce filon, un autre filon encore plus irrégulier, orienté N110, est caractérisé par un remplissage identique.

Les zones de silicification dans les carbonates ferrifères sont recoupées par de la barytine qui cimente des brèches à éléments de sidérite. Elle décale aussi des fentes remplies par les mêmes carbonates (fig. 76). La barytine, plus abondante vers le bas du filonnet, peut aussi être recoupée par une phase discrète à carbonates ferrifères.

Dans l'ensemble, les directions minéralisées sont orientées N70 verticales mais on observe aussi des directions N-S et N110.

Sous le filon principal, un filon de 1,5 à 2 m de quartz blanc à jaune, altéré, riche en pyrite est orienté 10W60. Son intersection avec le filon N60 provoque la mise en place de barytine à son éponte nord et le développement des carbonates ferrifères et des sulfures dans le quartz, ce qui tendrait à prouver que ce filon de quartz était antérieur à la paragenèse B.P.G.C.

En résumé, toutes les observations réalisées traduisent une zone de cisaillement dans laquelle des dykes de "roches vertes" sont broyés, des fentes de tension se mettent en place et où des filons montrent une succession verticale de lentilles minéralisées.

3.1.8.2. Observations en lame mince

Une silicification se développe surtout dans le carbonate II (ankérite) et fréquemment à partir de reliques de sidérite.

Des fissures tapissées de chlorites et de pyrite recoupent la sidérite. Ces minéraux sont dispersés dans l'ankérite et les chlorites ont alors un faciès fibroradié classique.

La blende précède la galène qui s'insinue entre les plages de quartz.

La barytine remplace les carbonates et est recoupée par de la galène.

3.1.8.3. Observations en section polie

Le remplacement des carbonates par le quartz est très net et la fin de la cristallisation de ce dernier coïncide avec le début de croissance des cristaux de pyrite.

La blende contient de rares cristaux de pyrite et de nombreux cristaux de magnétite (jusqu'à 200 microns), cette dernière étant souvent incluse dans la chalcopyrite.

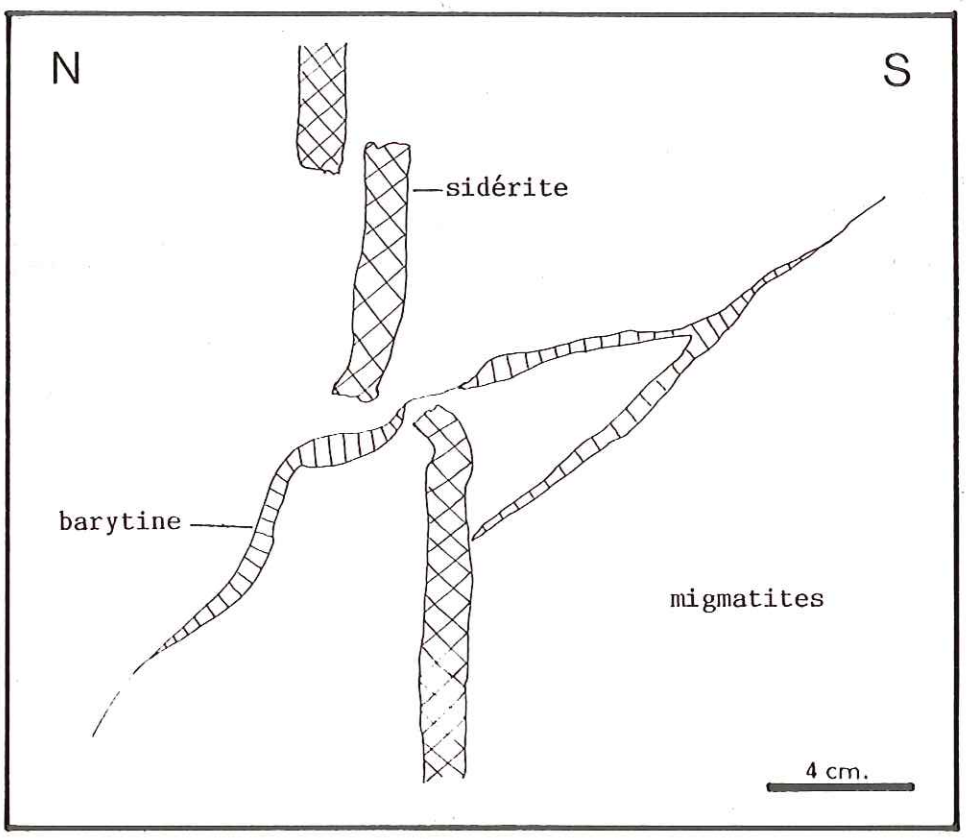


FIG.76- Filonnet de sidérite recoupé et décalé par des fentes remplies de barytine (mine des Artigaous).

Quelques grains de cassitérite ont été notés dans la blende mais aussi dans la magnétite.

La galène remplace les carbonates et la blende, et se localise surtout dans des vides issus du décollement entre phases minérales, suite à une légère reprise du filon (phénomène déjà décrit).

Enfin, des lattes de barytine envahissent les carbonates.

3.1.9. Mine de Port-Vieux (x = 422,23 y = 51,04 z = 2100-2200 m)

Accès : par la vallée de la Géla. Mine signalée sur la carte topographique à 1/25 000. Un large chemin y conduit.

3.1.9.1. Observations de terrain

a) La mine

Nous nous inspirerons largement des descriptions de C. BOUQUET (1968) qui a étudié cette mine dans le cadre de l'établissement des limites du Parc National des Pyrénées.

Trois filons orientés N65-70 ont été recoupés par 3 travers-bancs (Pierre, 2120 m ; Maurice, 2159 m ; Henri, 2172 m). Chaque travers-banc a recoupé les trois filons parallèles.

A 2185 m, une tranchée est le résultat d'un dépilage entre le niveau Pierre et Maurice. Les traçages n'ont jamais dépassé une soixantaine de mètres et font en moyenne 10 à 20 mètres. Seuls les niveaux Pierre et Maurice sont facilement accessibles.

b) La minéralisation

Les observations de C. BOUQUET seront complétées par une étude de la minéralisation en éboulis et autour des filons.

Les quartzites et schistes ordoviciens sont recoupés par les filons dont l'extension horizontale ne dépasse pas 100 m et dont la puissance, très variable, est au maximum de 1,5 m. Les trois filons se ferment toujours très rapidement et buttent fréquemment sur des zones faillées, voire broyées, orientées N110.

Le remplissage filonien est très souvent constitué par une brèche de quartzites cimentée par du quartz blanc et de la sidérite. La fluorine blanche, massive, postérieure, est recoupée par des filonnets de galène, dans l'axe des filons, qui ne dépassent pas quelques centimètres, sauf peut être, d'après la bibliographie, dans le filon III où l'intersection avec un filon NW-SE aurait provoqué la formation d'une colonne minéralisée. Cette dernière, dont la puissance réduite était de 40 à 60 cm, aurait alimenté plusieurs années d'exploitation.

C. BOUQUET fait les remarques suivantes sur les différentes phases minérales :

- le quartz : plusieurs types
  . blanc laiteux : précoce
  . gris fin : se substitue parfois à la fluorine
  . limpide : en géode ;

- la fluorine : deux générations
  . blanc grisâtre (toujours noyée dans la fluorine blanche massive)
  . blanche : l'essentiel du remplissage filonien ;

- la sidérite : minéral le plus répandu, non seulement dans la mine mais dans tout le secteur, cimentant toutes les brèches de la région ;

- ankérite-dolomite : rares, associées à la sidérite ;

- galène en filonnets, amas, mouches, noyaux
  . très fine dans les filonnets
  . grenue et brillante en amas dans la fluorine ;

- blende : rare et dans le niveau le plus profond
  . recoupe le quartz gris ou la fluorine grise et s'observe aussi sur des cubes de la fluorine blanche ;

- pyrite: souvent en bordure du quartz et aussi sur des cubes de fluorine blanche ;

- chalcopyrite : banale dans la sidérite, en relation avec le quartz gris, mais plus rare que la pyrite (peut-être contemporaine) ;

- oligiste : fréquent dans la mine et dans la région de Barroude
  . liaison avec la sidérite,
  . en fines écailles sur la fluorine blanche ;

- barytine : absente dans la mine et seulement deux échantillons sur 25 km carrés de prospection.

Un rubanement parallèle aux épontes est parfois visible mais il est souvent masqué par le rejeu des fractures.

Nous pouvons compléter ces descriptions par quelques observations personnelles :

- bien au-dessus de la mine, on trouve des brèches à ciment de carbonates ferrifères, ce qui implique la continuité des zones broyées et l'importance de la sidérite qui se met en place très haut dans le socle ;

- du quartz blanc est parfois repris dans la sidérite ;

- des fragments d'encaissant auréolés de sidérite apparaissent dans la fluorine blanche ;

- de la blende et de la galène très fine recoupent la fluorine blanche ;

- vers 2400 m, au sud de la mine, volante de barytine et chalcopyrite.

Nous devons signaler que c'est le seul filon du secteur (côté français) montrant autant de fluorine et où la barytine est absente. Malgré tout, on retrouve une structuration presque identique aux filons que nous venons de décrire.

3.1.9.2. Observations en lame mince

La fluorine blanche contient des reliques de sidérite très oxydée et des fragments de quartz. Elle est recoupée par de la blende gris vert mouchetée de blende rouge et montre des bandes de croissance soulignées par de nombreuses inclusions carbonatées.

3.1.9.3. Observations en section polie

La sidérite, qui inclut des lamelles d'hématite parfois pseudomorphosées par de la pyrite, est remplacée par du quartz dont les plages sont frangées par des cristaux automorphes.

Une fissuration des carbonates ferrifères et du quartz permet la mise en place d'un feutrage de chlorite entre les plages de carbonates. De fins cristaux de pyrite apparaissent dans la bordure des plages de quartz mais les plus nombreux et les mieux développés (10 microns jusqu'à 5 mm) se localisent dans les zones à chlorite.

La blende recoupe l'ensemble et contient de nombreux chapelets de cristaux de pyrite délimitant des zones dans lesquelles la chalcopyrite apparaît en fins treillis d'inclusions orientées (photo 11). La galène, en petites plages, peut se mettre en place autour des zones à chalcopyrite. Ces trois derniers minéraux peuvent aussi apparaître en plages isolées, sans géométrie, au coeur de la blende.

Des centaines de grains de brunogéïérite (quelques microns jusqu'à 40 microns) et quelques grains de cassitérite se répartissent dans la blende. De rares magnétites zonées à Ge-Ga présentent fréquemment une bordure irrégulière de brunogéïérite et peuvent être plus ou moins moulées par la pyrite en chapelets.

Des cristaux squelettiques de pyrite, beaucoup plus gros, semblent être des reliques de la pyrite précoce non liée à la blende.

Des cristaux aciculaires de linnéïtes (violarite) apparaissent dans les clivages des carbonates, mais aussi dans la blende en individus automorphes plus globuleux (jusqu'à 100 microns) pouvant contenir des reliques d'hématite.

La galène remplace les carbonates et la blende, et contient des traces de tétraédrite argentifère.

3.1.10. Conclusion à l'étude des filons N60-70

Ces filons se mettent en place dans un socle hercynien métamorphique et migmatitique déjà intensément fracturé, suivant des directions variées. Ces directions sont matérialisées par des dykes de roches andésitiques parfois broyés et cimentés par une paragenèse à apatite, muscovite, biotite, albite et quartz.

La reprise des fractures N60-70 permet l'ouverture de cavités verticales lenticulaires caractérisées par :

- une extension verticale ne dépassant pas 80 m et le plus souvent de l'ordre de quelques mètres à une vingtaine de mètres ;
;

- une extension horizontale n'excèdant pas 100 m et le plus souvent très inférieure (20 à 40 m) ;

- une puissance très variable (quelques centimètres jusqu'à 3 m, avec une moyenne de 1 m).

Il est toutefois possible de suivre la fracturation au-dessus ou en-dessous des zones minéralisées.

Le début de la mise en place de la minéralisation est marqué en général par un broyage plus ou moins poussé des épontes et la mise en place de sidérite qui cimente les brèches. A noter que certaines brèches, cimentées par du quartz blanc laiteux, sont probablement précoces. Le remplissage de sidérite massive correspond à la phase d'ouverture et de dépôt la plus importante. Des saccades tectoniques ultérieures provoquent des ouvertures parallèles aux épontes, peut-être en liaison avec un phénomène d'extension perpendiculaire à ces fentes, qui caractériserait alors une déformation compressive en décrochement. Ceci serait en accord avec les différentes observations réalisées sur la morphologie des filons (fissuration parallèle, petites fentes d'extension dans l'encaissant, ouverture en forme de poisson, succession verticale de lentilles, minerai non rubané, décollements entre différentes phases minérales,...).

Les rejeux successifs de ces structures permettent la mise en place de paragenèses très diverses.

D'autre part, la puissance des caisses filoniennes augmente du sud vers le nord et la nature de la gangue est surtout siliceuse vers le sud et carbonatée au nord.

Seul le pourcentage relatif des minéraux varie car les paragenèses sont identiques et les mêmes minéraux traces (surtout ceux à germanium) sont toujours présents. L'absence de gangue carbonatée importante dans le sud du secteur est peut-être à relier à une ouverture réduite des fractures plus tardive, au moment de la phase à quartz. Nous reviendrons sur tous ces phénomènes lors de l'étude structurale de l'ensemble des filons.

3.2. LES FILONS N90-110

C'est la deuxième famille en nombre et celle qui montre les filons les plus puissants (jusqu'à 4 m) et les plus réguliers. Leur extension verticale (jusqu'à 180 m) et horizontale (40 à 60 m) est supérieure à celle des filons N60-70.

3.2.1. Zone du Haille de Pout et de la mine des Touyères

Accès : suivre le gave des Touyères en rive gauche à partir de Héas jusqu'au Haille de Pout. Deux filons sont visibles :

- au dessus de la mine (x = 417,52 y= 50,77 z = 1840 m) ;
- à la base des falaises (x = 417,35 y = 50,68 z= 1990 m).

3.2.1.1. Observations de terrain

Le filon au dessus de la mine a été gratté en surface. Puissant d'une trentaine de centimètres, il est orienté N90-100 vertical et est surtout constitué de barytine blanche en grandes lames contenant des nids de galène. Aux épontes, du quartz contient surtout de la blende et de la galène. Ce filon, visible sur 4 à 5 m, disparaît vers le torrent et est décalé vers l'ouest, vraisemblablement par des fractures N-S. Il recoupe un filon de quartz à pyrite puissant de 0,8 à 1 m et orienté N-S.

Dans les falaises du Haille de Pout, un filon de 10 cm de galène recoupe l'encaissant granitique suivant une direction N100 verticale.

La galène est associée à du quartz blanc laiteux. La puissance du filon est très variable et ce dernier peut disparaître.

Dans les éboulis, on a pu observer de la barytine en gros cristaux, dans du quartz blanc géodique, lequel envahit aussi les fissures de l'encaissant.

D'autre part, après coloration, on a mis en évidence des traces d'ankérite dans le quartz, et de la calcite tardive, par rapport à la galène.

3.2.1.2. Observations en lame mince

Deux types de quartz caractérisent le filon :

- assemblage polycristallin hétérogranulaire de plages non engrenées tendant vers des individus automorphes ;

- quartz microcristallin sécant, associé à de fines chlorites vert clair en gerbes.

L'ensemble est recoupé par la galène.

3.2.1.3. Observations en section polie

La galène s'insinue entre les plages de quartz et contient des traces de pyrite et de chalcopyrite.

3.2.2. Filon au nord du ruisseau de la Sède
(x = 417,04 y = 51,46 z = 1750 m)

Accès : remonter depuis Héas en rive droite du gave. Le filon est situé à la base des falaises.

3.2.2.1. Observations de terrain

Orienté N90 vertical, ce filon, puissant de 0,5 à 1 m, recoupe un encaissant schisteux et est constitué par du quartz blanc et de la pyrite.

3.2.2.2. Observations en lame mince

L'encaissant est fortement séricitisé. Deux types de quartz coexistent :

- en grandes plages non engrenées ;
- en fines plages sécantes.

3.2.3. Mine du Pont de la Gardette ou de Peyregnet
(x = 411,85 y = 55,78 z = 1180 m)

3.2.3.1. Observations de terrain

a) La mine

Deux galeries situées l'une au-dessus de l'autre sont orientées N105.

La galerie supérieure est un grattage de 3 m de profondeur.

La galerie inférieure montre un développement d'une quinzaine de mètres. La caisse filonienne est en moyenne puissante de 2 m.

b) La minéralisation

La figure 77 schématise le front de taille de la galerie supérieure. On remarque que l'essentiel du remplissage est constitué de sidérite et qu'ultérieurement une fissuration a permis la mise en place de chalcopyrite, puis de galène. A l'entrée de la galerie inférieure, au parement nord, un petit amas de blende est en place. En plus des minéraux cités, on note la présence d'oligiste, de pyrite et d'amas parfois centimétriques de chlorite vert foncé.

Sous les mines, dans le gave, les migmatites, bien polies par les eaux du torrent, sont recoupées par de nombreux filons et filonnets de directions variées (N60, N100, N130).

En fait, une multitude de filonnets à carbonates ferrifères et sulfures accessoires recoupent l'encaissant en tous sens.

Le filon de la mine n'a pas été retrouvé dans le gave et pourtant les migmatites affleurent sur plusieurs dizaines de mètres.

Sur l'autre rive, on retrouve face aux mines un filon N105, puissant de 30 cm. En fait, il s'agit d'une zone broyée, irrégulière, ne montrant que des oxydes de fer et un peu de blende.

On constate là encore que l'aspect lenticulaire des minéralisations est très marqué. Il est à noter que, fréquemment en-dessous ou au-dessus des filons (remarque valable aussi pour les filons N60-70), on observe de nombreux filonnets présentant des directions très variées.

3.2.3.2. Observations en lame mince

La sidérite se met en place suite à une fracturation de l'encaissant dont de nombreux petits morceaux, ainsi que des fragments de quartz blanc laiteux, sont cimentés par ce carbonate.

L'ensemble est repris et cimenté par une ankérite plus claire, en cristaux plus fins. Une silicification se développe ensuite sous forme de quartz en peigne formant des rubans de quelques millimètres de long, mais aussi sous un faciès particulier qui laisse envisager des décollements (fig. 78) déjà signalés pour d'autres mines (La Lèche, La Raillère,...).

Il semble qu'avant la silicification les carbonates ont été plus ou moins schistosés. Le développement de la chlorite a suivi les plans de schistosité, mais a aussi envahi les carbonates dans leur masse, sous forme de petites plages.

3.2.3.3. Observations en section polie

On observe dans un échantillon très siliceux des fantômes de rhomboèdres dans le quartz, soulignés par des trous (dissolution d'inclusions carbonatées ?).

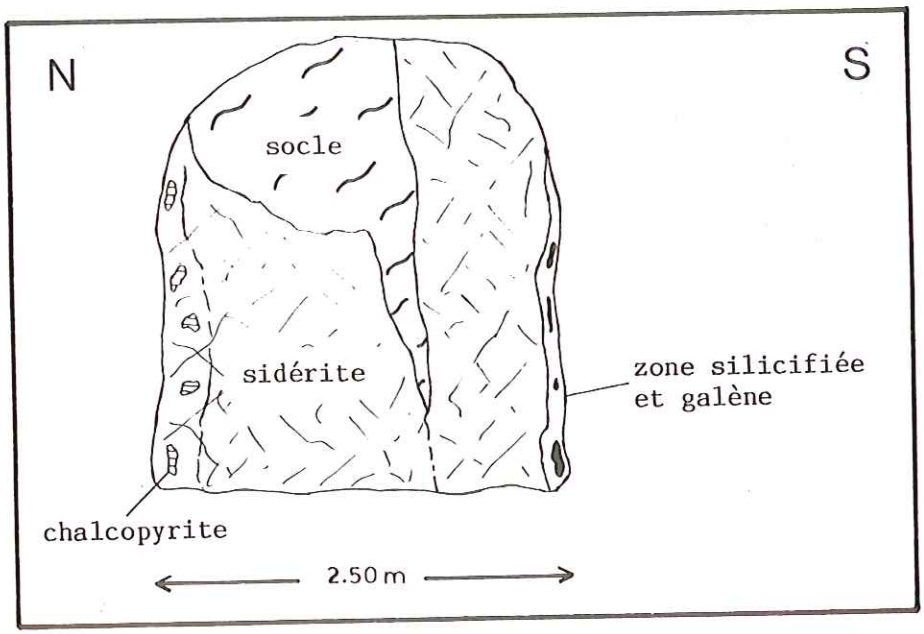


FIG.77- Mine du pont de la Gardette , galerie supérieure.

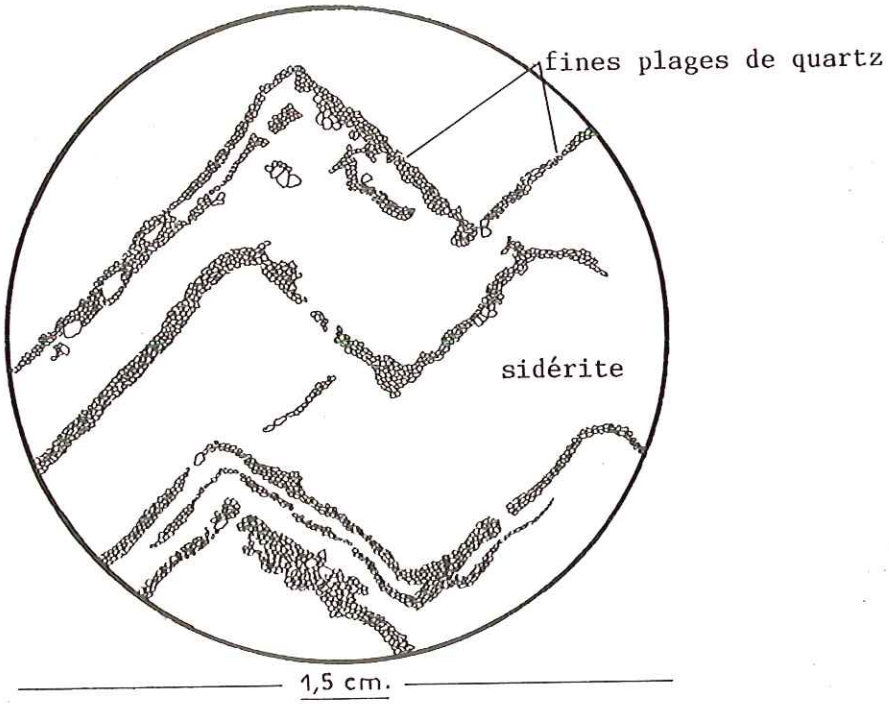


FIG.78- Silicification en "toit" dans la sidérite(décollements ?)
(mine du pont de la Gardette).

La pyrite en petits cristaux apparaît dans les carbonates, mais les individus plus gros sont localisés près des plages de quartz qui peuvent les inclure dans leurs bordures.

La blende corrode les cristaux de pyrite qui dépassent du quartz et contient aussi des plages de pyrite squelettique.

La magnétite en gros cristaux automorphes se localise en bordure des plages de blende et peut remplacer la pyrite.

De rares grains de brunogéïérite et de cassitérite sont dispersés dans la blende. Des magnétites à brunogéïérite peuvent être incluses dans de grandes plages de pyrite.

Des traces d'hématite et de galène sont dispersées dans la blende.

3.2.4. Mine de Coumély (x = 410,66 y = 55,67 z = 1300-1400 m)

Accès : un ancien chemin minier y conduit. Le mieux est de le rejoindre à partir de la mine de la Cascade de Saugué en piquant vers la forêt. Ce chemin est parfois entièrement éboulé et s'arrête sur un torrent important. Les galeries se situent sur l'autre rive.

3.2.4.1. Observations de terrain

a) La mine

Huit galeries, orientées N90 à N105, s'étagent sur une centaine de mètres et les traçages n'ont jamais dépassé une vingtaine de mètres. La puissance de la caisse peut atteindre 5 m mais fait en moyenne 2 m.

De fréquentes lames de socle dichotomisent ce filon, impliquant parfois l'existence de deux galeries sur la même horizontale. Seules de rares reliques de minerai aux entrées des galeries peuvent servir pour l'étude de la structuration de ce filon. Les très nombreux éboulis permettent de reconstituer la nature du remplissage.

b) La minéralisation

Celle-ci est dominée par un minerai fin, rubané et déformé, de barytine et de galène, qui se localise d'une manière générale au centre du filon, la puissance de ce dépôt étant très variable (1 à 3 m). De part et d'autre de ce dernier, on observe des carbonates ferrifères et de la barytine grise en gros cristaux clivables. Il apparaît donc une symétrie plus ou moins marquée de la caisse filonienne. En fait, le faciès fin et rubané peut aussi apparaître accolé à une éponte et parfois même constituer l'unique remplissage.

La barytine en gros cristaux peut aussi se situer entre les carbonates et les épontes.

Une certaine zonalité verticale peut être mise en évidence :

- vers le bas : surtout carbonates ferrifères et barytine en gros cristaux ;

- au milieu : sur 1,50 m minéralisé, le faciès rubané à barytine-galène domine parfois sur 1,30 m ;

- vers le haut : le faciès fin constitue l'essentiel de la minéralisation.

Dans le faciès fin, on observe de très nombreux "yeux" de carbonates ferrifères légèrement déformés et de très fréquents plis et microplis bien marqués par les alternances de rubans riches en galène. Le plissement est fréquemment de type isoclinal dissymétrique et les traces d'une schistosité de fracture peuvent être observées. Nous reviendrons par la suite sur ces déformations.

Des échantillons prélevés en éboulis montrent qu'avant le dépôt du minerai rubané, différents phases se sont succédées :

- sidérite reprise par de l'ankérite (vérifié au M.E.B.) ;

- chalcopyrite associée aux carbonates ;

- quartz zoné à faciès automorphe dans les carbonates ;

- barytine en gros cristaux.

On retrouve le schéma de dépôt des filons N60-70 avec vraisemblablement absence de la phase sulfurée principale (ou alors très discrète).

L'unique échantillon de blende récolté paraît être associé au faciès fin.

3.2.4.2. Observations en lame mince

Nous avons essentiellement étudié le minerai rubané (photo 12, 13, 14) à lits de barytine, galène et fragments de carbonates ferrifères, de quartz et d'encaissant (fig. 79).

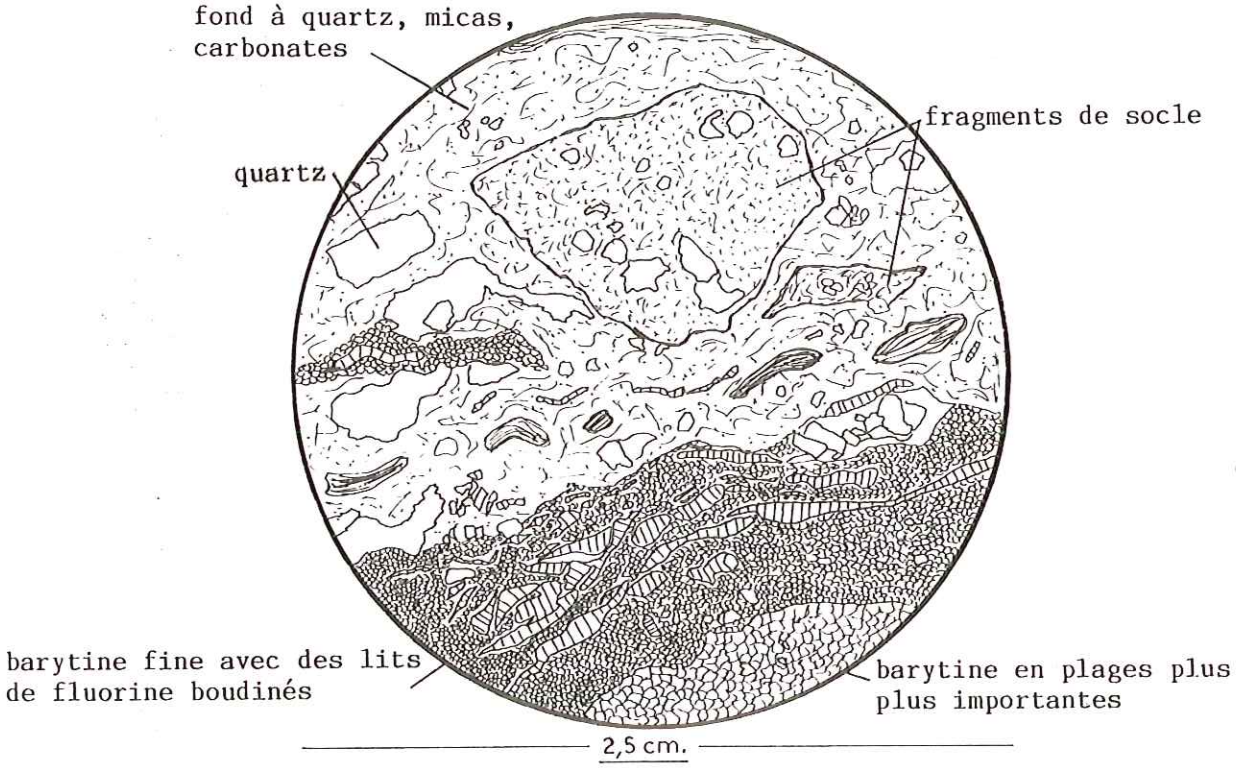
La texture d'ensemble est mylonitique. En effet, dans un fond de très fines plages de barytine et de galène, on note :

- des yeux de carbonates et de roche du socle ;

- des plis d'entrainement dans de fins rubans de fluorine, ces derniers étant aussi fréquemment tronçonnés, impliquant alors des successions d'amandes ;

- des micas en fuseau montrant des queues de recristallisation de carbonates ;

- des plages monocristallines de quartz, déformées, à queues de recristallisation de carbonates ;



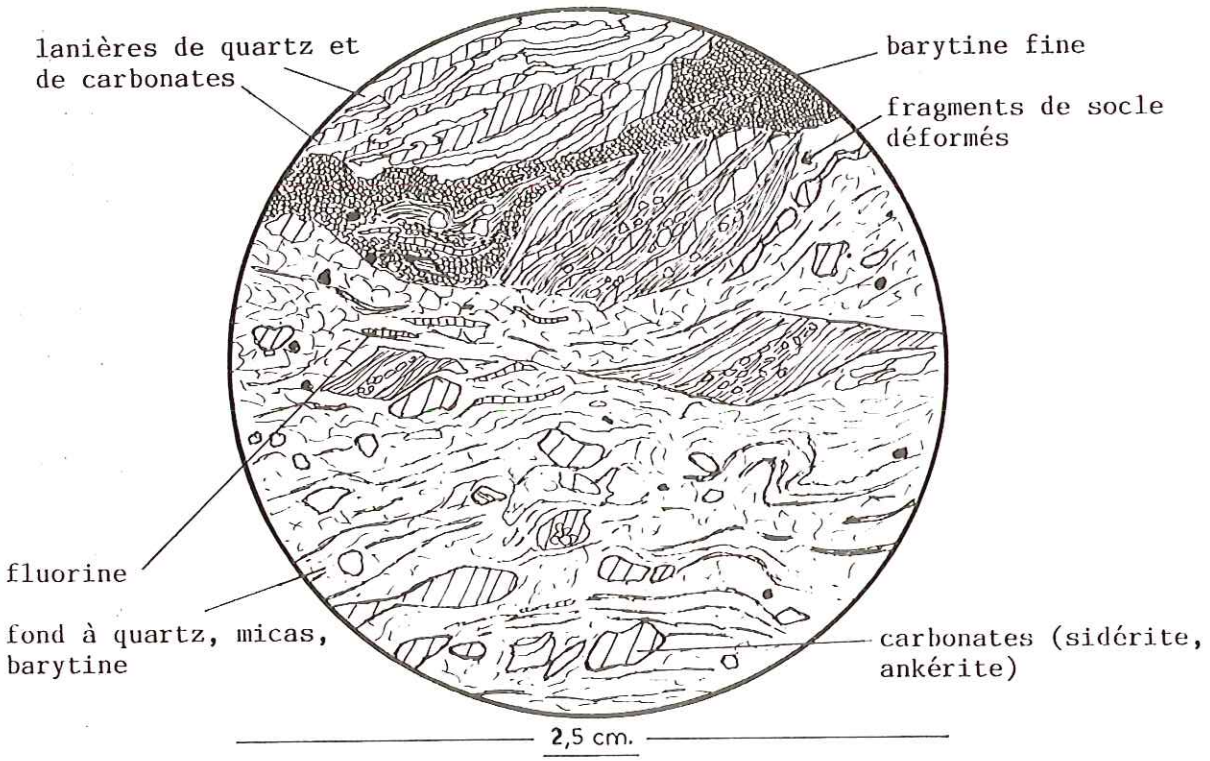


FIG.79- Déformation du minerai rubané de la mine de Coumély (lame mince non orientée).

- des rubans de quartz polycristallin ;

- des grains de quartz découpés en sous grains déterminant alors des lanières ;

- des shear-bands dans le fond de fins cristaux de barytine.

L'observation de différentes structures, comme par exemple les micas en fuseaux ou le tronçonnage des quartz (fig. 80), suggère un effondrement du compartiment nord, impliquant des déformations fortement ductiles dans un cadre cisaillant à composante verticale.

A. CARTIER (1981) a observé dans le minerai d'Escaro les mêmes types de déformation dans de la barytine à rubans de fluorine. Il conclut que la température qui a présidé à la déformation de la fluorine en microplis ou en lentilles étirées dépassait probablement 275 °C. Pour cet auteur, cela met en évidence dans le secteur d'Escaro, un phénomène thermique postérieur à la mise en place des minéralisations.

3.2.4.3. Observations en section polie

Zones à éléments de carbonates : des reliques de sidérite persistent au sein de l'amas ankéritique, ces deux carbonates pouvant être remplacés par du quartz souvent automorphe. Un peu de blende, localisée surtout au contact des plages de quartz, contient de nombreuses inclusions orientées de chalcopyrite. La galène apparaît entre les différentes phases minérales.

Minerai mylonitique : aspect de microbrèche constituée par de fines plages de carbonates et de quartz (10 à 40 microns), ces deux minéraux existant aussi sous forme d'yeux de quelques millimètres. Le quartz, qui montre parfois des contours automorphes, existe aussi sous forme d'esquilles.

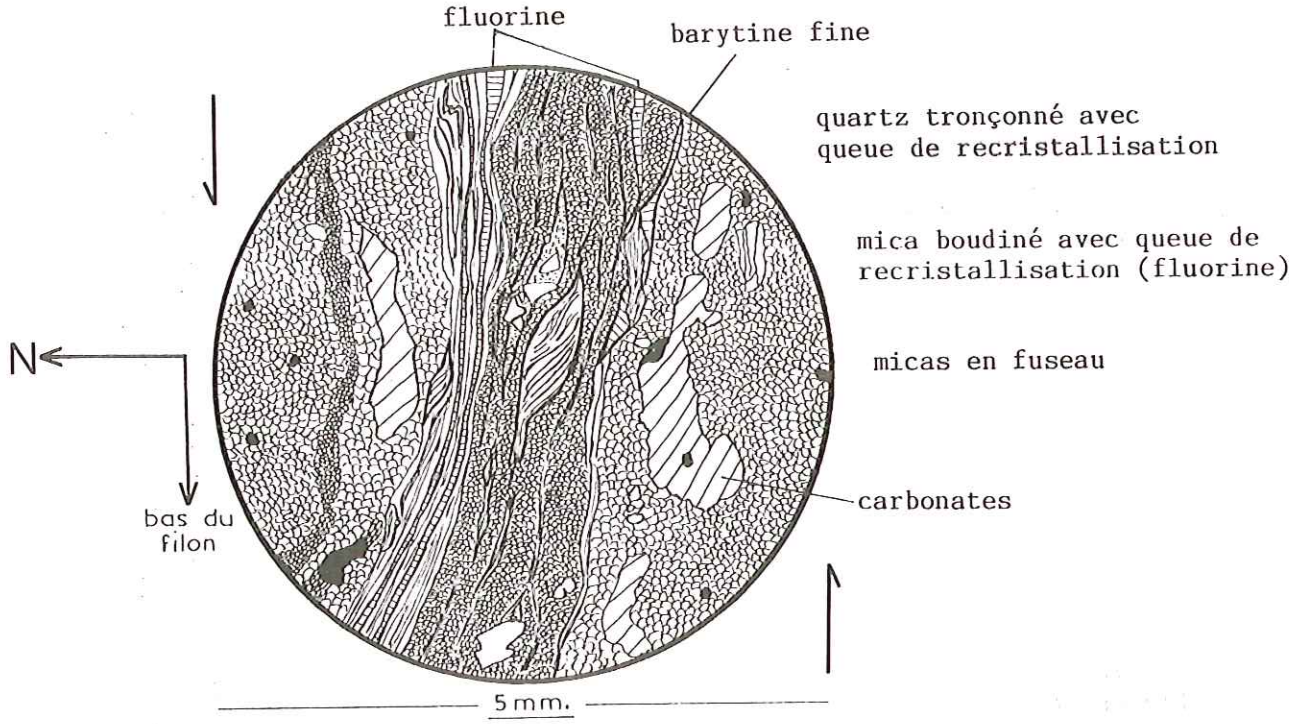
La pyrite peut montrer un aspect bréchifié ou s'allonger dans le rubanement, comme l'hématite, dont les lamelles sont souvent plissées et mushkétovitisées.

La galène, abondante dans certains rubans sous forme de fines plages disséminées, moule aussi les cristaux de pyrite, de magnétite et imprègne la bordure des yeux de carbonates. La blende, exceptionnelle, remplace ou moule les éléments de la brèche.

3.2.4.4. Données complémentaires

Sous ce filon, non loin de la route, dans les bois, existe un filon puissant de 2 à 4 m, orienté N90 vertical. Il s'agit de la mine du Biroulet. L'essentiel de la caisse est constitué par des carbonates ferrifères riches en oligiste, pyrite et quartz, avec des traces de barytine et de galène.

D'autre part, en vallée de Héas, au point x = 412,92, y = 53,79, z = 1440 m, un bloc d'une vingtaine de kilos, présentant un faciès rubané, identique à celui précédemment



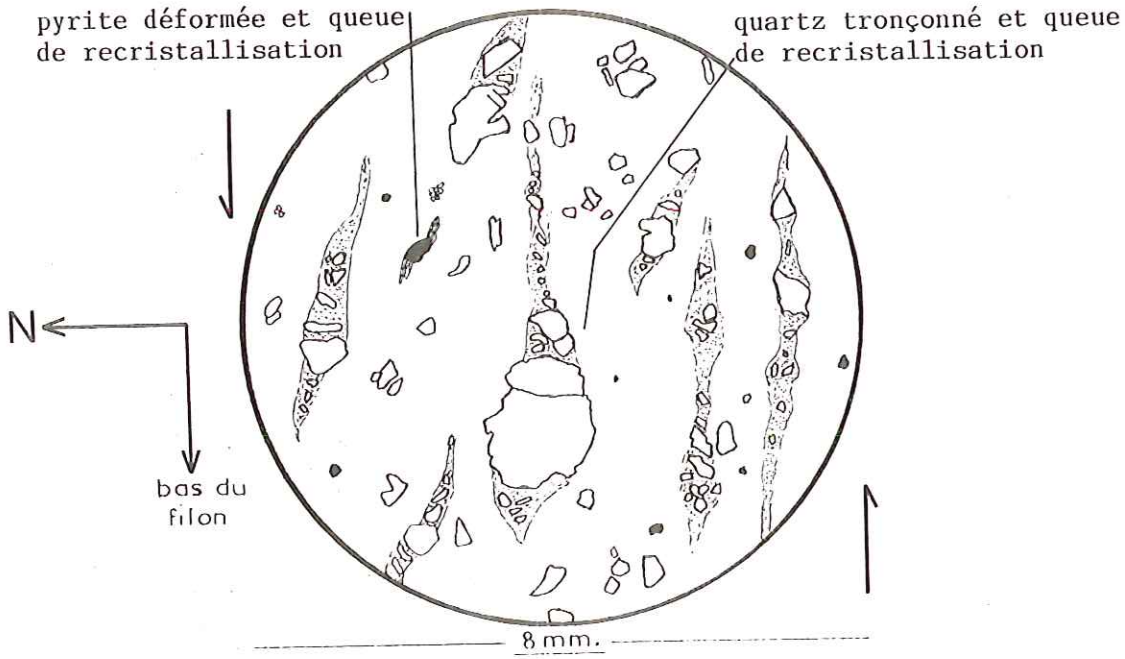


FIG.80- Caractérisation du sens de la déformation dans le minerai mylonitisé de la mine de Coumély (lames minces orientées).

décrit, a été découvert en éboulis, mais nos recherches sont restées vaines quant à la localisation d'un filon dans cette zone de falaises.

Sur cet échantillon, dans un fond de barytine blanche très fine, de fréquents lits millimétriques de fluorine alternent avec des lits plus développés de galène et un ruban de blende verte (3 à 4 mm) tronçonné.

Une étude au M.E.B. a montré la présence de magnétite à Ge, en relique dans la barytine.

Au point précité, une zone filonienne riche en carbonates ferrifères, oligiste, pyrite et galène recoupent une enclave d'origine sédimentaire.

Enfin, on peut se demander si les filons de la mine de Coumély et de la mine de la Gardette ne se localisent pas sur un même accident. Il faut se rappeler que le minerai de cette dernière mine présente un faciès plus ou moins schistosé. Ceci montrerait que le dépôt du faciès rubané ne s'est pas effectué sur l'ensemble de la fracture et que des ouvertures ont pu être conditionnées par l'existence de failles sécantes impliquant une structure en touches de piano.

3.2.4.5. Bilan des observations

Avant la mise en place d'un minerai finement rubané à barytine, galène (fluorine, blende) existait un remplissage filonien plus ou moins symétrique à sidérite, ankérite, quartz, pyrite, chalcopyrite, magnétite (parfois à Ge) et peut être traces de galène et blende, suivi d'une phase à barytine grise en gros cristaux reprenant quelques carbonates. L'observation des faciès, sur presque 300 m d'extension verticale, suggère une zonalité avec vers le bas, des carbonates ferrifères riches en oligiste et pyrite, puis moins de carbonates et présence de barytine, et enfin vers le haut, prédominance de la barytine.

Suite à une phase d'ouverture, se produit la mise en place d'un minerai finement rubané à barytine et galène, riche en petits fragments de socle et de carbonates. Ce minerai sera ensuite préférentiellement déformé en liaison avec un rejeu de la fracture suite à un effondrement du compartiment nord.

3.2.5. Le filon du Bois de Coumély (x = 410,60 y = 55,77 z = 1335 m)

Accès : par le chemin de Coumély, monter jusqu'à la première grande prairie à l'ouest de laquelle on aperçoit la conduite forcée. Passer sous celle-ci et piquer à l'horizontale dans le bois jusqu'à un torrent que l'on remontera sur quelques mètres. Le filon se situe dans ce dernier.

3.2.5.1. Observations de terrain

Filon important, jamais décrit ni travaillé, dont la figure 81 donne une coupe précise.

Ce filon, orienté N95 vertical et visible sur une cinquantaine de mètres de hauteur dans le torrent, rappelle celui qui vient d'être étudié.

Quelques mètres sous la coupe proposée, les épontes à carbonates ferrifères, quartz et sulfures n'existent plus et la barytine litée est puissante d'un mètre.

La barytine en gros cristaux se localise aussi dans des ouvertures de l'encaissant, parallèles au filon principal (petites fentes d'extension). Ce faciès, peu bréchifié, ne contient jamais de sulfures alors que la barytine fine montre de nombreux rubans de galène. Cette observation confirme l'existence de deux phases à barytine.

3.2.5.2. Observations en lame mince

Les carbonates ferrifères ont là encore subi une silicification (fréquents quartz zonés). Pyrite et chalcopyrite se localisent surtout dans les joints de grains des plages de quartz.

Le minerai finement lité présente ici aussi un faciès mylonitique dont le fond est constitué de fines plages de barytine (0,02 mm) contenant des lits de galène très fine, des yeux de carbonates ferrifères, quelques plages de quartz et des lits de fluorine tronçonnés.

3.2.5.3. Bilan des observations

Même type de filon que celui de la mine de Coumély et les conclusions concernant sa structuration sont identiques.

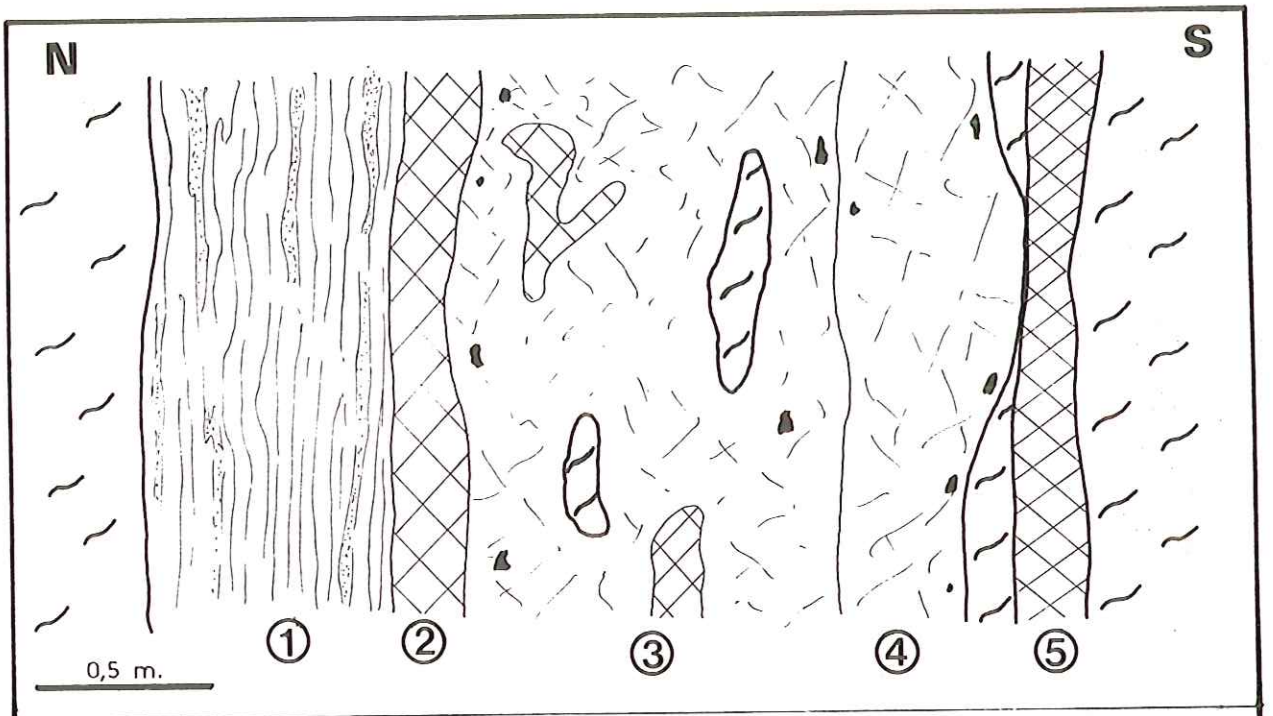
3.2.6. La Mine du Couret (x = 409,12 y = 53,90 z = 1300-1480 m)

Accès : facile, mine signalée sur les cartes topographiques.

3.2.6.1. Observations de terrain

a) La mine

Huit galeries s'étagent sur 180 m de dénivelé. Toutes suivent un filon orienté N90 vertical et leur développement ne dépasse jamais 50 à 60 m. La caisse filonienne,dont la puissance moyenne est de 2 à 3 m, est caractérisée par de fréquents étranglements.



1 barytine fine rubanée et lits de galène fine
2 barytine en gros cristaux
3 zone à sidérite-ankérite avec oligiste, pyrite, chalcopyrite, silicifiée par endroits et intrudée par de la barytine en gros cristaux
4 équivalent de 3 mais plus net
5 barytine à grains moyens, compacte, avec amandes de galène fine

FIG.81- Coupe du filon E-W du bois de Coumély.

Dans la partie centrale, un dépilage important met en communication deux galeries.

Un accident tardif décroche vers le nord la partie haute du filon.

b) La minéralisation

En 1965, X. de GRAMONT et al. réalisent une comparaison rapide avec les mines de Coumély et de la Raillère, et envisagent une zonalité verticale des dépôts.

En 1966, G. LARANG s'attache à décrire plus précisément la structure de la minéralisation.

Enfin R. GIRAUD et al. (1968) s'intéressent aux minéraux de Ni-Co fréquents dans ce filon et surtout à la millérite. Ils dressent en outre l'évolution paragénétique de ce filon accolé à un dyke de roche andésitique qui lui est antérieur. Ce dernier forme l'éponte nord dans la partie haute du filon et l'éponte sud dans la partie basse.

La figure 82 montre la structure de ce filon qui apparaît fréquemment centripète.

Des carbonates ferrifères contenant des fragments de quartz blanc sont riches en oligiste et pyrite (vers le bas du filon, blocs d'oligiste de plusieurs dizaines de kilos). Une silicification postérieure affecte l'ensemble.

La chalcopyrite apparaît dans les fissures de l'ankérite qui est le minéral dominant. Dans cette dernière, on note quelques traces de blende et de galène.

De la barytine grise en gros cristaux se localise entre les carbonates ferrifères, aux épontes, ou les recoupe. Sécants sur celle-ci, des filonnets à carbonates ferrifères, à quartz, à oligiste et à pyrite ne passent pas dans le minerai finement rubané. Ce dernier faciès contient moins d'éléments figurés qu'à Coumély et est beaucoup moins déformé.

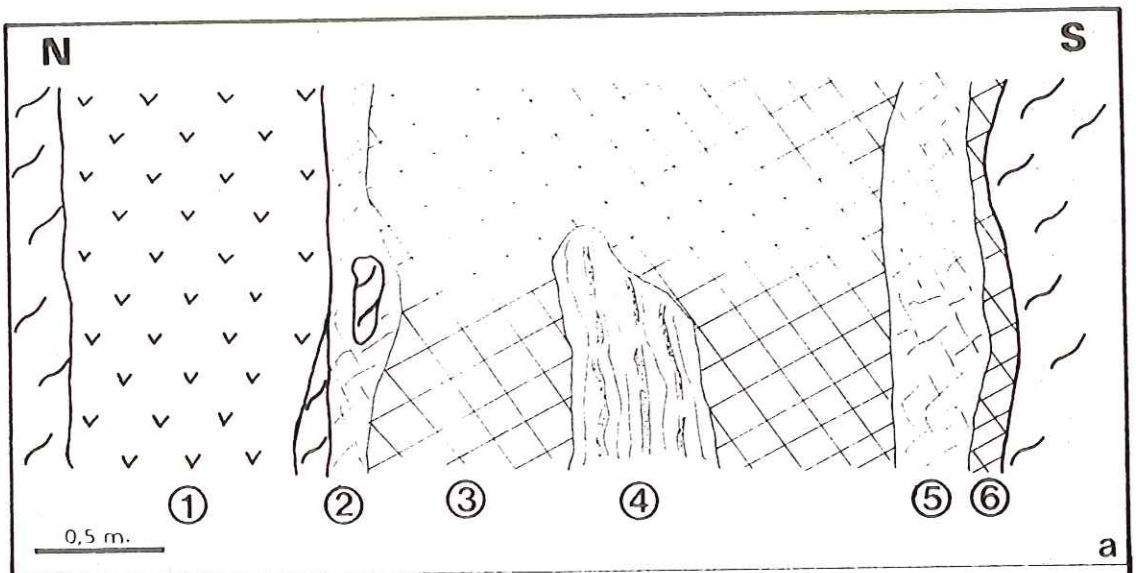
Une zonalité verticale, identique à celle observée à Coumély, peut être mise en évidence.

Sur l'autre rive, on trouve un dyke de "roche verte" mais aucune minéralisation n'apparaît accolée à celui-ci. Par contre, un peu plus au sud, des éboulis à ankérite, oligiste et barytine ont été observés sans pouvoir localiser de filon.

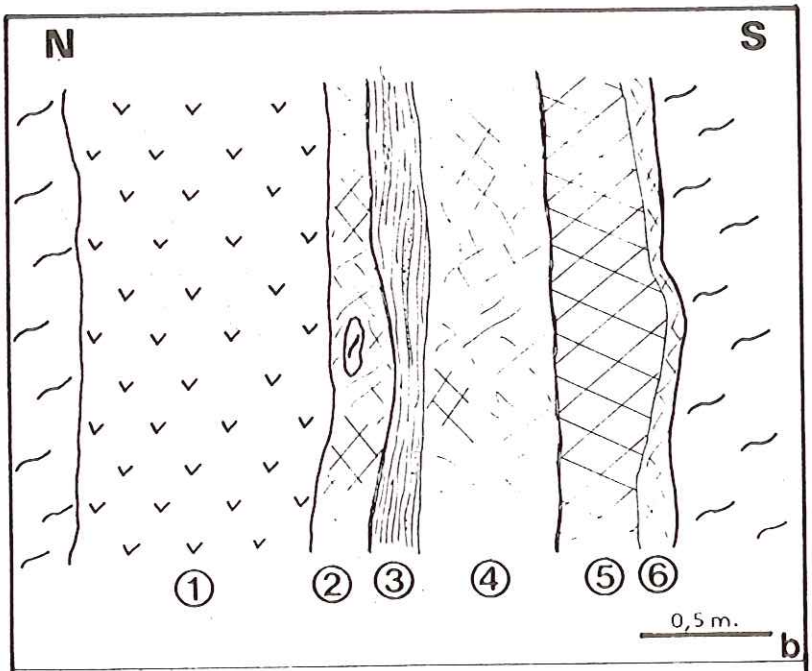
3.2.6.2. Observations en lame mince

L'encaissant : tous les feldspaths de cette roche à tendance granitique sont séricitisés et il ne subsiste seulement que de la muscovite, du quartz et des traces de biotite à nombreuses baguettes de rutile.

Dans les carbonates ferrifères, quelques fragments de "roche verte" (texture microlitique très altérée encore visible) sont



1 dyke de roche andésitique
2 sidérite massive, géodes de quartz, pyrite, galène; l'ensemble est recoupé par de la barytine
3 barytine blanche en gros cristaux avec quelques nodules de galène
4 barytine zonée fine avec des lits de galène
5 sidérite massive recoupée par de barytine en gros cristaux; présence de fragments de quartz blanc
6 barytine blanche en gros cristaux



1 dyke de roche andésitique
2 zone à carbonates ferrifères et barytine en gros cristaux; présence de fragments d'encaissant
3 minerai finement lité à barytine et galène; un joint net sépare 2 et 3
4 zone bréchique à encaissant altéré, silice, et barytine
5 barytine blanche en gros cristaux
6 sidérite

FIG.82- Coupes du filon E-W du Couret.
a) avant dernière galerie supérieure
b) entrée galerie dépilée

auréolés de rubans de quartz en peigne. La silicification au sein des carbonates donne un faciès bréchoïde ou en cocardes, noté aussi par R. GIRAUD et al.

Dans certaines zones, de fréquentes petites chlorites vertes sont associées à l'ankérite.

Une brèche à éléments de barytine en gros cristaux, de carbonates finement lités ressemblant à des sédiments internes et de roche verte altérée, est cimentée par de l'ankérite. De la barytine secondaire envahit des géodes dans le ciment (fig. 83) et est recoupée par de la galène fine qui apparaît aussi dans des géodes du carbonate.

3.2.6.3. Observations en section polie

Nous reprendrons les conclusions de l'étude réalisée par R. GIRAUD et al. que nous compléterons par nos observations réalisées sur de nouvelles sections polies ainsi que sur d'anciennes aimablement prêtées par P. PICOT (B.R.G.M.).

La gangue de sidérite - ankérite contenant de nombreuses lamelles flexueuses d'hématite, en général mushkétovitisées, a subi une silicification développant des textures bréchoïdes ou en cocardes. Le quartz peut inclure de fréquentes lamelles d'hématite qui paraissent alors mieux protégées de la transformation en magnétite que celles se trouvant dans les carbonates, ce qui prouverait que le phénomène est postérieur à la silicification.

De gros cristaux de pyrite précèdent les minéraux de Ni-Co (linnéïtes, variété violarite, en cristaux jusqu'à 300 microns ; millérite , très abondante, en cristaux xénomorphes atteignant 1 mm ; rares grains de gersdorffite, bravoïte) que l'on observe en général dans la chalcopyrite mais aussi aux joints de grains des plages de quartz et repris dans la blende.

De nombreux cristaux automorphes de magnétite se développent à partir des lamelles d'hématite et peuvent remplacer la pyrite.

La chalcopyrite, en grandes plages, reprend la pyrite, les minéraux de Ni-Co, la magnétite, et est recoupée par la blende qui montre là aussi de curieuses nuances allant du brun rouge au jaune mielleux. On y observe les textures déjà signalées et expliquées pour les filons N60-70.

La galène est tardive.

Nos études ont permis de compléter la liste des minéraux décrits par R. GIRAUD et al. En effet, une étude au M.E.B. a confirmé la présence de rares grains de cassitérite ainsi que de petites magnétites à Ge-Ga.

Ces auteurs proposaient la succession minéralogique suivante dans l'ordre de dépôt : hématite, magnétite, pyrite, gersdorfitte, linnéïte, millérite, chalcopyrite, blende, bornite, galène, bravoïte, covellite et précisaient que :

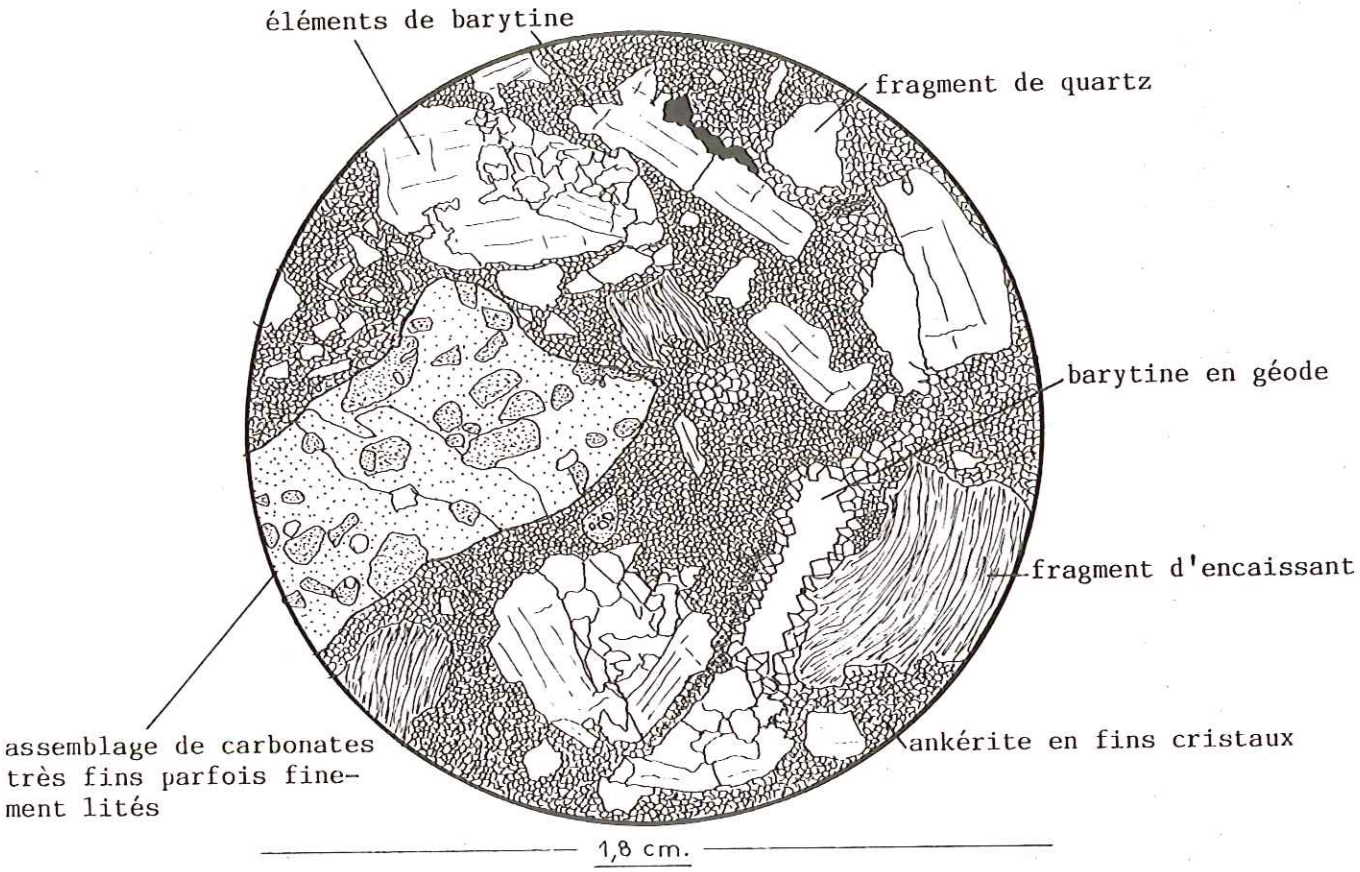


FIG.83- Brèche postérieure à la phase à barytine en gros cristaux dans le filon de la mine du Couret.

- le quartz se substitue à l'ancienne sidérite et à l'ankérite ;

- au quartz, sont associées toutes les espèces métalliques, à l'exception de l'oligiste souvent localisé dans la sidérite, et de la galène que l'on trouve jusque dans les ultimes dépôts dolomitiques ;

- la chalcopyrite est certainement légèrement antérieure à la blende bien que correspondant à une seule et même venue.

Pour ces auteurs, le remplacement de l'hématite par la magnétite serait à relier à une phase réductrice correspondant sans nul doute au dépôt des sulfures.

D'autre part, ils considèrent que les teneurs en fer des blendes n'impliquent en rien leur couleur qui serait plus à relier aux teneurs en cuivre.

Enfin, ils proposent une origine pour les minéraux à Ni-Co en liaison avec la présence du dyke de "roche verte". Nous reviendrons sur cette hypothèse en proposant une étude géochimique des dykes et massifs de roches basiques à ultrabasiques.

3.2.7. La zone filonienne sous Notre-Dame des Neiges (x = 407,10 y = 51,73 z = 1480 m)

Accès : avant de franchir le pont sur le gave des Oulettes d'Ossou, en venant de Gavarnie, piquer au sud de la route et monter dans les éboulis. La zone filonienne se trouve de part et d'autre de la ligne à haute tension.

3.2.7.1. Observations de terrain

Zone complexe où la fracturation de l'encaissant à dominante de schistes et de cipolins n'est pas très marquée. En effet, de nombreux "filons" se mettent en place plus ou moins dans la schistosité ou bien forment des amas localisés. La puissance des minéralisations ne dépasse pas 20 à 30 cm et est le plus souvent centimétrique. La direction principale est N80-90, mais on observe des directions minéralisées s'écartant fortement de cette valeur.

Les carbonates ferrifères constituent l'essentiel du remplissage et des faciès de minerai barytique finement rubané et déformé sont identiques à ceux de la mine de Coumély.

Du quartz blanc laiteux, en cristaux automorphes atteignant parfois 2 cm, est recouvert par des carbonates ferrifères et peut apparaître dans ces derniers en éléments de brèche.

Un peu de blende et de la barytine crétée apparaissent suite au dépôt des carbonates ferrifères.

Le faciès fin, à barytine blanche et à lits de galène en fines plages, contenant de nombreux fragments de carbonates, est tardif.

3.2.7.2. Observations en lame mince

Les carbonates ferrifères subissent une silicification qui précède le développement de chlorites vert bouteille, au contact des plages de carbonates ou en fissures.

La blende et la galène sont rares et la barytine en lattes millimétriques remplace les carbonates. Une brèche, identique à celle observée à la mine du Couret, reprend des carbonates fins lités, des fragments de barytine et des reliques d'encaissant, l'ensemble étant cimenté par de l'ankérite à croissance centripète. Dans les faciès fins, les déformations sont identiques à celles observées dans le minerai de la mine de Coumély.

3.2.8. Conclusion à l'étude des filons N90-110

L'augmentation de la puissance des filons est bien marquée du sud vers le nord, tout comme le passage d'une gangue essentiellement siliceuse à une gangue de carbonates ferrifères dans la même direction. Ces observations, identiques à celles faites pour les filons N60-70, ne s'appliquent pas en ce qui concerne la nature de la gangue dans la région de Gavarnie. Nous verrons que le même cas se produira pour les filons N140-160.

Donc, d'une manière générale, on retrouve les mêmes paragenèses que pour les filons N60-70, mais le développement vertical, en moyenne plus important, montre une zonalité marquée:

- vers le bas : carbonates ferrifères - oligiste - pyrite - quartz ;

- vers le milieu : carbonates ferrifères - barytine - (blende, galène) ;

- vers le haut : barytine.

D'autre part, une zonalité horizontale de dépôt est mieux marquée dans ces filons qui en fait se différencient essentiellement de la famille N60-70 par :

- une phase à sulfures (blende-galène) faisant suite à la silicification des carbonates, réduite voire absente ;

- une phase à barytine grise en gros cristaux mieux développée et marquant bien le caractère symétrique des dépôts ;

- la présence d'un minerai finement rubané, à barytine et galène, absent dans les filons N60-70, bien que parfois on identifie des blocs de la taille du poing.

Si l'on tient uniquement compte de la puissance des carbonates ferrifères dans les deux familles, on remarque que l'ordre de grandeur reste le même. C'est donc la phase à barytine en gros cristaux et le minerai rubané qui font la différence pour les filons N90-110 qui sont plus puissants.

Le minerai rubané qui traduit vraisemblablement un contexte d'extension, subit ensuite une déformation ductile à composante cisaillante verticale résultant d'un effondrement du compartiment nord de ces filons.

3.3. LES FILONS N170-10

Peu nombreux, leur nature est complexe et résulte peut-être de la superposition de phases de dépôt nettement séparées dans le temps.

3.3.1. Le filonnet de Troumouse (x = 417,20 y = 50,02 z = 2080 m)

Accès : à 500 m à l'ouest du pluviomètre, dans les petites falaises au nord du point coté 2119 m.

3.3.1.1. Observations de terrain

Ce filonnet N-S vertical recoupe le socle granitique qui est silicifié aux épontes. Puissant au maximum d'une dizaine de centimètres, il est visible sur une vingtaine de mètres dans la falaise, disparaissant aussi bien vers le haut que vers le bas.

De la galène massive, en amas atteignant 5 cm, jalonne ce filon de quartz dans sa partie centrale, laquelle est fréquemment géodique. Un autre filonnet identique est visible à 5 m sur la gauche.

Le faciès de ces filonnets rappelle celui du filon du Haille de Pout.

3.3.1.2. Observations en lame mince

Le quartz contient des amas de séricite (fragments de socle) et est constitué d'un assemblage de plages hétérogranulaires tendant vers une automorphie très nette. Les contours des plages sont courbes à très légèrement engrenés et pénétrés par la galène qui apparaît aussi dans des géodes.

3.3.1.3. Observations en section polie

La galène massive contient surtout des fragments de quartz, de rares cristaux de pyrite qui existent aussi dans le quartz, et des traces de chalcopyrite.

3.3.2. La mine des Touyères (x = 417,52 y = 50,77 z = 1840 m)

Accès : en rive gauche du gave des Touyères, à 3 m au-dessus du torrent, juste en amont du ruisseau de l'Escourrède se trouvant sur l'autre rive.

3.3.2.1. Observations de terrain

a) La mine

Deux entrées, se rejoignant après 3 m, forment le début d'une galerie horizontale d'une quinzaine de mètres de long, orientée N160, et qui, vers le fond, suit la direction N10.

b) La minéralisation

A l'entrée de la mine, un filon siliceux N160 vertical contient de la pyrite, des plages millimétriques de galène, des amas de 2 à 3 cm de blende et de la calcite.

Dans la mine, au toit, on suit une zone siliceuse grisâtre à pyrite et à passées argileuses.

3.3.2.2. Observations en lame mince

Des assemblages de petites plages de quartz à contour sinueux à festonné sont recoupés par des carbonates peu abondants et par quelques filonnets de quartz en peigne.

La blende, sécante sur l'ensemble, se localise en lisérés autour de reliques d'encaissant séricitisé ou dans de petites géodes de quartz.

3.3.2.3. Observations en section polie

La phase à carbonates recoupant la masse siliceuse est constituée de petits rhomboèdres d'ankérite (150 à 250 microns) et de dolomie presque pure (M.E.B.), remplacés parfois par du quartz à texture différente de celui formant l'essentiel du filon.

Une fissuration des carbonates et du quartz permet la mise en place d'un feutrage de minéraux très fins, aciculaires, caractérisés par la présence de Si, Al, K (M.E.B.).

La blende contenant de la pyrite, des traces de pyrrhotite, de la chalcopyrite et de la galène, se localise préférentiellement dans les zones micacées qui sont certainement plus poreuses.

Enfin, les géodes de quartz sont remplies par de la calcite tardive qui remplace parfois les carbonates ferrifères.

3.3.2.4. Données complémentaires

Dans ce secteur, la fracturation N-S est importante et près de la cascade de Matacas, une zone broyée, puissante de 5 à 6 m, est silicifiée par du quartz blanc laiteux contenant de la pyrite. Le problème des filons à quartz - pyrite qui pourraient être précoces par rapport aux minéralisations B.P.G.C. sera envisagé par la suite mais, d'une manière générale, ceux-ci sont surtout concentrés dans la moitié sud de la vallée de Héas, bien que nous en ayons décrit un sous la mine des Artigaous.

3.3.3. Ravin du déversoir de Barroude (x = 421,07 y = 50,62 z = 2200 m)

Accès : l'indice, situé dans le torrent issu du grand lac, est difficile d'accès par la vallée car des éboulis très instables forment souvent des murs infranchissables et de nombreux névés rendent délicate la progression. Le passage le plus facile se situe à l'est du petit lac de Barroude, en partant du refuge, à condition d'utiliser les replats herbeux répartis dans les falaises.

3.3.3.1. Observations de terrain

Dans le torrent, affleure une roche de type lamprophyrique, découverte par C. BOUQUET (1968) qu'il avait dénommée rhyolite du fait de la présence de petits quartz à aspect rhyolitique dans une pâte très fine.

Cette roche apparaît sur une centaine de mètres dans le torrent et sa largeur est au moins de 50 m, mais il est difficile d'estimer son extension car presque toutes ses limites sont masquées par des éboulis ou par des névés.

On remarque toutefois que celle-ci apparaît entre un granite et une série ordovicienne (BOUQUET, 1968 ; RODDAZ, 1977) constituée de schistes et de quartzites contenant de gros cristaux d'andalousite. Le contact entre ces deux formations se fait à la faveur d'un accident N60.

La mise en place dans cette fracture de la roche lamprophyrique non métamorphisée, est prouvée par le fait que latéralement des injections se sont produites entre les bancs de schistes et de quartzites.

Le contact avec les roches ordoviciennes est souvent très schsitosé et implique un rejeu de cette zone ; d'ailleurs, on retrouve au sein de la roche lamprophyrique des zones plus ou moins broyées. Des accidents N10-15 recoupent l'ensemble.

Dans cette masse, s'est mis en place un véritable stockwerk à carbonates ferrifères (chalcopyrite), blende et calcite, provoquant une altération importante de la roche qui n'apparaît pas dans les injections latérales à l'intérieur des quartzites et des schistes.

La direction des filonnets minéralisés ainsi que leur puissance sont très variables mais on peut noter que les zones les plus puissantes (30 à 40 cm) à carbonates ferrifères, blende et calcite sont orientées N10-15, et d'autre part, la blende qui est rarement individualisée sous forme de filonnets, l'est dans la direction N10-15.

C. BOUQUET (1968) signale des reliques de fluorine dans la sidérite et dans le quartz blanc qui est tardif par rapport à la sidérite.

La calcite, dernier minéral à apparaître, comble tous les vides existants, remplace les carbonates ferrifères et peut former des amas de 1 m de long sur 0,2 m de large.

3.3.3.2. Observations en lame mince

La roche intrusive est fracturée et envahie par la sidérite qui est ultérieurement silicifiée par endroits (nombreux petits quartz automorphes). Une chlorite vert clair recoupe le quartz et forme parfois des lisérés autour des fragments d'encaissant.

La blende est tardive sur cet ensemble.

3.3.3.3. Observations en section polie

La blende remplace les carbonates et contient de nombreux cristaux de pyrite formant des chapelets (texture déjà expliquée), mais ici, les petits cristaux de pyrite jalonnent aussi la bordure des plages de blende.

De rares grains de cassitérite et de brunogéïérite ont été mis en évidence au M.E.B.

Ultérieurement se produisent des décollements qui permettent la mise en place de calcite (le fait que les bordures des amas de calcite soient l'image l'une de l'autre prouve bien qu'il s'agit de décollements).

3.3.4. Conclusion à l'étude des filons N170-10

Dans la zone au sud de Héas, l'essentiel de ces filons est caractérisé par un remplissage siliceux important auquel est associée de la pyrite. La puissance de ceux-ci varie de quelques centimètres à quelques mètres.

Ces filons dans lesquels se met en place une minéralisation discrète à Pb-Zn semblent être précoces par rapport à des filons de type B.P.G.C. à gangue carbonatée qui les recoupent parfois (Mine des Artigaous, mine des Touyères).

Dans le torrent de Barroude, les principales zones minéralisées orientées N-S sont certainement en liaison avec le rejeu cisaillant d'une fracture N50-60 (occupée par une roche lamprophyrique) découpée par une fracturation N-S.

La paragenèse observée à Barroude est comparable à celle des filons N60-70.

On a l'impression qu'en vallée de Héas, la paragenèse sulfurée s'est mise en place dans les filons de quartz, de façon diffuse.

Enfin, à Barroude, suite aux observations de C. BOUQUET, on doit noter qu'une fluorine précoce a existé avant le développement des carbonates (une observation identique a été faite dans la mine de Port-Vieux). D'autre part, aucun échantillon de barytine n'a été trouvé.

Par rapport aux autres familles étudiées, ces filons apparaissent plus comme le résultat de circulation de solutions dans des structures existantes, plutôt que de structures nouvelles, sauf dans le cas de Barroude qui est un peu particulier et qui sera étudié dans le chapitre concernant la mise en place des filons.

3.4. LES FILONS N140-160

Peu nombreux, ils sont surtout représentés par des filons à quartz - galène. Dans le secteur de Gavarnie, une importante minéralisation métasomatique à carbonates ferrifère - galène - blende se développe dans des cipolins du socle métamorphique, à partir de fractures parfois soulignées par de très belles brèches hydrauliques.

3.4.1. Le filon de Ribère-Debat (x = 415,02 y = 53,22 z = 1535 m)

Accès : en rive droite du gave de Héas, à 250 m au nord-est des maisons de Ribère-Debat, dans la pente herbue, au dessus de petites falaises.

3.4.1.1. Observations de terrain

Le filon, visible uniquement sur 1 à 2 m, est orienté N140-150 vertical et recoupe l'encaissant métamorphique qui est silicifié aux épontes. La caisse filonienne, puissante de 30 cm, est constituée de quartz blanc laiteux bréchique et de galène massive pouvant former une veine de 20 cm de puissance. Des traces de pyrite, chalcopyrite, blende et barytine ont été observées, ce faciès rappelant le filon N100 du Haille de Pout.

Quelques mètres au-dessus, un filon de quartz géodique contenant des traces de carbonates ferrifères caractérise la fermeture du filon à quartz - galène.

3.4.1.2. Observations en lame mince

Masse siliceuse montrant le développement de quartz en peigne surtout autour de fragments de schistes. Quelques chlorites vert clair, fibroradiées, postérieures au quartz,

cristallisent sur ce dernier. La blende précède la galène et se met en place dans les zones où le quartz est sous forme de cristaux automorphes et dans les zones à chlorites.

3.4.1.3. Observations en section polie

La galène massive contient quelques rares cristaux de pyrite (présents aussi dans le quartz) ainsi que des traces de blende.

3.4.2. La mine de la Cascade de Saugué (x = 410,00 y = 55,68 z = 1080 m)

Accès : galerie visible au bord de la route, à gauche en allant vers Gavarnie.

3.4.2.1. Observations de terrain

a) La mine

Une galerie d'une dizaine de mètres suit une structure filonienne discrète, orientée 135 E 70 recoupant le granite.

b) La minéralisation

Au fond de la mine, on observe au sein d'un encaissant broyé, deux zones minéralisées peu puissantes :

- filonnet de quartz (10 cm) avec quelques noix de galène ;
- zone à carbonates ferrifères, quartz et pyrite, contenant des traces de barytine.

Le parement sud est limité par une brèche à éléments de roche du socle.

3.4.3. La mine de Gavarnie (x = 408,27 y = 49,82 z = 1480 m)

Accès : prendre le chemin du Pailla. Rapidement, on rencontre un chemin d'eau sur un replat partant vers le sud ; le suivre sur 50 m. La mine se situe en limite de forêt, au-dessus de ce chemin d'eau.

3.4.3.1. Observations de terrain

a) La mine

Une galerie d'une quinzaine de mètres, orientée N160, recoupe un granite. Après une dizaine de mètres, on remarque un départ de galerie en partie obstrué, dirigé vers le sud-est. Puis, un éboulement met au jour les travaux. On arrive alors sur un élargissement et sur une nouvelle galerie noyée, orientée N160.

b) La minéralisation

Au départ, la galerie suit un filon de quartz - galène recoupant le granite. Au bout de la galerie, on débouche dans une série métasédimentaire à dominante de cipolins dans lesquels s'est développée une minéralisation disséminée à Pb-Zn, ainsi qu'une transformation de la calcite en ankérite et en dolomite ferrifère.

A l'entrée de la seconde galerie, on ne voit plus de trace du filon.

3.4.3.2. Observations en lame mince

Une métasomatose Mg-Fe se développe dans les cipolins et est suivie par une silicification discrète. Des fissures remplies de blende recoupent l'ensemble.

3.4.3.3. Observations en section polie

La galène massive contient des reliques de carbonates ferrifères et des traces de blende.

3.4.4. L'indice du torrent d'Alans (x= 408,67 y = 49,96 z= 1600-1700 m)

3.4.4.1. Observations de terrain

Il s'agit de l'indice le plus intéressant du secteur. En effet, on est en présence d'une minéralisation se développant sur plusieurs dizaines de mètres par métasomatose Mg-Fe et dépôt de blende et galène dans des cipolins du socle métamorphique.

Les bancs de cipolins, souvent métriques, apparaissent au sein d'une série constituée essentiellement de quartzites et de niveaux schisteux. Très souvent, les surfaces de bancs sont marquées par des stries de glissement. Entre ces bancs, et parfois les recoupant, on observe la présence de granite (en lame concordante ou en petites apophyses de quelques mètres). Ce dernier montre une texture orientée bien visible lorsqu'il se trouve en position interbancs.

Une importante zone de brèche hydraulique puissante de quelques mètres (fig.84), sécante sur la série métasédimentaire, est orientée N150-160 verticale. La structuration spectaculaire en puzzle n'apparaît que dans les cipolins. Latéralement et parallèlement à cette zone, de nombreuses fissures recoupent les différents faciès. Cette fracturation non ouverte a été utilisée par des fluides sous pression qui ont provoqué la transformation des niveaux carbonatés.

Des brèches hydrauliques moins spectaculaires apparaissent latéralement au couloir principal.

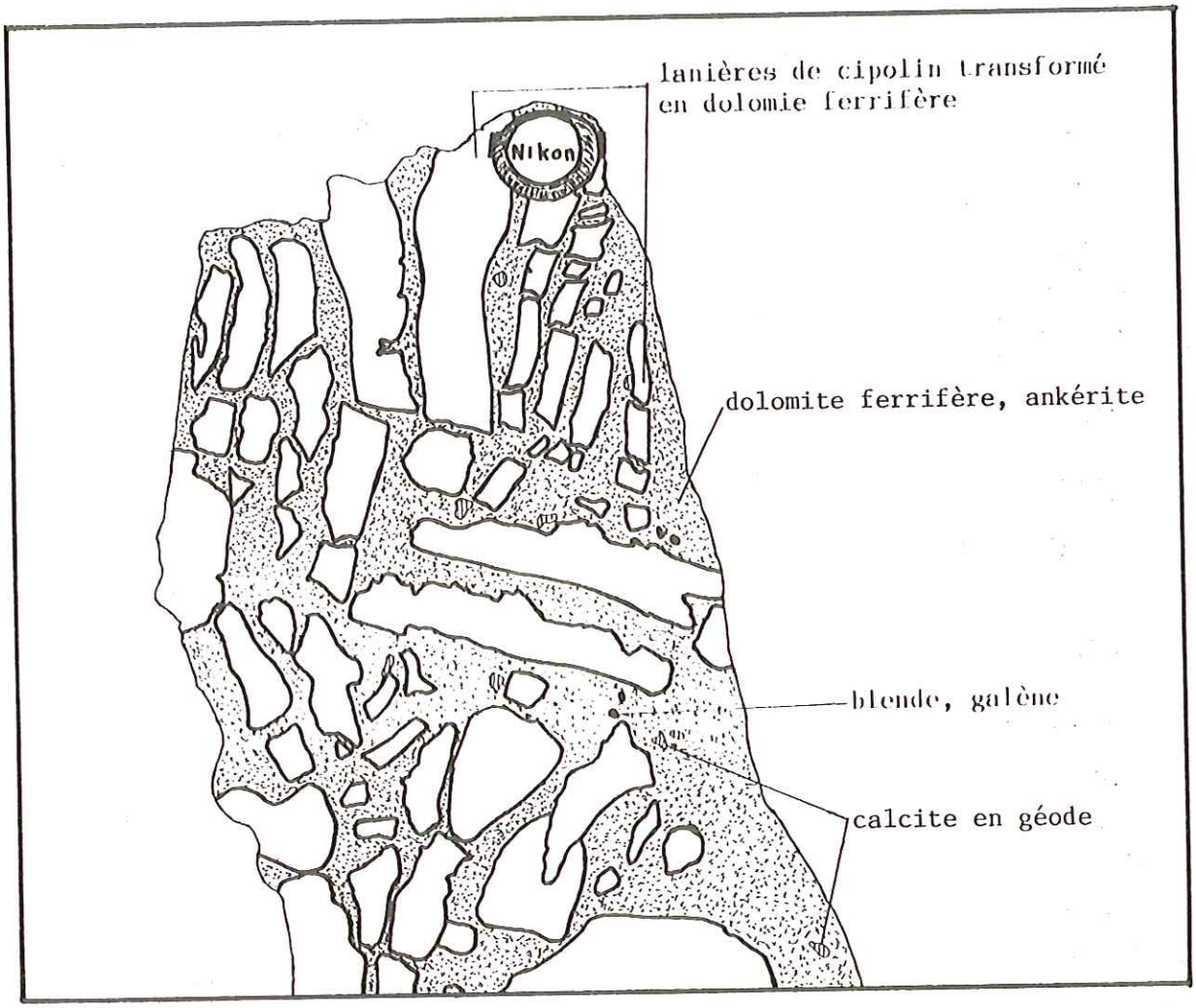


FIG.84- Brèche hydraulique dans les cipolins de l'indice du torrent d'Alans.

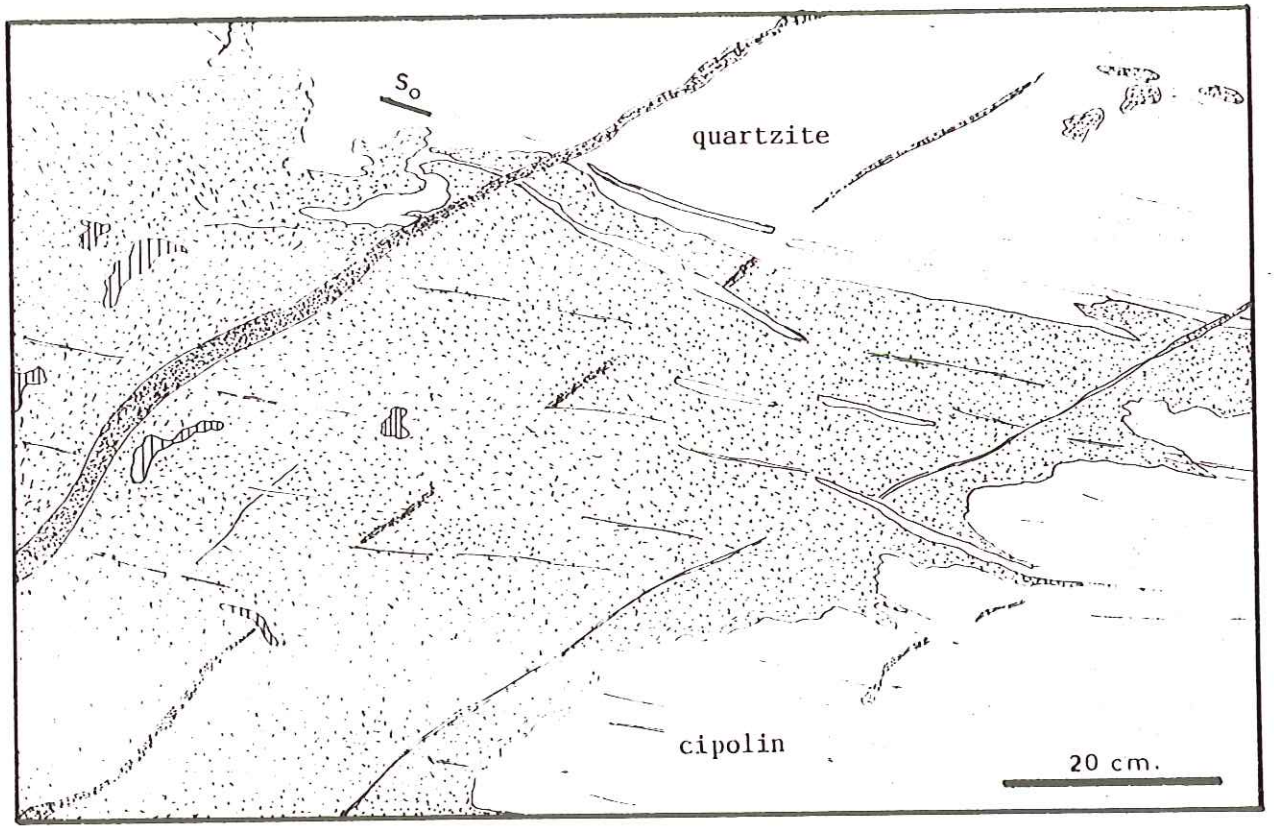


FIG.85- Développement de la métasomatose Mg-Fe dans les cipolins, à partir de la fracturation (indice du torrent d'Alans) (Remarquer le respect de la limite quartzite-cipolin).

La transformation des cipolins en ankérite, suivi d'une silicification et du dépôt des sulfures, traduit un phénomène évolutif, identique à celui observé dans les filons N60-70 ou N90-110, qui est confirmé par les observations suivantes :

- On remarque qu'à partir d'une fissuration essentiellement orientée N150-160 verticale, mais aussi N65 et N105, des transformations se produisent dans les cipolins et aboutissent à la formation d'ankérite, impliquant la circulation de fluides riches en Mg et Fe (dans les quartzites ces fissures montrent de rares traces d'ankérite).

- Un fait important est que le granite se trouvant dans ces zones de transformation subit une altération qui ne laisse subsister que les grains de quartz dont l'agencement traduit encore le caractère orienté de la roche.

- Dans les cipolins, les transformations Mg-Fe se développent à partir des zones de brèches hydrauliques et à partir de la fissuration (fig.85). L'évolution du phénomène, dans les zones éloignées des fissures, se traduit par la formation de dolomie zébrée dans lesquelles les reliques de cipolin sont bordées par des auréoles d'opaques (surtout matière organique).

- Les transformations respectent les structures sédimentaires présentes dans les cipolins, ceci ne pouvant évidemment plus se vérifier dans les zones de brèches.

- Apparemment les zones les plus riches en fer, révélées par une patine marron foncé restent localisées entre les éléments de cipolin transformé qui montrent une patine chamois très claire. De plus, ces carbonates riches en fer sont caractérisés par des plages de taille importante (jusqu'à 5 mm), souvent soulignées par un treillis très fin de carbonates montrant une patine encore plus sombre. La même observation peut être faite dans le cipolin transformé, en dehors des zones bréchiques.

- Une silicification se produit ensuite, préférentiellement dans les zones inter-éléments des brèches, mais aussi dans le cipolin massif transformé et on observe alors de nombreuses géodes millimétriques à centimétriques, bordées de quartz blanc laiteux à cristaux automorphes.

- Les sulfures (blende et galène) sont surtout concentrés dans le carbonate qui englobe les éléments de la brèche, mais sont aussi présents dans ces éléments ainsi qu'associés à la silicification dans les zones non bréchiques.

- La blende montre ici deux faciès :

. rouge sombre, dans les carbonates ;
. vert olive, plus tardive et souvent associée à la calcite, avec parfois des cristaux automorphes (jusqu'à 1 cm) développés dans des géodes de quartz.

D'une manière générale, elle se met en place dans des niveaux pouvant être qualifiés de plus poreux (zones de carbonates en gros cristaux, zones de silicification et géodes de

quartz) alors que la galène apparaît souvent en niveaux de "billes" (jusqu'à 1 cm), sécants sur l'ensemble minéralisé.

- Enfin, de la calcite tardive se localise dans les géodes de quartz.

Nos descriptions rappellent l'ordre de dépôt dans les filons N60-70 et N90-110 avec cependant absence de sidérite et de barytine qui caractérisent précisément dans ces filons, des phases d'ouverture importante qui n'existent pas ici.

Ce type particulier de fracturation a vraisemblablement influencé le dépôt des phases minérales, privilégiant en fonction des contraintes, la présence ou l'absence de tel ou tel minéral.

Signalons que deux grattages profonds de 2 à 4 m correspondent peut être à la mine de la Bréoude des anciennes cartes.

Enfin, quelques centaines de mètres autour du torrent, et surtout vers le sud, on trouve dans les bois, des blocs épars qui jalonnent un niveau de cipolins affecté par une fracturation tardive.

Ceci montre que la fracturation existe sur quelques centaines de mètres et que la circulation de solutions hydrothermales a suivi certaines fractures en provoquant une métasomatose dans les cipolins recoupés.

3.4.4.2. Observations en lame mince

La transformation du cipolin en ankérite est très nette et on observe fréquemment des géodes remplies par un carbonate très clair. Ces géodes pourraient être le résultat d'une rétraction due à la dolomitisation de la calcite.

Les faciès de la silicification sont divers :

- quartz en peigne parfois en liaison avec des fissures ;
- en plages millimétriques souvent alignées ;
- en géodes millimétriques parfois alignées ;
- discrète dans des lamines micacées qui marquent la stratification dans les cipolins.

La blende se localise dans les carbonates et en bordure des plages de quartz alors que la galène semble préférer les géodes de quartz plus ou moins alignées donnant ainsi un faciès lité de "billes de galène".

Dans le granite envahi par les carbonates ferrifères, il ne subsiste que les grains de quartz et de nombreux amas séricitеux.

La sidérite, les chlorites, la barytine et la fluorine n'ont pas été observées.

3.4.4.3. Observations en section polie

La silicification qui suit la métasomatose Mg-Fe se développe de préférence dans les zones à micas et à graphitoïdes qui sont liées au cipolin.

De gros cristaux de pyrite sont recoupés par la blende qui contient aussi de la pyrite, mais en cristaux beaucoup plus petits associés en chapelets ou formant des alignements. On les observe aussi ayant cristallisé sur des reliques de carbonates ou de quartz au sein de la blende.

L'utilisation de la lampe à arc du microscope à réflexion a permis de montrer que :

- des reliques de blende rouge zonée contenant des traces de chalcopyrite en inclusions orientées existent dans une blende clair gris vert ;

- les chapelets de fins cristaux de pyrite correspondent aux limites de ces reliques ;

- la chalcopyrite apparaît en plages globuleuses plus ou moins isolées au sein de la blende claire ;

- des alignements de cristaux de pyrite recoupent les reliques de blende rouge et de blende claire.

Toutes ces observations sont en accord avec les résultats de l'attaque ménagée à l'acide nitrique de faciès de blende équivalent. Une blende I a donc vraisemblablement recristallisé en une blende II avec reconcentration de la chalcopyrite en plages mieux développées et cristallisation de pyrite en petits cristaux bordant alors les reliques de la blende I, mais aussi les autres minéraux présents dans la blende.

Des grains de brunogéïérite (6 à 10 microns), de cassitérite (10 à 20 microns) et d'argutite (10 à 20 microns) ainsi que la présence de petites magnétites à Ge-Ga ont été confirmés au M.E.B.

La galène forme de rares plages globuleuses dans la blende II. On l'observe aussi en plages millimétriques à centimétriques dans les zones à quartz. Une association à cuivre gris, argentite et polybasite y a été observée.

Enfin, un liséré de calcite est présent au contact quartz - galène.

3.4.4.4. Données chimiques concernant le minerai

L' analyse multi-élémentaire (quantomètre) concernant le faciès le mieux minéralisé a été faite au B.R.G.M. (tableau 14). Une analyse du cipolin non transformé n'a pu être réalisée .

3.4.5. Conclusion à l'étude des filons et structures minéralisées N140-160

Les minéralisations associées à ces structures sont peu nombreuses et celles étudiées sont essentiellement caractérisées par des filons de quartz à galène, sauf pour l'indice du torrent d'Alans qui constitue un type particulier, mais n'oublions pas qu'un filon de quartz à galène a été exploité dans la mine de Gavarnie, cette dernière étant localisée plus ou moins à l'aplomb de cet indice.

Au travers de l'indice du torrent d'Alans, on reconnait des associations minérales déjà décrites pour d'autres familles avec notamment l'existence de minéraux traces à Ge et Sn.

L'absence de certaines phases minérales peut s'expliquer par un défaut d'ouverture des structures qui, comme pour les autres filons, semblent être mieux développées du sud vers le nord.

Notre conclusion sur la zone filonienne de Notre-Dame des Neiges montrant une ouverture des structures peu importante est confortée par l'étude de l'indice du torrent d' Alans.

4. ETUDE MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES CARBONATES ET DES SILICATES (MICAS, CHLORITES)

4.1. LES CARBONATES

4.1.1. Observations au M.E.B

Le contrôle au M.E.B. des relations existant entre les différents types de carbonates observés en section polie a permis de préciser des zonations ou des reliques n'apparaissant pas au microscope à réflexion ou à transmission.

Les études réalisées sur des échantillons provenant de quatre filons (Les Touyères, Haille de Pout, la Raillère et Coumély) permettent de proposer les conclusions suivantes :

- Le carbonate le plus ancien est la sidérite, révélée par la présence unique de Fe(Mn). Celle-ci peut apparaître massive non oxydée, massive avec un treillis sombre enrichi en fer mais aussi en silice ou en reliques dans l'ankérite qui s'y substitue généralement.

En effet, dans tous les cas, en dehors de la calcite, le carbonate II est de l'ankérite caractérisée par Ca, Mg et Fe, pouvant atteindre une composition de dolomite ferrifère.

Les proportions de ces éléments sont très variables surtout dans les faciès zonés.

- L'ankérite forme fréquemment des assemblages de rhomboèdres de 200 à 350 microns ou des amas parfois finement zonés.

SiO2	21.2%	Zn	12016
A12X	3.2%	As	187
FeX	8.1%	Sr	88
CaO	22.7%	Y	85
MgO	11.4%	Nb	-20
K20	-0.5%	Mo	8
MnO	1.36%	Ag	15.4
TiO2	0.12%	Cd	53
P205	1715	Sn	36
Li	-10	Sb	12
Be	-2	Ba	127
B	14	La	72
V	29	Ce	175
Cr	66	W	-10
Co	24	Pb	6000
Ni	38	Bi	44
Cu	59	Zr	90

TAB.14- Analyse multi-éléments du minerai de l'indice du torrent d'Alans (valeurs en ppm. pour les résultats sans unité).

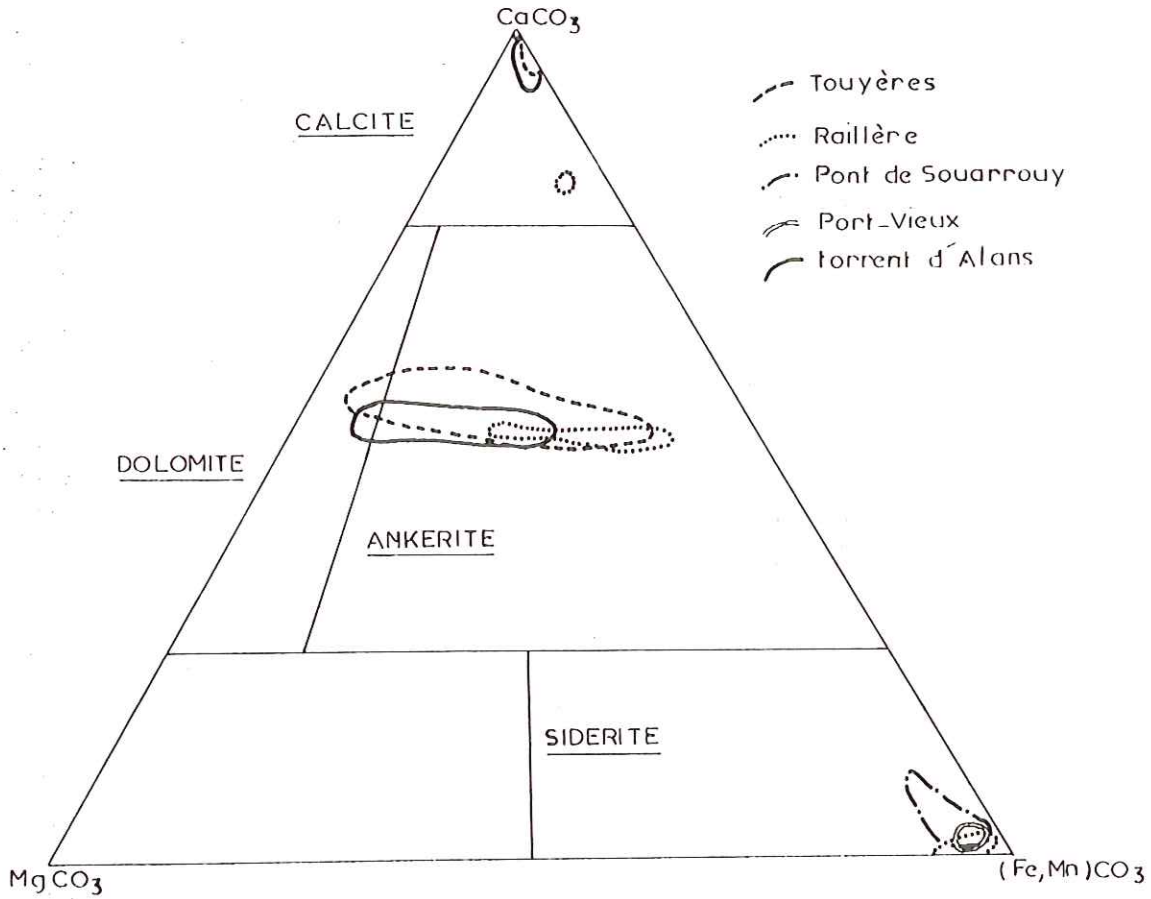


FIG.86- Composition des carbonates des filons (analyses microsonde).

- Les teneurs en fer sont surtout élevées au centre des rhomboèdres mais aussi dans des zones reliques qui prouvent le remplacement de la sidérite.

- D'une manière générale, la teneur en Mg augmente vers la bordure avec, dans certains cas, disparition totale du fer. On observe alors une zone à dolomite qui forme un cortex autour des rhomboèdres.

- Dans les amas zonés qui caractérisent certainement des phénomènes de dissolution-recristallisation, les rapports entre Fe, Ca et Mg sont très variables.

- Enfin, la calcite qui suit souvent la mise en place de la galène, remplace l'ankérite ou la sidérite et peut alors montrer des fantômes de treillis d'oxydation des carbonates ferrifères, caractérisés par des traces de Fe (Mn).

Cette étude a aussi permis de mettre en évidence une phase d'altération silicatée apparaissant suite à l'ankérite et au quartz.

Des assemblages de rhomboèdres d'ankérite peuvent être ainsi déstabilisés par un feutrage de minéraux très fins, aciculaires, se répartissant aux joints de grains des carbonates et les remplaçant plus ou moins. La présence de Si, Al, K laisse supposer l'existence de muscovites ou de phengites très fines déjà suggérée pour quelques filons.

D'autre part, autour des lamelles d'hématite, parfois mushkétovitisées et localisées dans la sidérite ou dans l'ankérite, on a pu mettre en évidence l'existence d'une auréole diffuse à Fe, Si, Al ce qui confirme le développement d'une phase silicatée postérieure aux carbonates ferrifères et à l'oligiste.

4.1.2. Données de la microsonde électronique

L'étude des carbonates de quatre filons (les Touyères, la Raillère, Pont de Souarrouy, Port-Vieux) et de l'indice du torrent d'Alans a été réalisée avec les mêmes conditions opératoires que pour l'étude des carbonates du Dévonien.

4.1.2.1. Les filons

Les résultats obtenus (fig. 86) confirment les observations de terrain, de lames minces, ainsi que les données du M.E.B. qui avaient permis de reconnaître trois types de carbonates.

L'évolution se fait toujours de la sidérite vers l'ankérite, atteignant parfois la dolomite presque pure. La calcite, phase la plus discrète, est toujours dissociée des deux carbonates ferrifères.

La sidérite est caractérisée par les valeurs suivantes :

- $FeCO_3$: 85,00 % à 89,53 %
- $MgCO_3$: 1,49 % à 8,30 %
- $CaCO_3$: 0,29 % à 2,63 %
- $MnCO_3$: 4,82 % à 8,95 %

Ces valeurs, qui caractérisent les extrêmes sur 25 analyses, sont très comparables dans les trois filons étudiés.

L'évolution des termes ankéritiques couvre un vaste domaine à teneur en Ca à peu près constante.

Les valeurs en $MnCO_3$ varient de 2,25 à 6,09 %. Les termes les plus riches en Mg sont caractérisés par 3 % $FeCO_3$ et 1 % $MnCO_3$.

Dans un filon, situé au nord du Haille de Pout, une dolomie ferrifère a montré une forte teneur en Zn :

$FeCO_3$	6,03
$MgCO_3$	32,63
$CaCO_3$	52,35
$MnCO_3$	0,71
$ZnCO_3$	9,09
	100,71

Enfin, la calcite tardive montre toujours des traces de Fe et Mn.

4.1.2.2. L'indice du torrent d'Alans

Les cipolins du socle cambro-ordovicien ne montrent, à l'origine, qu'une composition de calcite avec d'infimes traces de Mg ($MgCO_3$: 0,2 à 0,4 %).

Les résultats de l'analyse, reportés dans la figure 87, indiquent que, par rapport aux filons, les termes ankéritiques les plus ferrifères sont absents et qu'aucune relique de sidérite n'a été observée. D'autre part, il est possible de distinguer deux groupes de valeurs dans le domaine ankérite-dolomite.

Les termes les plus ferrifères correspondent aux carbonates dont la patine est la plus sombre, et qui englobent les reliques de cipolin transformé, alors que les termes les plus magnésiens se rapportent aux éléments de brèche.

Suite à une quarantaine d'analyses, les constatations suivantes peuvent être faites :

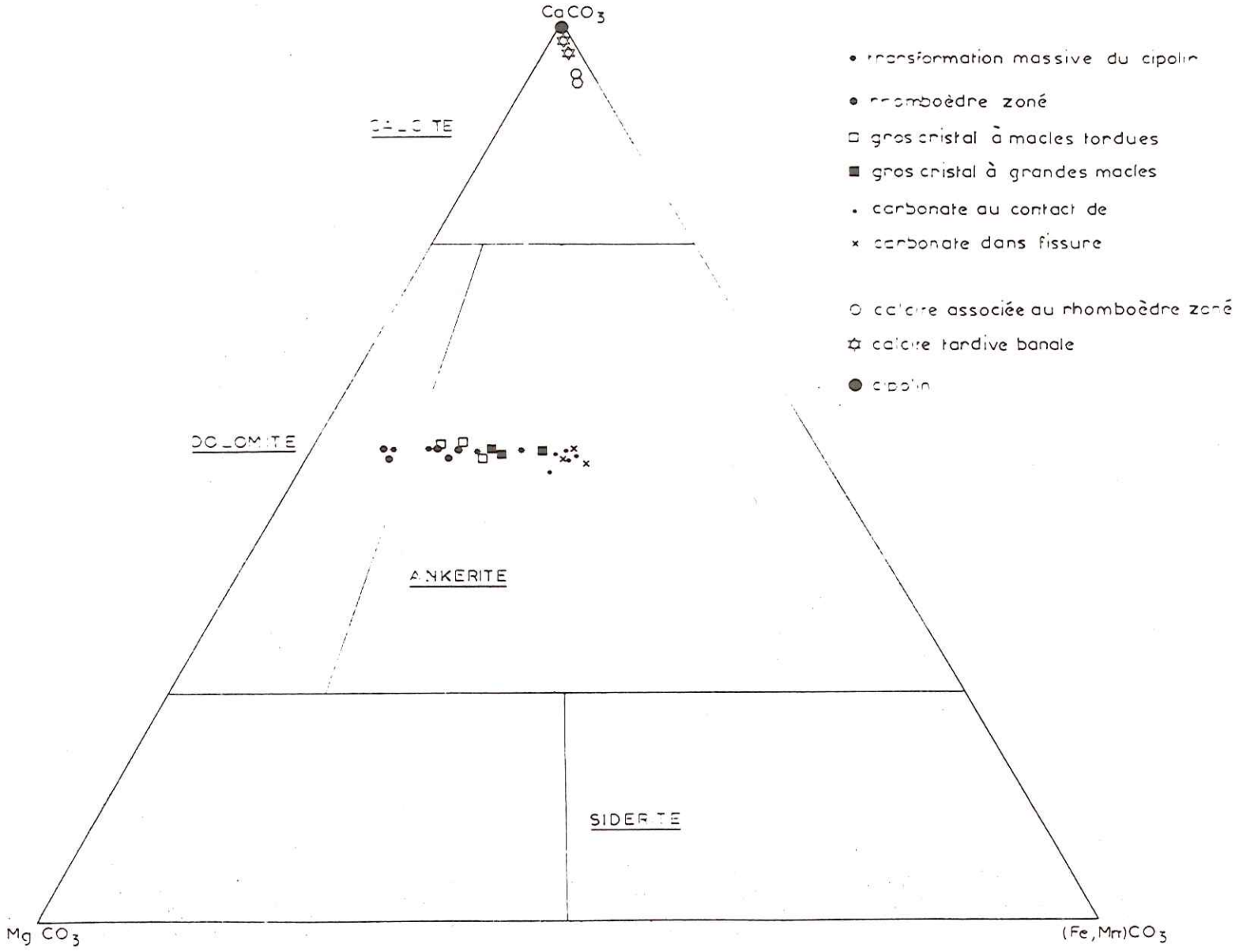


FIG.87- Composition des carbonates de l'indice du torrent d'Alans (analyses microsonde).

- dans le cipolin ne montrant aucune figure de bréchification, la métasomatose Mg-Fe conduit aux valeurs suivantes :

Fe CO3 : 5,00 % à 11,90 %
Mg CO3 : 33,20 % à 43,20 %
Ca CO3 : 49,10 % à 58,60 %
Mn CO3 : 1,80 % à 3,40 % ;

- dans la brèche hydraulique, les éléments montrent les compositions suivantes :

Fe CO3 : 6,90 % à 13,10 %
Mg CO3 : 29,40 % à 40,40 %
Ca CO3 : 51,40 % à 52,90 %
Mn CO3 : 1,70 % à 4,70 % ;

- enfin pour les carbonates du ciment, les valeurs obtenues sont :

Fe CO3 : 13,80 % à 23,80 %
Mg CO3 : 22,60 % à 31,40 %
Ca CO3 : 49,90 % à 53,00 %
Mn CO3 : 1,30 % à 5,60 % .

On remarque donc que :

- dans le cipolin transformé massivement et dans les éléments de la brèche, les valeurs sont très comparables avec toutefois un peu plus de fer et de manganèse dans ces derniers ;

- les carbonates localisés sur la fissuration hydraulique sont beaucoup plus riches en fer.

Au vu de ces résultats, on peut penser que la circulation de solutions riches en Mg, Fe(Mn) a permis la transformation des cipolins avec élimination du calcium. Dans les zones très fissurées, on observe une concentration plus importante du fer dans les carbonates.

Enfin de la calcite tardive, qui se met en place vraisemblablement dans une porosité de rétraction due à la dolomitisation (fig. 88), montre des traces de Fe, Mg et Mn.

4.1.2.3. Conclusion à l'étude des carbonates

Il apparaît, tant pour les filons que pour la zone de métasomatose des cipolins, que des solutions riches en Mg, Fe (Mn), ont circulé dans des fractures ouvertes permettant un dépôt massif de sidérite remplacée en partie ensuite par de l'ankérite et dans une fissuration non ouverte créant ainsi des brèches hydrauliques qui caractérisent une pression de fluides élevée. Dans ce dernier cas, la sidérite et les termes très ferrifères de l'ankérite sont absents des zones de transformation dans les cipolins. On peut rappeler ici la grande analogie avec les transformations étudiées dans la barre calcaire du Dévonien inférieur.

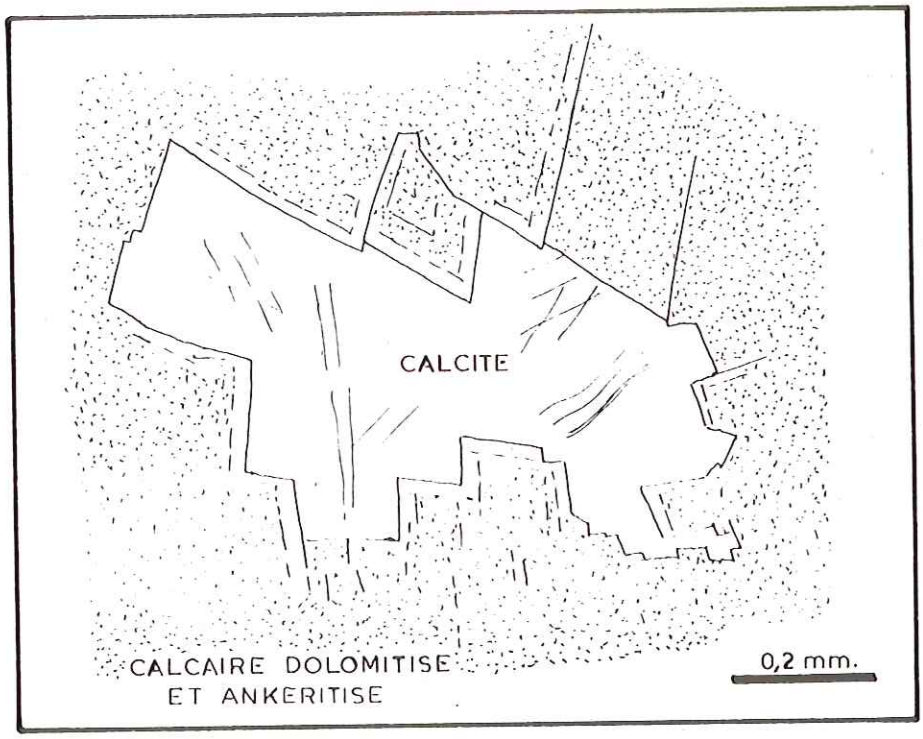


FIG.88- Porosité de rétraction due à la transformation Mg-Fe des cipolins de l'indice du torrent d'Alans.

4.2. ETUDE DES SILICATES A LA MICROSONDE ELECTRONIQUE

4.2.1. Les micas

Quelques gros cristaux de micas blancs en reliques dans le minerai (la Raillère) ou précédant nettement la minéralisation (Pont de Souarrouy) ont montré une composition de muscovite plus ou moins phengitisée (fig. 89).

Par contre, l'analyse de fins micas blancs tapissant une fissure remplie de chlorites et sécante sur les carbonates (Pont de Souarrouy) montre qu'il s'agit d'illite (fig. 89). Ceci confirme donc bien l'existence d'une phase silicatée potassique mise en évidence au M.E.B., qui précèderait les chlorites.

4.2.2. Les chlorites

Le report des analyses concernant 5 filons (4 orientés N60, 1 orienté N100), dans le diagramme de HEY (1950) (fig. 90), indique une homogénéité des valeurs dans le domaine des ripidolites.

Il ressort de cette étude que les chlorites de pseudomorphose (de biotite ou de muscovite) et les chlorites de néoformation (fibroradiées ou en amas homogènes de fines plages) ne montrent pas de différence significative dans leur composition.

On peut toutefois faire quelques remarques :

- la nature des chlorites du filon de Matacas, qui sont les moins ferrifères et qui sont liées à un filon essentiellement siliceux , est peut-être à relier à l'absence de carbonates ferrifères ;

- les chlorites les plus riches en fer qui présentent souvent un faciès fibroradié s'observent dans les filons où la sidérite est abondante ;

- des traces de Ni sont présentes dans les chlorites des filons de Matacas et du Pont de la Gardette (200 à 700 ppm).

4.2.3. Conclusion à l'étude des micas et des chlorites

Il apparaît nettement que de gros cristaux de muscovite, précoce par rapport à la minéralisation, ont été ensuite phengitisés puis partiellement chloritisés.

Postérieurement aux carbonates et au quartz, il existe une phase discrète à phengites (illite) et une chloritisation plus développée. Des chlorites de néoformation sont fréquentes et cristallisent sur différents substrats.

Dans certains cas, l'association intime ankérite - chlorite incite à envisager une recristallisation du carbonate ou peut être une ankérite II.

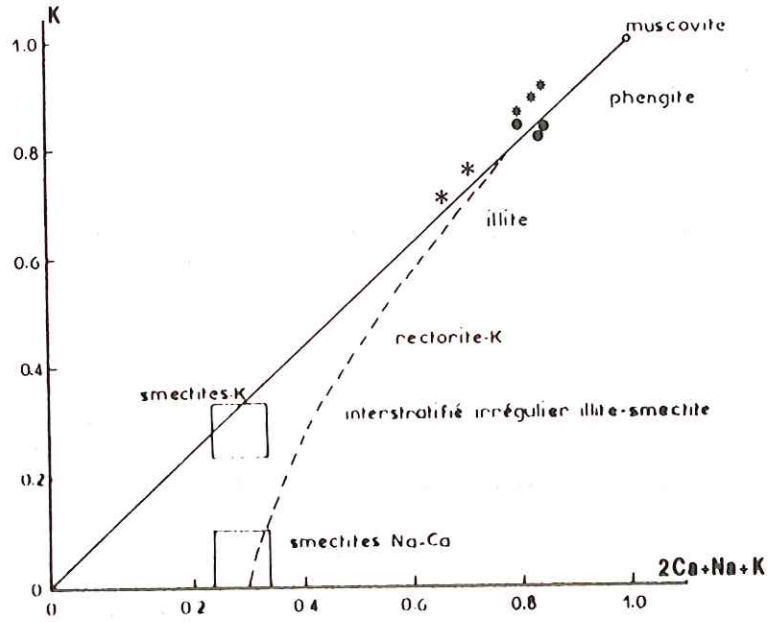


FIG.89- Composition des micas des filons (diagramme de HOWER et MOWATT, 1966).

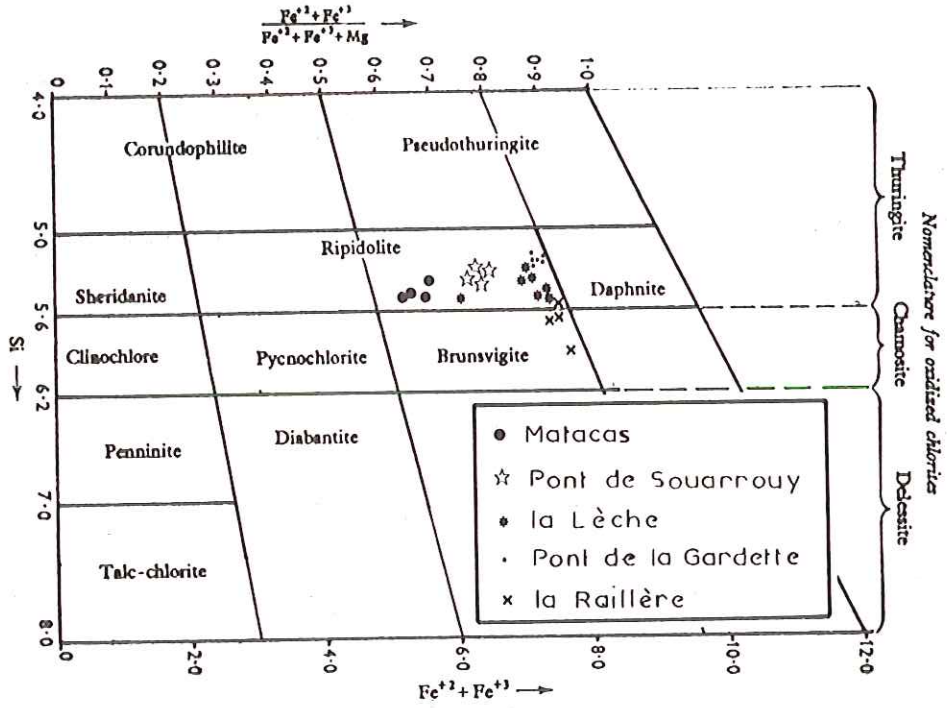


FIG.90- Composition des chlorites des filons (diagramme de HEY, 1954).

5. ETUDE GEOCHIMIQUE DE LA BLENDE ET DE LA GALENE

Elle repose sur des analyses à la microsonde électronique, les conditions opératoires restant identiques à celles réalisées pour l'étude des sulfures du Dévonien. En outre, quelques analyses chimiques de galène, par voie humide, ont été effectuées.

5.1. LA BLENDE

5.1.1. Données de l'analyse

En dosant les éléments suivants : Zn, Se, S, Fe, Ge, Cd, Mn, Ga, In, Cu, Ag, nous pensions pouvoir distinguer les différents faciès de blende. En fait, il s'est avéré que seuls Fe et Cd ont été détectés dans la blende.

Les teneurs en fer, qui varient de 0 à 7,1 %, ont 60 % de leurs valeurs comprises entre 0 et 2 %.

Le cadmium, absent dans 20 % des analyses, montre un maximum de 3300 ppm, les valeurs étant surtout regroupées entre 1000 et 2000 ppm.

Il ressort de cette étude que les blendes les plus pauvres en fer sont liées au minerai finement rubané ou sont sécantes sur les autres filons, mais il faut remarquer que de faibles valeurs en fer caractérisent aussi des blendes appartenant à la phase sulfurée principale.

D'autre part, dans le filon du Pont de Souarrouy , les blendes zonées ou en fines plages ont montré des valeurs identiques en ce qui concerne le fer ; ce fait avait déjà été signalé par X. de GRAMONT et al. (1968) qui avaient remarqué que la couleur des blendes n'était pas en relation avec la teneur en fer.

Enfin, des blendes apparemment identiques situées dans un même filon (la Raillère) montrent des teneurs en fer variant dans un rapport de 1 à 4.

Il existerait donc bien deux types de blende, dont l'un tardif par rapport à l'autre, mais l'existence de plages plus ou moins riches en fer, pour l'un d'eux, pourrait permettre d'envisager des zones à l'intérieur du filon où les conditions de dépôt seraient différentes pour une même phase.

5.1.2. Remarques concernant les informations pouvant être apportées à la blende

Les blendes étudiées apparaissent en général en équilibre avec la pyrite et la chalcopyrite et peut-être avec la magnétite. La pyrrhotite n'est jamais associée à la blende et les reliques que l'on peut observer sont toujours très précoces. Il semblerait donc que la fugacité en soufre soit trop élevée pour permettre la cristallisation de la pyrrhotite en équilibre avec

la blende. De plus, les teneurs molaires en FeS variant de 0 à 10 % pourraient laisser envisager des températures de dépôt inférieures à 200°C (SCOTT et BARNES, 1971).

L'utilisation de différents diagrammes permettant de déterminer la température de dépôt est sujette, pour des minéralisations de basses températures, à trop d'extrapolations et nous ne tenterons pas cette approche.

On peut toutefois examiner le diagramme de BARTON et SKINNER (1979) (fig. 91) qui montre que la teneur en fer des blendes est aussi corrélable à la fugacité en oxygène. Si l'on considère que l'on se situe dans un domaine d'équilibre pyrite - chalcopyrite et peut être magnétite, on remarque que l'activité en oxygène est alors moyenne.

5.2. LA GALENE

5.2.1. Analyse à la microsonde

Toutes les analyses effectuées pour le dosage de Co, As, Ni, Se, Sb, Bi, Ag, se sont révélées négatives sauf pour un échantillon qui a montré des teneurs en Bi et Ag. Cette galène apparaît au sein d'un banc de cipolin transformé en carbonates ferrifères et est associée à de la blende (fig. 92). Une fracture ouverte recoupe l'ensemble et montre des cristaux automorphes de galène, très aplatis, dans lesquels on n'observe plus d'éléments traces, associés à une blende plus pauvre en fer.

On peut alors se demander si on est en présence d'une remobilisation ou bien si il s'agit d'une autre phase à sulfures. Cette deuxième solution est probable puisqu' au-dessus de cet indice, en éboulis, nous avons découvert un échantillon rubané à barytine et galène, identique à celui de la mine de Coumély, contenant une blende pauvre en fer (0,86 %).

5.2.2. Analyses par voie humide

Suite aux résultats de l'analyse microsonde, nous avons soumis quelques échantillons de galène à l'analyse chimique afin de contrôler la présence de certains éléments pouvant être présents en faible proportion.

Les résultats sont présentés dans le tableau 15a (analyste S. CASSEAULT, Université d'Orléans).

Ces valeurs sont à considérer avec prudence car on remarque que de nombreuses impuretés étaient présentes dans la galène. Ceci tient au fait que dans certains faciès, le sulfure se présentait en fines mouches. Dans tous les cas, il ne peut s'agir que de carbonates ferrifères, de quartz ou de barytine qui logiquement ne peuvent influencer les valeurs des éléments dosés, ces derniers pouvant alors être reliés à la galène.

Si l'on rapporte ces valeurs à 100 % de plomb (tableau 15b) on remarque que toutes les galènes ont des proportions d'éléments

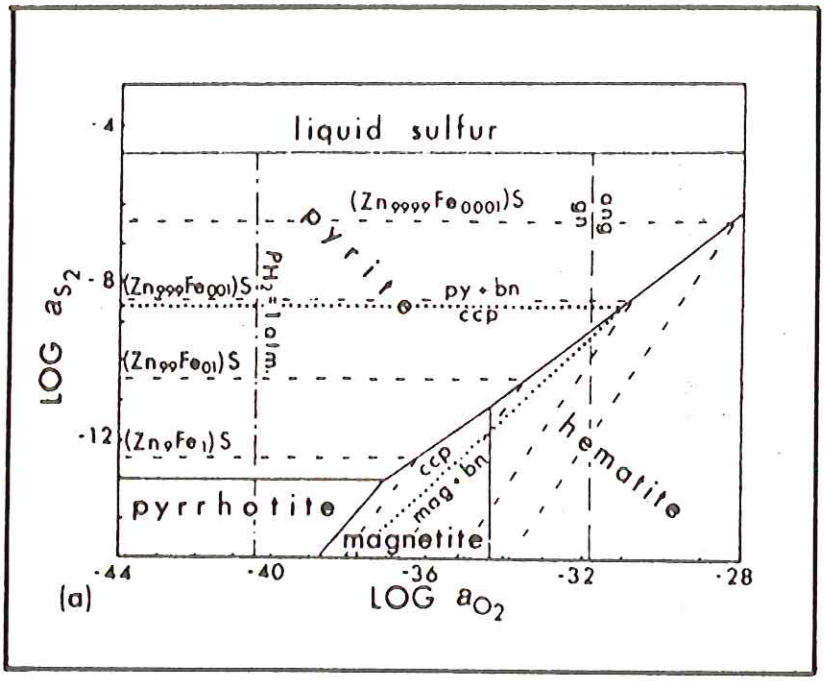
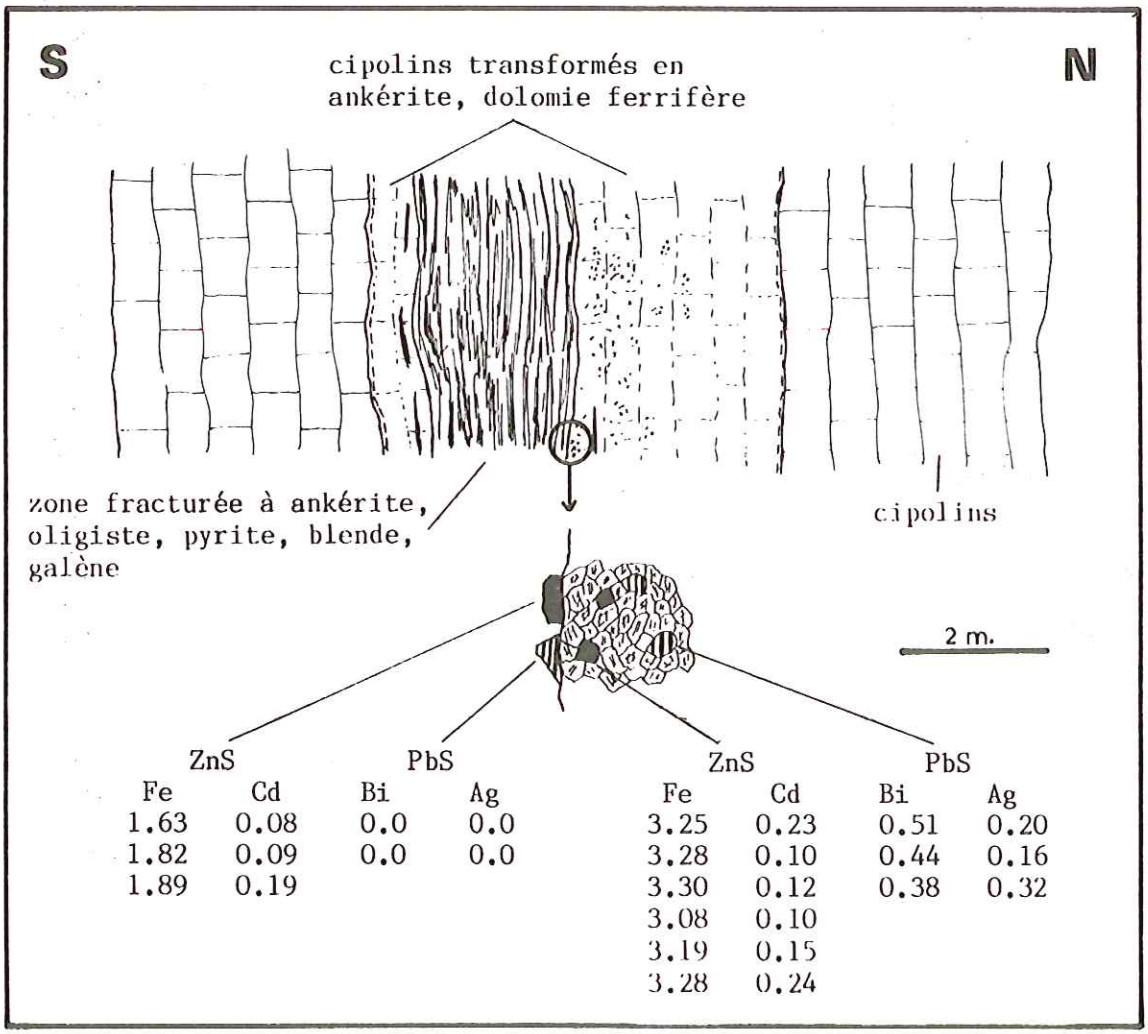


FIG.91- Champs de stabilité des sulfures de fer et des blendes ferrifères (diagramme de BARTON et SKINNER, 1979).



ZnS		PbS		ZnS		PbS	
Fe	Cd	Bi	Ag	Fe	Cd	Bi	Ag
1.63	0.08	0.0	0.0	3.25	0.23	0.51	0.20
1.82	0.09	0.0	0.0	3.28	0.10	0.44	0.16
1.89	0.19			3.30	0.12	0.38	0.32
				3.08	0.10		
				3.19	0.15		
				3.28	0.24		

FIG.92- Variations des teneurs en Fe-Cd des blendes et en Bi-Ag des galènes disséminées dans les cipolins transformés en ankérite, ou en cristaux automorphes dans des fractures ouvertes recoupant les cipolins (indice de Prat(1)).

traces équivalentes, sauf celle de Coumély qui montre de fortes teneurs en Ag, Ni, Co.

Cette galène, associée au minerai rubané, appartient à un épisode minéralisateur plus tardif, signalé dans l'étude des filons. Les valeurs observées ici conforteraient donc nos observations de terrain.

Enfin, signalons des valeurs en argent proposées par A. LACROIX à partir des données de F. de DIETRICH (1787). Ces valeurs sont données pour 100 kg de plomb (tableau 15c). A la Raillère, F. de DIETRICH indique que la galène la plus riche domine.

6. LES MINERAUX EN TRACES

6.1. LES MINERAUX D'ARGENT

Ils sont très rares dans la galène et seules quelques plages de tétraédrite argentifère apparaissent régulièrement dans les filons et sont exceptionnellement associées à des traces de polybasite et d'argentite. Il faut donc en déduire que l'essentiel de l'argent est associé au réseau de la galène et que les teneurs sont faibles.

Dans deux filons (Pont de Souarrouy et au nord du Haille de Pout), de très nombreuses plages de canfieldite et d'argyrodite ont été observées dans la blende. Ces deux minéraux n'avaient encore jamais été signalés dans les Pyrénées.

6.2. LES MINERAUX DE NICKEL-COBALT

Observés dans cinq filons (Port-Vieux, Le Couret, la Raillère, Pène de la Hourcade (2), prise d'eau des Touyères), ils sont peu abondants, sauf dans la mine du Couret. Leur mise en place semble précoce et plus ou moins synchrone du dépôt des premiers gros cristaux de pyrite se développant suite à la silicification des carbonates.

Ils sont très souvent repris dans de grandes plages de chalcopyrite au même titre que la pyrite et la pyrrhotite.

Par ordre d'importance, on note : millérite, pentlandite, bravoïte, linnéïtes, gersdorffite, argentopentlandite.

En 1968, R. GIRAUD et al. avaient proposé pour ces minéraux observés dans la mine du Couret, une origine en relation avec le dyke de roche verte formant une éponte du filon. Les venues hydrothermales auraient lessivé le nickel de la roche et un phénomène de sécrétion latérale aurait permis l'incorporation de cet élément dans la phase liquide. L'analyse de deux échantillons de ce dyke avait montré des teneurs en Ni de 16 à 32 g/t, valeurs que ces auteurs considéraient faibles par rapport à cette roche qu'ils qualifiaient de basique.

Afin de contrôler cette hypothèse, nous avons analysé 5 dykes, mais aussi les roches basiques à ultrabasiques du massif

	Ag	Ni	Co	Sb	Cu	Pb
Mine de Coumély	228	285	228	-	57	16.27
Filonnet de Troumouse	78	182	182	-	52	81.77
Torrent d'Alans	119	85	85	-	-	68.02
Mine de Port-Vieux	99	148	33	-	-	57.60
Mine des Touyères	95	77	43	-	-	47.33
Mine de la Raillère	167	69	97	-	-	83.47
Mine de la Lèche	91	145	91	-	-	72.52

a

	Ag	Ni	Co
Mine de Coumély	1400	1750	1400
Filonnet de Troumouse	95	222	222
Torrent d'Alans	175	124	124
Mine de Port-Vieux	171	257	57
Mine des Touyères	200	162	90
Mine de la Raillère	200	82	116
Mine de la Lèche	125	199	125

b

Mine du Couret	28-33
Mine des Artigaous	20
Mine de la Raillère	22-83
Mine de la Gardette	27-37

c

TAB.15- Analyses chimiques de galènes des filons du socle (en ppm.).
a) résultats des analyses
b) valeurs rapportées à 100% de plomb
c) teneurs en argent de la galène d'anciennes mines (pour 100 kg de plomb)

	Ni	Co
Mine du Couret	79	38
Face à la mine du Couret	16	25
Mine des Artigaous (entrée sup.)	40	32
Pène de la Hourcade 2 (près du filon)	61	34
Pène de la Hourcade 2 (au dessus du filon)	65	31

a

Massif des Gloriettes:		
-ultrabasites	526	105
-mélagabbro	316	69
Face à la mine du Couret:		
-type mélagabbro	112	70

b

TAB.16- Teneurs en nickel-cobalt (ppm.) de:
a) dykes de roches andésitiques
b) roches basiques à ultrabasiques en massifs

des Gloriettes ainsi qu'un échantillon du même type prélevé face à la mine du Couret (tableau 16, analyses B.R.G.M.).

Les résultats concernant les dykes de roches vertes montrent qu'il est difficile de se prononcer sur un éventuel lessivage du nickel-cobalt car les valeurs sont très proches pour des dykes qui sont en liaison ou non avec des minéralisations.

Par contre, il faut tenir compte de la présence du massif de roches basiques à ultrabasiques des Gloriettes où les teneurs en nickel-cobalt sont plus élevées. Des roches du même type apparaissent en pointements dispersés dans les vallées d'Héas et de Gavarnie, même dans des zones peu métamorphiques.

Rappelons que les minéraux de Ni-Co sont fréquents dans les Pyrénées. E. OUDIN (1982) montre au travers de l'étude de 157 indices (1200 sections polies) que la fréquence de ceux-ci est de 36,31 %, les sulfo-arséniures représentant à eux seuls 28,71 % .

Notons enfin que ces minéraux se retrouvent dans presque toutes les minéralisations des Pyrénées, des gites stratiformes ordoviciens aux filonnets sécants dans les terrains crétacés.

6.3. LES MINERAUX D'ETAIN

Mise à part la canfieldite signalée avec les minéraux d'argent, seule la cassitérite a été observée dans la blende ou dans des magnétites incluses dans la blende.

Elle est présente dans 42 % des filons mais est rarement abondante. Il est intéressant de signaler que dans la blende du déversoir de Barroude, cinq grains de cassitérite ont montré des teneurs élevées en Se et In (Se : 3540, 4460, 4440, 4290, 4780 ppm et In : 2140, 1130, 2460, 2080, 2470 ppm) avec pour un des grains, une teneur en Ge de 9140 ppm.

Les minéraux d'étain sont moins fréquents que ceux de nickel-cobalt, mais apparaissent aussi à l'échelle de la chaîne.

6.4. LES MINERAUX DE Ge-Ga

6.4.1. Généralités

Dans les indices à Zn-Pb du Paléozoïque des Pyrénées, de nombreux minéraux de Ge-Ga ont été décrits (silicates, germanates, oxydes, sulfures : OUDIN, 1982 ; JOHAN et al. 1983 ; JOHAN et OUDIN, 1986). Récemment et suite à ces découvertes, J.Y. JULLIOT et al. (1987) ont proposé des données expérimentales concernant la carboirite.

Il ressort de ces études que l'expression minéralogique de ces minéraux localisés dans la blende est le résultat des effets du métamorphisme hercynien qui a surtout influencé la fugacité en oxygène, la source de ces éléments restant cependant conjecturale.

Dans une synthèse récente, L.R. BERNSTEIN (1985) présente les différents types d'occurences dans le monde pour ces minéraux, ainsi que les concentrations anormales en germanium, et place l'ensemble des gisements dans un diagramme fugacité en oxygène, fugacité en soufre (fig. 93).

6.4.2. Les données du M.E.B.

La finesse de ces minéraux, en général inférieurs à 20 microns, et leur pouvoir réflecteur très proche (gris sombre), voire identique à celui de certains minéraux de gangue, ne permet pas une détermination aisée par simple observation au microscope à réflexion.

Suite à l'étude approfondie d'une cinquantaine de sections polies, un contrôle au M.E.B. a permis de confirmer dans 80 % des cas, la présence de minéraux de Ge-Ga dans la blende.

La brunogéïérite est le minéral le plus fréquent et apparaît dans 36 % des filons sous forme de rares plages arrondies d'une vingtaine de microns (exceptionnellement 40 microns). A Port-Vieux, on l'observe par centaines de grains ; c'est le seul filon où une telle concentration a été notée.

On la trouve aussi en remplacement ou en croissance épitaxique, associée à la magnétite (photo 15).

L'argutite n'a été signalée que dans deux indices

Les silicates et germanates sont présents dans 16 % des indices et l'analyse qualitative a permis de déterminer les phases suivantes :

- Fe, Ge, Al, (Si) : certainement carboirite .
- Si (Ge) : quartz riche en germanium .
- Ca, Fe, Cl, Si, Ba, Ge, K, Al, Mn : peut être équivalent germanifère du lépidomélane .
- Fe, Si, Al, (Ga) : ?
- Fe, Ga, Si=Ge : ?
- Cl, Ba, Si, K,(Ga) : ? (à noter qu'une phase silicatée riche en Ba et Ga a été signalée à Trappes (Hautes Pyrénées : JOHAN et al., 1983).

La presque totalité de ces minéraux a été signalée dans une synthèse récente concernant les Pyrénées (JOHAN et al. 1983).

Un sulfure, l'argyrodite, déjà signalé avec les minéraux d'argent, a été observé pour la première fois.

Enfin, de petites magnétites à gallium et germanium, en général globuleuses et inférieures à 80 microns, sont présentes

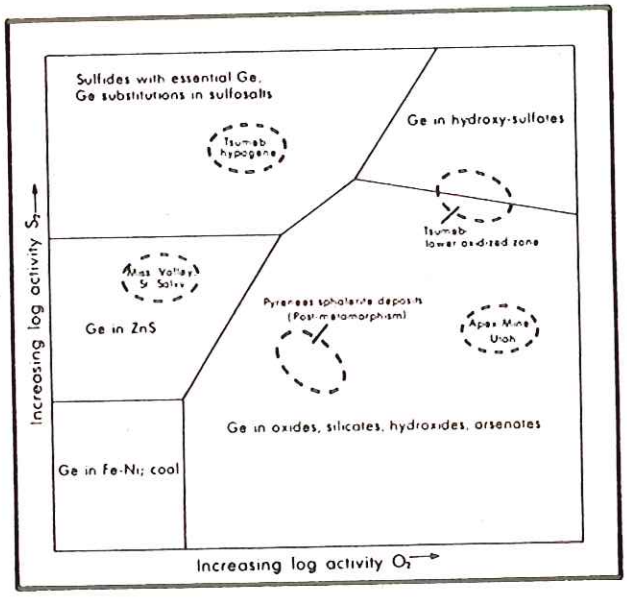


FIG.93- Diagramme schématique montrant le comportement du germanium dans différents environnements géologiques en fonction de l'activité en oxygène et en soufre (300 à 600 K, 1 atm.) (BERNSTEIN, 1985).

dans 40 % des filons. Parfois, une zonation souligne la présence de Ga, mais le plus souvent seule l'analyse permet de le révéler.

Ces magnétites montrent fréquemment des zonations à brunogéïérite (épitaxie ou remplacement) mais peuvent aussi inclure des grains de cette dernière, ainsi que des grains de cassitérite.

En fait, il faut certainement considérer ces assemblages comme l'évolution de microsystèmes.

Quelques analyses microsonde partielles peuvent être proposées (% pondéraux) :

% Ge :	0,40	1,47	n.d.	2,80	1,41	1,56	n.d.
% Ga :	1,16	n.d.	0,28	n.d.	0,43	n.d.	0,48

6.4.3. Les associations de phases à Ge-Ga et les rapports avec les autres minéraux

A l'intérieur d'une même plage de blende, il est possible d'observer une des associations suivantes :

- brunogéïérite, magnétite Ge-Ga, cassitérite ;
- brunogéïérite, magnétite Ge-Ga, cassitérite, silicates Ge-Ga ;
- brunogéïérite, magnétite Ge-Ga, silicates Ge-Ga, argyrodite ;
- brunogéïérite, silicates Ge-Ga, argutite, cassitérite, canfieldite.

Il ne s'agit que de quelques exemples et l'association de ces minéraux peut être très diverse. Par contre, il est pratiquement impossible de proposer une chronologie pour ces différentes phases du fait du peu d'individus présents.

En général, tous ces minéraux apparaissent dans la blende.

A Port-Vieux, nous avons observé des magnétites à brunogéïérite dans de grandes plages de pyrite et des magnétites à brunogéïérite et grains de cassitérite dans de grandes plages de chalcopyrite. Les deux sulfures semblent précéder le dépôt de la blende mais ces observations, réalisées sur une seule section polie, ne nous permettent pas d'en tirer une règle. On peut aussi rappeler que c'est dans la blende de cette mine que l'on observe des centaines de grains de brunogéïérite. Enfin, la présence de grains de cassitérite dans des magnétites incluses dans la blende est fréquente.

6.4.4 Interprétation des observations

Le fait le plus important est que l'on trouve, sur quelques kilomètres carrés et dans un seul type de minéralisation, presque tous les minéraux de Ge-Ga signalés à ce jour dans les Pyrénées (JOHAN et al. 1983 ; JOHAN et OUDIN, 1986). Ces auteurs proposent pour ces minéraux une origine en liaison avec le métamorphisme hercynien. Il est probable qu'une grande majorité des échantillons étudiés provenait d'indices ayant subi ce métamorphisme (stratiformes ordoviciens et dévoniens, filons ordoviciens,...). L'existence de minéralisations sécantes tardives a pourtant été envisagée par E. OUDIN (communication orale) pour les indices du Val de Bitet et d'Arre et d'Anglas, qui posaient quelques problèmes d'interprétation.

Nous verrons dans la troisième partie qu'une différence fondamentale existe entre divers types d'indices contenus dans le Paléozoïque et qui présentent pourtant des minéraux à Ge-Ga. Nous pouvons dès maintenant affirmer que les filons de notre secteur n'ont pas subi ce métamorphisme et que la présence de ces minéraux traces est soit primaire, soit liée à une recristallisation postérieure de la blende en liaison avec un évènement différent du métamorphisme hercynien.

L'approche des conditions de formation de ces minéraux est délicate. On sait que :

- la brunogéïérite a un domaine de stabilité très vaste. A Tsumeb (Namibie), on la trouve à la base de la zone oxydée, accompagnée par la réniérite (BERNSTEIN, 1985) ;

- les équivalents germanifères des silicates sont stables à beaucoup plus basse pression que ces silicates (BERSTEIN, 1985) ;

- pour Z. JOHAN (comm. orale), c'est essentiellement la fugacité en oxygène qui règle l'apparition de ces minéraux.

On se rend compte qu'il est difficile d'estimer les conditions de la cristallisation de ces espèces minérales, qui n'ont pas été précisées jusqu'alors par les différents auteurs les ayant étudiées et qui ont toujours été envisagées dans le cadre d'un métamorphisme.

Dans le schéma proposé par L.R. BERNSTEIN (fig. 93), le champ réservé aux Pyrénées devrait être élargi vers le domaine des sulfures, surtout si l'on se souvient que dans le Dévonien seuls des sulfures de germanium ont été observés. Ceci implique une faible fugacité en oxygène confirmée par l'absence de chalcopyrite.

Dans les filons, cette fugacité en oxygène est certainement plus élevée et les sulfures de Ge-Ga beaucoup plus rares, sauf dans quelques zones où des variations locales des conditions de dépôt peuvent se produire.

7. CONTROLE TECTONIQUE DES MINERALISATIONS

7.1. REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES FILONS

Tous les filons, quelle que soit leur puissance, sont en général verticaux. La carte de leur répartition (fig. 94) permet de constater que les plus nombreux et les plus puissants se localisent dans la partie nord du secteur qui correspond au domaine des migmatites homogènes (diatexites de J.C. SOULA et al. 1986 a). Ce domaine peut être considéré comme plus compétent que celui des métaxites de la partie sud. Dans cette zone, les structures filoniennes sont peu ouvertes, riches en quartz, et montrent des paragenèses identiques à celles observées dans la partie nord, quoique beaucoup moins développées.

Le filon de la mine de Port-Vieux, localisé dans les quartzites et schistes à andalousite, s'écarte un peu de notre schéma. On doit cependant remarquer qu'il s'agit de filons très riches en fluorine, sans barytine, type que nous ne connaissons pas en vallée de Héas et de Gavarnie.

Il est donc probable que les phénomènes d'ouverture ont été plus discrets dans la partie sud, notamment dans la région de Gavarnie.

Malgré les différences de puissance, de nature du remplissage de la caisse filonienne qui est plus symptomatique de l'absence d'une ou plusieurs phases, il est possible de proposer pour l'ensemble des filons, une histoire tectonique guidant le dépôt des différentes phases minérales.

7.2. TECTONIQUE CASSANTE TARDI A POST-HERCYNIENNE

7.2.1. Remarques

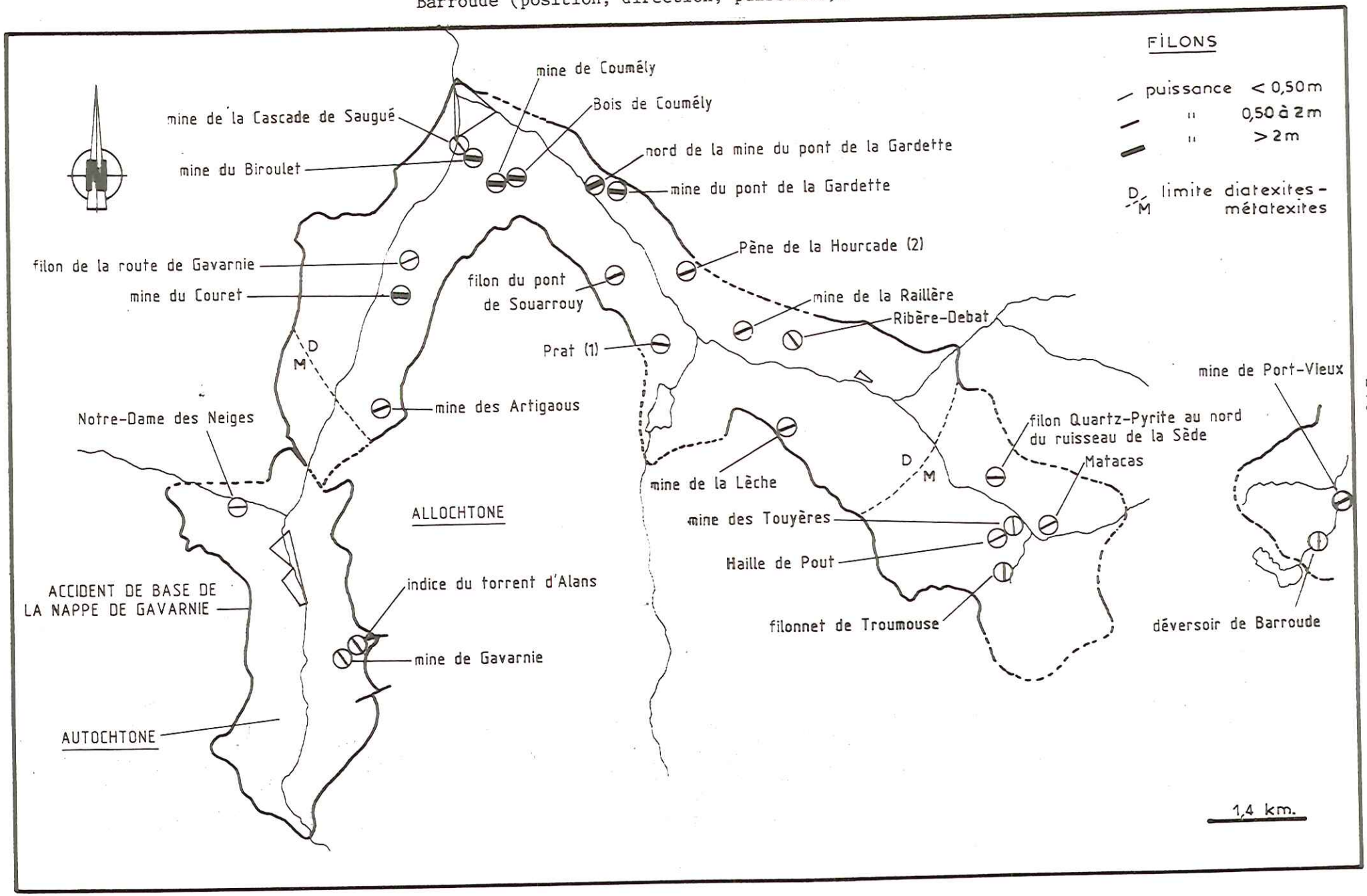
Dans plusieurs cas, nous avons pu constater que les filons minéralisés reprenaient des directions héritées matérialisées par des dykes de roches communément appelées "roches vertes", des dykes de roche de type lamprophyrique et des filons de quartz.

Ces différentes structures, sécantes sur toutes les roches résultant du métamorphisme hercynien et postérieures aux filons de microgranite et de pegmatite, se répartissent selon deux directions principales : N60-70, N90-100, mais aussi (plus rarement) selon N150 et N-S.

Ces observations impliquent qu'avant la mise en place des minéralisations filoniennes, le bati hercynien était déjà fortement fracturé.

Les dykes de "roches vertes" peuvent donc permettre une approche de l'âge de la mise en place des filons de type B.P.G.C.

FIG.94- Carte de répartition des filons du socle de Gavarnie-Héas-Barroude (position, direction, puissance).



7.2.2. Les dykes de "roches vertes"

Ces roches dénommées "roches filoniennes paléozoïques non granitiques des Pyrénées" par A. de ROMEU (1907) qui fut le premier à s'y intéresser, présentent à l'affleurement une couleur gris-vert à verte.

Autour et dans notre secteur, A. BRESSON (1903), M. MILLE (1963), H. WENSINK (1962), P. DEBAT (1963), J. JOSEPH (1973), B. RODDAZ (1977), s'accordent sur le fait que toutes ces roches dont la composition est soit andésitique, dacitique ou doléritique, recoupent toutes les structures hercyniennes sans subir les déformations de cette orogenèse. Ces dykes, puissants de quelques décimètres à une dizaine de mètres, ont été fréquemment boudinés lors de l'orogenèse alpine, surtout lorsqu'ils recoupaient des niveaux calcaires.

Ces auteurs considèrent donc ce cortège filonien comme tardi-hercynien et envisagent différentes sources magmatiques.

7.3. POSITION, MORPHOLOGIE ET RELATION DES FILONS MINERALISES

7.3.1. Position des filons

Dans le cirque de Troumouse, un filonnet à quartz-galène affleure au niveau de la surface d'érosion considérée triasique (LUCAS, 1985). Précisons que, dans ce secteur, les calcaires crétacés autochtones n'ont jamais montré de minéralisations sécantes.

D'une manière générale, les filons apparaissent au maximum à 150-200 m sous la surface du socle qui est parfois recouverte par des reliques de Trias inférieur (LUCAS, 1985). Des structures minéralisées sont observées jusqu'à 600 m sous cette surface.

Un contrôle géographique, vraisemblablement en liaison avec la nature des roches du socle, existe, mais par rapport aux conditions d'affleurement, il est délicat d'un faire une règle générale. On peut toutefois signaler que P. DEBAT (1963) indique une forte concentration des filons de "roches vertes" dans la partie médiane de la vallée de Héas, partie dans laquelle nous observons la concentration la plus importante de minéralisations.

7.3.2. Morphologie des filons

a) Les filons N60-70

La morphologie d'ensemble correspond à une forme en lentille ou parfois en poisson. Ces ouvertures peuvent se succèder dans un plan vertical et leur puissance ne dépasse pas 2 m (au niveau des ventres).

Le meilleur exemple est celui de la mine de Port-Vieux où 3 lentilles verticales et parallèles montrent un développement horizontal d'une soixantaine de mètres au maximum. L'exploitation de celles-ci a montré la présence de minerai sur 80 à 100 m de

dénivelé. A chaque extrémité de ces lentilles, la fermeture est très nette et souvent limitée par des fractures N-S ou E-W.

Le remplissage de ces cavités est en général massif avec toutefois une structuration centrale qui permet le dépôt des différentes phases minérales sans pour autant créer de réelles structures bréchiques.

En effet, on observe surtout des décollements successifs entre minéraux qui traduisent une ouverture saccadée se produisant de préférence au niveau du ventre des lentilles.

Toutes ces observations suggèrent le développement de fractures d'extension, dans des roches déjà fracturées ; une schématisation de ces fractures est proposée figure 95.

b) Les filons N90-110

Ceux-ci montrent une caisse plus puissante (jusqu'à 4-5 m) et plus développée dans le plan vertical (jusqu'à 200 m), pouvant présenter de fréquents étranglements mais gardant une homogénéité verticale mieux exprimée que pour les filons N60-70. Les différentes mines ouvertes dans ces minéralisations sont caractérisées par des traçages de 60 m au maximum mais il faut noter que souvent le front de taille montre des carbonates ou de la barytine massive sur 1 à 2 m, voireplus. On ne peut donc se prononcer sur le développement horizontal de ces filons qui est sans nul doute largement supérieur à celui des filons N60-70.

Leur remplissage est discrètement symétrique, centripète et massif, en ce qui concerne la première phase de minéralisation (carbonates, quartz, sulfures, barytine en gros cristaux). Le dépôt du minerai finement rubané pourra être central mais aussi apparaître entre encaissant et carbonates, impliquant alors des décollements. La puissance de ce dernier dépôt est très variable et peut atteindre 2 m.

Il semble donc qu'une ouverture plus franche caractérise ce type de filon dont une schématisation apparaît dans la figure 96.

Toutefois, il est nécessaire de rappeler que ces phénomènes sont de moins en moins nets lorsqu'on se dirige vers le sud, mais ont quand même été mis en évidence.

c) Les autres filons

Peu nombreux et montrant des ouvertures discrètes voire nulles, leur présence n'en est pas moins importante dans la reconstitution du cadre tectonique.

7.3.3. Relations entre filons

Peu d'observations ont pu être réalisées étant donné les conditions d'étude. Il est quand même possible de proposer les remarques suivantes :

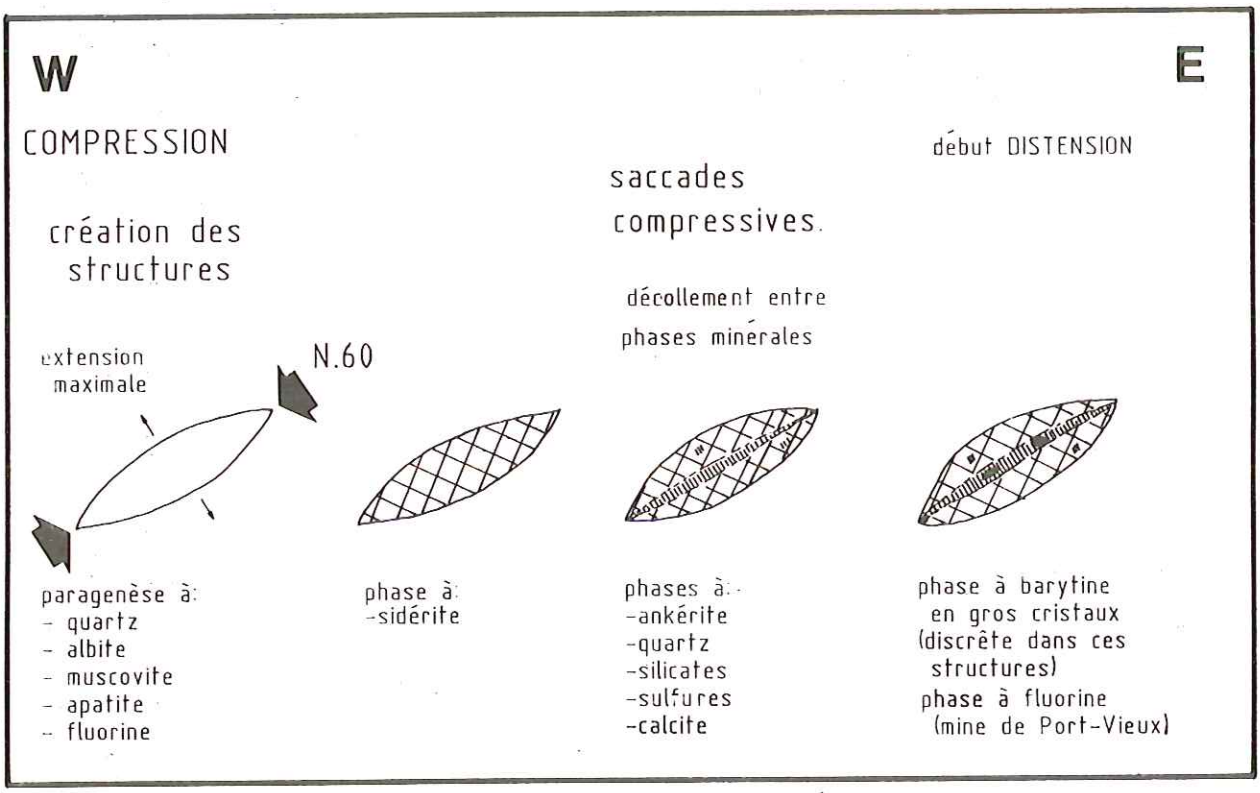


FIG.95- Schématisation et évolution des structures minéralisées N.60.

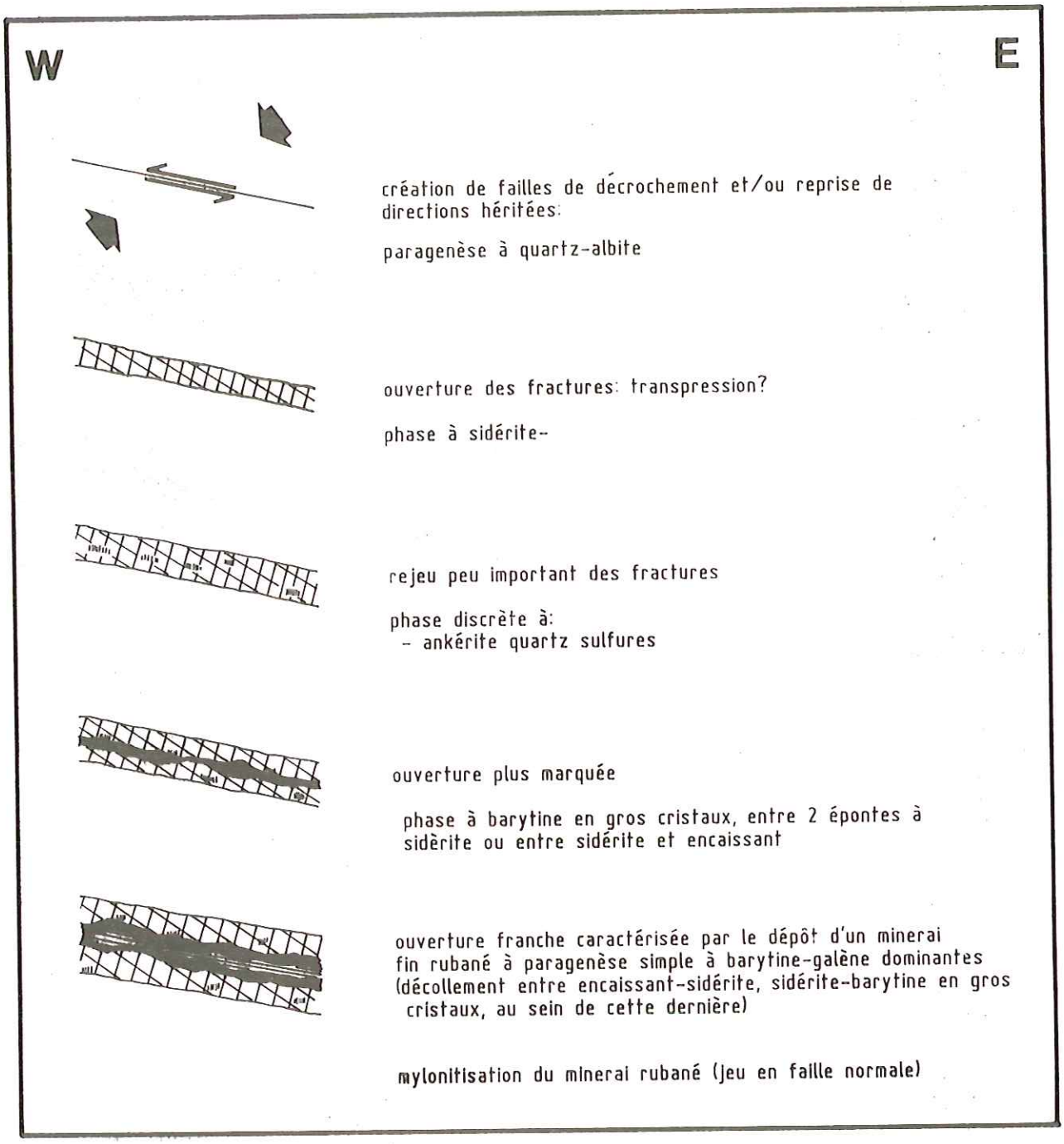


FIG.96- Schématisation et évolution des filons E-W.

- des filons de quartz à pyrite, orientés surtout N-S et certainement précoces par rapport aux minéralisations sont recoupés par ces dernières, voirerepris par des dépôts diffus des différentes phases minérales ;

- la direction N-S matérialisée parfois par des brèches, semble, comme à Port-Vieux, limiter l'extension latérale des filons ;

- ces mêmes fractures N-S pourraient influencer l'ouverture en extension des fractures E-W permettant le dépôt du minerai finement rubané (liaison entre la mine de Coumély et la mine de la Gardette) et ainsi déterminer des ouvertures plus ou moins importantes.

7.4. CONTEXTE TECTONIQUE DE MISE EN PLACE DES MINERALISATIONS

En l'absence de données cinématiques nous présentons diverses remarques qui permettront de proposer un cadre structural de mise en place des filons.

7.4.1. Nature et organisation des formations minérales

Quatre familles distinctes de filons montrent une évolution minéralogique identique ou peu différente (absence d'une ou deux phases) et une structuration dépendant de l'orientation des fractures :

- la famille N-S peut s'interpréter comme une imprégnation de filons de quartz précoces, par une minéralisation discrète (surtout sulfures) ;

- la famille N140-N160 est peu développée mais l'indice du torrent d'Alans prouve la similitude minéralogique avec les deux familles principales orientées N60-70 et N90-110 ;

- dans les filons montrant ces deux dernières directions, la nature du remplissage est identique avec toutefois des phases plus ou moins développées dans l'une ou l'autre des familles (en dehors du faciès rubané caractéristique des filons N90-110).

Les filons N60-70 qui sont plus irréguliers et dont la forme suggère des fentes d'extension, montrent un remplissage massif sans rubanement avec présence de quelques structures bréchiques.

Aucune zonalité verticale n'a pu être mise en évidence. L'évolution du remplissage est surtout centrale par rapport à la lentille et le dépôt des différentes phases minérales se fait essentiellement par des rejeux (surtout décollements) localisés dans l'axe de la structure.

Les filons N90-110 mieux développés, aussi bien verticalement qu'horizontalement, montrent une évolution identique aux structures précédentes et peuvent présenter une discrète zonalité verticale. La première différence importante entre ces deux familles de filons apparaît avec la mise en place de barytine grise en gros cristaux qui semble terminer la

première phase de minéralisation. Discrète dans les filons N60-70, elle est bien développée (jusqu'à 1 m de puissance) dans les filons N90-110. La localisation entre deux épontes carbonatées implique une ouverture plus franche de ces structures. Dans les filons N60-70, cette barytine apparaît plus ou moins sécante sur le minerai et cimente parfois des brèches.

Le faciès finement rubané et mylonitisé peut être considéré comme caractéristique des filons N90-100 et absent des autres structures.

Ce remplissage, qui d'après nos observations devait être finement lité à l'origine (lits de galène, de fluorine, de blende (rare) dans une barytine très fine) et dont la puissance peut atteindre 2 à 3 m, est caractéristique de filons en extension.

Toutes nos observations sont en accord avec celles de M. JEBRAK et al. (1983) sur les filons en décrochement et en extension du domaine hercynien d'Europe.

La nature et la structure des dépôts permettent d'envisager un contexte décrochant qui évoluera vers une extension. Nous essayerons de conforter notre hypothèse par les observations suivantes.

7.4.2. Relations avec les dykes de roches volcaniques et la fracturation

L'aspect bréchique du minerai est plus développé dans les filons N60-70 où l'on observe fréquemment de nombreux fragments d'encaissant. Les dykes, repris par des minéralisations ayant cette direction, sont bréchifiés (Pont de Souarrouy) alors que ceux orientés N90-110 sont seulement recoupés ou décollés sans déplacement vertical (mine du Couret, où l'éponte nord dans la partie haute du gisement et l'éponte sud dans la partie basse sont constituées par un dyke d'andésite dacitique).

Dans l'ensemble des filons, nous n'avons pu mettre en évidence de déplacements verticaux, ceci se vérifiant bien lorsque les filons recoupent des enclaves d'origine sédimentaire contenus dans les migmatites et dont il est possible de suivre l'extension (filon de Prat (1), filon du Pont de Souarrouy).

Nous pouvons aussi noter que les deux directions principales sont les mêmes que celles des dykes de roches de type volcanique, ceci pouvant suggérer un système identique de contraintes.

Un seul indice permet une approche cinématique. Dans le torrent du déversoir de Barroude, on peut proposer l'évolution suivante :

- mise en place d'un dyke de roche lamprophyrique (puissant de 30 à 50 m) orienté N60, entre une série de schistes et de quartzites ordoviciens et un granite hercynien ;

- fracturation N-S régionale affectant aussi ce dyke ;

- rejeu de la fracture dans laquelle est encaissé ce dyke et présence de nombreuses zones d'écrasement au contact de l'encaissant et au centre du dyke ; mise en place d'un important stockwerk à sidérite - blende avec des passages filoniens mieux développés suivant N10-15 et plus rarement suivant N40-50.

La figure 97 schématise le contexte de mise en place de la minéralisation.

Toutes ces données seraient compatibles avec le fonctionnement d'un système décrochant sénestre orienté à peu près N100-110, donc parallèlement à l'axe de la chaîne des Pyrénées.

7.4.3. Evolution nord-sud de la puissance des filons

La diminution de la puissance des filons du nord vers le sud dépend sûrement de la lithologie, mais il existe vraisemblablement un amortissement des contraintes qui serait plus compatible avec un phénomène décrochant plutôt que distensif.

7.4.4. Proposition d'un modèle géométrique

Nos observations nous conduisent à envisager l'existence de filons en décrochement (géométrie des cavités, orientation, absence de composante verticale, nature du remplissage,...) qui semble confirmer par l'étude de l'indice du déversoir de Barroude.

Ce contexte cisaillant sénestre provoque la création de nombreuses fentes d'extension orientées N60-70 mais aussi de filons mieux marqués, mais moins nombreux dans la direction du décrochement (N90-110).

Les relations entre ces deux types de filons qui doivent être considérés synchrones (même paragenèse, structuration identique) ne sont pas évidentes bien que certains auteurs (BLES et al., 1982, JEBRAK, 1984) aient déjà proposé un tel schéma.

Il semblerait donc qu'une composante d'ouverture soit plus franche dans la direction du cisaillement. Cette idée est confirmée par le fait que progressivement ces structures N90-110 s'ouvrent (mise en place de barytine grise en gros cristaux).

Le passage à un contexte distensif pur se traduit par le dépôt de minéralisations finement rubanées, apparemment non symétriques, caractéristiques de filons en extension. Le rejeu des structures en faille normale avec effondrement du compartiment nord provoque une mylonitisation de ce minerai.

La comparaison de l'évolution des structures N60-70 et des structures E-W est résumée dans la figure 98.

Dans la troisième partie, nous tenterons de replacer ces schémas dans un contexte d'évolution tardi-hercynienne à l'échelle des Pyrénées et de l'Europe du sud-ouest.

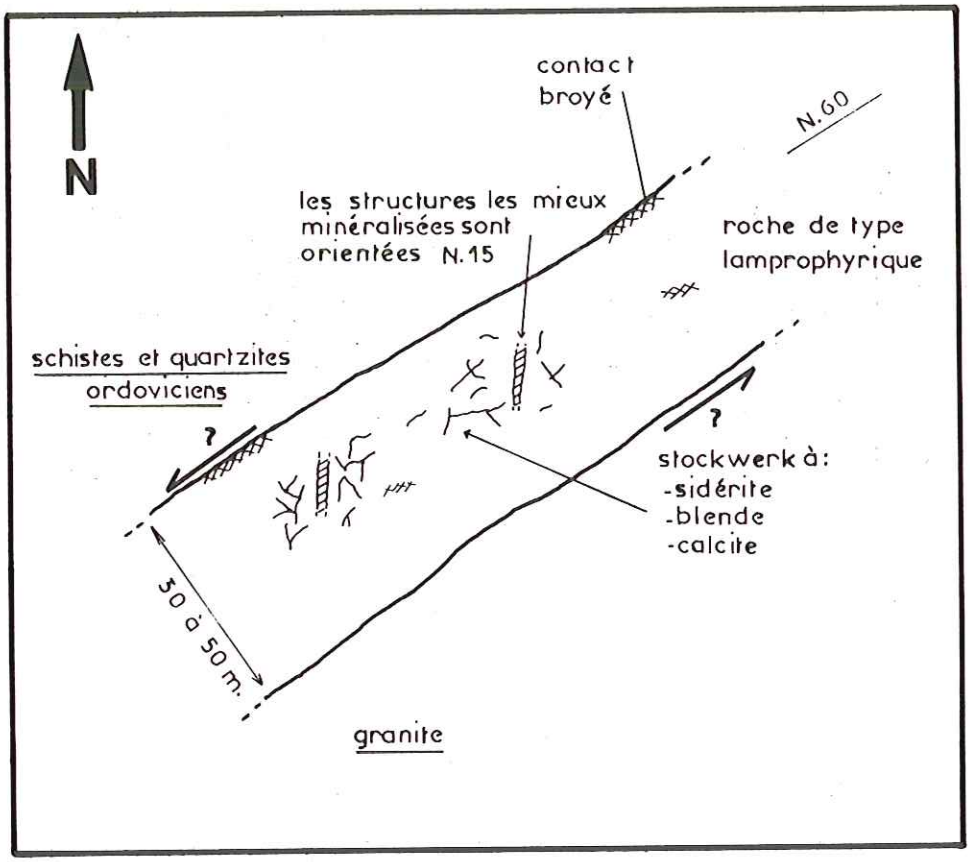


FIG.97- Contexte structural hypothétique de mise en place de la minéralisation du déversoir de Barroude.

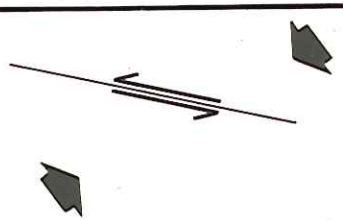
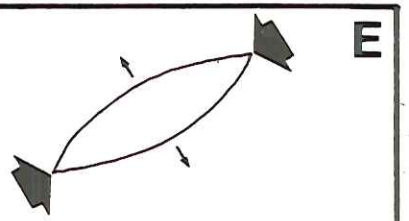
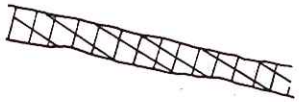
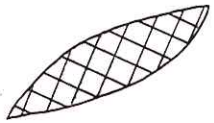
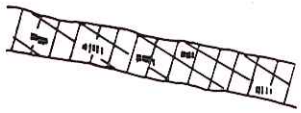
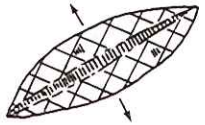
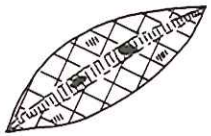
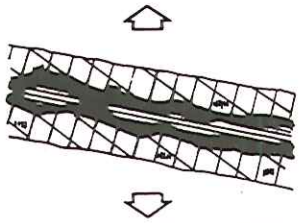
		COMPRESSION N.60 création des structures (reprise possible de directions héritées) phase à quartz-albite-muscovite-apatite-fluorine		
	importante	TRANSTENSION ? phase à sidérite	importante	
	discrète	REJEU peu important des structures phases à ankérite, quartz, silicates sulfures, calcite	importante	
	importante	début DISTENSION phase à barytine en gros cristaux	discrète	
	importante	OUVERTURE franche phase à minerai rubané à barytine-galène MYLONITISATION du minerai rubané	absente	

FIG.98- Corrélations de la structuration des filons N.60-70 et E-W.

8. CONCLUSION A L'ETUDE DES FILONS DU SOCLE

8.1. STRUCTURATION DES FILONS ET MINERALOGIE (tab. 17)

8,1,1. Décrochement sénestre : 1er épisode

a) Reprise des directions héritées et prémices du système hydrothermal :

- bréchification importante suivant N60-70 ;

- reprise des directions N90-110 ;

- phase discrète à quartz-albite-muscovite-biotite- apatite et fluorine (rare) riche en terres rares (voir 3ème partie) ;

- mise en place de filons de quartz blanc laiteux à pyrite (surtout N-S) pouvant cimenter certaines brèches.

b) Ouverture franche des structures N60-70 et N90-110, (reprise des directions N140-160 et imprégnation des filons de quartz N-S) :

- dépôt de sidérite massive à hématite, qui constitue l'essentiel des remplissages.

c) Evolution plus calme par rejeux successifs permettant des ouvertures localisées, surtout au centre des fentes d'extension N60-70 :

- Remplacement de la sidérite par de l'ankérite et mise en place du quartz en bandes parallèles aux épontes, matérialisant des décollements. Parfois la sidérite apparaît en structure bréchique cimentée par l'ankérite.

La circulation des solutions dans une fracturation N140-160 non ouverte provoque la formation de brèches hydrauliques impliquant de fortes pressions de fluide.

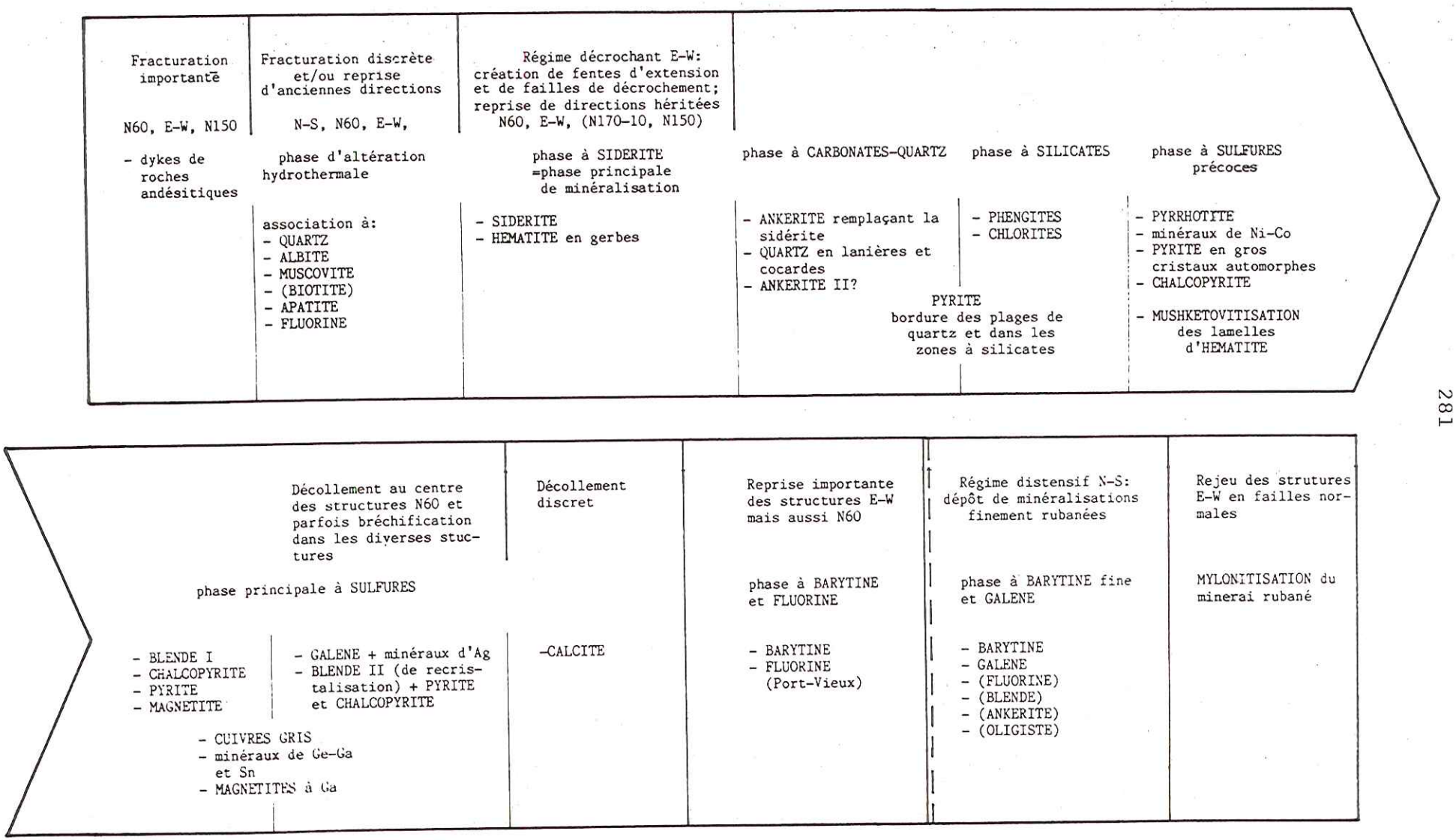
- Légère bréchification permettant la mise en place de phengites et de chlorites ferrifères (fracturation hydraulique de l'ankérite), de préférence dans les zones à quartz. Mushkétovitisation de l'hématite.

- Mise en place de pyrrhotite (rare), de minéraux de Ni-Co (parfois abondants), de pyrite et de chalcopyrite dans les zones à micas et dans les carbonates.

- Phase principale à sulfures , surtout dans les filons N60-70:

. blende rouge à inclusions orientées de chalcopyrite ;

. blende jaune résultant de la recristallisation de la blende rouge (disparition des inclusions orientées de chalcopyrite et cristallisation de pyrite) ;



TAB.17- Structuration et paragenèse des filons du socle (certaines phases peuvent être discrêtes voire absentes, en relation avec la direction du filon et/ou sa position géographique).

. les minéraux de Ge-Ga, Sn, Ag, sont liés à la blende, et pourraient être issus de la recristallisation de la blende I ;

. décollement discret, mais net, entre différentes phases minérales permettant la mise en place de galène ; à l'échelle du filon, la galène apparaît le plus souvent en position centrale en formant un ruban de quelques centimètres ; des minéraux d'argent sont présents ; la galène est en général plus abondante que la blende ;

. de la calcite apparaît fréquemment en fins lisérés autour des différentes phases minérales et peut tapisser des géodes ; elle semble quand même localisée près de la galène.

d) Evolution du premier épisode vers l'extension

- Développement de barytine grise en gros cristaux surtout au centre des filons N90-110 (jusqu'à 1 m de puissance). Elle apparaît aussi dans les filons N60-70 mais sous forme de très rares filonnets sécants sur la minéralisation, sous forme de petits amas centimétriques à décimétriques et parfois aux épontes suite à de petits décollements.

- Existence locale d'une phase à fluorine blanche, formant l'essentiel du remplissage de la mine de Port-Vieux. La barytine y est absente.

Dans les vallées d'Héas et de Gavarnie, seule la barytine est présente.

8.2. EXTENSION : 2ème EPISODE

a) Minerai finement rubané

Puissant parfois de 2 à 3 m, la barytine et la galène y dominent. La fluorine forme des lits millimétriques et la blende est rare (lits centimétriques).

Ce type de minerai est uniquement présent dans les filons N90-110 et apparaît au centre ou aux épontes suite à des décollements. Aucune symétrie n'a été observée.

A noter qu'à Port-Vieux, une phase discrète à oligiste, blende, galène, ankérite pourrait être un équivalent de cette minéralisation.

b) Déformation du minerai rubané

Une déformation ductile impliquant une structuration mylonitique affecte ce minerai et pratiquement pas les minéralisations du premier épisode. L'étude structurale a montré un rejeu du filon en faille normale.

8.3. PLACE DE CES FILONS DANS LA TYPOLOGIE

La minéralogie de ces filons nous conduit à les assimiler à des filons de basse température, de type B.P.G.C. à gangue carbonatée et à barytine ou fluorine, dont la mise en place est liée à un contexte décrochant.

L'évolution vers un contexte distensif permettra la mise en place de minéralisations tardives à barytine-galène (fluorine-blende) dans certaines des structures précédentes.

Nous essaierons de préciser l'âge de ces filons qui nous permettra alors de replacer ces structures minéralisées dans une typologie plus précise à l'échelle de l'Europe.

La présence de minéraux de Ge-Ga, considérés jusqu'à maintenant liés aux effets du métamorphisme hercynien, dans ces filons tardi-hercyniens, repose le problème de la signification de ces minéraux typiques des minéralisations paléozoïques des Pyrénées.

Dans la troisième partie nous préciserons ces différents points grâce à des comparaisons avec d'autres minéralisations à l'échelle de la chaîne.

CHAPITRE IV

LES MINERALISATIONS DU CRETACE AUTOCHTONE

La découverte de minéralisations (surtout galène disséminée) dans les calcaires du Santonien autochtone, jusqu'alors inconnues dans cette région, nous a incité à étudier les terrains du Crétacé supérieur (cf. 1ère partie).

La galène, qui a d'abord été observée dans les calcaires du cirque de Troumouse, a ensuite été retrouvée sur le Plateau d'Alans (falaises surplombant Gavarnie).

A Saugué, un niveau détritique (Cénomanien), très induré, riche en pyrite, a retenu notre attention.

Enfin, la difficile remontée d'un couloir d'éboulis à très forte pente et aboutissant au plateau de Coumély (côté gave de Pau), nous a permis de découvrir des amas centimétriques à décimétriques de barytine blanche dans une dolomie gréseuse cénomanienne. Il n'a pas été possible de localiser ce faciès en place.

Sur tous les autres affleurements étudiés, aucune trace de minéralisations n'a été retrouvée.

1. MINERALISATIONS A GALENE, PYRITE ET CHALCOPYRITE

1.1. CIRQUE DE TROUMOUSE (x = 416,80 y = 50,07 z = 2090 m)

1.1.1. Observations de terrain

La galène est le sulfure dominant et apparaît sous deux faciès dans les calcaires gris, fins, partiellement dolomitisés, du Santonien (supérieur ?) :

- galène finement disséminée dont les plages sont en général inférieures à 1 mm ;

- galène en amas allongés pouvant atteindre 5 mm, remobilisée dans des filonnets de calcite.

La pyrite est fréquente et ponctue la roche de fines plages inférieures au millimètre. Une plage unique de chalcopyrite (4 mm) a été observée dans une fissure.

Certains niveaux de ces calcaires montrent une concentration importante en galène et l'affleurement du pluviomètre contient la minéralisation la mieux développée. En suivant le ruisseau de Cot vers le nord-ouest, la galène a été observée par deux fois dans les mêmes faciès (à 500 m du pluviomètre), mais y est beaucoup moins bien exprimée.

1.1.2. Observations en section polie

La galène se répartit en fines plages à aspect déchiqueté (quelques microns jusqu'à 1 mm) aux joints de grains des carbonates, pouvant inclure de rares cristaux automorphes de pyrite (jusqu'à 30 microns). L'essentiel des minéraux métalliques est représenté par de nombreux pyritosphères (jusqu'à 40 microns) fréquemment transformés en goethite sur leur bordure.

Des grains de rutile, de sphène et de zircon caractérisent le fond détritique auquel s'associent de rares lamelles de graphitoïdes.

1.1.3. Données de l'analyse chimique

Une dizaine d'analyses de galène à la microsonde n'ayant révélé aucune teneur significative en Co, Ag, Ni, Se, Sb, Bi, As, nous avons tenté d'isoler la galène afin de doser par voie chimique certains éléments (Cu, Ag, Sb, Ni, Co). La finesse des plages n'a pas permis une bonne séparation et l'analyse ne montre que 5,64 % de plomb.

Cu, Ag, Sb n'ont pas été décelés, mais par contre, Ni et Co sont caractérisés par des valeurs identiques et élevées (226 ppm). Ces valeurs peuvent être interprétées de deux façons :

- soit Ni et Co sont liés à la galène, auquel cas les valeurs rapportées à 100 % de plomb seront supérieures à 4000 ppm, ce qui peut paraître douteux alors qu'aucune trace de Ni-Co n'a été révélée à la microsonde ;

- soit ces teneurs se rapportent à la roche totale, donc au calcaire, et dans ce cas l'existence d'une anomalie est très nette puisque le clarke de Ni et Co des calcaires est respectivement de 4 et 12 ppm (TAYLOR, 1964).

Les résultats d'une analyse pour Pb, Zn, Ba (réalisée au B.R.G.M.) sur le faciès calcaire le mieux minéralisé sont les suivants :

	Faciès calcaire	Clarke des calcaires (TAYLOR, 1964)
Pb	5015 ppm	8 ppm
Zn	21 ppm	25 ppm
Ba	89 ppm	100 ppm

1.1.4. Conclusion

Une minéralisation en galène associée à une anomalie à Ni-Co caractérise les calcaires du Santonien autochtone. La répartition stratiforme de la galène pourrait être en liaison avec un apport synsédimentaire du stock métal.

1.2. PLATEAU D'ALANS (x = 408,70 y = 50,20 z = 1800 m)

Accès : voir première partie

Un faciès calcaire et un faciès détritique seront étudiés.

1.2.1. Le faciès carbonaté

1.2.1.1. Observations de terrain

Des plages de galène, inférieures à 3 mm, sont disséminées dans un calcaire identique à celui de Troumouse (même faciès, même faune), un peu moins puissant et moins déformé.

Latéralement, ce niveau peut être plus puissant et entièrement dolomitisé. Ces calcaires surmontent un petit niveau détritique qui les sépare du niveau très induré à chlorite (en contact avec le socle) que nous étudierons par la suite.

Des filonnets de calcite et de carbonates ferrifères contenant des plages de galène mieux exprimées recoupent les calcaires perpendiculairement à la stratification.

La minéralisation à galène dominante se suit sur plusieurs dizaines de mètres. On la retrouve à 700 m au S-SE, dans le ruisseau d'Alans, associée aux mêmes calcaires.

A 3 ou 4 m au dessus des calcaires, un niveau détritique récurrent (quartz blancs peu roulés et inférieurs à 2 cm dans un ciment carbonaté) contient une minéralisation disséminée en galène, plus discrète que la précédente.

Signalons des phénomènes d'épigénisation de microfossiles par la galène ou par la pyrite.

1.2.1.2. Observations en section polie

La galène apparaît sous trois faciès :

- plages inférieures à 20 microns, disséminées à l'intérieur des cristaux de calcite ;

- plages jusqu'à 200 microns, aux joints de grains ou dans les clivages des carbonates ;

- plages jusqu'à 4 mm, liées aux filonnets de carbonates recoupant le calcaire.

De la chalcopyrite (rare) peut être associée à la galène ; une plage de 270 microns a été observée intimement liée à cette dernière.

Les pyritosphères (10 à 50 microns) sont nombreux ainsi que de petits cristaux automorphes de pyrite. Ces derniers peuvent s'associer pour former de grandes plages de pyrite et l'on constate que leur centre est poreux comme s'il s'agissait d'une recristallisation de pyritosphères.

Des cristaux automorphes de rutile, des plages déchiquetées d'anatase et des lamelles de graphitoïdes complètent la minéralogie.

1.2.1.3. Données de l'analyse chimique des calcaires et dolomies

Deux échantillons caractéristiques du niveau minéralisé, ont été analysés pour Pb, Zn, Ba (analyses B.R.G.M.). Les résultats obtenus sont les suivants :

	Calcaires gris	Equivalent latéral dolomitisé	Clarke des calcaires (TAYLOR, 1964)
Pb	1,31 %	8900 ppm	8 ppm
Zn	37 ppm	130 ppm	25 ppm
Ba	58 ppm	27 ppm	100 ppm

L'anomalie en plomb est ici encore très marquée alors que les valeurs en Zn, Ba sont en accord avec le clarke sauf pour Zn dans le faciès dolomitisé.

1.2.1.4. Etude des carbonates à la microsonde

En lame mince, on observe l'existence de deux phénomènes tardifs qui affectent ces calcaires :

- dolomitisation massive du calcaire, limitée par un front de transformation à oxydes de fer, pyrite et matière organique

- existence de filonnets à carbonates ferrifères, recoupant le calcaire et les zones dolomitisées, qui contiennent les plages de galène les plus développées (jusqu'à 5 mm).

Une étude à la microsonde a permis de différencier ces carbonates. Les résultats, reportés dans le diagramme de la figure 99, indiquent que :

- la dolomitisation du calcaire est marquée par le développement de dolomite ferrifère (3,6 à 6,5 % de Fe CO3 et 0,6 à 0,8 % de Mn CO3) ;

- les filonnets montrent trois types de carbonates (fig. 100) :

  . des rhomboèdres isolés, automorphes, coincés dans les filonnets ; leur composition est identique à celle de la dolomite ferrifère massive dont ils représentent des reliques ;

  . le remplissage principal est de nature ankéritique (12 à 15 % de FeCO3 et 0,2 à 0,6 % de Mn CO3) ;

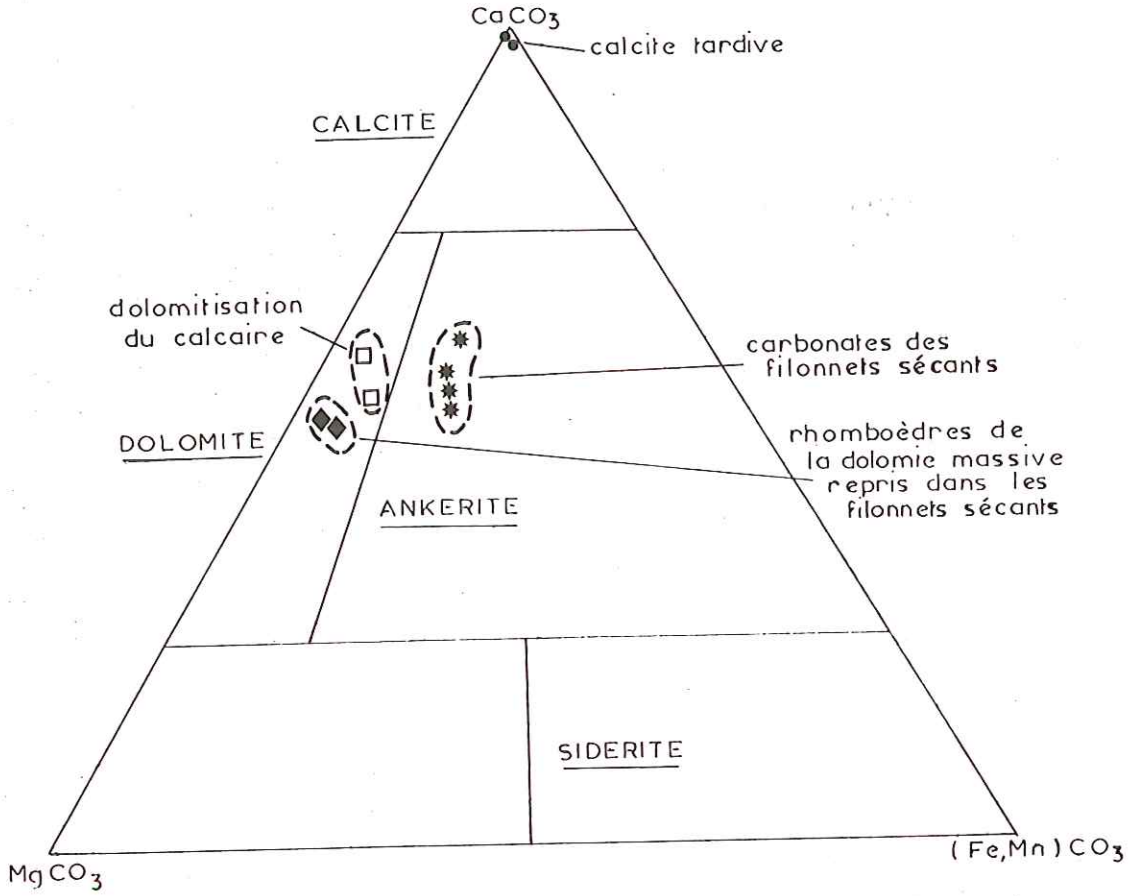


FIG.99- Composition des carbonates recoupant les calcaires santoniens du plateau d'Alans (analyses microsonde).

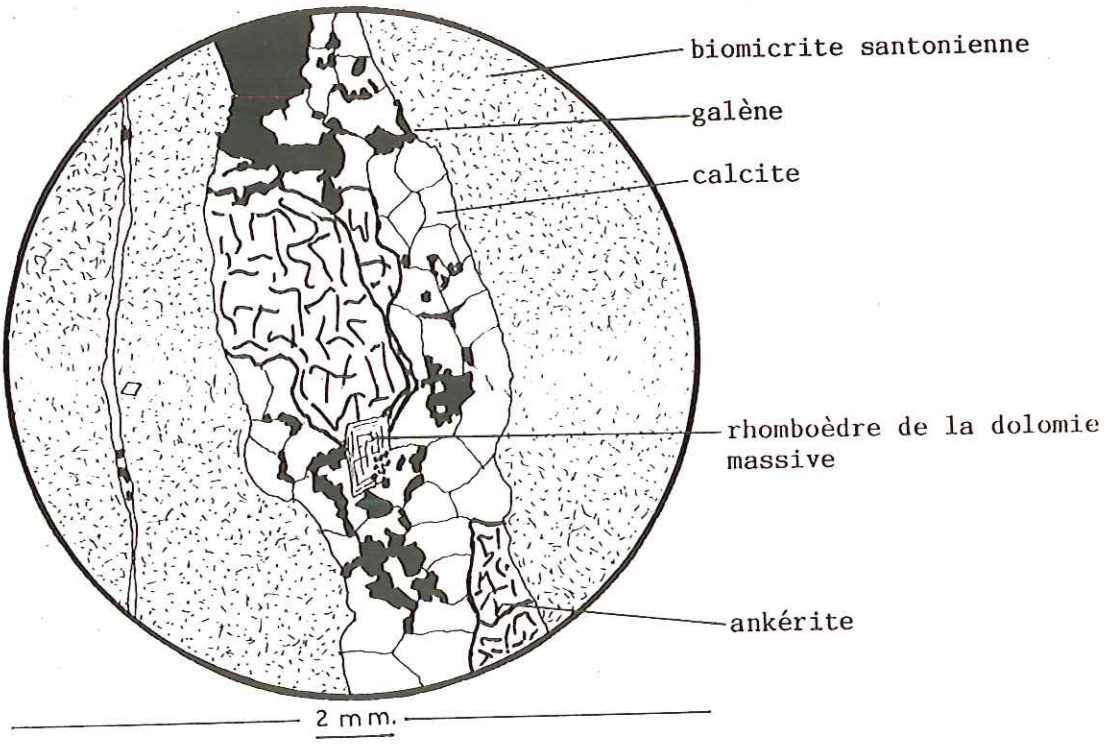


FIG.100- Filonnet à ankérite-calcite-galène dans les calcaires du Santonien autochtone (plateau d'Alans).

. de la calcite tardive, légèrement magnésienne (1 % Mg CO3) reprend l'ankérite.

1.2.1.5. Conclusion

La galène semble précoce dans les sédiments, les plages les plus fines se trouvant à l'intérieur même des cristaux de calcite. Les plages plus importantes correspondent à des recristallisations aux joints de grains des carbonates et dans les filonnets à ankérite-calcite.

La dolomitisation massive du calcaire est antérieure aux filonnets et vraisemblablement postérieure à la minéralisation qui est mieux exprimée à l'intérieur de la dolomie ferrifère.

Comme à Troumouse, on peut considérer qu'il n'y a pas d'anomalie en Zn et Ba.

1.2.2. Le faciès détritique

1.2.2.1. Observations de terrain

Sous les calcaires contenant la galène et séparé d'eux par un petit niveau détritique friable, il existe un banc de conglomérat à éléments dominants de quartz blanc (jusqu'à 2 cm) dont l'induration peut être très poussée. Cette formation, d'une puissance variant de 0,1 à 1 m, est considérée comme un équivalent latéral des dolomies gréseuses ocre (cf. 1ère partie).

Les zones fortement indurées sont caractérisées par une teinte verdâtre et par de la pyrite abondante. Des plages millimétriques de galène sont fréquentes, cette dernière pouvant former un liséré autour des grains de quartz.

1.2.2.2. Observations en lame mince

Nous précisons l'étude de certaines lames présentées dans le chapitre concernant la stratigraphie du Crétacé.

La roche est constituée par 70 à 80 % de grains de quartz dont la taille varie de quelques dixièmes de millimètres jusqu'à 2-3 cm. La plupart des grains millimétriques sont fréquemment esquilleux et leur bordure est parfois caractérisée par des cupules rappelant des phénomènes de dissolution. Des grains plus gros ont une forme subanguleuse. Aucun granoclassement n'a été observé.

La tourmaline détritique, de couleur bleue, verte ou marron se présente en grains parfois automorphes mais le plus souvent subanguleux. Quelques gros cristaux de muscovite sont partiellement chloritisés.

Le ciment est essentiellement formé par de la chlorite vert bouteille, bien cristallisée (lamelles atteignant 0,2 mm), plus

ou moins associée à du quartz microcristallin et par des amas de très fins micas blancs.

La chlorite apparaît sous trois faciès :

- en ciment massif ou en liséré, englobant l'ensemble des minéraux détritiques ;

- pseudomorphose partielle ou totale de cristaux de muscovite détritique ;

- pseudomorphose de minéraux à section rhomboédrique (figure 101 et photo 16) dont la forme pourrait suggérer d'anciens cristaux de dolomite ; leur taille moyenne, 100 à 150 microns, est du même ordre que celle des rhomboèdres de dolomite ferrifère de la dolomie gréseuse ocre. Seules des traces de silicification ont été décelées au travers des lamelles de chlorite.

L'existence de carbonates dans ces niveaux est révélée par la présence de fines plages (5 à 10 microns) dispersées dans des zones de silicification apparaissant aux endroits où la chlorite n'est pas massive. Ces fines plages de carbonates peuvent aussi se retrouver dans les fissures des grains de quartz détritiques.

Les amas de fins micas blancs englobent souvent les rhomboèdres pseudomorphosés en chlorite et semblent intimement liés aux plages de silicification, lesquelles sont parfois recoupées par la chlorite. Enfin, la pyrite apparaît sécante sur l'ensemble des minéraux.

Signalons qu'aucune orientation particulière des minéraux n'apparaît dans cette roche.

1.2.2.3. Observations en section polie

La galène est fréquente et inclut des cristaux de pyrite automorphes à subautomorphes (jusqu'à 150 microns). Elle peut aussi contenir des lamelles de chlorite présentant un aspect bréchique. La présence d'anciens pyritosphères est suggérée par l'existence de cubes de pyrite dont le centre est très poreux ; cette dernière peut aussi jouer le rôle de ciment, formant alors des amas millimétriques à centimétriques.

Quelques rares plages de chalcopyrite (jusqu'à 40 microns) sont dispersées dans la gangue ou associées à la pyrite. D'autres plages, de 200 à 300 microns, englobent des cristaux de pyrite aux arêtes parfaites et sont associées à de la galène.

1.2.2.4. Données de l'analyse chimique des calcaires à galène

Ici aussi, seul le plomb apparaît avec de fortes valeurs, alors que Zn et Ba restent peu différents du clarke des calcaires (analyse B.R.G.M.) :

Pb = 1,62 % ; Zn = 88 ppm ; Ba = 70 ppm.

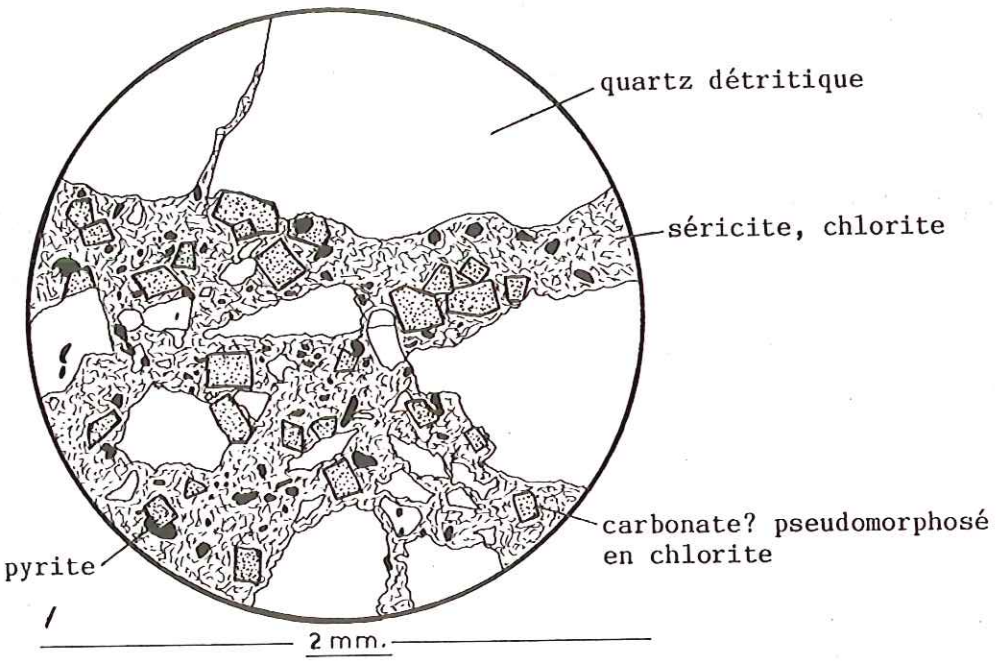


FIG.101- Pseudomorphose de cristaux rhomboédriques de carbonates? par de la chlorite dans le conglomérat de base induré du Crétacé (plateau d'Alans).

1.2.2.5. Etude des micas et des chlorites à la microsonde

Les micas

Les analyses réalisées sur des muscovites détritiques et sur des amas de fins micas blancs ont été reportées dans le tableau 18 et replacées dans le diagramme de HOWER et MOWATT (fig. 102).

Les muscovites détritiques ont vraisemblablement été phengitisées alors que les amas de fins micas blancs correspondent à une concentration de fines phengites de néoformation.

Les chlorites

Trois types ont été analysés :

- chlorites massives en amas de fines lamelles formant parfois un ciment ;

- chlorites de pseudomorphose de minéraux à section rhomboédrique ;

- chlorites de pseudomorphose des muscovites détritiques.

Les résultats apparaissent dans le tableau 19 et la nature des chlorites a été précisée en utilisant le diagramme de HEY (fig. 103).

Toutes ces chlorites sont des ripidolites. Les traces de potassium et les valeurs légèrement plus élevées en aluminium des chlorites remplaçant la muscovite montrent bien qu'il s'agit d'une pseudomorphose du mica blanc.

1.2.2.6. Conclusion

Nous sommes en présence d'un niveau très particulier qui montre des transformations et une minéralogie suggérant des circulations de solutions. Les faciès très indurés à silice microcristalline, phengites, chlorites et sulfures semblent localisés dans ce niveau détritique.

Les différentes observations nous incitent à proposer le schéma suivant :

- les esquilles de quartz à cupules de dissolution, la présence de grains de tourmaline, de cristaux de muscovite et l'absence de granoclassement caractérisent une altérite ;

- cette altérite serait peu déplacée et mélangée à un ciment carbonaté (reliques de carbonates dans des plages de silicification et dans des fissures de quartz détritiques) ;

- l'existence de minéraux rhomboédriques pseudomorphosés en chlorite pourrait évoquer des cristaux de dolomite (primaire ou secondaire ?) ;

SiO2	46.94	47.43	46.65	47.63	47.35	47.01
Al2O3	32.58	31.80	32.89	32.10	37.12	36.72
FeO	1.11	1.68	1.77	1.57	1.51	1.28
MgO	1.22	1.14	0.87	1.18	0.57	0.56
MnO	-	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	-	-
Na2O	0.27	0.41	0.77	0.62	0.58	0.54
K2O	10.07	9.68	8.55	8.51	10.09	10.29
TiO2	0.04	0.08	0.11	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-
F	0.20	0.59	0.60	0.50	-	-
OH	4.38	4.38	4.37	4.39	4.63	4.59
	96.81	97.19	96.58	96.50	102.27	101.25
Si	6.41	6.48	6.39	6.50	6.12	6.14
Al	5.25	5.12	5.31	5.16	5.66	5.65
Fe	0.13	0.19	0.20	0.18	0.16	0.14
Mg	0.25	0.23	0.18	0.24	0.11	0.11
Mn	-	-	-	-	-	-
Ca	-	-	-	-	-	-
Na	0.07	0.11	0.20	0.16	0.15	0.14
K	1.76	1.69	1.49	1.48	1.66	1.71
Cl	-	-	-	-	-	-
F	0.09	0.25	0.26	0.21	-	-
OH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
	15.96	16.07	16.03	15.93	15.86	15.89

TAB.18- Composition des micas de la gangue du niveau détritique induré de la base du Crétacé autochtone du plateau d'Alans(analyses microsonde).

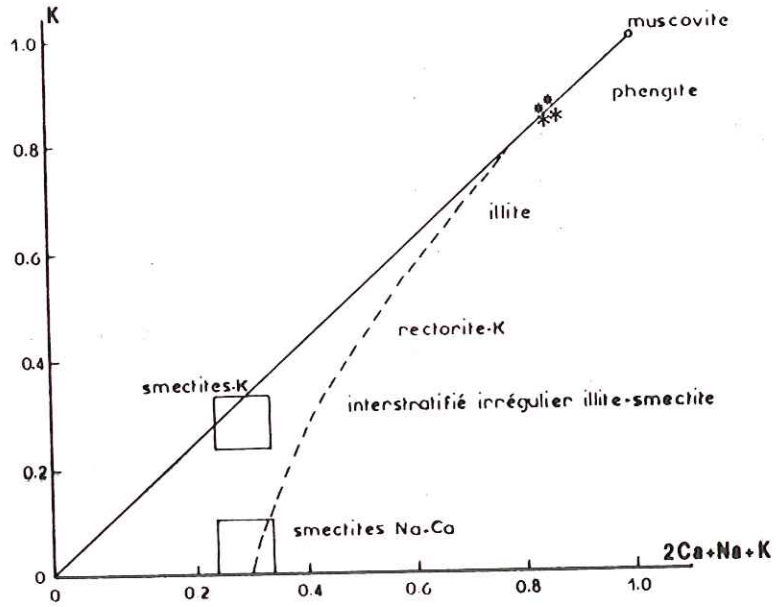


FIG.102- Composition des micas du niveau détritique induré de la base du Crétacé du plateau d'Alans (diagramme de HOWER et MOWATT, 1966) (analyses microsonde).

SiO2	22.98	24.49	23.70	23.96	24.40	22.89	23.32	23.48	22.25	23.62	22.51
Al2O3	23.32	23.28	22.67	23.06	22.50	23.59	23.14	24.02	26.04	26.06	24.77
FeO	38.57	37.53	37.95	37.77	35.77	37.35	36.49	36.01	37.33	35.94	38.21
MgO	4.56	5.43	5.13	5.39	6.01	5.28	5.42	6.06	4.41	4.54	4.46
Mno	0.17	0.15	0.17	0.17	–	0.10	0.10	0.04	0.22	–	0.12
CaO	–	–	–	–	–	0.03	–	–	–	–	–
Na2O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.08	–
K2O	–	–	–	–	–	–	–	–	0.16	0.33	–
Cr2O3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
TiO2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
NiO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
H2O	10.82	11.11	10.87	11.00	10.91	10.84	10.81	11.01	11.02	11.17	10.92
	100.42	101.99	100.49	101.35	99.62	100.65	99.28	100.62	101.42	101.75	100.99
Si	5.09	5.28	5.22	5.22	5.36	5.06	5.17	5.11	4.84	5.07	4.94
Al4+	2.91	2.72	2.78	2.78	2.64	2.94	2.83	2.89	3.16	2.93	3.06
Al	3.18	3.20	3.10	3.14	3.18	3.20	3.22	3.27	3.52	3.66	3.35
Fe	7.15	6.77	6.99	6.88	6.57	6.90	6.76	6.55	6.80	6.45	7.01
Mg	1.50	1.74	1.68	1.75	1.97	1.74	1.79	1.97	1.43	1.45	1.46
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	–	0.02	0.02	0.01	0.04	–	0.02
Ca	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Na	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.03	–
K	–	–	–	–	–	–	–	–	0.04	0.09	–
Cr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ti	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ni	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
OH	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
	27.86	27.74	27.88	27.80	27.72	27.86	27.79	27.80	27.83	27.68	27.84
	1				2				3		

TAB.19- Composition des chlorites du niveau détritique induré de la base du Crétacé autochtone du plateau d'Alans (analyses microsonde).
1: chlorites du ciment ; 2: chlorites de pseudomorphose des minéraux rhomboédriques ; 3: chlorites de pseudomorphose des muscovites détritiques.

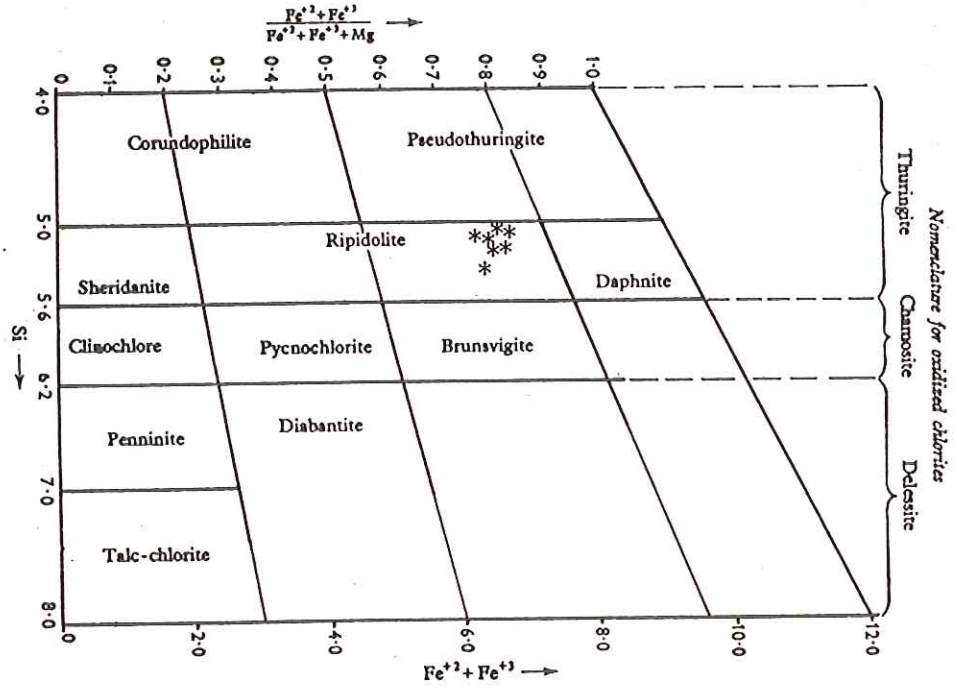


FIG.103- Composition des chlorites du niveau détritique induré de la base du Crétacé du plateau d'Alans (diagramme de HEY, 1954) (analyses microsonde).

- une silicification synchrone de la formation de phengite envahirait ce niveau et isolerait des rhomboèdres de carbonate ;

- un phénomène de chloritisation se produirait alors avec dépôt de chlorite massive et pseudomorphose des carbonates en rhomboèdres (qui pourraient avoir été antérieurement silicifiés car des traces de quartz microscristallin ont été observées au centre de quelques individus) et des cristaux de muscovite détritique ;

- la pyrite pourrait précéder le dépôt de galène et de chalcopyrite.

Ce schéma suppose donc un apport secondaire de Si, Al, K suite à une dolomitisation éventuelle, puis de Fe et Mg et enfin de sulfures. Il faut donc envisager une circulation de solutions "hydrothermales" dans un niveau de dolomies gréseuses. L'existence de galène disséminée dans les calcaires sus-jacents pourrait constituer un argument favorable à ce schéma.

2. MINERALISATIONS A BARYTINE-PYRITE

2.1. COULOIR D'EBOULIS EN RIVE DROITE DU GAVE DE PAU (x = 409,70 y = 55,05 z = 1300 m)

Accès : couloir d'éboulis situé face à la cascade de Pich-Gaillard, que l'on peut remonter à partir de la route de Gavarnie. Une sortie est possible sur le plateau de Coumély en longeant vers le nord la base des petites falaises de Crétacé.

2.1.1. Observations de terrain

La découverte en éboulis de blocs de dolomie gréseuse ocre attribuée au Cénomanien et contenant des amas centimétriques (jusqu'à 10 cm) de barytine blanche ainsi que des morceaux de calcaire à éléments détritiques plus grossiers, nous a amené à rechercher l'affleurement correspondant. Nous l'avons localisé, mais il forme une petite falaise en surplomb d'abrupts de roches du socle et est de ce fait inaccessible.

Latéralement, ces faciès ont été retrouvés mais sans minéralisation. La dolomie gréseuse ocre est surmontée par des calcaires riches en fragments de quartz blanc laiteux, contenant des reliques de microfossiles. Une dolomitisation ultérieure a envahi l'essentiel de la roche et oblitère les rares microfossiles. Quelques reliques de ces derniers suggèrent une faune santonienne. Cet âge peut être conforté par des analogies de faciès et de position de dépôts par rapport aux affleurements ayant fourni une datation précise.

Les amas de barytine blanche incluent des carbonates ferrifères et sont en relation avec une fissuration sécante sur la dolomie gréseuse. Ces amas sont limités par une auréole grisâtre qui contient de nombreux petits cristaux de pyrite. Des géodes centimétriques de calcite, liées elles aussi à une fissuration, montrent un phénomène identique.

De nombreux nodules millimétriques à centimétriques de pyrite et des géodes de quartz pulvérulent se localisent aussi dans la fissuration.

2.1.2. Observations en lame mince

La dolomie gréseuse : la coloration au ferricyanure de potassium a permis de montrer la nature ankéritique (ou de dolomie ferrifère) de l'ensemble du ciment.

Le fond de la roche est constitué de carbonates ferrifères en grandes plages engrenées à tendance rhomboédrique (jusqu'à 250 microns) dans lesquelles on observe des quartz détritiques blanc laiteux, anguleux à subanguleux ainsi que de rares tâches de micrite.

La barytine, dont les contours sont parfois limités par de fines fractures, montre un aspect sécant sur l'ensemble.

Le contact avec la dolomie est souligné par une auréole réactionnelle (jusqu'à 5 mm) constamment présente, composée de cristaux de pyrite, d'oxydes de fer (altération des carbonates ferrifères), de quartz microcristallin et d'amas de fins micas blancs (fig. 104). La pyrite, tardive, se développe surtout en cristaux automorphes très fins dans ce liséré réactionnel.

La barytine ne contient pas de reliques caractéristiques de cette altération et se développe en lattes (quelques 1/10 de mm jusqu'à 5 mm) dans un carbonate ferrifère en grandes plages à tendance rhomboédrique (jusqu'à 2 mm) ou dans de la calcite, y formant alors des cloisons. D'autres amas ne montrent qu'un assemblage de plages millimétriques contenant de nombreux cristaux de quartz squelettiques, tardifs dans la barytine, dont le contour d'ensemble est automorphe.

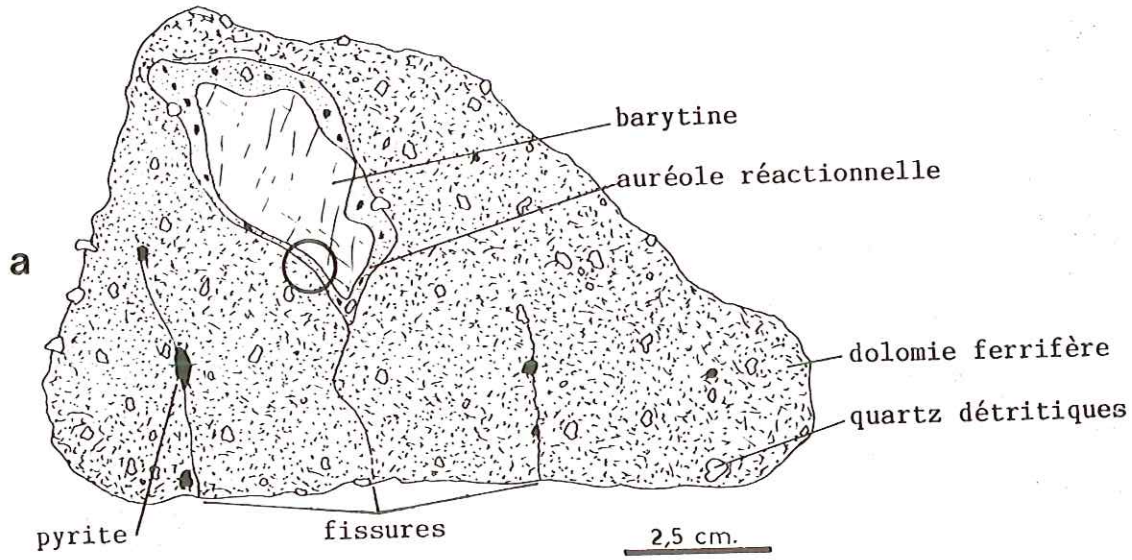
Le quartz microcristallin, les fins micas blancs ainsi que la pyrite, se retrouvent dans de nombreuses fissures recoupant la dolomie, mais aussi en altération pervasive dans l'ensemble de la roche (treillis à quartz - micas autour des plages de carbonates (fig. 105)).

Dans les fissures, de gros micas blancs sont associés avec des amas de fins micas blancs, du quartz très fin et de rares chlorites. La pyrite recoupe l'ensemble de ces minéraux.

Les micas contiennent souvent des reliques de la roche et il semble que la silicification les recoupe.

Ultérieurement, ce niveau a été fracturé et de nombreuses fractures sont soulignées par une farine de carbonates dans laquelle se développe parfois une silicification. Ce phénomène, peut-être à relier à la mise en place de la nappe de Gavarnie, a été observé sur d'autres affleurements.

Le calcaire détritique : des zones très contournées de carbonates à patine rousse apparaissent au sein de la roche. Le développement de plages de carbonates ferrifères, identiques à



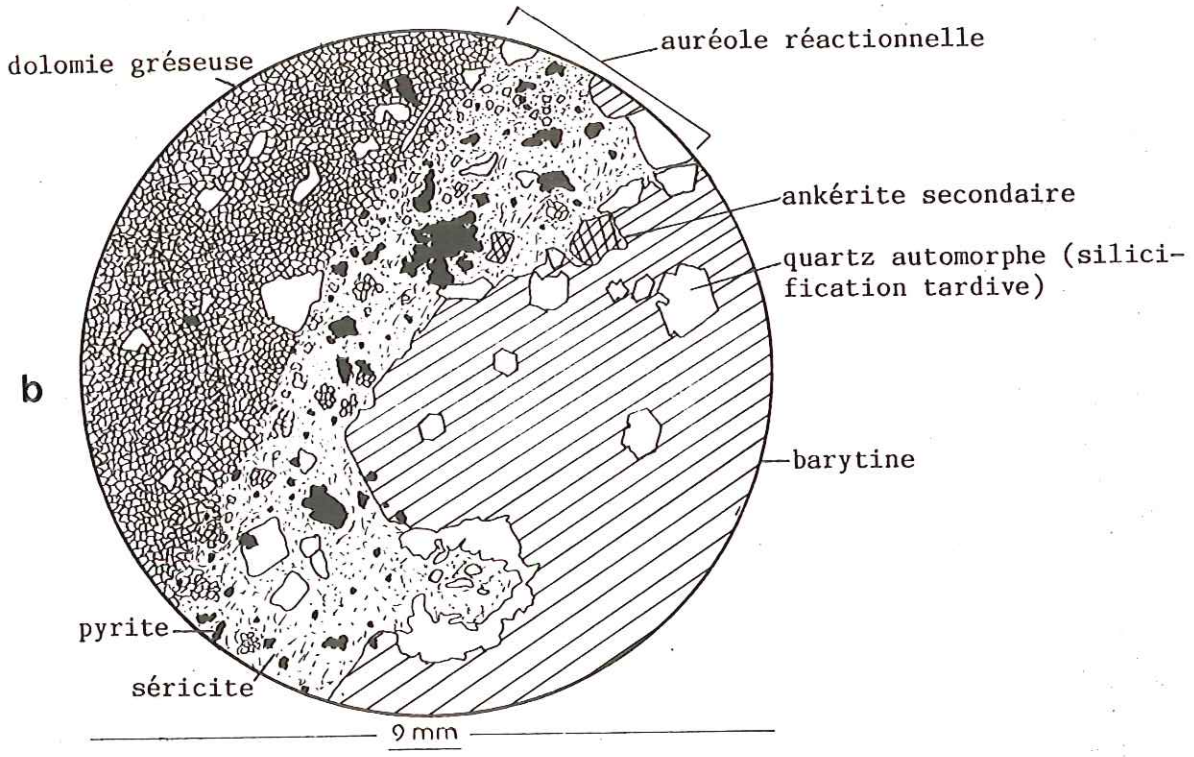


FIG.104- Amas de barytine dans la dolomie gréseuse ocre du Cénomanien et présence d'une auréole réactionnelle (couloir d'éboulis face à la cascade de Pich- Gaillard).
a) macro-échantillon
b) lame mince (contact barytine-dolomie gréseuse)

celles observées dans le niveau sous-jacent, incite à penser qu'il s'agit du même processus. Ceci indiquerait donc, si ces calcaires sont d'âge santonien, que la dolomitisation ferrifère est au moins santonienne.

2.1.3. Synthèse des observations

Les caractères principaux de cette minéralisation sont les suivants :

- existence d'une micrite à éléments de quartz détritiques d'âge Cénomanien ;

- dolomitisation ferrifère secondaire dont l'origine est inconnue ;

- fissuration ;

- développement de carbonates ferrifères en grandes plages ;

- altération potassique (muscovite-séricite), en fissures et pervasive dans la dolomie gréseuse, silicification, dépôt de barytine et de calcite et traces de chlorite ; l'existence d'une auréole réactionnelle autour de la barytine indique un déséquilibre avec le milieu et peut confirmer un dépôt tardif ;

- silicification bien visible dans la barytine (peut-être liée à la barytine) ;

- broyage des carbonates dans certaines fractures et silicification associée (peut-être en relation avec la mise en place de la nappe de Gavarnie).

2.1.4. Conclusion

L'existence de fissures dans la dolomie gréseuse, à partir desquelles se développe une altération pervasive à fins micas blancs, et la présence d'amas de barytine associés à ces fissures, traduisent des phénomènes tardifs, vraisemblablement d'origine hydrothermale, qui suivent un schéma identique aux transformations du niveau induré de l'indice du plateau d'Alans.

3. MINERALISATIONS A PYRITE SEULE

3.1. ROUTE DE SAUGUE (accès et localisation : voir 1ère partie)

3.1.1. Observations de terrain

Nous complétons les observations qui ont été proposées dans la partie concernant la stratigraphie du Crétacé.

Un niveau induré, intensément silicifié, puissant de 0,1 à 2-3 m, est en contact avec le socle. Ce contact est souligné par

de nombreuses stries, indiquant un déplacement des terrains crétacés dont la base est parfois bréchifiée.

Cette roche, dans laquelle le ciment est rare, est surtout constituée de quartz blanc laiteux (jusqu'à 10 cm), anguleux à subanguleux et de fragments de tourmaline noire parfois associée au quartz. Quelques passées gréseuses englobent ces différents éléments.

La pyrite, par endroit très abondante, peut alors former un ciment ; on l'observe aussi sous forme de nodules à morphologie centrifuge. D'autre part, elle apparaît dans le banc détritique sus-jacent.

3.1.2. Observations en lame mince

Le fond détritique de la roche est constitué par 90 % de grains de quartz anguleux (voir esquilleux) à subanguleux, jointifs, et dont le contact est engrené. La recristallisation de l'ensemble est très marquée. Des grains de tourmaline, des muscovites et quelques zircons complètent la liste des minéraux détritiques.

Le ciment, rare, est constitué par de fins micas blancs, de la chlorite très claire et de fines plages de quartz résultant d'une silicification.

La pyrite, en amas centimétriques à géométrie concentrique, se localise entre des grains de quartz, les bréchifiant parfois, mais utilise surtout les zones à séricite - chlorite ou les zones silicifiées pour se mettre en place.

Les fines lamelles de chlorite vert clair parsèment la roche sous forme d'amas isolés, de sphérulites ou d'individus isolés aux joints de grains de différents minéraux. Celles-ci se développent parfois aux dépens du quartz.

3.1.3. Observations en section polie

De nombreux cristaux de pyrite, souvent automorphes (quelques microns jusqu'à 2 mm) et des amas plus développés se répartissent dans le fond détritique. Quelques pyritosphères et de rares lamelles de graphitoïdes sont dispersés dans la roche.

3.1.4. Synthèse des observations

On observe la succession suivante :

- dépôt de sédiments détritiques composés à 90 % de quartz blanc laiteux ;

- développement de séricite-chlorite et d'une silicification qui indure ce niveau ;

- mise en place tardive de pyrite.

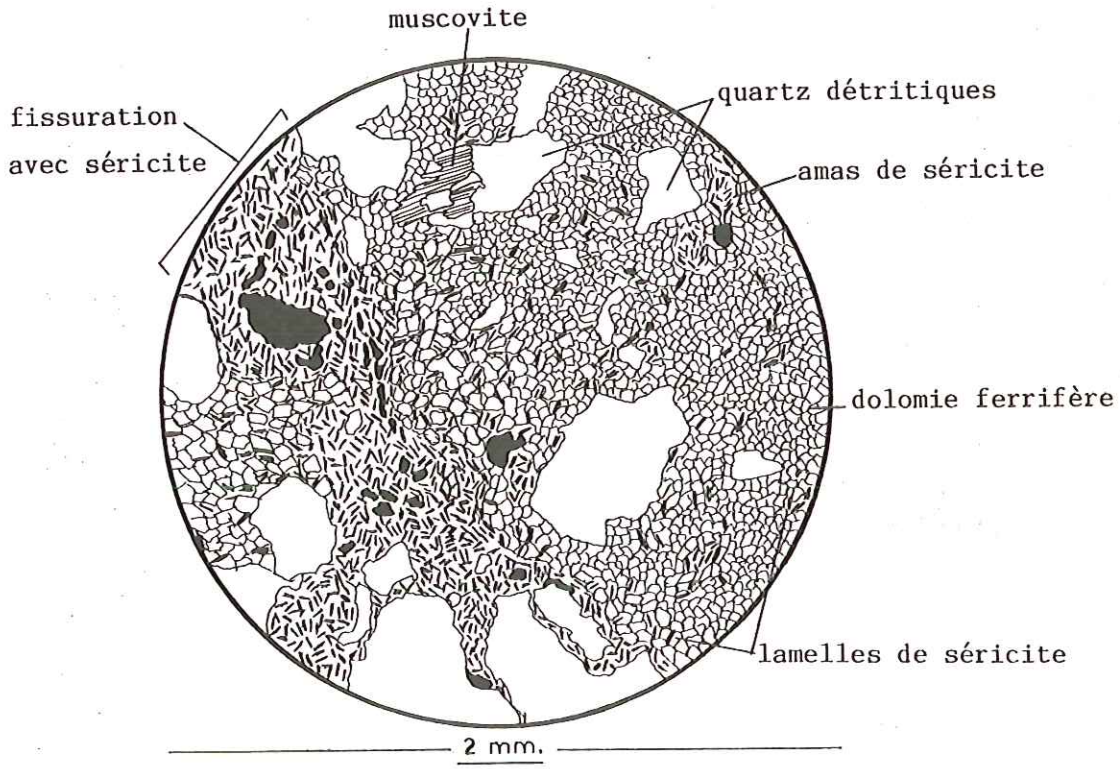


FIG.105- Développement pervasif de fins micas blancs dans la dolomie gréseuse du Cénomanien (couloir d'éboulis face à la cascade de Pich-Gaillard).

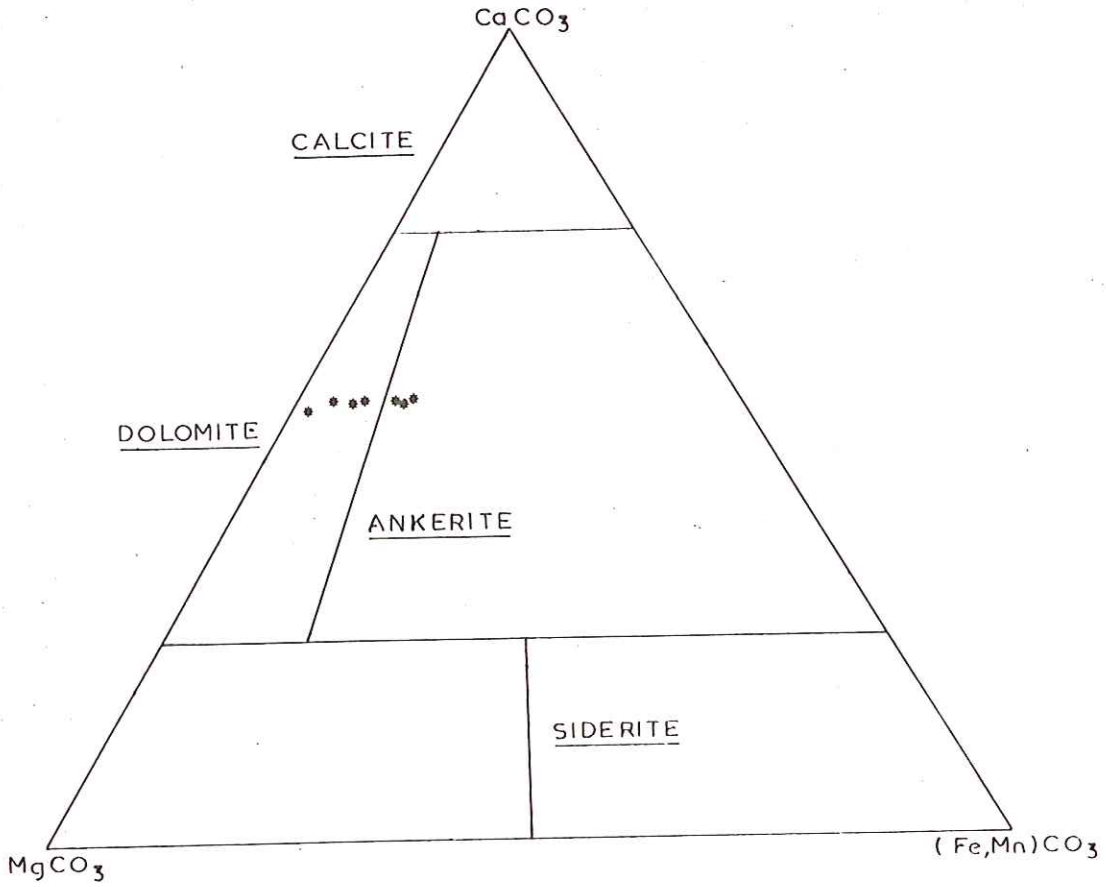


FIG.106- Composition des carbonates de la dolomie gréseuse ocre du Cénomanien du Maillet (analyses microsonde).

Des analogies avec le niveau du plateau d'Alans peuvent être envisagées mais les transformations sont beaucoup plus discrètes et certaines phases n'existent pas (carbonates, galène, chalcopyrite).

4. LA DOLOMIE GRESEUSE OCRE

4.1. AFFLEUREMENT DU MAILLET (x = 415,24 y = 50,93 z = 1980 m)

Accès : facile, visible à partir de l'auberge du Maillet.

4.1.1. Observations de terrain

Niveau de dolomies gréseuses ocre , très fracturées, en contact avec le socle et surmontées par des calcaires fins.

4.1.2. Observations en lame mince

L'assemblage de plages engrenées subrhomboédriques est fortement fracturé et de nombreuses zones à aspect farineux (carbonates broyés) montrant des traces de silicification, sont identiques à celles décrites précédemment.

Des amas à séricite, liés à une fissuration, ont été déformés ultérieurement ; du quartz microcristallin et des traces de chlorites lui sont associés.

4.1.3. Etude des carbonates à la microsonde

Les quelques analyses réalisées indiquent que l'on se trouve à la limite du domaine dolomite-ankérite (fig. 106).

Les carbonates non bréchifiés ont une composition identique à celle de la dolomie massive de l'indice du plateau d'Alans (cf. fig. 105).

4.1.4. Conclusion

La présence de dolomie ferrifère-ankérite ainsi que celle de séricite-quartz microcristallin paraît antérieure à un phénomène de broyage et à la présence de plissements discrets déformant certains amas de silicates. Il est alors probable que la formation de ces minéraux s'est produite avant la mise en place de la nappe qui a provoqué ces déformations.

5. CONCLUSIONS

Deux types de minéralisations caractérisent le Crétacé supérieur autochtone :

- Dans les faciès détritiques (dolomie gréseuse, grès carbonatés, grès, altérites) supposés d'âge cénomanien et en contact avec le socle, se développe une minéralisation discrète, sécante, à galène ou barytine faisant suite à une phase à phengite-chlorite-silice qui envahit de façon plus ou moins pervasive les différents faciès.

Tous ces phénomènes ont un développement irrégulier dans ces niveaux.

- Dans les calcaires santoniens, la galène disséminée est visible dans deux secteurs et peut se suivre sur plusieurs centaines de mètres : l'existence de niveaux plus riches suivant la stratification, une récurrence de la minéralisation dans un niveau détritique se situant 3 à 4 m au dessus des calcaires fins et l'absence de figures d'altération pourraient permettre d'envisager un apport syngénétique du stock métal.

Notons enfin que l'alignement des deux zones minéralisées se fait suivant une direction est-ouest.

Il est important de remarquer que l'indice du Plateau d'Alans se localise à l'aplomb de l'indice du torrent d'Alans (cf filons : métasomatose Fe-Mg des cipolins du socle et galène abondante) et que les quelques amas de barytine se situent à mi-chemin (1 km) entre les deux plus gros filons de barytine (mine de Coumély et mine du Couret).

Ces différentes observations nous incitent à envisager au Santonien une altération hydrothermale discrète affectant à différents endroits les terrains du Cénomanien.

La répartition de la galène et l'existence d'une anomalie en Ni-Co dans les sédiments calcaires de la mer santonienne semblent indiquer un apport syngénétique du stock métal.

Nous verrons, dans la troisième partie, que d'autres minéralisations, en général très limitées, existent dans les terrains crétacés des Pyrénées. L'existence d'un phénomène minéralisateur apparaissant au Santonien (et peut-être aussi vers la fin du Crétacé) pourra alors être envisagée.

T R O I S I E M E P A R T I E

CONTEXTE DE MISE EN PLACE

DES DIFFERENTS TYPES DE MINERALISATIONS

CHAPITRE I

LES MINERALISATIONS A CARACTERE STRATIFORME DU DEVONIEN INFERIEUR

1. LE FACIES DE BASE (SILTITES NOIRES MASSIVES)

Cette formation, reconnue du Nerbiou (CASTELBOU, 1981) jusqu'au Val d'Orle (VERNHET, 1979), c'est-à-dire sur une centaine de kilomètres d'est en ouest, l'est aussi sur toute la largeur de la zone axiale (30 à 40 km), de la bordure de la faille nord-pyrénéenne (GATINOT, 1977) jusqu'à notre secteur. Un âge Gédinnien probable a été proposé par P. BRULA (1984) suite à la synthèse de nombreux travaux.

Les sulfures, constituant en moyenne 5 % de la roche, sont disséminés et fréquemment orientés suivant So-S1. La pyrrhotite domine les autres minéraux qui sont par ordre d'importance : pyrite, chalcopyrite, blende, mispickel, traces de galène et de minéraux de Ni-Co. Localement la blende peut former des rubans limités (BRAUX, 1980) ou être reconcentrée dans des fissures (GATINOT, 1977). La brunogéiérite a été signalée par C. BRAUX (1980).

G. POUIT et C. ALSAC (1978) considéraient ces faciès noirs comme des tufs et reliaient la présence des sulfures à du volcanisme. En 1985, ces mêmes auteurs, à la suite d'études complémentaires, revenaient sur leur interprétation et attribuaient ce faciès à un mélange sédiments détritiques - sédiments hydrothermaux ultérieurement métamorphisés.

L'origine marneuse de ces faciès a été proposée par P. BRULA (1984) qui considère que la présence des sulfures n'a pas valeur de métallotecte, estimant que de tels enrichissements sont typiques d'une sédimentation de type black-shales.

Si l'on peut retenir l'origine marneuse pour ces siltites, il est par contre difficile de suivre P. BRULA sur l'origine de la présence des sulfures qu'il considère, par rapport au Silurien, comme une "brusque disponibilité" en éléments traces en plus grande quantité dans les eaux du bassin. Il serait alors étonnant que l'extension de ce faciès à sulfures disséminés se superpose à celle des minéralisations stratiformes de la barre calcaire.

Actuellement, aucun argument ne permet de préciser le mode d'apport de ces sulfures mais nous verrons qu'il pourrait très bien s'intégrer dans un modèle développé pour les minéralisations associées au faciès calcaire.

Il est important de noter la présence dans ces siltites d'une anomalie en baryum (CASTELBOU, 1981 ; BRULA, 1984), anomalie se répétant dans la série rythmique surmontant ces siltites (VEGAS, 1982).

2. LA BARRE CALCAIRE

2.1. RAPPEL DES CONCLUSIONS CONCERNANT LES MINERALISATIONS

2.1.1. Les données de l'observation

Dans la deuxième partie, nous avons montré que les minéralisations à Zn-Ba-Pb-F de la barre calcaire répondaient à des zonalités de dépôt s'organisant autour de zones complexes. On observe ainsi :

- une zone limitée, massive, à aspect sécant, à barytine, fluorine, blende, galène et gangue siliceuse ;

- de la barytine en bancs concordants, parfois métriques, et des niveaux plus réduits à blende ; près des zones massives, on peut observer de petits niveaux à galène ou à fluorine ;

- en position plus éloignée, de fins niveaux à blende (pyrite) sont rigoureusement parallèles à la stratification.

L'essentiel de la minéralisation apparaît dans les derniers mètres de la barre calcaire, mais à l'aplomb des zones massives, il existe des traces de blende sur toute la puissance de la barre.

Le milieu de dépôt de ces minéralisations correspond à une plate-forme carbonatée en eau peu profonde au sein de laquelle existent des zones à calcaire pur et des zones où, à la sédimentation carbonatée, se mélange un apport rythmique de sédiments détritiques fins.

2.1.2. Hypothèse génétique

D'après nos observations, il est clair que les minéralisations sont en liaison avec des zones d'apport très localisées au sein des calcaires, à partir desquelles se développe une zonalité horizontale de dépôt des phases minérales.

Des indices à morphologie comparable et à minéralogie très proche, comme ceux du Turon de Gèdre et d'Ayruès ou ceux du plateau d'Alans et des Ruines de la Hèche d'Or, s'alignent suivant une direction N110.

Cette direction correspond à celle de failles synsédimentaires (MULLER et ROGER, 1977). P. BRULA (1984) rappelle que de nombreux auteurs ont insisté sur la variabilité des faciès du Dévonien dans le sens nord-sud et sur leur organisation en longues zones isopiques E-W et WNW-ESE, selon des bassins subsidents ou seuils surélevés.

Il est donc envisageable que des solutions hydrothermales, dont on n'observe pas de traces de leur passage (absence d'altération hydrothermale), aient suivi ces fractures et déposé

des métaux durant la sédimentation des calcaires du Dévonien, ceci de façon synsédimentaire très probable.

La présence de lamines de blende dans toute l'épaisseur de la barre calcaire, dans des zones considérées comme zones d'apport du stock métal, tendrait à prouver que le phénomène minéralisateur a fonctionné par saccades discrètes durant la période de dépôt des calcaires de la barre avec une phase principale située vers la fin de la sédimentation carbonatée.

En outre, nous devons rappeler les anomalies en baryum dans les siltites de base (BRULA, CASTELBOU) et dans la série rubanée (VEGAS), ainsi que la présence de sulfures disséminés dans les siltites.

Il se pourrait donc que le changement de milieu de sédimentation, faisant suite au dépôt des schistes siluriens, soit en relation avec la reprise d'une activité tectonique dans un contexte en extension (SOULA et al. 1986 b) qui permettrait la circulation de solutions le long de failles normales synsédimentaires, avec une persistance plus ou moins marquée tout au long du Dévonien inférieur.

On rejoint alors la conception de minéralisations sédimentaires-exhalatives développée pour les Pyrénées par G. POUIT (1978), G. POUIT et al. (1979, 1986). Précisons enfin qu'aucune roche volcanique n'a été observée.

2.2. LES MINERALISATIONS DES PYRENEES LIEES AU NIVEAU CALCAIRE DU SOMMET DU DEVONIEN INFERIEUR

2.2.1. Les différentes études (fig. 107)

B. COSTE (1972) : Val de Bitet (Pyrénées atlantiques)

Cet auteur signale la présence de blende et de galène disséminées dans des faciès carbonatés et remarque l'aspect stratiforme du niveau minéralisé.

J. REYX (1973) : secteur des anciennes mines d' Arre et d'Anglas (Pyrénées atlantiques ; Hautes Pyrénées)

Deux niveaux minéralisés apparaissent dans le Dévonien inférieur :

- minéralisation stratiforme à blende seule ou associée à de la barytine et à de la pyrite dans les calcaires de la base ;

- blende, galène, pyrite, chalcopyrite disséminées dans les calcaires du sommet.

L'auteur signale l'aspect disséminé ou en lits millimétriques rigoureusement confinés à un seul niveau de calcaire. C'est le caractère le plus marquant de la minéralisation.

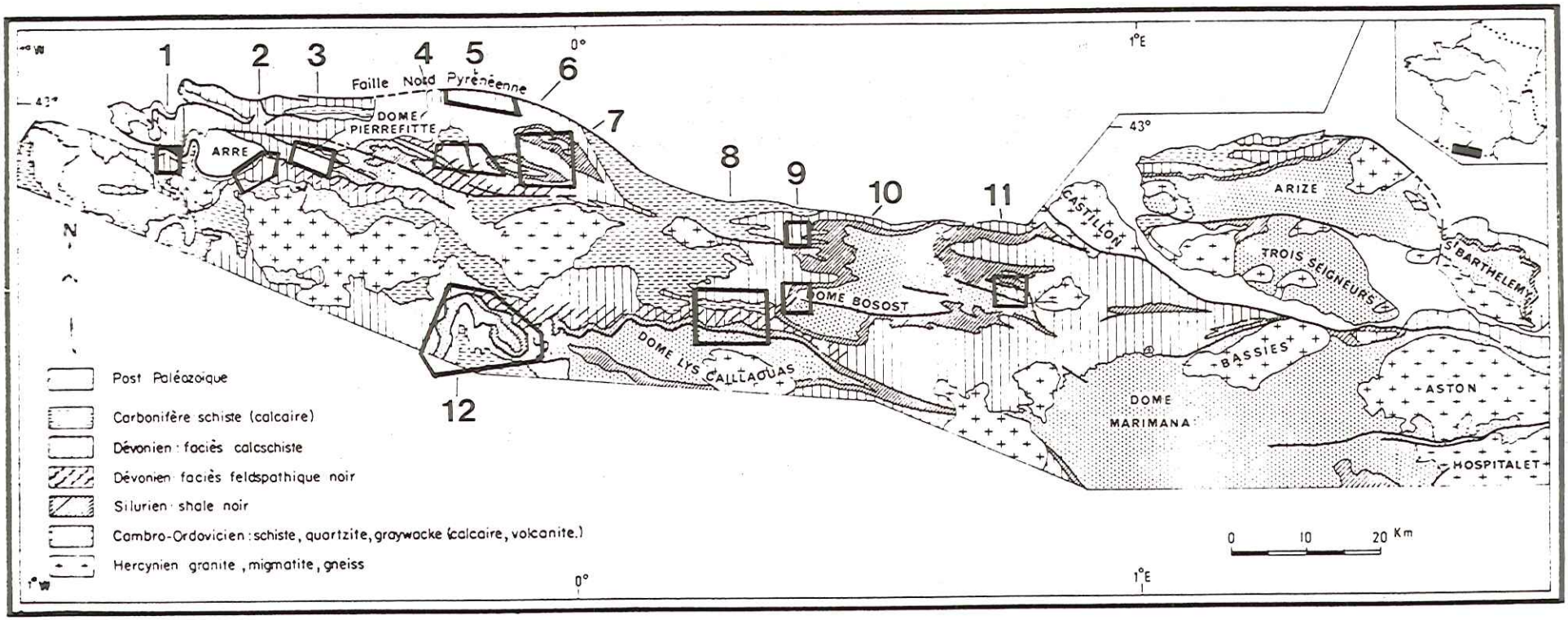


FIG.107- Localisation des thèses signalées dans le texte (carte POUIT, 1979, modifiée).

1- COSTE, 1972
2- REYX, 1973
3- FROELICH, 1970
4- CASTELBOU, 1981
5- GATINOT, 1977
6- DALLAS, 1980
7- FRANCOIS, 1983
8- BRAUX, 1980
9- VEGAS, 1982
10- BRULA, 1984
11- VERNHET, 1979
12- MILITON, 1987

F. FROELICH (1970) : les montagnes du Sud d'Arrens

Deux types de minerai montrant une liaison spatiale ont été étudiés :

- barytine massive très développée dont le caractère stratiforme est fortement marqué, contenue dans des calcaires rubanés ;

- sulfures (blende-galène) dans une gangue de quartz ; l'aspect stratiforme est là encore évident.

Celui-ci propose un dépôt des minéralisations en liaison avec la paléogéographie et suggère l'existence de failles précoces responsables d'un seuil E-W (limite entre bassin et haut-fond).

L'auteur conclut à un caractère syngénétique de la minéralisation.

G. POUIT et J.P. BOIS (1986) : Arrens

Ces deux auteurs précisent que le faciès du Dévonien inférieur est différent de celui du type Nerbiou (fig. 108 ; cf. CASTELBOU) qui représente le faciès le plus courant contenant les minéralisations stratiformes du Dévonien inférieur des Hautes - Pyrénées.

En outre, ils remarquent que la puissance des formations est anormale.

La minéralisation, caractérisée par l'abondance exceptionnelle de barytine, jalonne les deux flancs d'un synclinal sur 5 km. Elle se situe au contact de calcaires et de schistes noirs impliquant une limite bassin - plateforme. Ils considèrent ce dépôt comme syngénétique dans un environnement instable et concluent à un type sédimentaire - exhalatif (sans traces de volcanisme).

Signalons que B. ESCANDE et C. MAJESTE-MENJOULAS (1985) rapportent la succession calcaréo-détritique, contenant le gisement d'Arrens, au Dévonien moyen à supérieur (datation par conodontes).

R. CASTELBOU (1981) : Pic de Nerbiou, Pic de Yéous

Dans ce secteur, la succession des terrains du Dévonien inférieur a été qualifiée de type Nerbiou (POUIT, 1978). R. CASTELBOU individualise de bas en haut :

- des siltites noires massives à pyrrhotite ;

- une série rythmique gréso-pélitique calcaire ;

- une barre de calcaire à entroques dont le sommet est parfois marqué par un faciès particulier : le Calcaire Rubané

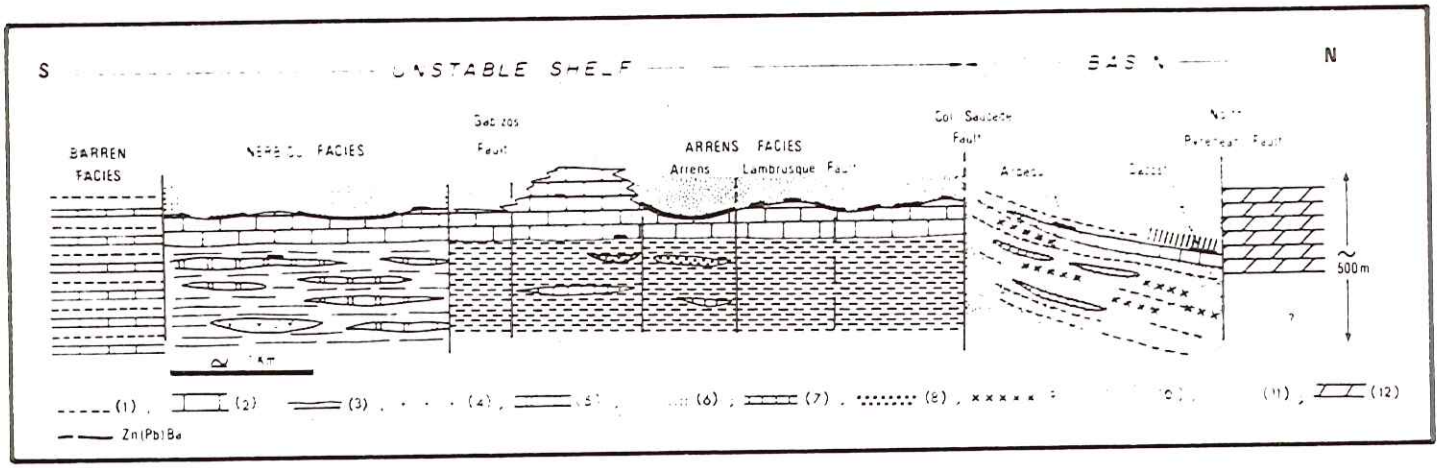


FIG.108- Corrélations des différents faciès du Dévonien inférieur des Pyrénées (POUIT, 1979).
1:siltites; 2:calcaires blancs; 3:siltites feldsphatiques; 4:amphibolites; 5:calcaire feldspathique noir; 6:siltites feldsphatiques massives; 7:grès à ciment de sidérite; 8:grès grossiers; 9:sidérite-ankérite; 10:cherts; 11:schistes noirs; 12:Mésozoïque

Gris Souris (C.R.G.S.) formé par l'alternance de calcaire clair et de calcaire sombre plus argileux.

On remarquera que la succession est identique à celle observée dans la région de Gavarnie (mis à part le C.R.G.S.).

La minéralisation à blende dominante se situe toujours au sommet de la barre et souvent dans le C.R.G.S. Celle-ci peut être disséminée mais forme souvent des corps massifs métriques à plurimétriques d'extension décamétrique à hectométrique. L'association avec une gangue amphibolitique abondante, riche en magnétite et pyrrhotite est typique (jusqu'à 2 m d'amphibolites).

Une anomalie en baryum existe dans les deux termes du C.R.G.S.

Cet auteur confirme le caractère stratiforme et conclut à l'émergence de solutions minéralisantes en liaison avec une fracturation profonde réactivée au Dévonien inférieur.

S. DALLAS (1980) : région du lac d'Isaby

La minéralisation à blende dominante et galène, localisée au sommet de la barre calcaire, est parfois en association avec le C.R.G.S. contenant des lits amphibolitiques.

Il affirme le caractère concordant des niveaux minéralisés et suggère un milieu de dépôt instable confirmé par la présence de slumps et d'olistolites.

L'auteur propose la circulation de solutions hydrothermales à la faveur d'accidents synsédimentaires.

J.M. FRANCOIS (1983) : région du Pic du Midi de Bigorre

La blende est présente dans la barre calcaire et dans le C.R.G.S., associée à une gangue de silicates calciques.

Il propose une origine synsédimentaire des minéralisations et pense que la gangue complexe à silicates calciques résulte du métamorphisme (hercynien) de sédiments à composition chimique anormale.

F. GATINOT (1977) : région entre Argelès-Gazost et Bagnères-de-Bigorre

La minéralisation à blende (galène) est associée au faciès silicifié du sommet de la barre calcaire. La limite de l'ensemble silicification - minéralisation est nette et les calcaires non transformés sont stériles et pauvres en silice.

Il signale une anomalie géochimique en baryum mais n'observe aucun minéral de baryum.

L'auteur conclut à un phénomène synsédimentaire contrôlé par la stratigraphie et envisage un apport métallifère

exceptionnel dans une zone de hauts-fonds en bordure littorale. L'origine de la silice et des métaux serait issue d'un lessivage continental. F. GATINOT reconnaît qu'il n'a pas d'arguments pour confirmer cette hypothèse .

C. BRAUX (1980) : hautes vallées d'Astau et du Louron

Le Dévonien inférieur est du type Nerbiou et la série au-dessus de la barre calcaire et du C.R.G.S. est datée de l'Eifélien.

La minéralisation, développée dans le C.R.G.S., montre un caractère stratiforme régional. Les rubans de blende atteignent 5 cm de puissance. Des niveaux de celsianite (feldspath à baryum) se situent sous la minéralisation mais aussi en amandes dans la blende. Il conclut à une minéralisation stratiforme synsédimentaire à caractère distal et signale l'absence de volcanisme.

P. BRULA (1984) : dôme de Bosost-Luchon

Cet auteur a essentiellement étudié la pétrographie et la géochimie des faciès noirs du Paléozoïque (siltites, schistes).

Suite à une importante synthèse bibliographique, il propose un âge Emsien pour la barre calcaire.

Deux types de minéralisation sont caractérisé s :

- blende dans un niveau gris (5 cm) du C.R.G.S.

- blende dans un niveau siliceux blanchâtre dans la barre calcaire (à quartz, diopside, celsianite).

Il signale l'absence d'anomalie Zn-Pb dans les sédiments encaissants ainsi que le caractère stratiforme des minéralisations.

G. VEGAS (1982) : concession de Baren (Haute-Garonne) (terminaison occidentale du dôme de Bosost)

La blende domine sous forme disséminée ou en rubans, dans un faciès carbonaté rubané. De la galène massive peut parfois s'y associer. Le caractère stratiforme de la minéralisation est très net.

L'auteur envisage une circulation de fluides hydrothermaux en liaison avec une instabilité contemporaine de la sédimentation (haut-fond à sédimentation ralentie, voire stoppée).

Les exhalaisons métallifères seraient à relier au rejeu de fractures profondes ayant fonctionné à l'Ordovicien.

Y. VERNHET (1981) : Val d'Orle

Il localise une minéralisation à blende dominante à la base de calcaires qu'il rapporte au calcaire à entroques de la barre.

Cet auteur constate aussi le caractère stratoïde précoce de la minéralisation ainsi que l'absence de volcanisme.

Dans sa conclusion, il se rapproche des idées de G. POUIT et al. (1979), c'est-à-dire d'une origine synsédimentaire de la minéralisation.

2.2.2. Bilan des données des diverses études

Plusieurs points de comparaison peuvent être envisagés :

- Localisation stratigraphique des minéralisations.

Celles-ci se situent d'une manière générale au sommet de la barre calcaire et dans le faciès C.R.G.S. lorsque ce dernier est présent ; à partir d'Arrens, et vers l'ouest, les faciès se modifient considérablement ;

- Morphologie et importance des minéralisations.

Dans toutes les descriptions, le caractère stratiforme plus ou moins concordant avec le litage sédimentaire est souligné, que la minéralisation soit importante (lits ou amas décimétriques à métriques) ou discrète (lits millimétriques ou mouches disséminées).

On peut constater que les plus développées, Arrens (Ba) et Nerbiou (Zn), se localisent dans un secteur où l'on observe d'importantes minéralisations ordoviciennes (dôme de Pierrefitte) dont les caractères (mode de dépôt, type de minerai, minéraux traces) se retrouvent dans les minéralisations du Dévonien (POUIT et al. 1979). Dans d'autres secteurs (BRAUX, BRULA, REYX, et notre secteur), le minerai est peu important.

- Présence ou absence de la gangue et nature de cette dernière.

Les gangues les plus développées sont associées aux minéralisations sulfurées les plus riches et leur nature est essentiellement amphibolitique avec pyrrhotite abondante (Nerbiou).

L'importance de la gangue, qui peut être aussi de nature siliceuse (Arrens), est en général fonction du développement du minerai.

En dehors des zones du Nerbiou, d'Arrens et du secteur de F. GATINOT, la gangue est très réduite (BRULA, BRAUX) ou presque absente (REYX, COSTE, notre secteur).

- Minéralogie du minerai.

Dans tous les cas, la blende domine (60 à 90 % des sulfures) et la galène est plus ou moins fréquente. La pyrite et la chalcopyrite sont rares.

La pyrrhotite et la magnétite peuvent parfois constituer jusqu'à 60 % du minerai massif associé aux amphibolites.

Les minéraux traces à Ni, Co, Ge, Sn sont plus abondants dans les minerais riches mais leur présence dans l'ensemble des indices est une des caractéristiques de ces minéralisations. On peut noter que dans notre secteur, seuls des sulfures de Ge et de Sn ont été observés, alors que dans les autres indices de la chaîne, les oxydes de Ge et de Sn, les silicates de Ge et les minéraux de Ni-Co sont présents (OUDIN, 1981).

- Teneur en fer des blendes.

Les données sont peu nombreuses et les valeurs les plus élevées se situent au Nerbiou (4 à 8 %, les valeurs les plus fortes dominant), à Isaby (7 à 8 %), à Baren (7,6 à 8,8 %).

Dans le secteur de C. BRAUX, les valeurs oscillent entre 4 et 6 % avec des échantillons à 1 % . Dans la région de Gavarnie, les valeurs atteignent 6 % mais 75 % de ces dernières se situent entre 0 et 1 % .

- Minéraux de baryum, anomalie en baryum et fluorine.

* La barytine : elle représente une concentration exceptionnelle à Arrens (3 Mt) et est beaucoup moins abondante ailleurs. Signalée par J. REYX à Arre et Anglas, elle est mieux exprimée sur notre secteur.

En de nombreux endroits, des anomalies géochimiques en Ba ont été révélées (CASTELBOU, GATINOT, VEGAS).

* La celsianite : signalée à Arrens, on la retrouve en de nombreux autres endroits (Nerbiou, vallées d'Astau et du Louron)

* les hyalophanes du secteur (Ayruès) : ces minéraux forment des niveaux concordants avec la stratification et traduisent une anomalie précoce en baryum.

Des zones riches en baryum semblent donc exister dans la barre calcaire et peuvent se concrétiser par l'apparition de masses importantes de barytine (Arrens).

* La fluorine : signalée dans une lame mince à Arrens (POUIT et BOIS, 1986), nous l'avons découverte pour la première fois de façon massive associée à de la barytine et localisée aux zones à paragenèse complexe.

- Mise en évidence de zonalités locales.

* A Arrens, G. POUIT et J.P. BOIS (1986) montrent le passage latéral de Zn à Ba.

* Au Nerbiou, R. CASTELBOU note un alignement NW-SE des minéralisations et met en évidence une zonalité E-W bien appuyée sur la morphologie et l'importance du minerai et de la gangue, ainsi que sur la teneur en fer des blendes. Il conclut à la présence de deux zones "chaudes" encadrant une zone "froide" dans laquelle le minerai est moins développé et où les teneurs en fer des blendes sont les plus basses.

* Dans la région de Gèdre-Gavarnie-Barroude, nous avons mis en évidence une zonalité de dépôt par rapport à des "centres d'émission" s'alignant sur une direction N110.

2.2.3. Hypothèse génétique

L'origine sédimentaire-exhalative des minéralisations (POUIT, 1978, 1984 ; POUIT et al., 1979, 1986) est envisagée, parfois avec réserves, par la majorité des auteurs. Nous en rappelons ici les caractéristiques (POUIT, 1976, 1985 ; LARGE, 1980) :

- instabilité synsédimentaire, avec jeu de failles ainsi que variation en puissance et nature des faciès ;

- manifestations hydrothermales caractérisées par des gangues associées au minerai et des altérations ;

- association de minéralisations sécantes et concordantes mises en place en cours de sédimentation, plus ou moins spatialement liées ;

- présence parfois de volcanisme dans l'environnement immédiat.

Suite aux différents points de comparaison énoncés plus haut (2.2.2.) et en se ralliant aux schémas de minéralisations sédimentaires-exhalatives, il serait intéressant de corréler d'une manière plus approfondie les minéralisations de la barre calcaire, afin de voir si ces dernières ne s'agencent pas les unes par rapport aux autres en suivant une direction N-S. Une zone bien minéralisée apparaît dans la région du Nerbiou et la diminution de l'importance des minéralisations vers le sud semble générale.

2.3. PRESENTATION DE QUELQUES GISEMENTS ETRANGERS DE TYPE "SEDEX"

GRAS, Autriche (WEBER, 1983)

Minéralisations stratiformes à Pb, Zn et Ba contenues dans des calcaires blancs associés à des schistes noirs du Dévonien inférieur. Les faciès de dépôt sont caractéristiques d'un milieu de bassin limité par un relief (fig. 109). Des tufs basiques, des tuffites et des diabases ont été identifiés sous les niveaux minéralisés.

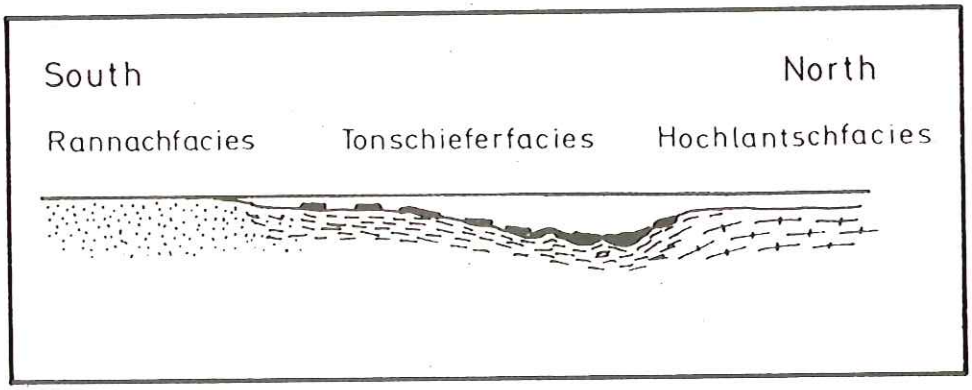


FIG.109- Gisement de Graz (Autriche): distribution des faciès sédimentaires au moment du dépôt des minéralisations (WEBER, 1983)

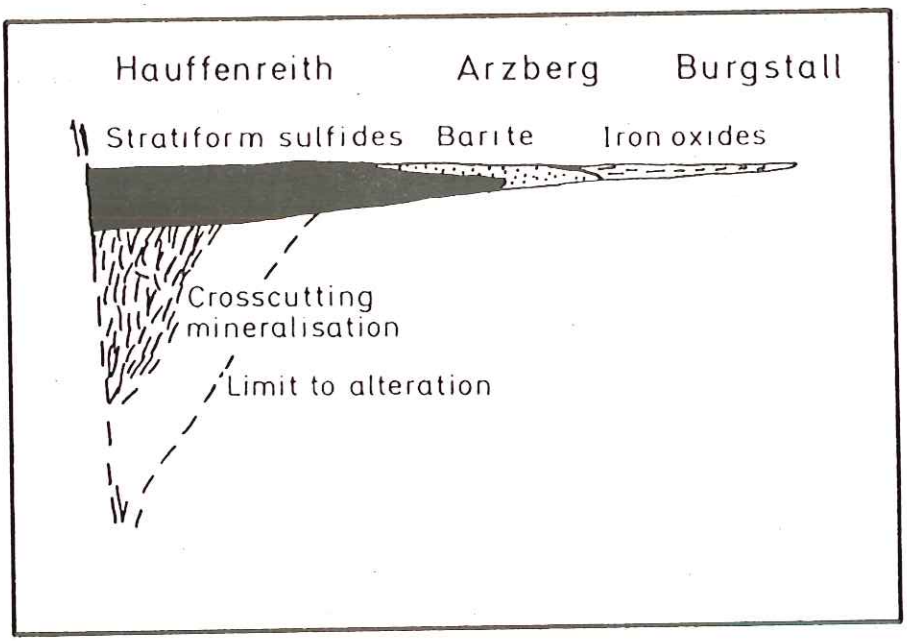


FIG.110- Gisement de Graz (Autriche): modèle hypothétique de répartition des minéralisations en liaison avec une origine sous marine exhalative (WEBER, 1983)

La blende est le sulfure dominant et la barytine est commune.

L'interprétation avant plissement d'une zonalité de dépôt, probablement présente dans cette minéralisation, apparaît sur la figure 110.

Les sulfures matérialiseraient le centre du bassin, et la barytine, ses bordures.

La silicification se manifeste au mur et se traduit aussi par la présence de chert dans le minerai. L. WEBER compare ces minéralisations à celles de la Mer Rouge.

A Monteneve, dans le Tyrol italien (FRIZZO, 1981), il existe des minéralisations dans l'Ordovicien qui contiennent des silicates à Ge-Ga (comm. orale, G. POUIT).

JASON, Yukon, Canada (GARDNER et HUTCHEON, 1985)

Trois dépôts stratiformes à Pb-Zn sont contenus dans des conglomérats à cherts et dans des roches fines clastiques du Famennien-Frasnien. Trois faciès caractérisent la minéralisation:

- Faciès A : galène massive à litée et blende avec beaucoup de pyrrhotite et pyrite. Ce faciès, recoupé par des filonnets à galène (quartz - sidérite, quartz - ankérite), montre la plus forte concentration de sulfures et est considéré comme proximal par rapport à une source hydrothermale représentée par les filonnets.

- Faciès B : minéralogie et texture identiques au faciès A, mais considérablement moins épais. Des faciès de slumps ont été observés.

- Faciès C : lamines bien litées à blende, cherts et barytine ; distal par rapport à la source. On note aussi de la celsianite, de la kaolinite, de l'ankérite et des carbonates de baryum.

Une décroissance de la teneur en fer des blendes vers les minéralisations les plus pauvres a été mise en évidence.

Les auteurs concluent à des dépôts réalisés à partir de sources hydrothermales, avec passage progressif du minerai massif au minerai finement rubané.

VULCAN, Canada (MAKO, SHANKS, 1984)

Les minéralisations stratiformes à Pb-Zn-Ba-F, visibles sur 2,5 km, sont associées à des schistes argileux datés Silurien supérieur - Dévonien inférieur. Une activité tectonique régionale se manifestait durant cette période de sédimentation.

Trois types d'occurences ont été mis en évidence :

- sulfures massifs : pyrite (80 %), Zn-Pb (10 % et parfois Zn 65 %, Pb 15 %), un peu de quartz ;

- shales à sulfures (surtout lamines et parfois brèches de sulfures), pyrite, Zn, Pb, quartz ;

- barytine - fluorine massive : la barytine peut former jusqu'à 95 % du minerai. Elle contient de la fluorine (5 à 15 %) et des traces de galène. Barytine et fluorine peuvent s'observer en lamines. L'existence de pyrobitumes traduit la présence de matière organique.

Le dépôt, la distribution et la zonation des occurences sont considérés dans le cas d'un modèle exhalatif, dans un contexte de tectonique synsédimentaire (fig. 111).

Pour ces auteurs, la minéralisation provient de saumures, chaudes et riches en métaux, qui ont migré par des griffons sur le plancher océanique suite à une remontée le long de failles normales, bordées par de petits bassins ayant joué le rôle de pièges.

Le refroidissement des saumures à la sortie des griffons, au contact des eaux profondes, a provoqué une précipitation rapide de la barytine à grain fin ; la percolation continue des saumures au travers du monticule barytique a entrainé la recristallisation de la barytine, suivie d'un dépôt de galène et de fluorine intersticielles.

Dans d'autres régions, le fluide minéralisant dense fut concentré dans des dépressions topographiques ou dans des mares à saumures où se déposeraient les sulfures.

ARDITURRI, Espagne (PESQUERA et al. 1985)

Au Pays Basque espagnol, des minéralisations à Pb-Zn-Ba-F sont contenues dans des schistes reposant sur des calcaires du Namurien.

La minéralisation apparaît en couches lenticulaires de puissance métrique et d'allongement hectométrique affectées par la phase de déformation majeure hercynienne.

Deux faciès caractérisent le minerai :

- Massif, jaspéroïde : blende fine dans une matrice siliceuse avec quartz, calcite et fluorine en petits cristaux. La blende contient 4 % de Fe et quelques grains de cassitérite.

- Rubané : alternance de lits millimétriques à centimétriques, rarement décimétriques, de blende, de fluorine ou de galène et de lits de pélites noires avec localement des lits de calcite, de sidérite ou de barytine.

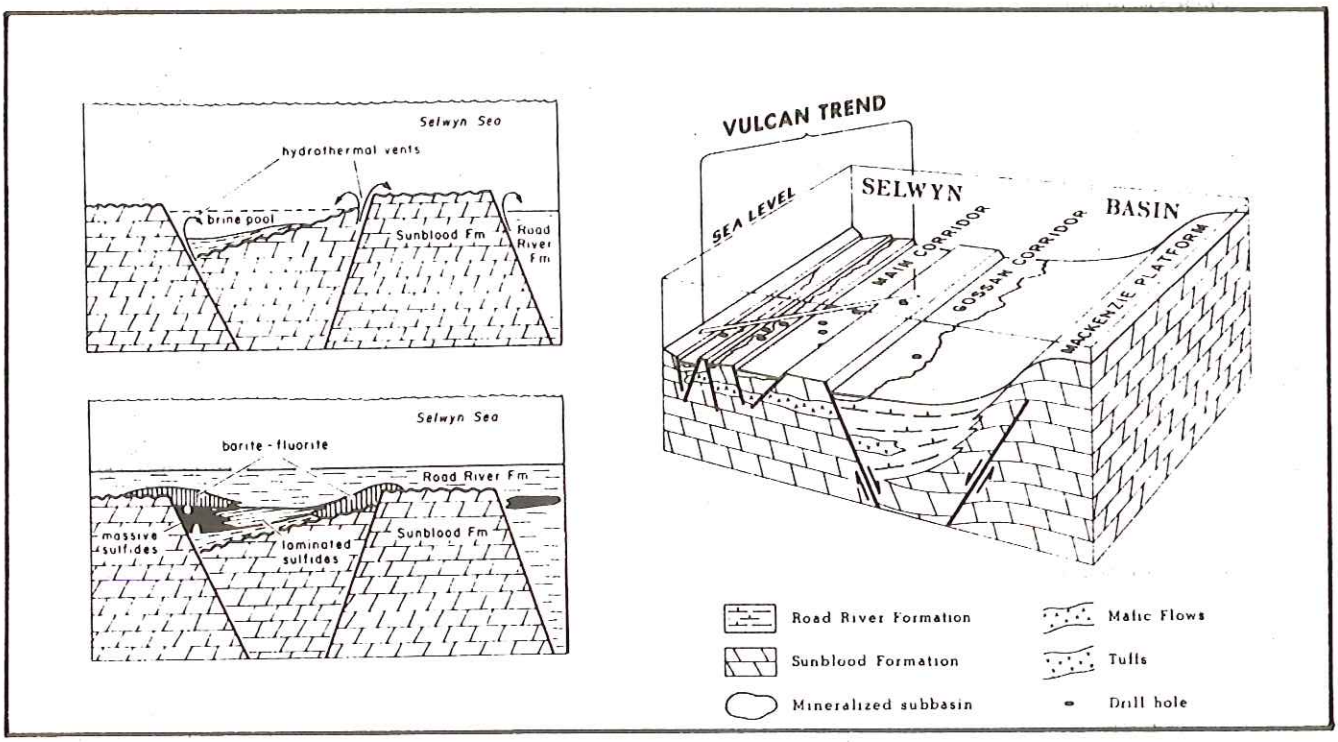


FIG.111- Diagramme hypothétique illustrant un modèle génétique possible pour la minéralisation de Vulcan (Canada) (MAKO et SHANKS, 1984).

Le caractère synsédimentaire est très marqué et l'origine sédimentaire-exhalative est envisagée par analogie avec les gisements ordoviciens et dévoniens des Pyrénées. Les auteurs précisent que la principale différence avec ces derniers serait l'absence de fluorine, ce qui ne se vérifie plus maintenant suite à nos découvertes.

2.4. CONCLUSION A L'ETUDE DES MINERALISATIONS A Zn - Pb - Ba - F A CARACTERE STRATIFORME DU DEVONIEN INFERIEUR

Suite à l'étude de ces minéralisations dans la région de Gèdre - Gavarnie - Barroude, nous avions conclu à l'existence de failles synsédimentaires permettant la circulation de solutions hydrothermales, et le dépôt de métaux se mélangeant plus ou moins aux sédiments.

La synthèse de nombreux travaux montre qu'un phénomène identique se produit en de nombreux endroits des Pyrénées en ce qui concerne la formation calcaire du sommet du Dévonien inférieur.

Notre schéma, bien argumenté par des faits d'observations, permet de confirmer plus précisément l'idée de minéralisation de type exhalatif-sédimentaire (SEDEX).

Le phénomène minéralisateur, déjà présent à l'Ordovicien, s'exprime par pulsions et semble apparaître après le Silurien. Il persiste durant tout le Dévonien inférieur à moyen et pourrait intéresser aussi le Carbonifère. De nombreuses autres minéralisations dans le monde montrent des caractères identiques. La fréquente absence de volcanisme ne doit en aucun cas faire douter du caractère "SEDEX" des minéralisations.

Pour les Pyrénées, une liaison possible avec un contexte distensif à l'origine de failles synsédimentaires pourrait être envisagée.

CHAPITRE II

LES MINERALISATIONS SECANTES DU DEVONIEN INFERIEUR

1. RAPPEL DES OBSERVATIONS

La transformation des calcaires du Dévonien inférieur (Emsien probable) en dolomite ferrifère - ankérite, le long de fractures tardi-hercyniennes, est considérée épigénétique tardive en liaison avec la circulation de solutions riches en Mg-Fe, à la faveur d'accidents qui affectent au moins le Dévonien inférieur à moyen.

Des amas de substitution de quelques dizaines de mètres, des transformations localisées près de fractures ainsi que des transformations restreintes à des couloirs de bréchification peuvent être observés.

Une calcite blanche spathique tardive est sécante sur les carbonates ferrifères et une chlorite ferrifère (ripidolite) se localise dans des fissures recoupant les amas, précédant vraisemblablement la cristallisation de la calcite.

Une association discrète à illite - séricite - kaolinite - (chlorite) pouvant parfois constituer des amas décimétriques vert soyeux, suit la mise en place des carbonates ferrifères. De la pyrite et plus souvent de la chalcopyrite sont liées à ces derniers.

A la calcite est fréquemment associée de la barytine blanche fine que l'on retrouve aussi sous forme de filonnets (jusqu'à 15 cm) recoupant les calcaires ainsi que les amas ferrifères.

Une importante phase de silicification précède la métasomatose. La liaison entre les deux phénomènes n'est pas évidente si ce n'est que l'on peut observer des carbonates ferrifères au centre de filonnets de quartz.

Le niveau de quartz blanc laiteux, dont la présence au contact barre calcaire - série alternante supérieure est irrégulière et dont la puissance peut atteindre une vingtaine de mètres, s'est mis en place tardivement le long de plans préférentiels parallèles à la stratification et correspondant probablement à des plans de glissement.

En effet, cette silicification des calcaires est localisée au contact calcaires-siltites mais des niveaux de quartz blanc se retrouvent aussi au sein du calcaire et à quelques mètres au dessus du contact, entre des bancs de siltites et de schistes. Dans ce dernier cas, la silicification d'une brèche tectonique est nette ; des figures identiques mais beaucoup moins évidentes ont aussi été observées dans les calcaires.

L'existence de discontinuités augmentant la porosité communicante, facilitant ainsi le dépôt de la silice, pourrait être reliée à des mouvements tardi-hercyniens (MULLER et ROGER, 1977).

Aucune minéralisation à Zn-Pb n'a été observée dans la masse siliceuse, mises à part des reliques de calcaire à blende considérées comme des minéralisations stratiformes dévoriennes.

Les filonnets à carbonates ferrifères recoupent des plis hercyniens appartenant à la phase majeure hercynienne et sont affectés par la schistosité majeure alpine.

L'âge de la silicification et de la métasomatose Mg-Fe est donc tardi-hercynien à mésozoïque.

2. HYPOTHESE GENETIQUE

Ces minéralisations anté-déformations alpines sont contenues dans un ensemble qui est en position allochtone, ceci interdisant donc l'analyse d'un enracinement éventuel dans le socle.

Des analogies minéralogiques ainsi qu'un ordre de dépôt similaire à celui des filons du socle sont frappants.

L'âge de ces phénomènes métasomatiques est difficile à envisager et comme nous le verrons, de nombreux auteurs, partisans d'une origine épigénétique des gisements de fer des Pyrénées, proposent un âge tardi-hercynien en liaison avec un phénomène tardi-granitique.

Rappelons qu'au niveau de l'indice du torrent d'Alans, une métasomatose Mg-Fe se développe dans les cipolins du socle. L'analogie avec celle des calcaires dévoniens est à souligner et seule la présence de sulfures (blende-galène) constitue une différence importante.

La proximité filons de socle riches en sidérite - amas épigénétiques à sidérite, ankérite ou magnésite développés dans des niveaux de cipolins ou de dolomies des séries cambriennes à dévoniennes, est une constatation fréquente à l'échelle des Pyrénées (Pays Basque, Ariège, Pyrénées atlantiques).

Lors de notre synthèse sur les filons du socle, nous tenterons de montrer la liaison pouvant exister entre ces deux types de minéralisation.

3. LES GISEMENTS DE FER DES PYRENEES

3.1. LES DIFFERENTS TRAVAUX

En 1980, J.P. FORTUNE (G. POUIT et P. FORTUNE, 1980) rappelle que dans les Pyrénées, le fer, exprimé sous forme de carbonates (sidérite, ankérite), d'oxydes (hématite - magnétite) ou de silicates (chlorites), forme des concentrations localisées essentiellement dans les formations paléozoïques, exceptés quelques indices dans le Trias et dans le Lias. En outre, il précise que la sidérite apparaît en amas stratoïdes ou en filons, les amas stratoïdes formant deux groupes importants dans les Pyrénées françaises :

- ceinture ferrifère du Canigou (dans les formations dolomitiques cambriennes de la série de Canaveilles auxquelles appartient le gisement de Batère) ;

- le groupe Rancié - Chateau Verdun - Lassur, en Ariège (dans un horizon carbonaté, calcaires et dolomies, du Dévonien inférieur).

J.P. FORTUNE précise que l'origine métasomatique a longtemps été privilégiée mais que quelques auteurs envisagent une origine synsédimentaire du stock de fer.

Dans notre cas, l'origine épigénétique ne fait aucun doute et la transformation des calcaires dévoniens nous oblige à envisager un apport de Fe mais aussi de Mg et qui plus est, simultané.

La compilation de quelques travaux concernant les amas ankéritiques et sidéritiques des Pyrénées nous a permis de dresser un tableau de ce type de gîte :

- En 1955, J.P. DESTOMBES, étudiant les magnésites du Pays Basque, montre que la transformation des horizons sédimentaires se développe jusque dans le Muschelkalk. Il plaide en faveur d'une origine hydrothermale du magnésium en liaison probable avec le lessivage de roches ophitiques. En outre, il signale à l'intérieur du périmètre, un filon de sidérose magnésienne (le filon d'Ustelleguy) qui recoupe les conglomérats et les grès du Trias inférieur tout en traversant le Silurien. Il considère que l'âge inférieur ne peut être que post-Muschelkalk (peut-être infra-liasique).

- En 1959, J. PELISSONNIER, concernant la dolomitisation de la série dévono-dinantienne des Pyrénées de la Haute-Garonne et de l'Ariège, conclut à un phénomène épigénétique en liaison avec la présence de failles, ces dernières étant peut-être déjà constituées à la fin du cycle hercynien. Une limite inférieure est donc proposée tout en signalant qu'un âge plus jeune pourrait aussi être logique.

Il signale des mouchetures assez constantes de chalcopyrite et la présence dans la dolomie d'un filon sécant est-ouest, à quartz-cuivre (filon d'Irazein).

- Un travail de comparaison entre sidérite - ankérite et dolomie dans les gisements du Canigou permet à M. GUITARD (1970) de conforter l'origine métasomatique. Le remplacement du marbre conduisant à la formation de sidérite et d'ankérite résulte de la réaction de solutions ferrifères acides avec les dolomies encaissantes percolées et de la chute de pression à ce niveau. Le front de remplacement est caractérisé par une neutralisation des solutions ; le marbre dissous, la chaux et la magnésie sont emportées et les carbonates de fer précipitent. La formation d'une auréole d'ankérite à la périphérie des amas de sidérite et le dépôt de la sidérite sont des phénomènes simultanés se produisant à basse température.

- Dans le Pays Basque espagnol, M. BRIERE (1982) signale des gîtes de substitution sur fractures dans les calcaires du Dévonien. De petits amas à sidérite, ankérite, calcite, quartz, pyrite se développent le long de la structure. Des filons à sidérite, sulfures, quartz et fluorine existent dans un granite et dans les schistes paléozoïques environnants.

L'auteur propose une liaison avec la fracturation tardi-hercynienne et remarque que les terrains crétacés, pourtant situés très près des gîtes de substitution, n'ont jamais montré de minéralisation.

- M. HUARD (1972), suite à une étude du district à fluorine - sidérite de la bordure septentrionale du massif Canigou - Carança (Pyrénées orientales), individualise diverses minéralisations :

* des filons épigénétiques E-W et WSW-ENE de fluorine et de quartz contenant sidérite, hématite et sulfures simples

* des amas de substitution métasomatique à ankérite et à sidérite dans des horizons intercalaires carbonatés de la série de Canaveilles.

Il propose, suite à ses observations, que :

* la métasomatose ferreuse soit liée à un phénomène tardi-hercynien

* la genèse des filons de fluorine et quartz soit postérieure à la métasomatose ferreuse mais associée à elle dans des structures cassantes.

- En 1973, M. GUITARD publie un important article sur la genèse des gisements métasomatiques de talc et de chlorite magnésienne des Pyrénées et tente de replacer ces gisements dans la métallogénèse endogène des Pyrénées orientales.

Il signale deux faits frappants :

* les gisements métallifères sont presque tous situés dans les terrains du socle hercynien et leur répartition suggère que l'essentiel de la métallogénie de cette région est d'âge hercynien ou tardi-hercynien (au plus anté-liasique),

* la métallogénie du socle hercynien des Pyrénées orientales est dominée par l'apport de concentrations en fer par des fluides hydrothermaux.

Considérant les grandes époques de magmatisme plutonique, il conclut qu'il est logique de rattacher cette métallogénie au cycle magmatique hercynien, les gisements étant liés à des failles recoupant les granitoïdes.

M. GUITARD convient qu'il est difficile de préciser l'âge des amas de sidérite mais observe que dans le secteur d'Amélie-les-Bains, le socle hercynien autochtone renferme de

nombreux filons sécants à sidérite, ankérite et calcite, pauvres en sulfures. Ceux-ci ne pénètrent pas dans le Permo-Trias autochtone qui est transgressif sur le socle hercynien, alors que dans les Pyrénées occidentales, les filons de sidérose recoupent les mêmes formations permiennes et que la magnésite est connue dans le Trias.

Ainsi l'âge hercynien des sidérites des Pyrénées orientales paraît probable mais la liaison directe entre les gîtes métasomatiques et les granitoïdes n'est nullement évidente.

L'origine magmatique du fer est envisagée alors que la source du magnésium est recherchée dans les dolomies profondes.

Enfin, il fait remarquer que la calcite est tardive et peu abondante, et que l'existence d'amas de séricite peut être reliée au départ de K20 lors de la chloritisation de roches silico-alumineuses.

- L'étude du gisement de Batère (Pyrénées orientales) est reprise par P. CHEVALIER (1974) qui propose une origine épigénétique contrairement à D. SOUBIAS (1972) qui avait conclu à la présence synsédimentaire du fer.

Le gisement est localisé dans des niveaux calcaréo - dolomitiques rapportés au Cambrien. Les amas de sidérite et d'ankérite se sont formés après le jeu principal des failles E-W et SW-NE. Un rejeu limité des structures E-W a entrainé un broyage localisé des amas, marqué par des filons ou des tapissages de chlorites (ripidolites).

Les relais entre les failles E-W et SW-NE sont fréquents et il faut admettre des jeux simultanés de ces failles avec peut-être une légère antériorité des structures E-W.

De vastes zones ankéritisées ne montrent pas de liaison directe avec les amas de sidérite, alors que dans l'ensemble, l'ankérite forme une auréole autour des amas de sidérite.

Si l'origine épigénétique des amas ne fait aucun doute, l'auteur "bute" lui aussi sur l'âge de la minéralisation qui est sans conteste postérieure à la granitisation. Il constate qu'une phase tectonique importante (jeux des failles E-W et SW-NE) s'intercale entre la granitisation et la minéralisation.

Pour G. POUIT (communication orale), il existe des filons de sidérite en gros cristaux (remobilisation) et des couches interstratifiées de sidérite.

- L'étude du gisement de talc de Trimouns (Ariège) conduit P. FORTUNE et al. (1980) à envisager deux origines pour le magnésium :

* liée à des dolomies profondes ayant subi des phénomènes de lessivage

* liée à une phase précoce du mouvement ascensionnel de fragments du manteau supérieur, mouvements commencés dès l'époque hercynienne.

Pour ces auteurs, l'apport de silice ne pose aucun problème et est à rattacher au contexte lithologique. L'âge du gisement serait à relier à un phénomène d'écaillage lié à la dernière phase hercynienne qui provoquerait la création d'une porosité favorisant l'action de fluides hydrothermaux sur des dolomies et des roches silico-alumineuses.

- En 1981, A. CARTIER tente une comparaison entre le gisement à fluorine - sidérite - barytine d'Escaro et les amas de sidérite de la série de Canaveilles. Il considère qu'ils sont quasi synchrones et en liaison avec une phase métallogénique d'âge grossièrement stéphanien.

Avant de faire la synthèse de ces données, il faut signaler que quelques auteurs (SOUBIAS, 1972 ; RAYMOND, 1974 ; CARPENTIER, 1977) envisagent pour certains de ces gîtes une origine synsédimentaire à diagénétique.

3.2. SYNTHESE DES TRAVAUX

L'ensemble des amas de substitution se localise dans la série paléozoïque plus ou moins métamorphisée.

Dans presque tous les cas, on note la proximité, voire l'association, de filons sécants à sidérite (quartz, sulfures, fluorine, barytine, etc...) et d'amas à sidérite - ankérite.

La majorité des auteurs s'accorde sur une origine épigénétique de ces minéralisations avec apport de Fe et Mg. L'origine profonde du fer est proposée alors que le magnésium pourrait provenir du lessivage de dolomies anciennes ou être en liaison avec des roches basiques. Aucun argument ne permet de vérifier ces données.

L'âge tardi-hercynien des minéralisations paraît acquis et pourrait être stéphanien dans les Pyrénées orientales (GUITARD, CARTIER) alors que dans le Pays basque, celui-ci serait triasique à infra-liasique (DESTOMBES, GUITARD). P. CHEVALIER fait remarquer qu'à Batère, la minéralisation est liée à une fracturation importante (jeux simultanés de fractures E-W et SW-NE).

4. PLACE DES MINERALISATIONS DU SECTEUR ETUDIE DANS LA METALLOGENESE TARDI-HERCYNIENNE

Bien que nos minéralisations soient incomparablement moins développées que celles qui viennent d'être présentées, nous devons constater des analogies frappantes :

- localisation dans le Paléozoïque (calcaires du Dévonien inférieur) ;

- amas d'ankérite se développant à partir d'une fracturation E-W marquée et N60 plus discrète ; le caractère épigénétique est indiscutable ;

- présence de ripidolites, parfois riches en nickel, dans des fissures du minerai et d'amas de séricite ;

- calcite tardive peu développée ;

- présence à proximité, de filons riches en sidérite - ankérite (quartz, sulfures, barytine, fluorine,...) encaissés dans le socle métamorphique et migmatitique et dont l'âge tardi-hercynien a été établi.

Toutes ces observations nous incitent à intégrer ces minéralisations dans la famille des gîtes de fer pyrénéens.

Dans notre cas, un apport de magnésium et de fer est nécessaire puisque le niveau concerné est un calcaire pur. L'origine de ces éléments ne peut être établie. Dans le socle sous-jacent de fréquents bancs de cipolins ont été observés et dans certains, des phénomènes identiques se sont développés avec en plus apport abondant de sulfures (indice du torrent d'Alans).

5. CONCLUSION A L'ETUDE DES GITES METASOMATIQUES A Mg-Fe DANS LES CALCAIRES DU DEVONIEN INFERIEUR

L'origine épigénétique de ces minéralisations est évidente et repose sur la circulation de solutions riches en Mg-Fe à la faveur de fractures tardi-hercyniennes. Une liaison éventuelle avec des filons à sidérite sécants sur le socle sera envisagée ultérieurement, les minéralisations métasomatiques pouvant représenter l'amortissement vertical supérieur de ces filons.

L'origine du magnésium et du fer ne peut être établie. Dans le secteur étudié, quelques pointements de granites sont connus mais sont peu développés. Par contre, un massif de roches basiques à ultrabasiques (1,5 km x 0,5 km) est associé aux formations du socle et développe latéralement quelques pointements satellites. La présence de chlorites riches en nickel dans les amas de substitution et de minéraux de nickel dans les filons, pourrait suggérer une influence basique. Notons enfin la proximité des granites de Cauterets et de Néouvielle.

CHAPITRE III

LES FILONS DU SOCLE CAMBRO-ORDOVICIEN

1. RAPPEL DES DONNEES

1.1. EVOLUTION STRUCTURALE ET MINERALOGIE

Ces filons de type B.P.G.C. à gangue de sidérite, barytine tardive, ont évolué dans un contexte décrochant est-ouest vraisemblablement sénestre. La fin de leur structuration est marquée par une extension nord-sud matérialisée par un minerai rubané à barytine fine-galène.

Le premier épisode décrochant débute par une reprise de directions héritées et le dépôt d'une paragenèse à quartz - albite - muscovite - apatite - fluorine.

L'ouverture simultanée des structures N60-70 et N90-110 permet la mise en place de sidérite massive.

L'apparition d'ankérite, d'une paragenèse silicatée et de sulfures fait suite à des rejeux plus ou moins discrets de la caisse.

La fin de ce premier épisode correspond au dépôt de barytine massive en gros cristaux, essentiellement dans les structures est-ouest, et semble indiquer un début d'extension nord-sud.

Le deuxième épisode se traduit par une extension nette permettant la mise en place dans les filons est-ouest, d'un minerai rubané à barytine-galène qui sera par la suite mylonitisé lors du rejeu des structures en faille normale.

1.2. LES PARAMETRES GEOMETRIQUES

La répartition de ces filons, leur direction, leur morphologie ainsi que leur minéralogie suggèrent une formation dans un contexte décrochant. En l'absence de données cinématiques, le déplacement sénestre proposé doit l'être avec réserve. On notera que le schéma envisagé s'intègre bien dans un contexte décrochant parallèle à la direction actuelle des Pyrénées.

Ces filons sont postérieurs à un réseau de dykes de roches andésitiques mis en place dans un contexte identique de contrainte. Il sera donc nécessaire de replacer ces dykes dans l'évolution tardi-hercynienne.

1.3. LES PARAMETRES CHRONOLOGIQUES

Nous venons de rappeler que les filons sont postérieurs à un cortège de dykes de roches de composition dacitique à andésitique. Ces dykes recoupent toutes les structures issues de l'orogenèse hercynienne.

En aucun endroit nous n'avons noté de continuité de passages des filons minéralisés dans les terrains du Crétacé autochtone (Cénomanien-Santonien).

Il se pourrait qu'à Troumouse, un filonnet à quartz-galène soit recoupé par la surface d'érosion permienne. On est conduit à attribuer aux filons un âge tardi-hercynien.

A Barroude, C. LUCAS (1985) signale de rares petites fractures (N60 à N70) minéralisées en sulfures et oxydes de fer qui recoupent le socle et le Trias inférieur. C. BOUQUET (1968) fait une constatation identique mais dans des terrains du Crétacé. Il s'agit vraisemblablement de remobilisation de minéralisations du socle au Crétacé supérieur (voir 3ème partie, IV).

2. EVOLUTION STRUCTURALE DES PYRENEES

2.1. LA PERIODE TARDI-HERCYNIENNE

F. ARTHAUD et P. MATTE (1975) considèrent que la fracturation tardi-hercynienne est caractérisée par la création de fractures verticales affectant le domaine plissé hercynien et ceci indépendamment de la tectogenèse varisque proprement dite. Le coulissage horizontal le long de ces fractures est relié au décrochement dextre Biscaye - Pyrénées, d'âge anté-triasique ; la direction de la compression maximale serait N-S à NW-SE.

En 1986, S.M. WICKHAM et E.R. OXBURGH envisagent au Stéphano-Permien une large zone de cisaillement dextre avec développement de bassins locaux en pull-apart, phénomène déjà proposé par H.G. READING (1975) pour la période Westphalien inférieur - Permien inférieur dans les Monts cantabriques (nord de l'Espagne). Ces auteurs se fondent surtout sur les travaux de F. BIXEL (1984) qui a étudié le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées, mais ne tiennent compte que d'une partie de ses données.

En effet, F. BIXEL propose à la limite Stéphanien - Autunien, une inversion de la direction de coulissage le long de la faille nord-pyrénéenne : de dextre au Stéphanien, elle deviendrait sénestre au Permien, ceci jusqu'à la distension triasique. C. LUCAS (1985) rejoint F. BIXEL dans ses conclusions, suite à l'étude du grès rouge du versant nord des Pyrénées.

Pour SOULA et al. (1986,b) de nombreux décrochements sénestres parallèles à la direction de la chaîne pyrénéenne se produisent durant le Permien et le Trias, et sont à l'origine de l'ouverture de bassins.

L'évolution mésozoïque et tertiaire est découpée en 10 cycles par C. PUIGDEFABREGAS et P. SOUQUET (1986). Le premier de ces cycles se rapporte à la période permienne durant laquelle l'extension post-hercynienne a été contrôlée par des fractures E-W, NE-SW, NW-SE. En accord avec C. LUCAS, ils précisent qu'un premier épisode de décrochement sénestre se produit entre le Stéphanien et le Permien et qu'une extension généralisée débute au Saxonien avec corrélativement une évolution du volcanisme.

2.2. L'EVOLUTION MESOZOIQUE

Le Trias, généralement considéré comme une période d'extension généralisée, marque le début d'une évolution calme jusqu'au Crétacé inférieur. Toutefois, J.C. SOULA et al. (1986,c) considèrent, durant l'essentiel du Mésozoïque, la persistance d'une composante cisaillante accompagnée par une composante d'extension pure perpendiculaire à la direction des Pyrénées (transtension).

Un décrochement sénestre a donc persisté durant tout le Mésozoïque avec des périodes de contraintes plus intenses à l'Albien supérieur et au Crétacé terminal. C. PUYGDEFABREGAS et P. SOUQUET confirment ce contexte tectonique et notent une phase de décrochement sénestre à l'Albien moyen - début Cénomanien qui correspond au début du magmatisme alcalin et du métamorphisme près de la faille nord-pyrénéenne.

2.3. CONCLUSION

Un décrochement sénestre apparaît du Permien au Crétacé tardif avec une période de déformation plus importante au Permien, Crétacé moyen et Crétacé supérieur, et a pu être accompagné d'abord par une composante d'extension pure et ensuite par une composante cisaillante pure durant le Crétacé terminal.

Deux périodes (Permien et Crétacé) semblent donc propices à la formation des filons. D'après les connaissances actuelles, il apparaît que les déformations à imputer aux mouvements crétacés sont d'amplitude trop restreinte pour expliquer les structures observées dans le socle.

De plus, l'ensemble des filons apparaît en moyenne jusqu'à 200 m (certains apparaissant même à la surface du socle) sous la surface d'érosion permienne scellée par des dépôts du Trias inférieur, profondeur qui semble trop faible pour la mise en place de tels filons.

L'hypothèse d'une mise en place stéphano - permienne doit être alors retenue et discutée.

3. HYPOTHESE D'UNE MISE EN PLACE DES FILONS AU PERMIEN

Nous avons vu que des dykes de roches volcaniques de nature andésitique antidatent la mise en place des filons minéralisés. Il serait alors important de replacer ces dykes dans l'évolution du volcanisme tardi-hercynien. F. BIXEL (1984) qui a étudié le volcanisme stéphano-permien propose 5 épisodes de mise en place des roches volcaniques (fig. 112).

Premier épisode : volcanisme stéphanien comportant deux termes :

- dacites ou rhyolites à la base ;
- andésites au sommet (volcanisme de l'Ossau).

Deuxième épisode : volcanisme Stéphanien terminal - Autunien calco-alcalin hyperpotassique.

Troisième épisode : volcanisme situé dans la série rouge inférieure autunienne et constitué par des rhyolites.

Quatrième épisode : volcanisme autuno-saxonien à andésites basiques et acides.

Cinquième épisode : volcanisme à la limite Permien-Trias à caractère alcalin basique faiblement contaminé (basaltes et filons de dolérites).

On remarquera que :

- les épisodes 1 et 4 sont les plus rapprochés de notre secteur d'un point de vue géographique ;

- les épisodes 1 et 4 sont caractérisés par l'existence d'andésites auxquelles on peut rattacher les dykes de notre secteur, qui de plus montrent parfois une texture pilotaxique.

L'identité des directions principales de ces dykes et des filons minéralisés semblent indiquer un cadre de contrainte identique en accord avec un décrochement senestre parallèle à la direction des Pyrénées. Ceci nous amènerait à une correspondance avec le type 4, puisque F. BIXEL situe l'inversion dextre-sénestre à la limite Stéphanien-Autunien.

Dans ce cas, les filons seraient d'âge post - Autuno - Saxonien à anté-Trias.

Il est peut-être possible de réduire cet intervalle puisque C. PUIGDEFABREGAS et P. SOUQUET (1986) signalent qu'une extension généralisée se produit durant le Saxonien.

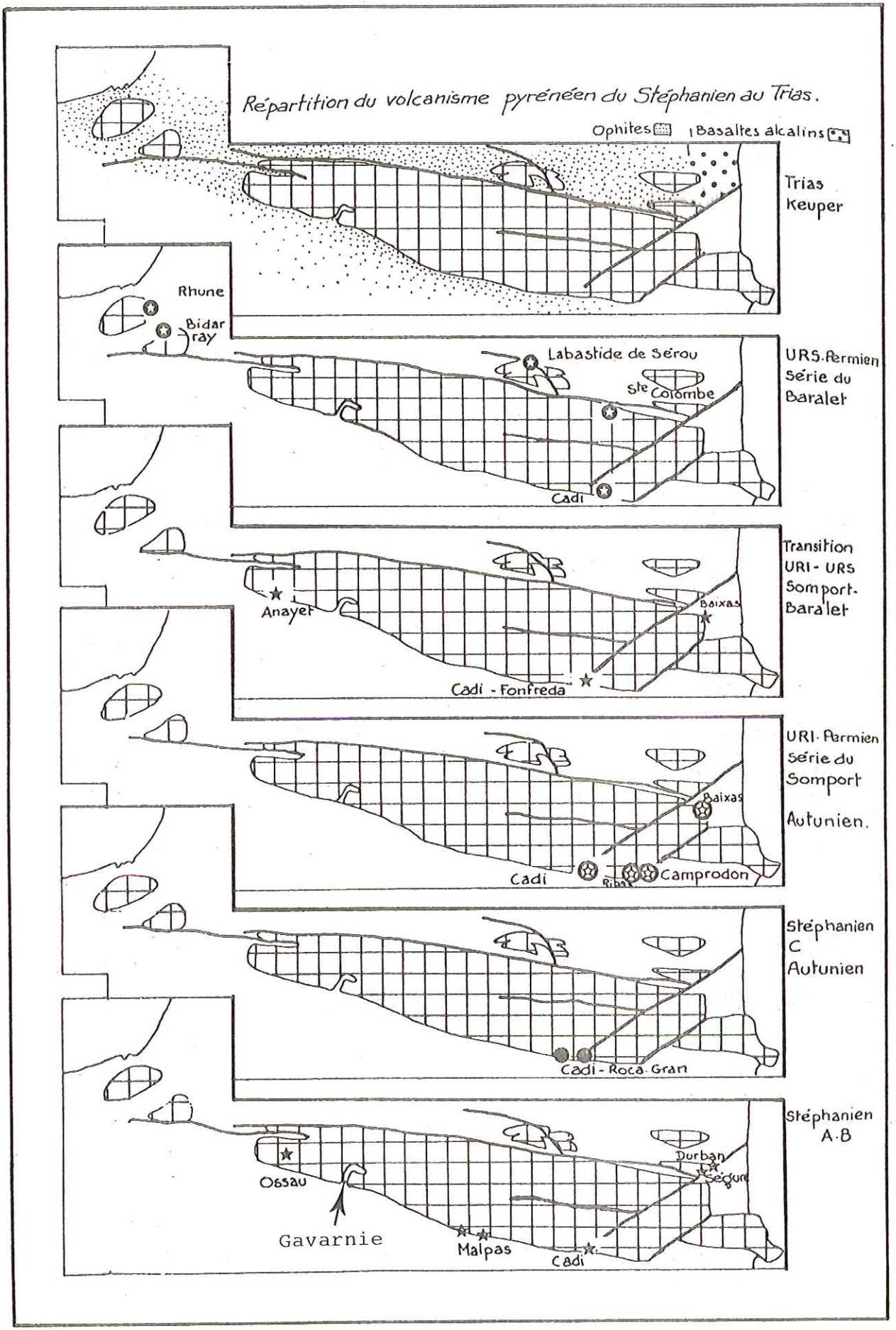


FIG.112- Répartition du volcanisme dans les Pyrénées, du Stéphanien au Trias (BIXEL, 1985).

Le passage d'un contexte décrochant sénestre à une extension généralisée correspond bien à notre analyse de l'évolution des filons :

- cisaillement sénestre E-W ;
- tension et extension progressive (transtension ?) ;
- extension pure parallèlement aux structures E-W ;
- évolution des structures E-W en failles normales.

Signalons enfin que F. MARTIN (1979) décrit en vallée d'Ossau, des dykes de roches volcaniques recoupant le volcanisme stéphanien de l'Ossau et montrant des directions principales N60 et N110.

Il leur attribue un âge post-Stéphanien supérieur. Le secteur considéré ne se situe qu'à une quarantaine de kilomètres à l'ouest de notre secteur. Cet auteur précise enfin que des filons de fluorine suivent ces dykes ou les recoupent.

L'âge Saxonien de mise en place des filons de type B.P.G.C. peut être sujet à discussion mais l'intégration de ces filons dans l'évolution tardi-hercynienne semble en accord avec ses observations.

Notons que de nombreux auteurs étudiant des filons minéralisés des Pyrénées ont eu des difficultés à les dater mais les rapportent dans l'ensemble à une métallogenèse tardi-hercynienne dont nous présentons quelques exemples ci-après.

4. FILONS TARDI-HERCYNIENS DES PYRENEES

4.1. FILONS PROCHES DU SECTEUR ETUDIE

4.1.1. Les structures minéralisées

Aucune description n'a été notée concernant des filons du même type que ceux étudiés qui recouperaient les terrains cambro-ordoviciens moins métamorphiques ou les granites hercyniens. Par contre, quelques observations ont été faites sur des filons sécants dans les terrains siluriens et dévoniens.

- Val de Bitet (COSTE, 1972)

De nombreux filons subverticaux (quelques centimètres jusqu'à 3 m) à calcite-blende recoupent les terrains du Dévonien inférieur. Leur longueur ne dépasse pas 10 m et leur forme est lenticulaire. La direction la plus fréquente est N60 mais des fractures minéralisées sont aussi orientées E-W. Les structures N10-25 et N150-170 ne sont jamais minéralisées. Sur 2 km, 35 cassures minéralisées ont été observées.

La minéralogie est à blende-calcite dominantes, quartz souvent associé à de la chlorite. Chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite et galène sont peu fréquentes.

De rares minéraux de Ni-Co (millérite, cobaltite, nickeline, de bismuth) ainsi que de l'or natif et de la cassitérite ont été signalés.

L'auteur conclut à une phase cassante tardi-hercynienne et envisage un remplissage d'âge permo-triasique ou plus tardif, mais constate l'absence de minéralisations dans le Crétacé autochtone.

La présence de roches qu'il dénomme ophites, dans les déblais, pourrait laisser envisager la présence de dyke de "roches vertes", phénomène déjà décrit.

- Mine d'Arre et d'Anglas (REYX, 1977)

Mine d'Arre : filon de blende massive N60, puissant de 0,2 à 0,8 m, encaissé dans les calcaires marmoréens du Dévonien inférieur et qui disparaît brusquement. De nombreux filonnets minéralisés sont parallèles au filon principal. La blende domine (Fe < 8 %), la galène et la pyrite sont plus rares. Quelques minéraux de nickel, de l'or ainsi que des minéraux de germanium ont été signalés (OUDIN, B.R.G.M.). Une silicification et une chloritisation affectent les épontes sur quelques centimètres.

Mine d'Anglas : deux filons puissants de 0,2 à 1 m recoupent les pélites quartzo-phylliteuses et des calcaires minéralisés du Dévonien inférieur.

La minéralisation suit un réseau de fractures N70-90, empruntant alternativement l'une ou l'autre des directions. L'auteur envisage un contexte cisaillant sénestre (fig. 113).

La blende est encore dominante. Galène, chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite sont peu fréquentes et des traces de greenockite et de mispickel existent. La gangue est formée de quartz, de calcite, de sidérite et de barytine.

Des fragments d'une roche verte complètement altérée en séricite, chlorite, quartz apparaissent au sein du minerai. J. REYX pense qu'il s'agit d'une roche volcanique mise en place antérieurement à la minéralisation lors d'une phase d'ouverture des fractures.

Il signale aussi des filons précoces à blende et mispickel se mettant en place suite à la déformation de filons de microgranites et de lamprophyres.

La minéralisation la plus récente s'installe dans un réseau dense de fractures (N30, N60, N90, N150) qui a rejoué lors de la mise en place de celle-ci. L'auteur constate enfin qu'aucune minéralisation n'apparaît dans le Crétacé autochtone et conclut à l'origine tardi-hercynienne de la fracturation.

- Nerbiou (CASTELBOU, 1981)

Un filon subvertical puissant de 0,2 à 0,8 m, sécant sur les calcaires dévoniens et orienté N90-110, montre un remplissage d'oxydes de fer, de blende, de galène dans une gangue de calcite largement cristallisée, d'ankérite et de quartz blanc (analogie avec Val de Bitet).

Cet auteur remarque aussi que des accidents E-W à N100, auxquels sont associés des dykes de roches volcaniques andésitiques, ont rejoué à plusieurs reprises. Dans la région du Lac d'Isaby, S. DALLAS (1980) signale des failles directionnelles N100-110 dans lesquelles se sont injectés des dykes de roches vertes andésitiques.

- Argelès-Gazost (GATINOT, 1977)

Cet auteur signale deux filons qu'il qualifie de type II et type IV.

Type II : filon N75, puissant de 3 à 4 m, localisé entre la barre calcaire dévonienne et la série rythmique supérieure.

La gangue sidéritique trés altérée contient des oxydes de Fe, Zn, Pb.

Type IV : filon N65, à blende, chalcopyrite et galène, recoupant le Silurien.

Un autre indice est une brèche tectonique orientée N60-80 cimentée par blende et calcite avec des traces de galène.

- Concession de Baren (VEGAS, 1982)

Un filon N5 à N10, puissant de 1,5 m, à quartz, chalcopyrite et oxydes de fer, montrant parfois des élargissements jusqu'à 3 m avec calcite - quartz aux épontes et minerai oxydé au centre, recoupe les terrains ordoviciens sur 70 m de dénivelé.

La minéralogie est dominée par la pyrrhotite et la chalcopyrite (pyrite) avec des traces de blende et de mispickel.

L'auteur considère que ce filon est contemporain de la troisième phase souple hercynienne.

- Région de Liat (GUERIN, 1979)

Un faisceau d'accidents N50-60 décale le calcaire rubané dévonien ainsi que des filons de quartz blanc N100.

4.1.2. Synthèse des observations

La majorité des structures minéralisées montre une orientation privilégiée N50 à N70, ces derniers ayant souvent une forme lenticulaire avec une extension réduite. La blende y est fréquente et des minéraux à Sn, Ge, Ni-Co ont été observés.

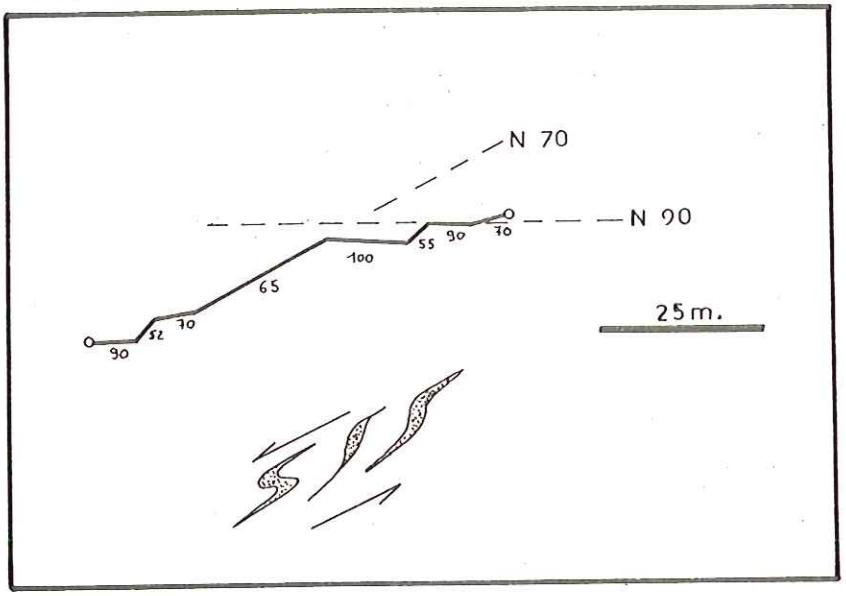


FIG.113- Mine d'Anglas: la minéralisation se situe dans un réseau de fractures N.70 - N.90 correspondant à un cisaillement sénestre (REYX, 1973).

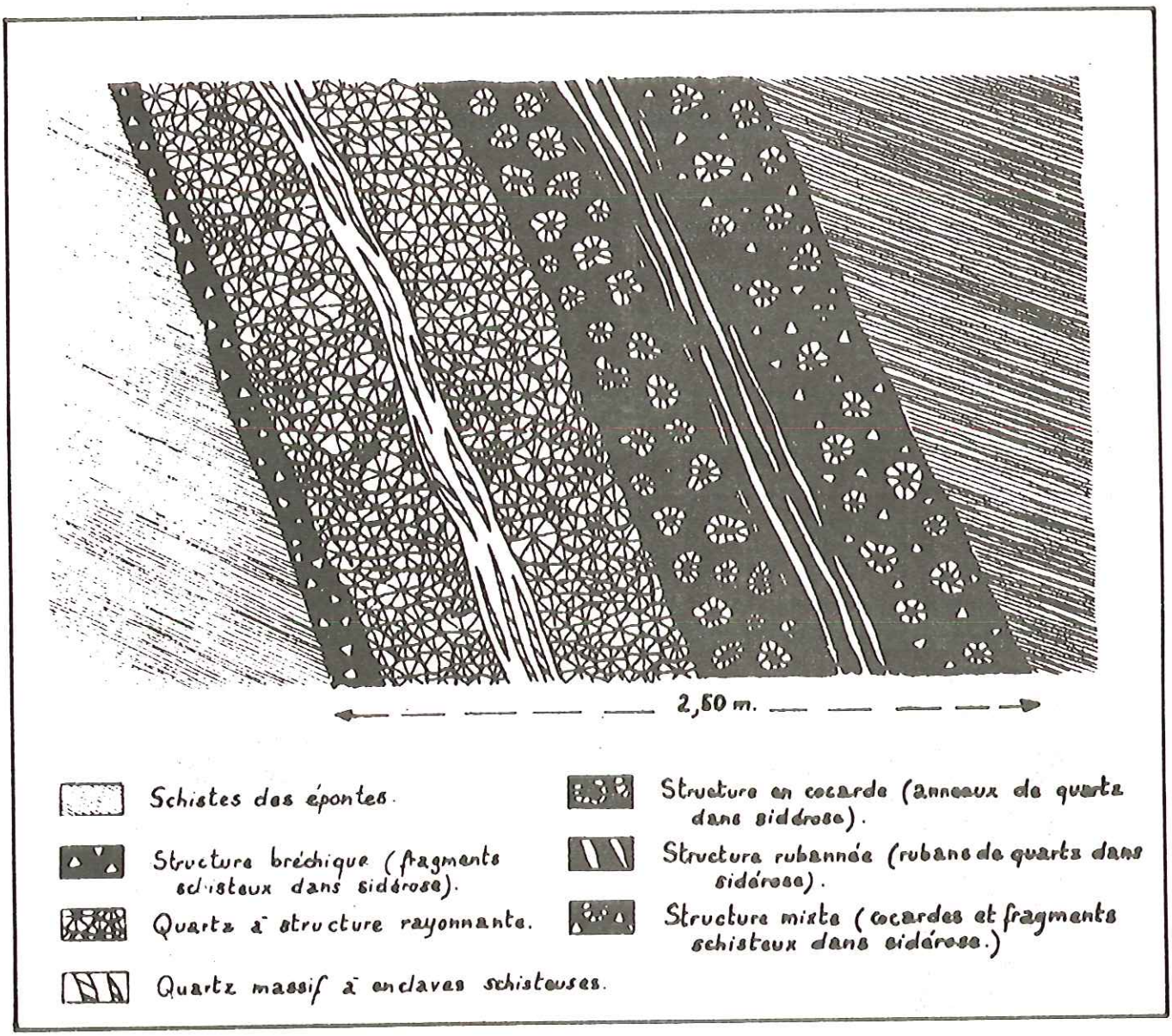


FIG.114- Structure du filon de Lorreko-Erreka (Pays-Basque) (LAGNY,1973).

La seconde direction minéralisée importante est E-W. Ces deux directions seraient, selon J. REYX, à relier à un rejeu de fractures préexistantes, suivant un décrochement sénestre.

Les directions N-S et N150-160 sont signalées et rarement minéralisées.

Notons enfin la présence dans le minerai de fragments de roches vertes altérées, impliquant la réutilisation d'anciens accidents matérialisés par des dykes de roches andésitiques.

Des analogies avec nos observations incitent à intégrer la plupart de ces filons dans la même métallogénèse responsable de la mise en place des filons du socle de Gèdre-Gavarnie-Barroude.

4.2. LES SIDERITES FILONIENNES DES PYRENEES

Pour J.P. FORTUNE (POUIT et FORTUNE, 1980), ces sidérites apparaissent tout au long de la chaîne avec néanmoins quelques groupements de forte densité :

- les massifs des Aldudes, de la Rhune et de la Haya (Pays Basque s.l.), avec des filons à paragenèses diverses :

  * sidérite seule (Oustelleguy) ;
  * sidérite, quartz, sulfures de cuivre (Ainhoa, Banca, Amistad) ;
  * sidérite, fluorine, galène, blende (Modesta, Oportuna).

- les massifs nord-pyrénéens de l'Arize, du Saint-Barthélémy et des Trois Seigneurs (Ariège), où la sidérite est associée à des sulfures de fer, de cuivre, d'argent et parfois à de la fluorine ;

- le massif de Carança, séparé du massif du Canigou par un grand accident, abrite deux filons proches des concentrations stratoïdes de la province du Canigou ;

- les Aspres où la sidérite est associée à du quartz et des sulfures de fer, de cuivre, de plomb, de zinc, parfois aurifères (Glorianes).

4.2.1. Le Pays basque (s.l)

En 1963, P. LAGNY s'intéresse aux filons à sidérose - chalcopyrite sécants sur le Silurien et le Dévonien du massif du Labourd. Il s'agit d'un faisceau de filons NNE-SSW puissants de 2 à 10 m montrant souvent une structuration typique de la caisse (fig. 121).

Il distingue trois phases de minéralisation séparées chacune par une légère fracturation :

- phase I : quartz en rubans ou en cocardes dans la sidérite. Ce quartz est souvent en prismes accolés ; présence de pyrite.

- phase II : quartz et chlorite verte en éventail, chalcopyrite - dolomite. Gersdorffite et ullmanite semblent très légèrement antérieures à la chalcopyrite.

- phase III : rares filonnets de quartz et pyrite.

On peut noter la similitude entre la phase I et II et les phases anté-blende-galène de nos filons.

P. LAGNY propose un âge anté-Permien mais précise que des filons sont connus dans le Trias du Pays Basque.

L'étude par le B.R.G.M. des minéralisations du massif de la Haya (Pays Basque espagnol : BRIERE, 1972) montre que de nombreux filons à sidérite sont encaissés dans les schistes paléozoïques mais aussi dans le granite. Deux grandes familles sont dégagées :

- filons quartzo-carbonatés (type Meazuri) à sidérose, ankérite, quartz, sulfures peu abondants ; filon N100, puissant de 7 à 12 m, développé sur 300 m et long de 1000 m ; le quartz apparaît dans la sidérose en texture en peigne ou en cocardes.

- filons sulfurés à B.P.G.C. (dans les schistes carbonifères) :

* filon à chalcopyrite et gangue carbonatée ;
* filon à blende-galène ;
  . à gangue carbonatée (type Modesta),
  . à gangue fluorée (type Oportuna).

Nos filons se rapprochent de ces deux derniers types.

M. BRIERE fait une comparaison avec les filons du Pays Basque français et constate que ces derniers se démarquent par :

- la présence constante de cuivres gris associés à la chalcopyrite ;

- le rôle important joué par le cuivre ;

- la présence exceptionnelle de blende et de galène ;

- l'absence de fluorine.

Pour cet auteur, l'âge des minéralisations est délicat à établir. Il remarque que celles-ci sont proches du Crétacé mais ne l'atteignent jamais. Ces dernières seraient alors en liaison avec une phase mésothermale liée à la tectonique cassante tardi-hercynienne.

C. CAPILLOU (1981) fait une synthèse à l'échelle du Pays Basque français (entre Ainhoa et Banca) concernant les minéralisations à Cu, Ag, Pb, Zn et les sidérites. Des filons recoupent l'Ordovicien, le Dévono-Carbonifère et le Trias :

- filons sécants sur l'Ordovicien (secteur de Banca), à sidérite, quartz, chalcopyrite, cuivres gris, souvent orientés N110 ;

- filons sécants sur le Dévono-Carbonifère (secteur d'Ainhoa) : cf. le filon décrit par P. LAGNY dont l'orientation est N60 (sidérite-chalcopyrite) ;

- filons sécants sur le Trias inférieur, à sidérite massive.

Dans sa conclusion, l'auteur invoque la remobilisation d'un stock de carbonates sédimentaires et de métaux associés, ce qui lui permet de dessiner une zonalité métallique. Quant au moteur du phénomène de reconcentration, son origine est reliée à l'orogenèse varisque. L'idée principale du travail est la notion d'héritage du stock métal en liaison avec la paléogéographie.

4.2.2. Arize - Trois Seigneurs (Ariège)

X. de GRAMONT (1962) fait la distinction entre gîtes mésothermaux de type B.P.G.C. à mispickel, calcite, dolomite et trémolite, et les gîtes leptothermaux cuprifères tardifs à quartz et carbonates plus ou moins fréquents (ankérite - sidérite) avec chlorite, localisés surtout dans le Dévonien.

Il rattache ces minéralisations à la présence du granite mais s'interroge sur un éventuel stock métal lié à des horizons sédimentaires.

Deux directions principales apparaissent, N70 et N90-120. Enfin, X. de GRAMONT constate que dans la zone axiale, du méridien d'Ax-les-Thermes jusqu'à celui d'Arreau, les minéralisations obéissent à une localisation lithologique remarquable.

B. ANGOT (1983) note peu de filons dans le Dévono - carbonifère de la bordure nord de l'Arize. Le filon des Atiels est le plus typique et montre : sidérite, sulfo-antimoniures de plomb, pyrite, mispickel, marcassite, blende, galène et plus profondément, cuivres gris, chalcopyrite et minéraux de Ni-Co.

La barytine apparaît en filonnets dans le Permo-Trias mais les sulfures de Pb-Zn n'existent pas dans ces niveaux. Elle souligne de rares exemples de continuité de certaines structures minéralisées, du Dévonien au MuschelKalk, souvent en liaison avec des accidents N-S, direction déjà observée dans le Trias du Pays Basque.

4.2.3. Les Pyrénées orientales

G. GUITARD (1954) propose de séparer les gîtes dits "filoniens hydrothermaux" en deux familles :

- Gîtes mésothermaux à gangue essentiellement sidéritique mais où parfois le quartz est dominant. Ils forment soit des gisements cuprifères, soit des gîtes à galène, blende. La paragenèse comprend blende, galène, pyrite, chalcopyrite, ullmanite, cuivres gris, chalcosine.

- Gîtes leptothermaux représentés par des gîtes zincifères à gangue de barytine grenue avec fluorine cryptocristalline,

blende claire, pyrite, galène, chalcopyrite, carbonates rares avec une allure rubanée typique, soit des gîtes cuprifères à gangue de barytine à grands clivages avec cuivres gris, chalcopyrite, bournonite.

Il rattache ces minéralisations au cycle hercynien.

Dans son étude géologique du district à fluorine et sidérite de la bordure septentrionale du massif de Canigou - Carança, M. HUARD (1972) identifie :

- des filons épigénétiques E-W et WSW-ENE à fluorine, quartz contenant sidérite, hématite et sulfures simples ;

- des amas de substitution métasomatique à ankérite - sidérite dans la série de Canaveilles.

Il associe la métasomatose ferreuse à un phénomène tardi - hercynien et situe la genèse des filons de fluorine - quartz postérieurement, mais associés à cette métasomatose dans des structures cassantes.

A Batère, P. CHEVALIER (1974) montre le rôle important des failles E-W et NE-SW. Il admet le jeu simultané de ces failles en proposant une série de relais.

Des filons de microgranite N60-80 et N100 sont broyés et veinés de sidérite.

Les amas métasomatiques se seraient formés après le jeu principal de ces failles.

L'étude du gisement d'Escaro (fluorine, barytine, sidérite) a permis à A. CARTIER (1981) de conclure à des minéralisations filoniennes tardi-hercyniennes (Stéphanien probable) reprises par des phénomènes de néotectonique tertiaire.

Le contrôle des gîtes se fait essentiellement par une fracturation N60 et N110. La sidérite est antérieure à la fluorine et à la barytine.

Des essais de datations isotopiques sur chlorites - illites au voisinage du gisement montrent un âge de 90 Ma que A. CARTIER considère comme un rajeunissement dû à une phase thermique à cette époque.

Il propose le modèle d'évolution suivant :

- mise en place des granites et d'un cortège filonien ;

- grands accidents E-W occupés par un quartz pegmatitique et filons annexes E-W et N60 à sidérite-barytine ;

- puis zone d'ouverture, d'allongement E-W, en bordure du socle et de sa couverture, occupée par des filons de quartz de moindre importance mais surtout par des filons à sidérite, fluorine, barytine.

Des déformations de tectonique de cisaillement au sein des minéralisations, l'amènent à envisager des températures supérieures à 275° C (déformation ductile de la fluorine) qu'il considère ne pouvant se rapporter qu'à un épisode tardi-hercynien.

Il relie lui aussi des amas de substitution tel Batère, aux filons à sidérite, fluorine, barytine et rappelle l'extension E-W considérable de ces gîtes.

La même année, G. PIGETVIEUX étudie la métallogénie des Aspres, à l'est de la zone de A. CARTIER. De nombreux filons discordants, typiquement hydrothermaux, sont encaissés dans les niveaux infra-caradociens de la série paléozoïque de Canaveilles et se rattachent à cinq types se succédant du SW au NE :

- gîtes à mispickel, chlorite, quartz (bordure orientale du Canigou) ;

- filons à chalcopyrite, or natif, minéraux de bismuth, sidérite, wolframite de Glorianes ;

- concentrations à galène, blende, sidérite, ullmanite, chalcopyrite d'Olms, Vives et Fontcouverte ;

- zone à antimoine seul (stibine, Sb natif) ou à sulfoantimoniures de Pb, Cu, Ni (La Guardia).

Les filons de notre secteur pourraient se rattacher au type 3 mais la sidérite est rarement abondante.

Suite à une fracturation tardi-hercynienne qui a favorisé la circulation de solutions hydrothermales, une métasomatose Fe-Mg permet la formation d'amas de substitution développés dans les niveaux calcaréo-dolomitiques. Le dépôt des minéralisations sulfurées fait suite à ces transformations.

4.2.4. Synthèse des données sur les filons à sidérite

On remarque donc que :

- l'essentiel des filons et des amas de substitution se localise dans les terrains paléozoïques et leur origine est reliée à la fracturation tardi-hercynienne affectant le socle ;

- la tendance à se mettre en place dans des structures cassantes E-W est très marquée ainsi que dans une direction NE-SW (N50 à 70). Le jeu contemporain de ces deux directions a été suggéré, avec une composante d'ouverture plus affirmée pour les structures E-W.

Les différences minéralogiques les plus importantes se situent après la phase précoce à sidérite à laquelle sont souvent associés de la chalcopyrite ainsi que des minéraux de Ni-Co. Ultérieurement et suivant les régions, peuvent se mettre en place des cuivres gris, de la fluorine, du quartz, de la barytine ou des sulfures simples.

Nous retiendrons donc :

- l'âge tardi-hercynien ;

- l'importance des fracturations E-W et NE-SW (N50-70) pouvant permettre une mise en place simultanée de filons ;

- le caractère précoce de la sidérite et son association quasi permanente avec la chalcopyrite et les minéraux de Ni-Co.

4.3. FILONS SANS SIDERITE, PROCHES DU SECTEUR ETUDIE

F. MARTIN (1979) a distingué dans les amas à fluorine du Pourtalet (vallée d'Ossau, en limite avec l'Espagne) :

- des amas substratiformes (parfois karstiques) à quartz - fluorine, bien développés dans les niveaux calcaires viséo-namuriens, contrôlés par des directions N90 à 130 qu'il considère tardi-hercyniennes (avec réserve) ;

- un filon N100, dans les calcaires silicifiés et dans les shales du Dévonien, à quartz, fluorine blanche, argiles blanches, (blende) ;

- un filon N85, dans les calcaires dévoniens, à fluorine blanche, chalcopyrite, pyrite, calcite.

Ces filons recoupent ou suivent des filons de roches volcaniques d'âge post-Stéphanien supérieur dont les orientations principales sont E-W et N60.

Un âge Stéphanien terminal à post-Stéphanien est envisagé pour les poches karstiques à fluorine et tardi-Stéphanien pour les filons.

Tous ces phénomènes sont reliés à l'évolution d'un bassin stéphanien, en liaison possible avec le volcanisme de l'Ossau.

4.4. BILAN DES DONNEES CONCERNANT LES FILONS TARDI-HERCYNIENS DES PYRENEES

Quatre points importants sont à retenir :

- A l'échelle de la chaîne, l'essentiel des minéralisations filoniennes est concentré dans les terrains paléozoïques. Les quelques minéralisations apparaissant dans le Mésozoïque sont moins développées et leur paragenèse est plus simple.

- L'association des filons avec la fracturation tardi-hercynienne est proposée par la majorité des auteurs.

- Dans certaines zones il est possible de vérifier que les minéralisations ne passent pas ni dans les terrains du Crétacé autochtone, ni dans les terrains du Trias.

- Certaines zonalités par rapport aux granites hercyniens ont été démontrées.

Suite à nos observations et à l'analyse bibliographique de nombreux gîtes pyrénéens, nous proposons un âge tardi-hercynien, vraisemblablement Saxonien, c'est-à-dire post-volcanisme de phase 4 (BIXEL, 1984) et anté surface d'érosion permienne scellée par les dépôts du Trias inférieur (LUCAS, 1985).

Constatant l'évolution polyphasée progressive de nos filons, il serait intéressant de les intégrer dans les histoires du domaine varisque d'Europe et de les comparer aux minéralisations associées.

5. PLACE DES FILONS DANS L'EUROPE HERCYNIENNE

Sur la carte des grands districts filoniens (JEBRAK, 1984) à Pb-Zn-F-Ba d'Europe, une tache blanche caractérise la zone pyrénéenne (fig. 115).

Une classification plus simple basée sur le contexte structural de mise en place est proposée par M. JEBRAK qui fait la distinction suivante :

- filons en décrochement créés lors d'une phase de compression ;

- filons en extension créés lors d'une phase de distension.

Les filons en décrochement : leur formation est précoce dans la période de compression tardi-hercynienne et ils sont à relier à des circulations hydrothermales profondes. Deux types de minéralisations caractérisent ces filons :

- filons à fluorine (carbonates) ;
- filons à Pb-Zn-carbonates.

Ce dernier type nous intéresse particulièrement mais rappelons que dans la mine de Port-Vieux, la sidérite et la fluorine blanche forment l'essentiel du remplissage.

L'Ecole d'Europe Centrale a divisé les minéralisations à Zn-Pb-carbonates en deux cycles :

- l'un précoce, tardi-hercynien ;
- l'autre tardif, saxonien.

Les gîtes à Pb-Zn-Ag à gangue carbonatée sont nombreux et possèdent des caractéristiques bien précises :

- champ filonien à directions conjuguées (angles de 40 à 50° entre les deux directions principales) ;

- morphologie en colonnes très pentées ;

- variation rapide de puissance ;

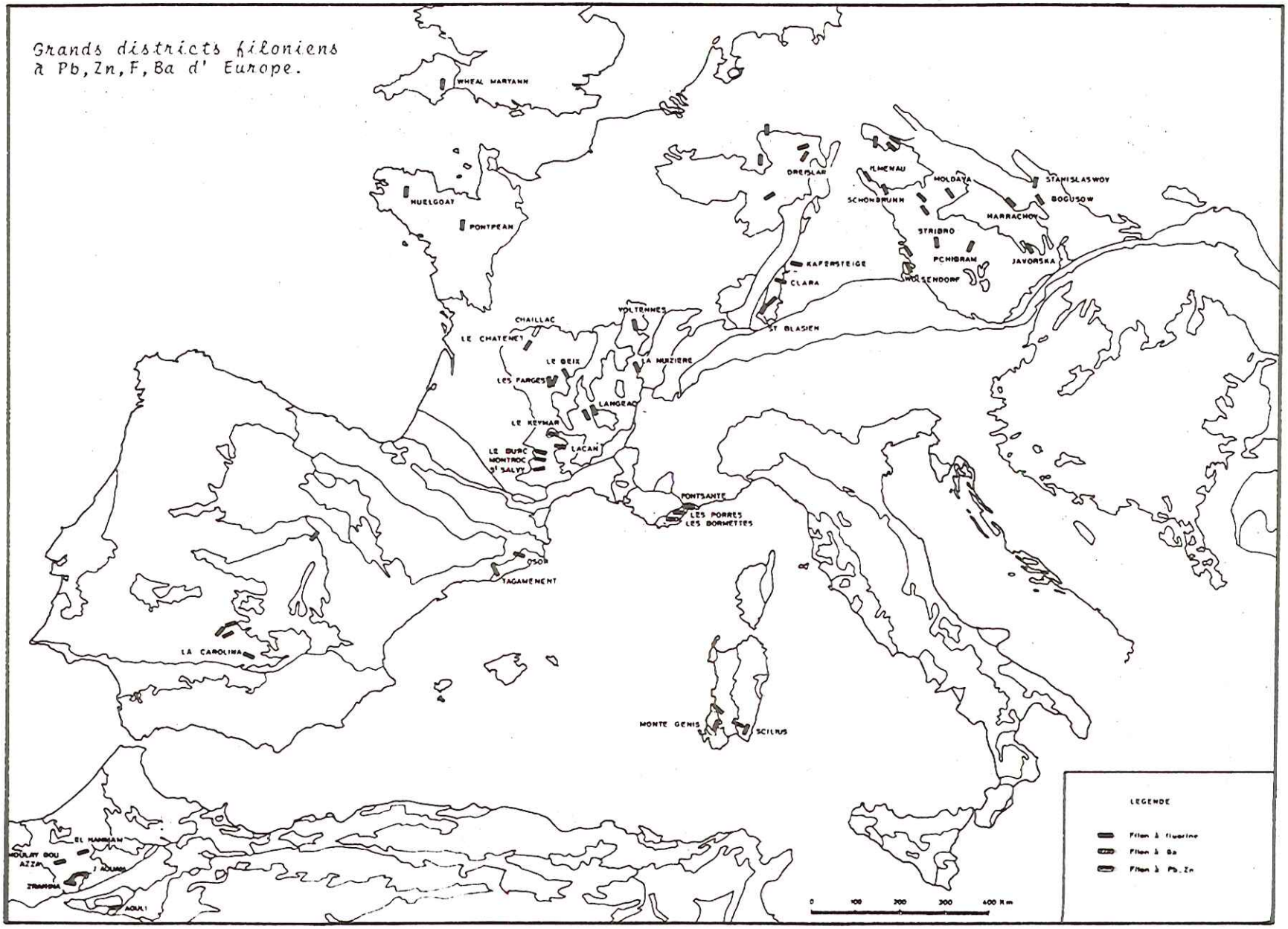


FIG.115- Grands districts filoniens à Pb-Zn-Ba-F d'Europe (JEBRAK,1984).

- taille importante ;

- les failles porteuses sont tantôt des failles décrochantes, tantôt des failles d'extension associées à une compression E-W ;

- leur position est souvent induite par des discontinuités précoces.

Le remplissage montre des successions minéralogiques tout à fait comparables :

- les premiers épisodes peuvent correspondre à des brèches tectoniques hypersilicifiées (B.T.H.) ;

- puis les carbonates sidéritiques constituent l'épisode majeur de remplissage ;

- à l'association sulfurée à Pb-Zn-Ag s'ajoutent des traces de Ni-Co et des éléments valorisants dans la blende (Ge, Cd) ;

- des carbonates moins ferrifères se développent ensuite (ankérite-dolomite).

Le remplissage s'achève par des formations à barytine qui sont toujours nettement sécantes sur le reste.

Ces filons présentent de faibles zonalités verticales. Ils sont les témoins de systèmes hydrothermaux localisés au voisinage de granites hercyniens dans des conditions de semi-profondeur (2 à 4 km). Leur âge serait à préciser mais ils sont le résultat d'un décrochement E-W, issu d'une compression ENE-WSW datée du Permien inférieur en France, qui correspondrait aux grands mouvements dextres tardi-hercyniens.

Leur répartition est contrôlée par des failles importantes au voisinage de structures majeures (ex : faille nord-pyrénéenne).

A ce point de l'exposé, il est utile de préciser que si la minéralogie, l'évolution des dépôts et la morphologie des filons de notre secteur correspondent exactement à ce que décrit M. JEBRAK, le contexte tectonique de mise en place serait à nuancer.

En effet, il semblerait que dans les Pyrénées, le Permien soit caractérisé par le jeu décrochant sénestre de grands accidents, mais cette observation ne change rien au type des filons.

Dans sa conclusion, M. JEBRAK rappelle que ces filons occupent des failles dont le rejeu horizontal peut varier de quelques centimètres à 1 kilomètre, que leur géométrie est complexe et que leur répartition donne à l'ensemble une structure zébrée. Cette géométrie est caractéristique de jeux cisaillants subhorizontaux.

Un deuxième pôle de ces filons en décrochement serait constitué par une gangue quartzeuse.

D'une manière générale, la mise en place de tous ces filons se situe entre le Westphalien et la base du Trias.

Si dans nos filons, le premier épisode se rattache exactement aux filons en décrochement, nos observations ont montré qu'une deuxième phase représentée par un minerai rubané à barytine - galène devait correspondre à des conditions de distension.

Les filons en extension : ceux-ci sont éloignés sinon indépendants des phénomènes plutoniques et marquent des taphrogenèses qui morcellent les socles et créent des bassins.

Ils occupent des failles normales ou des fentes de tension dans un contexte de distension généralisée. Leur remplissage montre des paragenèses simples où la barytine devient importante et où les carbonates sont négligeables. Les zonalités verticales sont souvent marquées.

Il est nécessaire de préciser que les relations entre décrochement et extension ne sont pas toujours très simples dans le temps. Il y a parfois passage graduel entre des distensions momentanées à l'intérieur de phases de compression et des distensions accompagnées de subsidence correspondant à de véritables riftings.

Les filons en décrochement les plus tardifs montrent des phénomènes d'ouverture, des jeux en faille normale tandis que les premiers filons en extension héritent largement des jeux décrochants immédiatement antérieurs à leur remplissage.

L'analogie des phénomènes que nous avons observés, avec ceux décrits par M. JEBRAK est flagrante. En effet, suite au remplissage de type à sidérite-sulfures, suivi d'une phase tardive à barytine, se produit un dépôt de minerai rubané à barytine dominante et galène qui sera par la suite déformé lors d'un rejeu en faille normale.

M. JEBRAK précise enfin que ces filons en extension sont plus tardifs (Permien supérieur à Trias inférieur), en ce qui concerne la période tardi-hercynienne.

6. CONCLUSION A L'ETUDE DES FILONS DU SOCLE CAMBRO-ORDOVICIEN DE GEDRE - GAVARNIE - BARROUDE

Ces filons de basse température de type B.P.G.C. à gangue carbonatée et à fluorine-barytine semblent pouvoir être attribués à la période tardi-hercynienne (Saxonien probable).

Deux épisodes de remplissage les caractérisent :

- Premier épisode : mise en place d'une paragenèse de type B.P.G.C. à sidérite dans des fentes d'extension N60-70 et dans des fractures de décrochement N90-110 suite à un cisaillement sénestre.

Cet épisode se termine par le dépôt de barytine essentiellement dans les fractures E-W marquant ainsi une tendance à l'extension.

- Deuxième épisode : mise en place d'un minerai rubané à barytine dominante (galène) dans les structures E-W uniquement et toujours en liaison avec les minéralisations du premier épisode. En effet, ce type de minerai n'a jamais été observé dans des fractures ne montrant pas la première paragenèse. Ceci tendrait à prouver une évolution régulière du contexte de dépôt. Ce minerai rubané à paragenèse simple est caractéristique de filons en extension. Le jeu en failles normales des fractures E-W provoque la mylonitisation de ce dernier.

Cette évolution est en accord avec différents points :

- l'Ecole d'Europe centrale propose un cycle tardif Saxonien pour les minéralisations Zn-Pb carbonatées (in JEBRAK, 1984) ;

- M. JEBRAK remarque que les filons en décrochement les plus tardifs montrent des phénomènes d'ouverture et des jeux en failles normales ;

- Le Saxonien constitue une période charnière entre décrochement sénestre E-W (BIXEL, 1984) et extension généralisée (LUCAS, 1984).

Ce schéma est proposé sous réserve que :

- les dykes de roches andésitiques appartiennent bien à la phase 4 de F. BIXEL (Autuno-Saxonien) ;

- la position de ces filons à 200 m sous la surface d'érosion permienne scellée par le Trias inférieur soit considérée comme faible pour leur mise en place et incite à placer ceux-ci avant cette érosion permo-triasique.

Enfin la présence dans ces filons de presque tous les minéraux de germanium connus actuellement dans les Pyrénées et dont l'origine est rapportée au métamorphisme hercynien (ce qui est vérifié pour les minéralisations stratiformes ou filoniennes anté-dévoniennes) pose le problème de leur existence dans ces filons. Sont-ils précoces ou résultent-ils d'une recristallisation de la blende lors de la structuration du filon ou lors d'un épisode thermique ultérieur (Crétacé supérieur ?).

En résumé, ces filons représentent l'évolution progressive d'un système décrochant à un système distensif dans la période tardi-hercynienne.

7. RELATIONS EVENTUELLES ENTRE LES FILONS DU SOCLE ET LES AMAS DE SUBSTITUTION DU DEVONIEN INFERIEUR

Nous avons vu que ces amas se formaient avant la mise en place de la nappe et recoupaient des plis hercyniens, ce qui implique qu'ils se sont mis en place dans des calcaires dévoniens

FILONS DU SOCLE	MINERALISATIONS SECANTES DU DEVONIEN INF.
- directions principales: N 60-70, N 90-110	- directions principales: N 60-80, N 100
- filons de quartz précoces N-S et E-W	- silicification importante le long de discontinuités structurales (glissements suivant des plans SO)
- circulation de solutions riches en Fe-Mg-(Ca) =SIDERITE-ANKERITE	- circulation de solutions riches en Fe-Mg =ANKERITE
- silicification des carbonates ferrifères	- ?
- phase à CHLORITE-SERICITE	- phase à ILLITE-CHLORITE-KAOLINITE et CHLORITES à Ni
- PYRITE-CHALCOPYRITE-minéraux de Ni-Co	- PYRITE-CHALCOPYRITE
- BLENDE-GALENE	- traces de Zn-Pb
- CALCITE	- CALCITE abondante résultant de l'expulsion de Ca lors de la métasomatose
- BARYTINE	- BARYTINE liée à la calcite mais surtout en filonnets

TAB.20- Comparaison de l'évolution minéralogique des filons du socle et des minéralisations sécantes du Dévonien inférieur.

dont la position originelle était au nord de notre secteur (flèche de 10 à 15 km vers le sud, de la nappe de Gavarnie).

D'autre part, nous avons remarqué une augmentation de la puissance des filons du socle vers le nord, avec corrélativement un caractère plus carbonaté (sidérite - ankérite) de la gangue. Il n'est donc pas impossible que des structures minéralisées existent au nord de Gèdre sous la zone de racine de la nappe.

Des analogies frappantes existent entre ces deux types de minéralisation (tableau 20).

Sous réserve de la continuité des filons du socle au nord de Gèdre, il est tentant de proposer une relation entre les filons du socle et les amas de substitution dans la nappe.

Des phénomènes de zonalité verticale de dépôt pourraient être invoqués, plus ou moins influencés par la lithologie de certains horizons traversés.

Nous rejoignons l'idée de G. GUITARD (1970) qui envisage que, dans la région du Canigou, la présence d'ankérite aux affleurements soit toujours un indice favorable pour la recherche de la sidérose en profondeur.

CHAPITRE IV

LES MINERALISATIONS DU CRETACE AUTOCHTONE

1. RAPPEL DES OBSERVATIONS ET HYPOTHESE GENETIQUE

La présence de galène disséminée dans un horizon calcaire du Santonien, visible sur deux affleurements éloignés de 7 km s'alignant E-W, nous a incité à prospecter les terrains du Crétacé autochtone. Nous avons ainsi noté, dans la dolomie gréseuse et les conglomérats du Cénomanien, de discrètes minéralisations en barytine associée à une altération fissurale à séricite - quartz - chlorite, des phénomènes de métasomatose de carbonates par de la chlorite (ripidolite), l'abondance localisée de pyrite pouvant parfois former le ciment des conglomérats, ainsi que des mouches de galène associées à de la chalcopyrite dans des faciès verts indurés à chlorite et pyrite, localisés à l'aplomb des minéralisations disséminées à galène du Santonien.

La position d'une de ces zones à galène disséminée et d'un faciès de base altéré, sur la même verticale qu'un important indice à galène localisé dans les cipolins du socle (torrent d'Alans) ainsi que la présence de barytine dans les dolomies gréseuses à mi-chemin (1 km) entre les deux plus gros filons à barytine du socle, nous ont conduit à envisager une reprise des minéralisations tardi-hercyniennes au Crétacé supérieur (Santonien) avec certainement rejeu de structures E-W et dépôt synsédimentaire de galène.

Une étude bibliographique des minéralisations du Crétacé des Pyrénées montre que peu de travaux ont été réalisés, ceci étant dû au fait qu'aucune minéralisation importante n'a jamais été localisée dans ces niveaux.

2. LES MINERALISATIONS DU CRETACE SUPERIEUR DES PYRENEES

Une synthèse bibliographique a été réalisée par B. ANGOT (1983) concernant les minéralisations mésozoïques des Pyrénées. Elle conclut que celles-ci sont peu développées et note qu'elles sont rares dans le Crétacé et essentiellement constituées de galène. Nous avons aussi trouvé quelques articles et de rares observations ponctuelles faisant allusion à des minéralisations du Crétacé supérieur.

2.1. ARIEGE

L'indice du col de la Lauze (SE de Lavelannet) est considéré comme un gîte de fracture typiquement B.P.G. (J. BERTRANEU, 1959). Une nouvelle étude, plus récente, a été réalisée par B. ANGOT (1983).

Ce gîte se situe à quelques centaines de mètres du front septentrional du massif paléozoïque de Saint-Barthélémy.

Le Cénomanien, transgressif sur le Lias et le socle paléozoïque, est constitué par un conglomérat bréchique polygénique à ciment carbonaté légèrement gréseux.

Des indices de galène s'éparpillent sur 2 km suivant une direction E-W, dans les terrains cénomaniens. Différents faciès de minerai ont été observés :

- boulders de galène massive de plusieurs kilos ;

- imprégnation de galène (blende, chalcopyrite, pyrite) ;

- blende massive en "pseudo-banc" dans la brèche.

Un travers-bancs réalisé par le B.R.G.M. a permis l'observation d'imprégnations fissurales pauvres en galène.

La galène forme surtout un ciment dans la brèche et contient de la marcassite, de la blende, des traces de chalcopyrite, des grains d'ullmanite, de la bravoïte et des traces de tétraédrite argentifère.

En 1973, J. DEMANGE considère que les minéralisations B.P.G. de ce secteur sont stratiformes et B. ANGOT pense que la blende est à relier avec un niveau de schistes noirs lenticulaire.

2.2. HAUTES PYRENEES

C. BOUQUET (1968) a signalé dans les calcaires crétacés transgressifs sur le paléozoïque de la montagne de la Hourmagerie (vallée de la Géla), des microveinules à blende-galène et des filonnets de carbonates ferrifères.

B. ANGOT signale la présence d'un filon de barytine dans le Crétacé de la région de Lourdes (filon du Buala) mais n'a pu le retrouver.

2.3. BASSES PYRENEES

J. BERTRANEU (1959) décrit :

- de petites fractures NW-SE à calcite et chalcopyrite recoupant les calcaires aptiens à Lourdios ;

- trois filons puissants de 1 m, à calcite - galène sécants sur les calcaires et marnes de l'Albien de la région d'Arette ;

- un gîte de fracture, à pyrite - galène, dans les calcaires campaniens de la couverture transgressive de la zone axiale dans la région de Saint-Engrâce.

B. ANGOT précise ce dernier type de gîte :

- gîte de Pitchoua, à Pb, Fe (Cu ?), exploité vers 1920 qui aurait montré des filonnets de galène et des amas plus importants de type karstique ; la teneur en argent était de 260 g/t ;

- l'indice de Saint-Engrâce-Heylé est encaissé dans les calcaires campaniens-maestrichtiens directement transgressifs sur la zone axiale ; en 1960, le B.R.G.M. a montré l'existence de rognons de galène dans une matrice argileuse riche en fer (hématite, limonite, sidérite) ; la morphologie serait de type karstique.

2.4. PYRENEES BASQUES ESPAGNOLES

Lors de l'étude du paléodôme de la région de Burguete - Arive - Arrieta, A. CHESTERIKOFF (1964) a mis en évidence l'existence de mouvements verticaux au Crétacé supérieur avec apparition de failles, celles-ci constituant probablement le rejeu d'accidents plus anciens.

Les terrains de l'Albo-Cénomanien et du Santonien reposent sur le noyau paléozoïque du dôme. Cet auteur montre l'existence d'une minéralisation stratiforme à blende - galène - (chalcopyrite, cuivres gris) et envisage un dépôt contemporain de la sédimentation calcaréo-dolomitique. Enfin, il constate une remobilisation de celle-ci dans des fissures du calcaire dolomitique ainsi qu'une association avec Cu et Hg.

2.5. SYNTHESE DES DONNEES

Il ressort de l'étude bibliographique que :

- des minéralisations stratiformes à caractère synsédimentaire semblent présentes durant le Santonien-Campanien (et au Cénomanien ?) ;

- des minéralisations sécantes atteignent le Maestrichtien;

- la galène est le sulfure dominant, la blende est plus rare, la pyrite et la chalcopyrite ont une présence irrégulière ; des minéraux de Ni-Co ont été signalés ;

- des carbonates ferrifères existent dans les structures sécantes ;

- au col de la Lauze, les nombreux indices s'alignent suivant une direction E-W.

Des analogies avec nos minéralisations peuvent être signalées :

- prédominance de galène ;

- caractère synsédimentaire de la minéralisation au Santonien ;

- présence de Ni-Co (anomalie signalée à Troumouse) ;

- alignement E-W des indices ;

- remobilisation par des carbonates ferrifères (des filonnets sont orientés N110 sur l'indice du plateau d'Alans).

En 1959, J. BERTRANEU remarquait que de nombreux gîtes à Pb-Zn existaient dans la couverture secondaire du versant nord des Pyrénées et étaient à relier à une phase de minéralisation post-cénomanienne à post-santonienne. La plupart de ces minéralisations sont localisées au voisinage immédiat du front de la zone axiale ou de la bordure sud des massifs nord-pyrénéens. Il considère que des accidents profonds hercyniens, jamais complétement cicatrisés, semblent avoir juxtaposé gîtes hercyniens et gîtes pyrénéens.

3. HYPOTHESE SUR L'ORIGINE DES MINERALISATIONS AU CRETACE SUPERIEUR

Que se passe-t-il du Crétacé moyen au Crétacé supérieur dans les Pyrénées ?

Pour C. PUIGDEFABREGAS et P. SOUQUET (1986), c'est une période de distension jusqu'au Santonien supérieur, époque à laquelle se développe un bassin impliquant la transgression santonienne.

T. ENGESER et W. SCHWENTKE (1986) situent le début probable de l'extention à l'Albien supérieur et la fin de ce phénomène au Campanien moyen.

Un magmatisme alcalin, localisé le long de la faille nord-pyrnénéenne, est daté entre 100 et 85 Ma (Albien - Santonien) par R. MONTIGNY et al. (1986) qui proposent aussi un âge pour le métamorphisme thermique pyrénéen : 95 à 85 Ma. Ils relient ces deux phénomènes et montrent que leur développement s'effectue progressivement d'est en ouest.

A. M. Mc CAIG et J.A. MILLER (1986) constatent l'existence d'un fort gradient thermique entre 100 et 90 Ma dans la zone nord-pyrénéenne, la persistence du flux de chaleur se poursuivant jusqu'au Tertiaire.

Enfin, J.M. GOLBERG et al. (1986) concluent que le métamorphisme crétacé nord-pyrénéen nécessite un équilibre avec des fluides alcalins riches en H_2O, CO_2 et Cl, d'origine profonde, dérivés d'un magma alcalin sous-saturé. Pour ces auteurs, magmatisme et métamorphisme sont contemporains.

Faut-il voir dans ces phénomènes un moteur permettant des remobilisations en dehors de la zone de la faille nord-pyrénéenne ?

Nous devons constater que le magmatisme et le métamorphisme sont très localisés, apparaissant uniquement le long de la faille nord-pyrénéenne. Signalons toutefois que dans les Pyrénées orientales, A. VITRAC et C.J. ALLEGRE (1969) ont mis en évidence un épisode thermique entre 110 et 70 Ma, suite à une étude isotopique des biotites. Un âge similaire (90 Ma) a aussi été proposé à partir de datations sur des illites du gisement d'Escaro (ESQUEVIN et al., 1976) ce qui fait proposer à ces auteurs un âge Crétacé pour le gisement d'Escaro, contesté par A. CARTIER (1981) qui ne voit là que la conséquence d'un épisode thermique.

Il est donc possible de supposer un tel épisode en liaison avec le magmatisme d'âge pyrénéen qui permettrait la remobilisation discrète de minéralisations hercyniennes.

4. CONCLUSION

Il est difficile de dresser un schéma précis de la mise en place des minéralisations du Crétacé ; nous pouvons cependant proposer certaines remarques :

- en général, ces minéralisations se localisent près du socle hercynien qui contient de nombreux gîtes riches en sulfures de Pb et Zn ; ceci se vérifie dans notre secteur où des minéralisations dans la couverture se superposent à celles du socle hercynien.

- une reprise de minéralisations hercyniennes peut être envisagée et une étude isotopique du plomb semble confirmer ce fait (cf. 3ème partie, V) ;

- le rôle d'accidents E-W (N110) est probable ;

- au Santonien supérieur se déposeraient des minéralisations à caractère synsédimentaire ;

- celles-ci peuvent être reprises postérieurement dans des accidents intéressant tout le Crétacé supérieur.

L'existence d'une phase thermique liée au magmatisme nord-pyrénéen pourrait concerner une zone plus importante que celle considérée actuellement et serait à l'origine de remobilisations de minéralisations anciennes.

CHAPITRE V

DONNEES ANALYTIQUES COMPLEMENTAIRES :

TERRES RARES ET ISOTOPES DU PLOMB

1. LES TERRES RARES DANS LA FLUORINE

1.1. METHODE

Nous rappellerons brièvement les informations apportées par cette méthode.

L'allure des spectres de distribution des terres rares dans la fluorine permet une caractérisation de la solution mère et une approche du milieu de dépôt :

- origine sur le départ : basée sur le fractionnement. On utilise la relation La/Yb (fractionnement) = f (SOTR : somme totale des terres rares) ;

- nature de la solution : fonction de l'importance et du sens des anomalies (surtout Eu).

L'anomalie en Eu, le fractionnement et la somme des terres rares apportent alors des informations précises sur la fugacité en oxygène et la température :

- si pauvre en terres rares et fractionné : caractère d'un milieu de surface ;

- si riche en terres rares et peu fractionné : caractère hydrothermal ;

- si l'anomalie en Eu est positive :

  * forte : . milieu oxydant
    . et/ou équilibrage probable avec des charges feldspathiques
    . et/ou température inférieure à 250°C
  * plus basse :
    . conditions plus réductrices
    . et/ou moins de charges feldspathiques
    . et/ou température moins élevée.

- si l'anomalie en Eu est négative :
  . milieu réducteur
  . et/ou température supérieure à 250°C.

1.2. ECHANTILLONNAGE

Quatre fluorines provenant de deux indices stratiformes du Dévonien inférieur et de deux filons du socle ont été analysées par I.C.P. sous la responsabilité de M. JEBRAK (B.R.G.M.).

Chaque échantillon a été grossièrement concassé à la main et les fragments, entre 2 et 5 mm, ont été prélevés à la pince sous binoculaire afin d'éliminer le plus possible d'impuretés.

L'analyse des données a été interprétée avec l'aide de M. JEBBRAK.

1.3. CONTENU EN TERRES RARES (TABLEAU 21)

Peu élevé dans la fluorine dévonienne (12 à 32 ppm), il est plus important, voire très important, dans la fluorine des filons (92 à 495 ppm). La figure 116 indique le fractionnement en fonction de la somme des terres rares. L'Yttrium a été préféré à l'Ytterbium car ce dernier montre des teneurs trop faibles, en limite du seuil de détection. La signification reste la même car le fractionnement est équivalent.

Deux groupes s'individualisent nettement :

- La/Y > 1 : les fluorines dévoniennes, pauvres en terres rares, montrent un fractionnement élevé ;

- La/Y < 1 : les fluorines des filons, riches en terres rares, sont moins fractionnées.

Cette différence très marquée implique des milieux de dépôt très différents. Le fractionnement des fluorines dévoniennes indique certainement la présence de complexes carbonatés qui piègent aussi les terres rares.

1.4. LA FLUORINE DEVONIENNE

1.4.1. Interprétation des résultats

Indice du Turon de Gèdre : MC 517 A, B et C
Indice du Plateau d' Alans : MC 691 A et B, MC 677.

Tous les spectres, d'allure identique (fig. 117), montrent une très forte anomalie négative en Europium ainsi qu'une discrète anomalie négative en Cérium.

La partie droite des spectres à partir de Tb ne doit pas être considérée car Tb a été dosé par différence et les valeurs des autres terres rares sont en limite du seuil de détection.

L'importante anomalie négative en Eu implique que tout celui-ci doit être sous la forme Eu2+, ce qui indique un milieu très réducteur ou une température élevée (> 250°C).

	LA	CE	ND	SM	EU	GD	TB	DY	YB	Y
Filon de la route de Gavarnie	226.00	183.00	59.00	16.00	32.00	22.00	7.40	18.80	8.40	374.00
	158.00	148.00	44.00	14.50	29.00	20.00	6.40	18.80	8.40	374.00
Mine de Port-Vieux	40.00	61.00	34.00	7.60	4.20	9.30	1.40	-	1.20	98.00
	27.00	44.00	22.00	5.20	3.80	9.80	1.40	-	1.00	87.00
Turon de Gèdre	5.70	6.40	3.80	0.90	0.30	0.70	1.00	-	0.50	6.00
	3.80	8.00	2.40	0.50	0.10	0.80	1.00	-	0.50	4.20
	8.40	8.60	5.60	1.60	0.10	1.60	1.00	-	0.50	5.40
Plateau d'Alans	12.00	14.50	11.60	2.60	0.10	1.50	1.00	-	0.50	11.20
	4.00	5.30	-	1.20	0.10	0.70	1.00	-	0.50	4.20
	4.90	4.00	-	1.40	0.10	1.00	1.00	-	0.50	2.80

	SOTR	SOTN	LA/Y	SM/LA	EU/EU
Filon de la route de Gavarnie	494.80	468.91	0.60	0.07	5.23
	384.30	360.85	0.42	0.09	5.23
Mine de Port-Vieux	124.70	123.24	0.40	0.19	1.53
	92.20	90.76	0.31	0.19	1.61
Turon de Gèdre	15.50	15.47	0.95	0.16	1.12
	14.70	14.81	0.90	0.13	0.48
	21.80	22.23	1.55	0.19	0.19
Plateau d'Alans	32.20	32.80	1.07	0.22	0.14
	12.80	13.03	0.95	0.30	0.31
	12.90	13.21	1.75	0.29	0.25

SOTR: somme des terres rares
SOTN: somme des terres rares normalisées

TAB.21- Contenu en terres rares des fluorines du Dévonien et des fluorines des filons du socle (analyses I.C.P.).

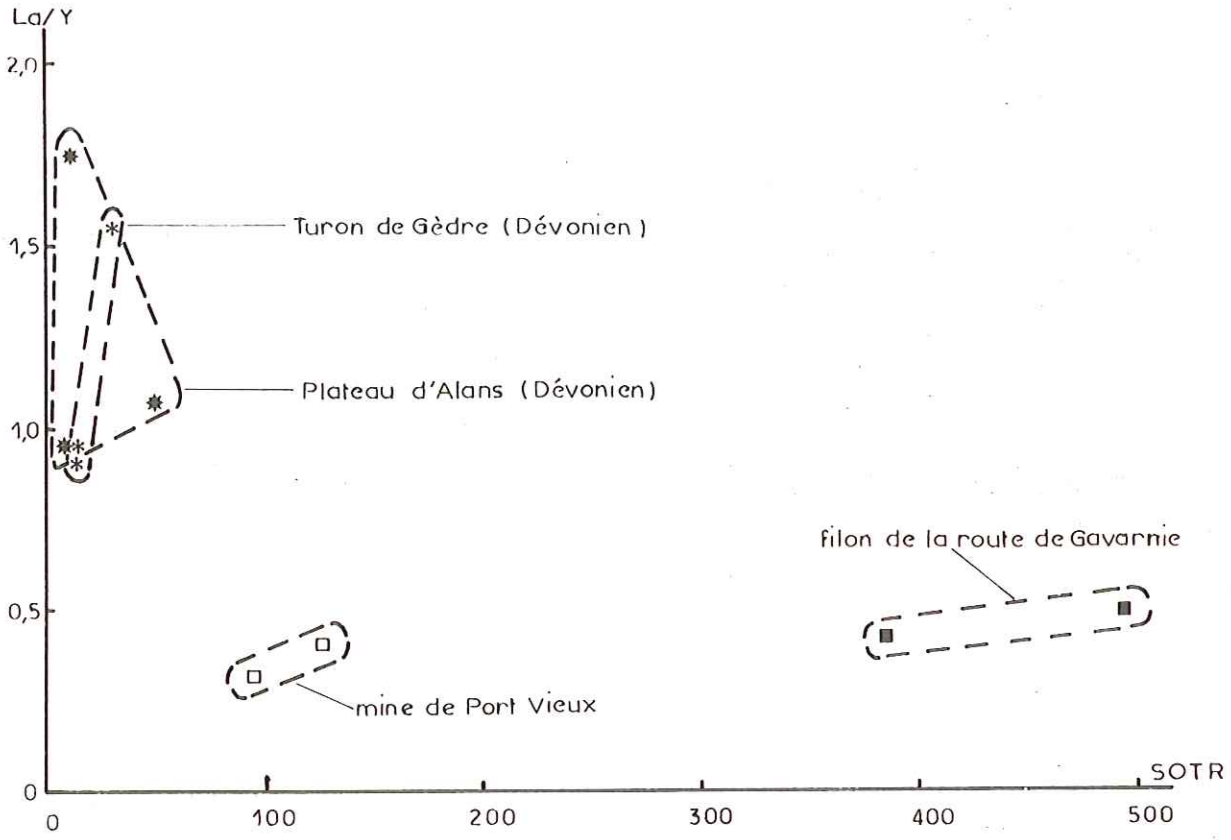


FIG.116- Répartition des fluorines dans un diagramme La/Y=f(SOTR).
(La/Y:fractionnement; SOTR:somme des terres rares)

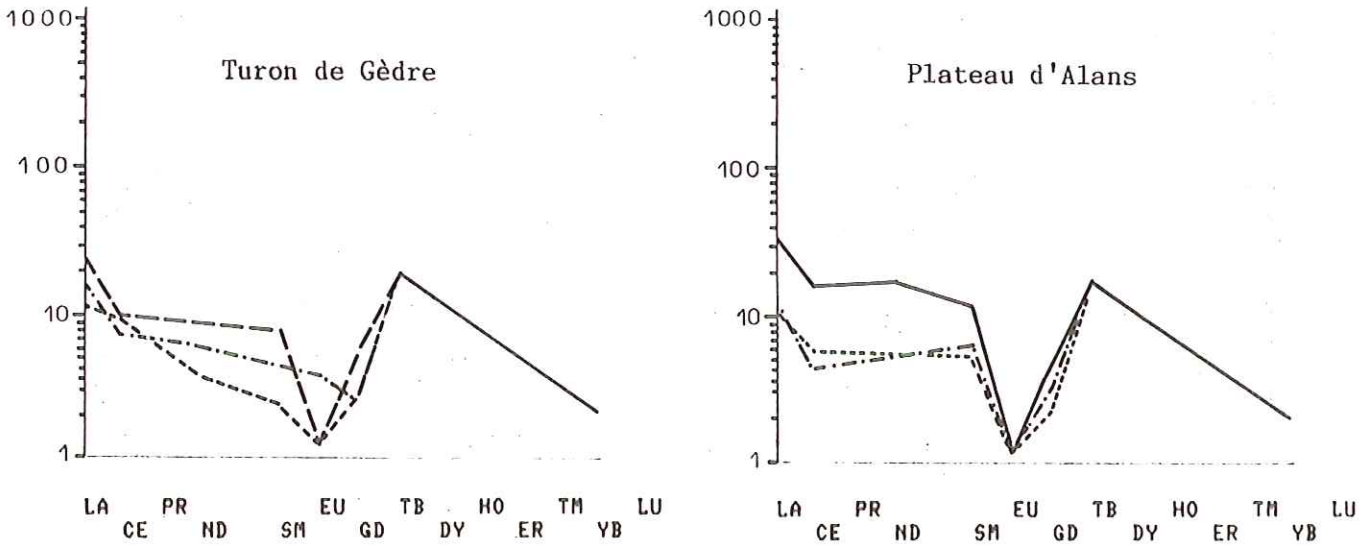


FIG.117- Spectres des terres rares de la fluorine du Dévonien inférieur (analyses I.C.P.).

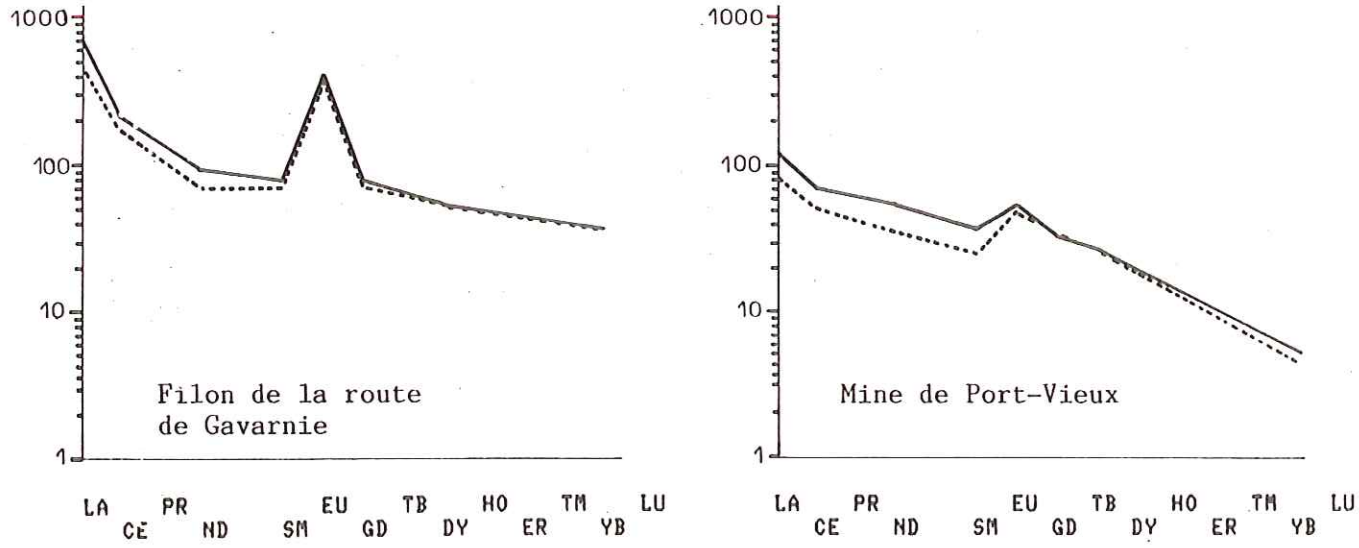


FIG.118- Spectres des terres rares des fluorines des filons du socle (analyses I.C.P.).

L'hypothèse du milieu réducteur serait la plus vraisemblable car c'est dans cette fluorine que l'on a observé les inclusions fluides à H2S liquide et gaz et le soufre natif (cf. deuxième partie).

La très légère anomalie en Ce serait typique d'un milieu carbonaté et le caractère plus fractionné pourrait indiquer un fluide en milieu superficiel ou un mélange avec de l'eau de mer.

Par contre, l'association de la fluorine à de la barytine peut surprendre car la présence de cette dernière fait supposer un milieu oxydant. On peut rappeler que D.A. MAKO et W.C. SHANKS (1984) associent barytine et fluorine au niveau de griffons hydrothermaux dans le gisement sédimentaire-exhalatif de Vulcan (Canada).

1.4.2. Conclusion

L'aspect des spectres et les différents paramètres de calcul plaident en faveur d'un dépôt dans un milieu carbonaté, en milieu réducteur marin. Ces résultats sont en accord avec l'hypothèse d'une origine sédimentaire - exhalative que nous avons proposée pour ces minéralisations.

1.5. LA FLUORINE DES FILONS

1.5.1. Interprétation des résultats

Filon de la route de Gavarnie : 452 A et B
Filon de la mine de Port-Vieux : 603 A et B

Ces deux fluorines,comparables quant à l'allure de leur spectre (fig. 118) sont très différentes par leur contenu en terres rares :

Filon de la route de Gavarnie : SOTR = 384 et 495 ppm
Filon de la mine de Port Vieux : SOTR : 92 et 125 ppm.

Le filon de la route de Gavarnie, riche en terres rares, montre un fractionnement moyen et une très forte anomalie positive en Eu qui suggère un milieu oxydant et un équilibrage avec des charges feldspathiques très probables ainsi qu'une température < 250°C. Ceci implique des lessivages profonds importants.

La fluorine de Port-Vieux, moins riche en terres rares, plus fractionnée, montre une anomalie positive en Eu moins marquée est caractérisée par un spectre classique pour une fluorine filonienne (JEBRAK, 1984), impliquant un mélange ou un caractère plus superficiel des fluides.

La différence du contenu en terres rares et de l'intensité de l'anomalie en Eu entre ces deux fluorines confirment nos observations de terrain.

En effet, dans notre tableau des paragenèses (deuxième partie), nous avons relié la fluorine grise, translucide de la

route de Gavarnie (riche en TR, anomalie positive en Eu très forte) à une phase précoce à albite, muscovite, quartz, apatite qui précède la phase principale de minéralisation, ceci confirmant l'idée d'une altération profonde.

La fluorine de Port-Vieux (moins riche en TR et à anomalie positive en Eu moins marquée), blanche et massive, est considérée comme tardive puisqu'elle fait suite au dépôt de sidérite et des sulfures, se situant donc vers la fin du phénomène minéralisateur. Rappelons aussi que ce minerai n'a été observé que dans la mine de Port-Vieux qui se localise dans des schistes et quartzites ordoviciens bordant le dôme métamorphique de Gavarnie-Gèdre-Barroude.

Donc, la fluorine de la route de Gavarnie pourrait caractériser le début d'un système hydrothermal et la fluorine blanche de Port-Vieux représenterait une phase tardive de l'évolution de ce système.

1.5.2. Conclusion

Les différents résultats permettent une interprétation suivant laquelle :

- la fluorine que nous avons considérée précoce (filon de la route de Gavarnie) et probablement liée au dépôt de la paragenèse à albite - quartz - muscovite - apatite, montre des caractères traduisant une altération profonde importante de roches riches en feldspaths ;

- la fluorine de Port-Vieux postérieure à la phase à sidérite-sulfures est caractérisée par un spectre classique pour une fluorine de filon.

La différence constatée sur le terrain entre ces deux types de fluorine a donc été confirmée par l'étude des terres rares.

2. LES ISOTOPES DU PLOMB DE LA GALENE

2.1. METHODE

Nous ne reviendrons pas sur celle-ci qui est clairement présentée par E. MARCOUX (1986) et résumée par E. MARCOUX et J.Y. CALVEZ (1985).

Nous rappellerons seulement que les isotopes du plomb peuvent apporter deux types d'information en métallogénie :

- l'une concernant l'âge des minéralisations à condition que celles-ci aient évolué en système clos U, Th, Pb ou lorsque ces conditions ont été recréées par homogénéisation d'un vaste segment crustal (cas de nombreux gîtes de type volcano-sédimentaires s.l.) ;

- l'autre concernant la filiation des minéralisations qui permet l'approche de la source des métaux et par extension la compréhension de province métallogénique.

2.2. ECHANTILLONNAGE

E. MARCOUX (1986) dans le cadre de sa thèse d'Etat a étudié 27 échantillons de la chaîne pyrénéenne donc 5 provenaient de notre secteur :

- minéralisations stratiformes du Dévonien : Ayrués(1) ;

- filons du socle cambro-ordovicien
  * filon E-W : Le Couret
  * filon N60 : la Raillère
  * fracture N150 : indice du torrent d'Alans (métasomatose dans les cipolins du socle) ;

- Crétacé autochtone : Plateau d'Alans ;

L'extraction de la galène ainsi que les dosages isotopiques ont été réalisés par E. MARCOUX à qui nous avons confié des sections polies dans lesquelles nous avions vérifié l'absence de sulfosels de plomb ou d'autres minéraux du plomb qui auraient pu représenter une paragenèse précoce (ou tardive) par rapport à la galène et influencer ainsi les rapports isotopiques.

2.3. RESULTATS ET INTERPRETATIONS

2.3.1. A l'échelle des Pyrénées (d'après E. MARCOUX, 1986)

Le report des valeurs isotopiques (tableau 22) dans deux diagrammes (208 Pb/204 Pb et 2107 Pb/204 Pb en fonction de 206 Pb/204 Pb) indique l'individualisation de deux champs (fig. 119).

A l'intérieur du champ le moins radiogénique, se rassemblent toutes les minéralisations considérées comme stratiformes vrais (Ordovicien et Dévonien) ainsi que les skarns et filons adjacents à ces minéralisations. Des différences significatives apparaissent entre des gîtes considérés appartenant à un même niveau, révélant une zonalité isotopique régionale, reflet probable du site paléogéographique de dépôt des minéralisations.

Le champ le plus radiogénique est plus étendu et renferme des gîtes très différents mais jamais de vrais stratiformes. On y trouve des skarns, des filons tardifs, des gîtes du Crétacé.

E. MARCOUX remarque que l'ensemble des gîtes pyrénéens est caractérisé par un rapport 207 Pb/204 Pb relativement élevé. Ce fait se retrouve dans les granites hercyniens (A. MICHARD-VITRAC et al., 1981) et incite ces auteurs à proposer l'hypothèse de l'existence d'une croûte continentale ancienne dans la région des Pyrénées, idée à laquelle se rallie E. MARCOUX.

Des âges modèles (600 Ma à 445 Ma) obtenus pour les gîtes stratiformes ordoviciens et dévoniens montrent que la concordance

Gîte	N° réf. (fig. 1.24)	Remarques	Minéral	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
GITES HYDROTHERMAUX - SEDIMENTAIRES						
GITES ORDOVICIENS						
Pierrefitte 1 (Vieille-Mine) blende, galène	1	260.000 t Pb + Zn (ensemble de Pierrefitte)	G	18,046	15,671	38,189
Pierrefitte 2 (Soulom) blende, galène, pyrrhotite	2	allure filonienne dans l'Ordovicien	G id	18,097 18,091	15,678 15,688	38,280 38,277
Pierrefitte 3 (Garraoulère) blende, galène, pyrrhotite	7		G	18,101	15,704	38,332
Chèze-Ecole blende, galène, pyrrhotite	3		G id	18,163 18,160	15,685 15,687	38,351 38,360
Meyabat blende, galène, pyrrhotite	4		G	18,091	15,688	38,271
Seintein-Bentaillou blend, galène, minéraux de germanium	5		G	18,042	15,684	38,206
Argut blende ferrifère, galène	6	"nerf pincé"	G id	18,031 18,022	15,668 15,658	38,172 38,145
Crabioules blende, galène	8	minéralisation proche de granite	G	18,091	15,700	38,323
GITES DEVONIENS						
Taichougnes blende, galène	9		G	18,023	15,664	38,217
Nerbiou blende, galène, pyrrhotite	10		G id	18,106 18,159	15,698 15,701	38,325 38,335
Gèdre blende, galène	11	minéralisation dans barre calcaire siegénienne	G	18,153	15,711	38,357
Arrens (Peyrardanne) galene massive	12		G	18,095	15,702	38,312
Carboire blende, galène	13	180.000 t Zn	G id	17,999 17,999	15,662 15,664	38,209 38,197
FILONS PLOMBO-ZINCIFERES						
Coum-Arty galène, chalcopyrite, pyrite	14	"filon" dans calcaire griotte du Dévonien supérieur	G	18,382	15,705	38,652
Poncouverte galène, chalcopyrite, pyrite, ullmannite, blende, tétraedrite	15		G	18,351	15,706	38,798
Arre nickeline, breithauptite, rammelsbergite, gersdorffite, galène, blende	16		G	18,465	15,688	38,698
Argut filon à sulfosels de Sb, Pb, Cu	17 18		M Br	18,110 18,110	15,671 15,665	38,245 38,226
La Raillère quartz, galène	19		G	18,568	15,724	38,887
Le Couret barytine, quartz, galène	20	grattages anciens	G	18,554	15,709	38,847
Jurvielle quartz, calcite, ankérite à boulangérite, pyrite	21		Bl	18,512	15,743	38,727
SKARNS ET MINERALISATIONS ASSOCIEES						
Costabonne scheelite, blende, chalcopyrite, bismuthinite, molybdénite	22	amas de tactites 2.800 t WO_3	Gb	18,469	15,695	38,537
Salau scheelite, pyrrhotite, magnétite, senaphachite, mispickel, carboirite	23	skarn à tungstène exploité 14.000 t WO_3 (réserves + production)	G	17,998	15,662	38,195
Aulus (l'Argentière) galène, pyrite, cassiterite	24	imprégnations dans dolomies à wollastonite au contact de granite	G	18,068	15,689	38,296
Gavarnie (1) blende, galène	25	minéralisation métasomatique dans socle cambro-ordovicien	G	18,400	15,693	38,603
MINERALISATIONS STRATIFORMES CRETACEES						
Plateau d'Allans galène disséminée	26		G	18,396	15,682	38,571
Col de la Lauze* galène disseminée	27		G	18,286	15,674	38,523

TAB.22- Compositions isotopiques du plomb dans les minéralisations pyrénéennes (MARCOUX, 1986).

est mauvaise pour les derniers. Ceci pourrait plaider en faveur de la reprise de minéralisations ordoviciennes au Dévonien.

E. MARCOUX conclut que les trop rares données isotopiques rassemblées pour les Pyrénées soulèvent plus de problèmes qu'elles n'en résolvent.

2.3.2. A l'échelle du secteur étudié

Des flèches sur la figure 119 indiquent les échantillons de ce secteur :

- Le Dévonien : la galène prélevée dans une minéralisation stratiforme considérée de type sédimentaire-exhalatif se situe dans le champ le moins radiogénique qui regroupe les stratiformes vrais. Ceci confirme notre analyse de ce type de minéralisation.

- Les filons : les galènes de ces filons se regroupent dans le champ le plus radiogénique mais des différences se font jour. En effet, si les galènes des filons du Couret (E-W) et de la Raillère (N60) se cotoient, la galène de l'indice du Torrent d'Alans (dépôt de sulfures suite à une métasomatose Mg-Fe de cipolins du socle) s'écarte largement des deux autres points.

- Le Crétacé : la galène de l'indice du plateau d'Alans (disséminée dans les calcaires santoniens) se retrouve dans le champ le plus radiogénique et cotoie la galène de l'indice du torrent d'Alans.

On observe donc une dispersion des valeurs dans le champ le plus radiogénique mais une certaine logique peut expliquer leurs relations.

En effet, dans notre modèle concernant la mise en place des filons, nous considérons que les structures minéralisées N60, E-W, N140-160 sont synchrones. Si ceci est confirmé par la position des galènes du Couret (E-W) et de la Raillère (N60), l'indice du Torrent d' Alans (N140-160) s'écarte des deux autres points.

Rappelons que ce dernier type résulte d'un phénomène minéralisateur se développant dans une fracturation non ouverte caractérisée par de fréquentes et massives brèches hydrauliques et que le dépôt de la galène se fait dans des cipolins et non dans des fractures ouvertes comme pour les deux autres filons.

Mais le caractère le plus intéressant est la juxtaposition des galènes de ce dernier indice et du Crétacé du plateau d'Alans, ces deux indices se situant sur une même verticale et séparés par un dénivelé de 100 à 150 m.

Un phénomène d'héritage (déplacement simple de la galène conservant la composition isotopique entre le gîte père et le gîte fils) a été envisagé dans ce cas par E. MARCOUX.

Signalons enfin que la galène du col de la Lauze (Ariège), contenue dans des niveaux du Cénomanien a une composition

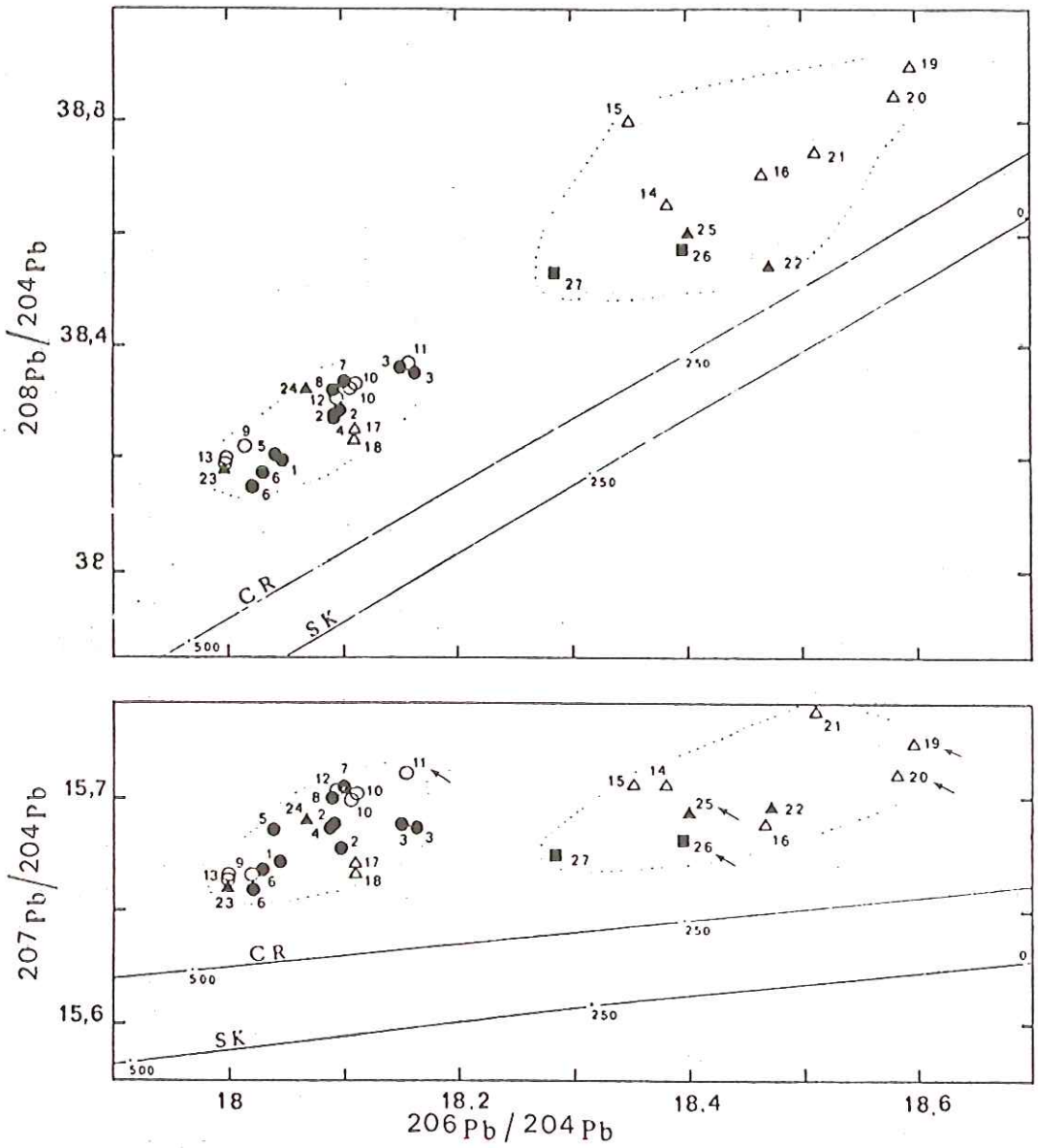


FIG.119- Compositions isotopiques du plomb de quelques minéralisations des Pyrénées (MARCOUX, 1986). Les indices du secteur étudié sont soulignés.

Gîtes hydrothermaux sédimentaires ordoviciens :

1 - Pierrefitte (Vieille mine)
2 - Pierrefitte (Soulom)
3 - Chèze-Ecole
4 - Meyabat
5 - Seintein
6 - Argut (galène)
7 - Pierrefitte (Garraoulère)
8 - Crabioules

Gîtes hydrothermaux-sédimentaires dévoniens :

9 - Taichougnes
10 - Nerbiou
11 - Gèdre
12 - Arrens
13 - Carboire

Filons tardifs :

14 - Coum-Arty (Cu-Ni-Co)
15 - Foncouverte
16 - Arre (Zn)
17 - Argut (ménéghinite)
18 - Argut (bournonite)
19 - La Raillère (Pb-Zn)
20 - Le Couret (Pb-Zn-Ba)
21 - Jurvielle (Pb-Sb)

Minéralisations métasomatiques :

22 - Costabonne
23 - Salau
24 - Aulus (L'Argentière)
25 - Gavarnie

Indices stratiformes crétacés :

26 - Plateau d'Alans
27 - Col de la Lauze

isotopique proche de la galène des formations santoniennes du Plateau d'Alans.

Il est donc possible d'envisager que la galène du Crétacé supérieur a été remobilisée à partir de minéralisations du socle.

2.3.3. Conclusion

Les données isotopiques du plomb des galènes sont en bon accord avec les distinctions concernant les différents types de minéralisations observés dans notre secteur :

- minéralisations stratiformes dévoniennes ;

- structuration synchrone des filons N60 et E-W ;

- remobilisation au Crétacé supérieur de minéralisations contenues dans le bâti hercynien.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

1. LE CONTEXTE GEOLOGIQUE

Cette région a suscité, depuis le début du siècle, de très nombreuses études géologiques concernant essentiellement la nappe paléozoïque de Gavarnie, laquelle constitue un exemple de chevauchement des plus démonstratifs.

La disposition des terrains reste identique sur l'ensemble des 100 km2 prospectés et montre de bas en haut :

- un socle autochtone, métamorphique et migmatitique, rapporté au Cambro-Ordovicien (migmatites, granites d'anatexie, gneiss, cipolins, quartzites, roches basiques et ultrabasiques) ;

- de rares lambeaux de Trias (conglomérats, grès rouges et schistes lie-de-vin) ;

- un tégument ou des lambeaux de Crétacé supérieur (grès, dolomies gréseuses, calcaires).

Ces trois formations correspondent à l'autochtone de la nappe paléozoïque de Gavarnie.

- la nappe paléozoïque de Gavarnie, constituée par des terrains d'âge silurien, dévonien et carbonifère.

Le Dévonien inférieur à moyen, auquel se limite notre étude de la nappe, montre au dessus de schistes noirs siluriens formant la semelle de la nappe :

. une série de base dominée par des siltites noires massives, riches en sulfures ;

. une série rubanée à alternances de calcaires ocres et de siltites noires à sulfures ;

. une barre de calcaires gris blanc, massifs, rapportés à l'Emsien ;

. une série alternantes caractérisée par un terme inférieur carbonaté (calcaires - siltites) et un terme supérieur gréseux (grès - siltites), datée de l'Eifélien dans sa partie sommitale.

Le métamorphisme hercynien, d'âge Westphalien, a atteint le faciès des amphibolites supérieures, provoquant la migmatitisation des roches cambro-ordoviciennes, en liaison avec la remontée de roches ultrabasiques, et le faciès fin schistes verts - début amphibolites dans les terrains paléozoïques de la nappe.

2. LES MINERALISATIONS

2.1. LE TYPE SEDIMENTAIRE-EXHALATIF

L'omniprésence de blende, de galène et/ou de barytine (fluorine) au sommet de la barre calcaire du Dévonien inférieur, ainsi que l'association et les relations entre ces différents minéraux, leur importance, leur faciès, nous ont conduit à proposer une zonalité de dépôt autour d'amas complexes minéralisés à gangue siliceuse.

La disposition générale de ces minéralisations, le plus souvent parallèles à la stratification ainsi que leur zonalité de dépôt, plaident en faveur d'un dépôt synsédimentaire à partir de zones d'apport localisées.

L'analogie avec des minéralisations de type SEDEX est évidente et de plus, les phénomènes hydrothermaux à l'origine de ces minéralisations ont fonctionné durant au moins tout le Dévonien inférieur, de façon plus ou moins discrète (fig. 120).

On rejoint de ce fait, les types de minéralisations décrits dans le Paléozoïque des Pyrénées, à savoir, l'existence de plusieurs niveaux minéralisés se succédant dans le temps. Il est cependant à noter que du volcanisme n'est connu que dans l'Ordovicien.

2.2. LES FILONS DU SOCLE AUTOCHTONE (Zn, Pb, Ba, F et sidérite) ET LEUR LIAISON AVEC LA METASOMATOSE Mg-Fe DES CALCAIRES DU DEVONIEN INFERIEUR

L'observation de la répartition, de la morphologie, de la puissance et du contenu de ces filons sécants sur le socle autochtone, suggère une mise en place lors de mouvements décrochants sénestres, parallèles à la direction actuelle des Pyrénées, avec une évolution vers un contexte distensif.

Un âge saxonien a été proposé, reposant essentiellement sur l'identification de dykes d'andésites, recoupés par ces filons, avec une phase de volcanisme proche de notre secteur et datée du Permien inférieur (BIXEL, 1984).

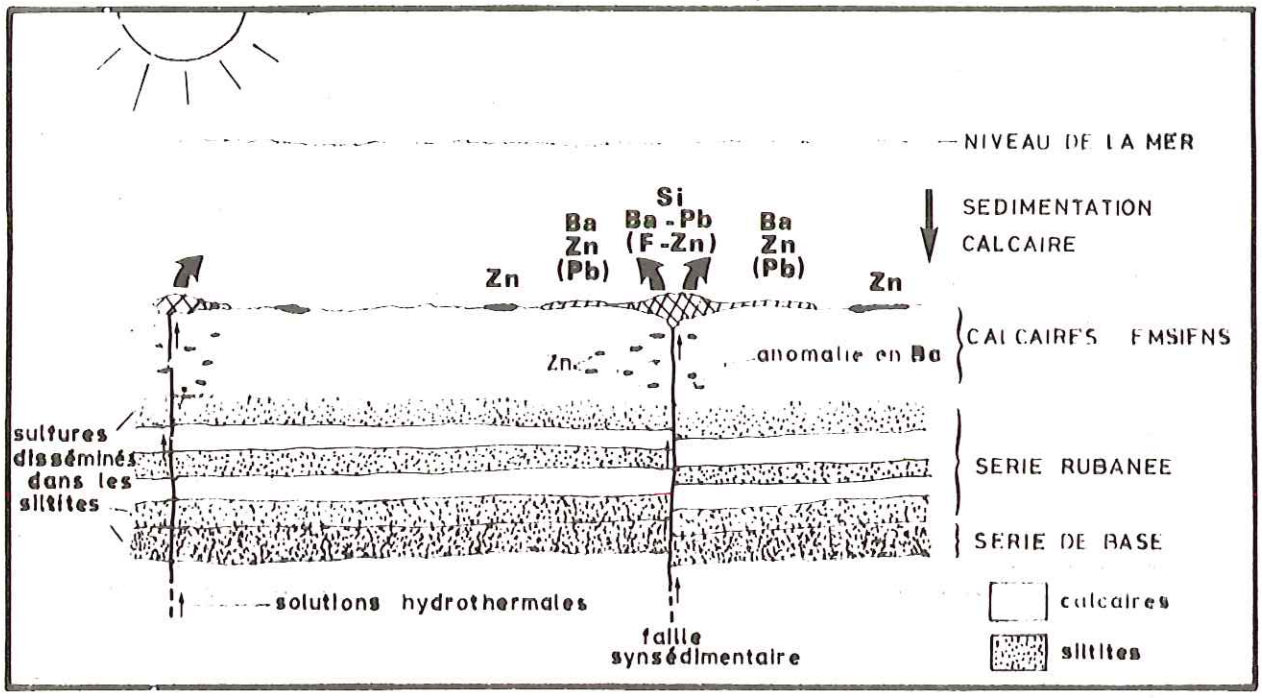


FIG.120- Schématisation du phénomène sédimentaire-exhalatif au sommet du Dévonien inférieur.

Les différents faciès du minerai, ainsi que l'existence de deux directions privilégiées (N60-70 et E-W), permettent de proposer trois épisodes minéralisateurs traduisant un phénomène évolutif :

- ouverture des structures N60 et E-W et dépôt de sidérite, puis de sulfures, lors d'une phase compressive provoquant un décrochement sénestre ; la fin de cet épisode est caractérisé par une composante d'extension qui permet le dépôt de barytine grise dans les filons E-W ;

- l'évolution des structures E-W en contexte distensif est marquée par le dépôt de barytine finement rubanée à lits de galène ;

- enfin, la mylonitisation du minerai rubané semble être le résultat d'un rejeu des filons E-W en faille normale, peut-être en laision avec une extension généralisée régionale à la fin du Permien supérieur.

Dans l'hypothèse de mouvements compressifs, on peut envisager l'existence de glissements au contact de niveaux de compétences différentes notamment entre la barre calcaire et la série alternante (Dévonien inférieur). Au niveau de ces discontinuités se produirait alors une silicification importante, recoupée par des minéralisations métasomatiques à Mg-Fe bien développées dans les calcaires de la barre. Celles-ci pourraient correspondre à l'amortissement vertical supérieur des fractures minéralisées du socle autochtone (fig. 121).

Cette idée de relation entre deux types de minéralisation n'est pas infirmée par les observations concernant l'âge tardi-hercynien des amas métasomatiques. En effet, nous avons montré qu'ils recoupaient des plis hercyniens et qu'ils étaient affectés par la schistosité alpine.

2.3. LES PHENOMENES DE REMOBILISATION AU CRETACE SUPERIEUR

La présence de galène disséminée dans les calcaires santoniens et de petits amas de barytine sécants sur la dolomie gréseuse cénomanienne, traduit une phase discrète de minéralisation vers la fin du Crétacé supérieur. L'hypothèse d'une remobilisation de minéralisations filoniennes tardi-hercyniennes est confirmée par une étude isotopique du plomb des galènes.

Le caractère disséminé de la minéralisation dans les calcaires, sans trace d'altération hydrothermale, et l'aspect sécant de celle-ci dans la dolomie gréseuse avec présence d'une altération potassique, nous incite à proposer le schéma de la figure 122.

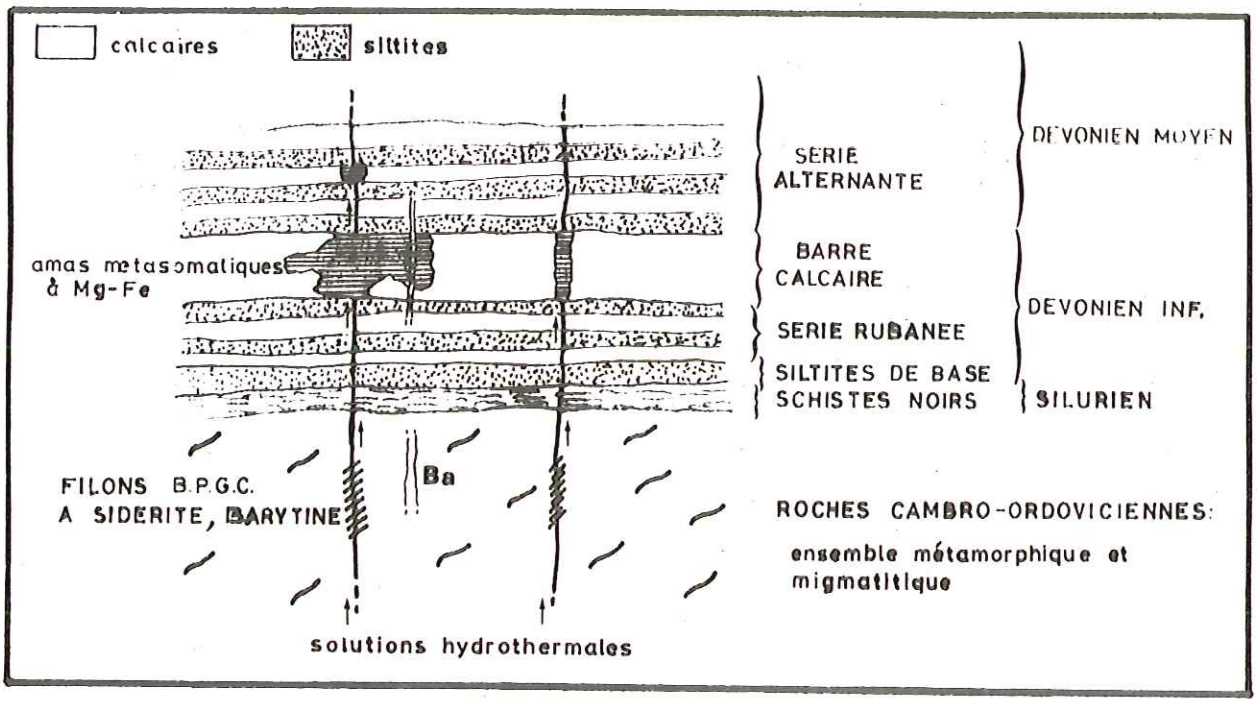


FIG.121- Schématisation des relations éventuelles entre les filons du socle et les amas métasomatiques à Mg-Fe du Dévonien.

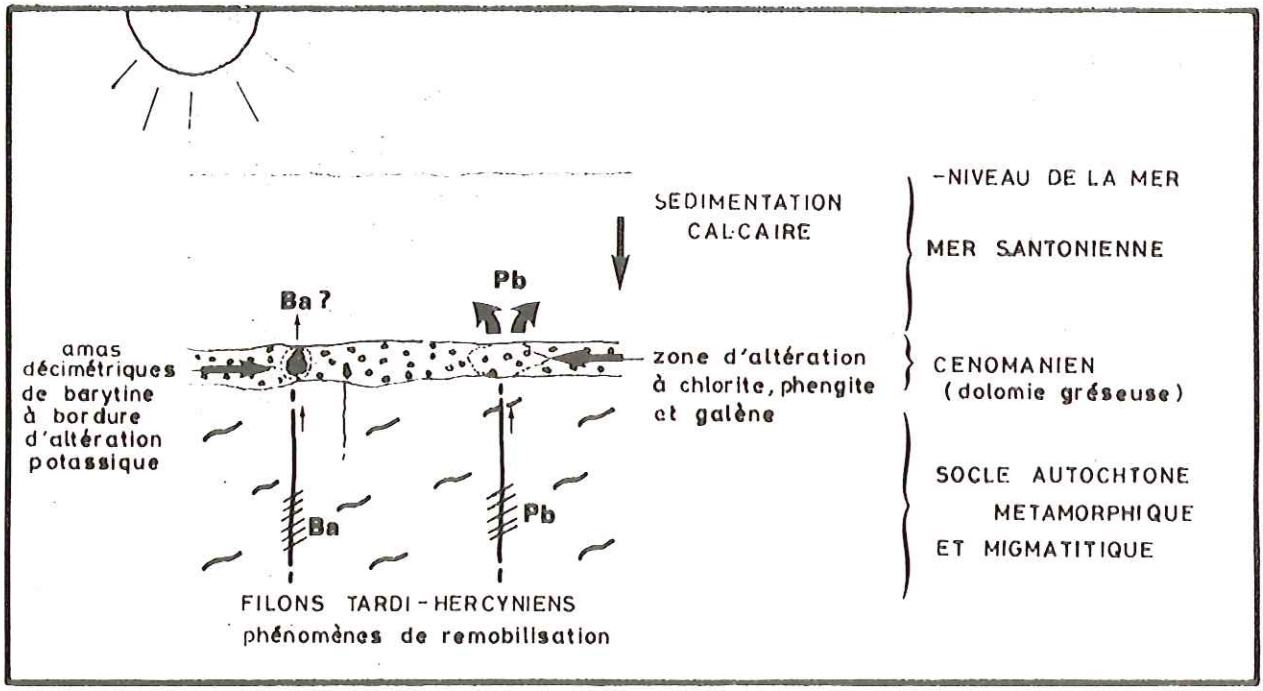


FIG.122- Schématisation de la métallogénèse crétacée en liaison avec la remobilisation de minéralisations tardi-hercyniennes du socle

3. LA MINERALOGIE PARTICULIERE A Ge-Ga,Sn,Ni-Co

L'étude de la minéralogie des Pyrénées centrales (OUDIN, 1982) avait montré une large répartition des minéraux à Ge-Ga, Sn et Ni-Co dans les minéralisations du Paléozoïque et du Crétacé (Ni-Co). Des études ultérieures, concernant l'expression minéralogique des phases à Ge-Ga, faisaient ressortir l'importance du métamorphisme hercynien.

Dans notre secteur, un grand nombre de minéraux traces à Ge-Ga ont été observés dans les indices du Paléozoïque. Si les minéralisations sédimentaires-exhalatives du Dévonien ont bien subi le métamorphisme hercynien, il n'en est pas de même pour les filons du socle autochtone.

L'origine de ces minéraux traces serait donc à préciser dans ces dernières structures.

4. LA NOTION DE PROVINCE METALLOGENIQUE

De nos travaux, il ressort qu'au moins trois périodes métallogéniques caractérisent cette région des Pyrénées. La première, à minéralisations de type SEDEX, est datée du Dévonien inférieur (Emsien). La seconde, représentée par des filons de type B.P.G.C., est rapportée à la période tardi-hercynienne (Saxonien). Enfin, la dernière, correspond à la remobilisation d'un stock métal pré-existant, et est en liaison avec l'orogenèse alpine au sens large (Santonien supérieur).

Rappelons que des minéralisations stratiformes sont aussi connues à l'Ordovicien et au Carbonifère, à l'échelle régionale.

On rejoint donc l'idée de province métallogénique développée par P. ROUTHIER (1980), la notion de superposition s'appliquant bien à notre secteur.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

ANGOT B. (1983) - Les minéralisations de la couverture mésozoïque des Pyrénées françaises. Exemple : bordure nord du massif de l'Arize (Ariège). *Thèse 3ème cycle. Paris VI.*

ARTHAUD F. et MATTE P. (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics, 25, 1-2, 139-171.*

BARTON P.B. et SKINNER B.J. (1979) - Sulfide mineral stabilities. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd edition, H.L. BARNES, ed., WILEY Interscience publication, U.S.A., 278-403.*

BEN OTHMAN D., FOURCADE S. et ALLEGRE C.J. (1984) - Recycling processes in granite-granodiorite complex genesis : the Querigut case studied by Nd-Sr isotope systematics. *Earth Planet. Sci. Lett., 69, 290-300.*

BENY C., GUILHAUMOU N. et TOURAY J.C. (1982) - Native-sulfur-bearing fluid in inclusions in the CO_2-H_2S-H_2O-S system. Microthermometry and Raman microprobe (MOLE) analysis. Thermochemical interpretations. *Chemical Geology, 37, 113-127.*

BERNSTEIN L.R. (1985) - Germanium geochemistry and mineralogy. *Geochimica and Cosmochimica Acta, Vol. 49, 2409-2422.*

BERTRANEU J. (1959) - Orogenèse et minéralisations "pyrénéennes". *C. R. Ac. Sc., 249, 1540-1542.*

BICKLE M.J., WICKHAM S.M. et TAYLOR H.P. (1985) - Strontium and oxygen isotopic evidence for crustal melting and mantle input during the Hercynian metamorphism in the Pyrenees. *Terra Cognita, 5, p. 118.*

BIXEL F. (1984) - Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées. *Thèse d'Etat. Toulouse.*

BLES J.L., BONIJOLY D. et GROS Y. (1982) - Apport de l'analyse structurale à la connaissance des gites filoniens : méthodes d'études et application dans le sud-ouest du Massif Central. *Bull. B.R.G.M., (2), II, n°4, 427-436.*

BOUQUET C. (1968) - Etude des minéralisations de la Haute vallée d'Aure (Hautes-Pyrénées) : région de la Géla-Barroude. *Rapport B.R.G.M. 68 OPR 022 RMM.*

BRAUX C. (1980) - Etude géologique des hautes vallées d'Astau et du Louron. Les minéralisations Zn (Pb,Cu) et Mn. *Thèse 3ème cycle, Orléans.*

BRESSON A. (1900) - Feuille de Luz. *C.R. Coll. campagne 1899 et Bull. Carte. Géol. Fr., t. 11, n° 73, 181-183.*

BRESSON A. (1902) - La nappe de recouvrement des environs de Gavarnie et de Gèdre. Comparaisons des bassins crétacés d'Eaux Chaudes, de Gèdre et de Gavarnie. *C. R. Ac. Sc., Paris, t. 134, 63-66.*

BRESSON A. (1903) - Etudes sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées (Haute-Chaîne). *Bull. Carte. Géol. Fr., t. 14, n°93, 45-322.*

BRIERE M. (1972) - Les mineralisations associées au massif granitique de la Haya (Pays basque espagnol). *Rapport B.R.G.M., 72 SGN 146 MET.*

BRULA P. (1984) - Les schistes noirs et la série paléozoïque du dôme de Bosost-Luchon (Pyrénées centrales). Etude cartographique, pétrographique et géochimique. Relation avec les minéralisations Zn (Pb). *Thèse 3eme cycle. Lyon 1.*

Mc CAIG A.M. et WICKHAM S.M. (1984) - The tectonic evolution of the Pyrenees : a workshop. *J. Geol. Soc. London, Vol. 141, 379-381.*

Mc CAIG A.M. et MILLER J.A. (1986) - 40 Ar-39 Ar age of mylonites along the Merens fault, Central Pyrenees. *Tectonophysics, 129, 149-172.*

CAILLAUX A. (1875) - Tableau général et description des mines métalliques et des combustibles minéraux de la France. *Paris, librairie polytechnique, 489-493.*

CAPDECOMME L. (1943) - Sur les procédés d'étude des roches charbonneuses, à propos des schistes graphitiques de la région de Marignac. *Bull. Sc. Hist. Nat. Toulouse, t. 78, 181-190.*

CARPENTIER R. (1979) - Le gisement de fer du Rancié : son insertion dans la paléogéographie et dans l'évolution tectonique de l'Ordovicien-Dévonien de la région de Vicdessos. *Thèse 3eme cycle, Paris VI.*

CARTIER A. (1981) - Etude de minéralisations à fluorine, barytine et sidérite en contexte hercynien : secteur du gisement d'Escaro (Pyrénées-Orientales). *Thèse 3eme cycle, Orléans.*

CASTELBOU R. (1981) - Les minéralisations zincifères du Pic de Nerbiou et des Pics de Yéous (Hautes-Pyrénées). *Thèse 3eme cycle, Toulouse.*

CASTERA A. (1933) - les mines des Hautes-Pyrénées. *Thèse doct. Droit, Fournier édit., 176 p.*

CHESTERIKOFF A. (1964) - Note sur l'existence d'un paléodôme dans la région de Burguete - Arive - Arrieta (Pyrénées basques espagnoles) et ses relations métallogéniques avec les minéralisations périphériques. *Bull S.G.F., 7, VI, 225-232.*

CHEVALIER P. (1974) - Le gisement de sidérite de Batère (Pyrénées orientales). *Thèse docteur ingénieur, Lyon.*

CHOUKROUNE P. et SEGURET M. (1973) - Tectonics of the Pyrenees : role of compression and gravity. *In K. de Jong et R. Schoelten (Editors), Gravity and Tectonics. Wiley, New-York, N.Y., 141-156.*

CHOUKROUNE P. (1974) - Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale. *Thèse de Sc. Nat., Montpellier, et mém. Soc. Géol. Fr. (1976), 40, 1-116.*

CLIN M. (1964) - Etude géologique de la Haute Chaîne des Pyrénées centrales entre le cirque de Troumouse et le cirque du Lys. *Mém. B.R.G.M., n ° 27.*

COQUAND H. (1869) - Description géologique de la formation crétacée de la province de Teruel (ancien royaume d'Aragon). *Bull. Soc. Géol. Fr., 2e série, t. 26, 144-173.*

COSTE B. (1972) - Etude géologique et géochimique de l'indice zincifère du Val de Bitet (Pyrénées atlantiques). *Thèse 3eme cycle, Toulouse.*

DAHMANI A. (1984) - Les formations métamorphiques et anatectiques de la vallée d'Héas : étude pétrographique. *D.E.A., Toulouse et Thèse soutenue en juillet 1987*

DALLAS S. (1980) - Etude géologique et minéralogique des minéralisations zincifères du Dévonien inférieur de la région du Lac d'Isaby (Hautes-Pyrénées). *Thèse 3eme cycle, Toulouse.*

DEBAT P. (1963) - Etude géologique des formations métamorphiques des vallées d'Héas et de Gavarnie. Carte géologique au 1/50 000. *D.E.S. Toulouse.*

DEBAT P. (1965) - Les formations métamorphiques des vallées de Gavarnie et d'Héas (Hautes-Pyrénées). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 100, fasc. 2, 137-173.*

DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMAN J. (1963) - Framework silicates. *Rock Forming Minerals, Longmans ed., London, vol. 4.*

DEMANGE M. (1973) - Contribution à l'étude des gisements plombo-zincifères français. *Bull. B.R.G.M., II.*

DERAMOND J. (1979) - Déformation et déplacement des nappes : exemple de la nappe de Gavarnie (Pyrénées Centrales). *Thèse Sc. Nat., Toulouse.*

DERAMOND J. et RAMBACH J.M. (1979) - Mesure de la déformation dans la nappe de Gavarnie (Pyrénées Centrales) : interprétation cinématique. *Bull. Soc. Géol. Fr., (7), 21, 105-220.*

DERAMOND J., GRAHAM R.H., HOSSACK J.R., BABY P. et CROUZET G. (1985) - Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées. *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 301, Série II, n °16, 1213-1216.*

DESTOMBES J.P. (1955) - Origine métasomatique et âge des magnésites (giobertites) des Pyrénées occidentales. *C.R. Acad. Sc. D, vol. 240, n °1, 1117-1119.*

DE VOS W., VIAENE W. et MOREAU J. (1974) - Minéralogie du gisement de Kipushi (Shaba, Zaïre). *Centenaire de la Société Géologique de Belgique, Gisements stratiformes et provinces cuprifères, 1974. 165-183.*

DIETRICH Baron de (1786) - Description des gîtes de minerai, des gorges et des salines des Pyrénées. *Paris. Didot et Cucher éditeurs.*

DRIOUCH Y. (1984) - Etude pétrographique du massif des Gloriettes (vallée d'Héas, Hautes-Pyrénées). *D.E.A., Toulouse, et thèse soutenue en juillet 1987.*

ENGESER T. et SCHWENTKE W. (1986) - Towards a new concept of the tectogenesis of the Pyrenees. *Tectonophysics, vol. 129, n°1-4, 233-242.*

ESCANDE B. et MAJESTE-MENJOULAS C. (1985) - Age dévonien moyen à supérieur de la succession calcaréo-détritique à minéralisations stratiformes de la région d'Arrens (Hautes-Pyrénées). *Bull. Soc. Géol. Fr., (8). t. 1, n°2, 277-279.*

FLACHERE H. (1977) - La nappe du Mont Perdu et ses relations avec la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales). *Thèse 3eme cycle, Toulouse.*

FONTBOTE J.M., MUNOZ J.A. et SANTANACH P. (1986) - On the consitency of proposed models for the Pyrenees with the structure of the eastern parts of the belt. *Tectonophysics, vol. 129, n°1-4, 291-301.*

FORTUNE J.P., GAVOILLE B. et THIEBAUT J. (1980) - Le gisement de talc de Trimouns près Luzenac (Ariège). *Fascicule E10, 26e C.G.I., publication D.G.R.S.T..*

FRANCOIS J.M. (1983) - Etude géologique et métallogénique de la région du pic du Midi de Bigorre (H.P.). *Thèse 3eme cycle. E.N.S.G.. CRPG Nancy.*

FROELICH F. (1970) - Les montagnes du sud d'Arrens (Hautes-Pyrénées). Etude géologique et métallogénique (gisements de blende, galène, barytine).. *Thèse 3eme cycle. Paris.*

GAPILLOU C. (1981) - Vers une approche métallogénique d'une région presque oubliée : les minéralisations à Cu, Ag, Pb, Zn et les sidérites du Paléozoique et du Trias du Pays Basque français entre Ainhoa et Banca. *Thèse 3eme cycle. Paris VI.*

GARDNER H.D. et HUTCHEON I. (1985) - Geochemistry, Mineralogy and Geology of the Jason Pb-Zn Deposits. Mac Millan Pass, Yukon, Canada. *Economic Geology, vol. 80, 1257-1276.*

GATINOT F. (1977) - Les minéralisations plombo-zincifères du Dévonien entre Argelès-Gazost et Bagnères de Bigorre. Essai de comparaison avec les minéralisations du Pic de Nerbiou (H.P.). *Thèse 3eme cycle, Nancy.*

GOLBERG J.M., MALUSKI H. et LEYRELOUP A.F. (1986) - Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the north pyrenean zone *Tectonophysics, vol. 129, n°1-4, 275-290.*

GRAMONT X de (1962) - Etude minéralogique des mines de la région d'Aulus (Ariège). *Thèse 3eme cycle, Toulouse.*

GRAMONT X de , MONCHOUX P. et TOLLON P. (1965) - Gisements de barytine de Gèdre et de Gavarnie (H.P.). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 100, fasc. 3-4, 321-324.*

GUERIN P. (1979) - Les minéralisations zincifères de l'Ordovicien de la region de Liat (Val d'Aran, Province de Lérida, Espagne). *Thèse 3eme cycle, Paris.*

GUITARD G. (1954) - Classification, position et âge des gîtes métallifères du Canigou et des Pyrénées Orientales. *Bull. S.G.F., 6eme série, 4, 172-177.*

GUITARD G. (1970) - Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss oeillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Mém. B.R.G.M., 63, 353p.*

GUITARD M. (1970) - Sur les relations entre la sidérite , l'ankérite et la dolomie dans les gisements de fer métasomatiques du Canigou (Pyrénées orientales). *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 271, D, 1233-1236.*

GUITARD G. (1973) - Sur la genèse des gisements métasomatiques de talc et de chlorite magnésiennne des Pyrénées et sur les relations entre le talc et la magnésite. *in "Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gites minéraux" E. RAGUIN, MASSON éd..*

HARLAND W.B., COX A.V., LLEWELLYN P.G., PICKTON C.A.G., SMITH A.G. et WALTERS R. (1982) - A geologic time scale. *Cambridge University Press, Cambridge, 131p..*

HEY M.H. (1954) - A new revue of the chlorites. *The mineralogical magazine, 224, Vol. 30, 277-292.*

HOARAU G. (1972) - Roches ultramafiques et migmatites dans la vallée d'Héas (Hautes- Pyrénées) . *Thèse 3eme cycle, Toulouse.*

HOWER J. et MOWATT T.C. (1966) - The mineralogy of illite and mixed-layer illite/montmorillonite . *Amer. Min., 51, 825-854.*

HUARD M. (1972) - Etude géologique du district à fluorine et sidérite de la bordure septentrionale du massif Canigou-Carança (Pyrénées orientales). *Bull. B.R.G.M., II, 4, 1-43.*

JEBRAK M. (1984) - Contribution à l'histoire naturelle des filons (F, Ba) du domaine varisque : essai de caractérisation structurale et géochimique des filons en extension et en décrochement dans les massifs centraux français et marocains. *Thèse d'Etat, Orléans.*

JOHAN Z., OUDIN E. et PICOT P. (1983) - Analogues germanifères et gallifères des silicates et oxydes dans les gisements de zinc des Pyrénées centrales, France: argutite et carboirite, deux nouvelles espèces minérales. *Tschermaks Min., Petr., Mitt., 31, 97-119.*

JOHAN Z. et OUDIN E. (1986) - Présence de grenats et d'un équivalent ferrifère, germanifère et gallifère de la sapphirine dans la blende de la zone axiale pyrénéenne. Conditions de formation des phases germanifères et gallifères. *C.R. Acad. Sc. Paris,t. 303, série II, n °9, 811-816.*

JORRE G. (1936) - Les mines des Pyrénées des Gaves. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, t. VII, fasc. 2, 148-168.*

JOSEPH J. (1973) - Le Paléozoïque de la Nappe de Gavarnie entre le cirque de Troumouse et le gave de Pau. Etude stratigraphique et structurale. *Thèse 3eme cycle,Toulouse.*

JULLIOT J.Y., WOLFINGER M. et ROBERT J.L. (1987) - Experimental study of carboirite and related phases in the system GeO_2-SiO_2-Al_2O_3-FeO-H_2O at P up to 2 kbar. *Mineralogy and petrology, 36, 51-69.*

LACROIX A. (1892) - Minéralogie de la France et de ses anciens territoires d'Outre-Mer. *8 tomes, Nouveau tirage, Blanchard.*

LAGNY P. (1963) - Etude géologique et métallogénique de la bordure méridionale du massif du Labourd aux environs d'Itxassou. *Thèse 3eme cycle, Paris.*

LARANG G. (1966) - Gisements des vallées du gave de Pau et du gave de Cauterets. *Dossier B.R.G.M., D.S.O..*

LARGE D.E. (1980) - Geological parameters associated with sediment hosted submarine exhalative Pb-Zn deposits : an empirical model for mineral exploration. *Geol. Jb., D, 40, 59-129.*

LUCAS C. (1985) - Le grès rouge du versant nord des Pyrénées : essai sur la géodynamique de dépôts continentaux du Permien et du Trias. *Thèse d'Etat, Toulouse.*

MAJESTE - MENJOULAS C. (1979) - Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque : nappe de Gavarnie, chevauchement Cinq-Monts-Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales). *Thèse d'Etat Sc. Nat., Toulouse.*

MAKO D.A. et SHANKS W.C. (1984) - Stratiforme sulfide ans barite-fluorite mineralization of the vulcan prospect, Northwest territories : exhalations of basinal brines along a faulted continental margin. *Canadian Journal of Earth Science, Vol. 21, n°1, 78-91.*

MARCOUX E. et CALVEZ J.Y. (1985) - Age, genèse et prospection des concentrations minérales : les possibilités offertes par les isotopes du plomb. *Chron. Rech. Min., 478, 21-32.*

MARCOUX E. (1986) - Isotopes du plomb et paragenèses métalliques, traceurs de l'histoire des gîtes minéraux. *Thèse d'Etat, Clermont-Ferrand II.*

MARGERIE E. de et SCHRADER F. (1891) - Aperçu de la structure des Pyrénées. *Ann. C.A.F., Vol. 18, p.49.*

MARTIN F. (1979) - Les gisements de fluorine post-hercyniens (karstiques et filoniens) dans le Paléozoïque de la région du Pourtalet (Pyrénées Atlantiques - Province de Huesca). *Thèse 3eme cycle, Paris VI.*

MENGAUD L. (1938) - La région de Gavarnie (feuille de Luz au 1/80 000). *Bull. des services de la carte géologique de la France, n°197, t. 39, 382-387.*

MICHARD-VITRAC A., ALBAREDE F. et ALLEGRE C.J. (1981) - Lead isotopic composition of Hercynian granitic K-felspars constrains continental genesis. *Nature, 291, 461-464.*

MILITON C., PICOT P. et POUIT G. (1986) - Une forme d'accumulation du baryum à partir d'un stock synsédimentaire dans les formations dévoniennes des Pyrénées centrales : les adulaires barytiques. *11eme R.A.S.T., Clermont-Ferrand, p.129.*

MILITON C. et OUDIN E. (en préparation) - Minéralogie des indices à Zn-Pb-Ba-F du Paléozoïque et du Crétacé de la nappe de Gavarnie (Gèdre-Gavarnie-cirque de Barroude, Hautes-Pyrénées). *Rapport BRGM.*

MILLE M. (1963) - Etude pétrographique de quelques roches eruptives filoniennes des environs de Barèges. Etude de quelques gîtes métallifères. *D.E.S., Besançon.*

MIROUSE R. (1962) - Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. *Thèse Sc., Toulouse, 2 vol. et mém. Cart. Géol. Fr.(1966).*

MIROUSE R., BARROUQUERE G., BESSIERE G., DELVOLVE J.J. et PERRET M.F. (1983) - Amorce de la sédimentation synorogénique dans les Pyrénées varisques. Données chronologiques ; implications paléogéographiques. *Géol. Rundsch., 72, 253-280.*

MISCH P. (1934) - La estructura tectonica de la region centrale de los Pirineos meridionales. *Publicaciones extrangeras sobre Geologica de Espana , Madrid, Vol. 4, 178p..*

MONTIGNY R., AZAMBRE B., ROSSY M. et THUIZAT R. (1986) - K-Ar studie of cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees : age and length of rotation of the iberian peninsula. *Tectonophysics, Vol. 129, n°1-4, 257-273.*

MOREAU C. (1975) - L'enclave à staurotide-gédrite de la vallée d'Héas (Hautes-Pyrénées) et son encaissant : étude minéralogique et pétrologique. *Thèse 3eme cycle , Toulouse.*

MULLER J. et ROGER P. (1977) - L'évolution structurale des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. *Thèse Sc, Bordeaux et Géol. Alp., t. 53, 149-191.*

OUDIN E. (1979) - Les mineralisations polymétalliques du Paléozoïque volcano-sédimentaire des Pyrénées centrales. *Action concertée DGRST, n°77-07-1511, rapport Juin 1979.*

OUDIN E. (1982) - Minéralogie des Pyrénées centrales. Annexe III : compte-rendu de fin d'étude DGRST. n° 79 071310. *Rapport B.R.G.M., 82 SGN 189 MGA.*

PELISSONNIER H. (1959) - Dolomitisation de la série dévono-dinantienne dans les Pyrénées de la Haute-Garonne et de l'Ariège. *Bull. Soc. Géol. Fr., t.1, série 7, 625-630.*

PERE A. (1976) - Géologie du Paléozoïque entre l'Aguilla et la montagne de Bachebirou (N-E de Gèdre, Hautes-Pyrénées). *Thèse 3eme cycle, Toulouse.*

PLSQUERA A., VELASCO F., FORTUNE J.P. et TOLLON F. (1985) - Les minéralisations de type exhalatif sédimentaire "SEDEX" à Pb-Zn-F-Ba du district d'Arditurri, Guipuzcoa (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 300, série II, n°10, 463-468.*

PIGETVIEUX G. (1981) - Etude géologique et métallogénique des Aspres (Pyrénées orientales). *Thèse 3eme , univ. Franche-Comté.*

POUIT G. (1978) - Différents modèles de minéralisations hydrothermales-sédimentaires à Zn (Pb) du Paléozoïque des Pyrénées centrales. *Mineralium deposita, v.13,n°3, 411-421.*

POUIT G. et ALSAC C. (1978) - Les faciès noirs tuffacés du Dévonien et de l'Ordovicien des Pyrénées centrales et leurs minéralisations Zn (Pb). *C.R. Acad. Sc., Paris, série D, t. 287, n°5, 415-418.*

POUIT G., BOUQUET C. et BOIS J.P. (1979) - Les principaux niveaux minéralisés (Zn-Pb-Cu-Ba) du Paléozoïque des Pyrénées centrales : éléments de synthèse. *Bull. B.R.G.M.,(2), II, n°1, 21-33.*

POUIT G. et FORTUNE J.P. (1980) - Métallogénie comparée des Pyrénées et du Sud du Massif Central . *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 26 C.G.I., Mém. 3, 381-440.*

POUIT G. (1984) - Les gisements à sulfures massifs exhalatifs - sédimentaires : une mise au point sur leur classification et la méthodologie de leur recherche. *Chron. Rech. Min., n° 476, 31-34.*

POUIT G. (1985) - Les minéralisations Zn (Pb) Ba du Paléozoïque des Pyrénées Centrales : une mise au point et un compte rendu des missions 1984. *Rapport B.R.G.M., 85 DAM 037 GMX.*

POUIT G. et BOIS J.B. (1986) - Arrens Zn (Pb), Ba Devonian deposit, Pyrenees, France : an exhalative - sedimentary - type deposit similar to Meggen . *Mineral. Deposita, 21, 181-189.*

PUIGDEFABREGAS C. et SOUQUET P. (1986) - Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics, vol. 129, n°1-4, 173-203.*

RAAZ F. (1925) - Trachstudien am orthoklas. *T.M.P.M., 36, 321-356.*

RANKIN A.M. et SHEPHERD T.J. (1978) - H_2S-bearing fluid inclusions in baryte from the North Pole deposit, Western Australia. *Mineral. Mag., 42, 408-410.*

RAVIER J. (1959) - Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. *Mém. Soc. Geol. Fr., t. 38, n° 86, fasc. 2-3.*

RAYMOND J.L. (1974) - Description et conditions de formation des gîtes ankéritiques pyrénéens. Importance des actions thermogravitationnelles. *Thèse 3eme cycle, Toulouse.*

READING H.G. (1975) - Strike-slip fault systems : an ancient example from the Cantabrians. *Int. Congr. Sedimentol., 9 th, Nice, thème 4, 287-292.*

REYX J. (1973) - Relations entre tectonique, métamorphisme de contact et concentrations métalliques dans le secteur des anciennes mines d'Arre et d'Anglas (Hautes Pyrénées, Pyrénées Atlantiques). *Thèse 3 eme cycle, Paris VI.*

RODDAZ B. (1977) - Le prolongement oriental de la nappe de Gavarnie et son substratum entre Barroude et le Moudang (Pyrénées centrales). *Thèse 3eme cycle, Toulouse.*

ROMEU A. de (1907) - Les roches filoniennes paléozoïques non granitiques des Pyrénées. *Bull. Soc. Fr. de Minéralogie, t. XXX, 110-216.*

SCOTT S.D. et BARNES H.L. (1971) - Sphalerite geothermometry and geobarometry. *Econ. Geol., U.S.A., 66, 653-669.*

SEGURET M. et PROUST F. (1968) - Tectonique hercynienne des Pyrénées centrales : signification des schistosités redressées, chronologie des déformations. *C.R. Acad. Sci., Paris, 266, 984-987.*

SEGURET M. (1970) - Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées (caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité). *Thèse Sc., Montpellier, ed. USTELA, 162p..*

SEGURET M. et DAIGNIERES M. (1986) - Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees ; discussion. *Tectonophysics, vol. 129, n °1-4, 303-318.*

SOUBIAS D. (1972) - Contribution à l'étude minéralogique et métallogénique des gisements de carbonates des Pyrénées : a/ le gisement de dolomie de Sainte Colombe sur Guette (Aude) , b/ le gisement de sidérite de Batère (Pyrénées Orientales). *Thèse 3 eme cycle, Toulouse.*

SOULA J.C., DEBAT P., DERAMOND J., GUCHEREAU J.Y., LAMOUROUX C., POUGET P. et ROUX L. (1986 a) - Evolution structurale des ensembles métamorphiques, des gneiss et des granitoïdes dans les Pyrénées centrales. *Bull. Soc. Geol. Fr., (8), t.2, n °1, 79-93.*

SOULA J.C., DEBAT P., DERAMOND J. et POUGET P. (1986 b) - A dynamic model of the structural evolution of the hercynian Pyrenees. *Tectonophysics, vol. 129, n °1-4, 29-51.*

SOULA J.C., LAMOUROUX C., VIALLARD P., BESSIERE G., DEBAT P. et FERRET B. (1986 c) - The mylonite zones in the Pyrenees and their place in the alpine tectonic evolution. *Tectonophysics, vol. 129, n °1-4, 115-147.*

SOUQUET P. (1967) - Le Crétacé supérieur sud-Pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. *Thèse Sc., Toulouse.*

SOUQUET P., BILOTTE M., CANEROT J., DEBROAS E.J., PEYBERNES B. et REY J. (1975) - Nouvelle interprétation de la structure des Pyrénées. *C.R. Ac. Sc., Paris, t. 281, 609-613.*

STANTON R.L. (1982) - Metamorphism of a stratiform sulfide orebody at Mount Misery, Einasleigh, Queensland, Australia. *Trans. Instn. Min. Metall., sect. B, 91, 47-80.*

TAYLOR S.R. (1964) - Abundance of chemical elements in the continental crust : a new table. *Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 1273-1286.*

TOURAY J.C., BENY-BASSEZ C., DUBESSY J. et GUILHAUMOU N. (1985) - Microcharacterization of fluid inclusions in minerals by Raman microprobe. *Scanning Electron Microscopy, I, 103-108.*

TOURAY J.C. et GUILHAUMOU N. (1984) - Characterization of H_2S bearing fluid inclusions. *Bull. Mineral., 107, 181-188.*

TROUILLER A. (1976) - Les terrains paléozoïques de la vallée du Rioumajou (Pyrénées centrales) . Stratigraphie, métamorphisme, déformations. *Thèse 3ème cycle, Toulouse.*

VEGAS G. (1982) - Les minéralisations plombo-zincifères de la concession de Baren (Haute-Garonne) : leur contexte lithologique et géochimique. *Thèse 3ème cycle, Toulouse.*

VERNHET Y. (1979) - Les minéralisations zincifères dans l'Ordovicien et le Dévonien du Val de l'Orle (District de Seintein, Ariège). *D.E.A., Paris VI, non publié.*

VITRAC A. et ALLEGRE C.J. (1969) - Age de mise en place, origine et histoire des granites de Millas Quérigut et Mont Louis, étudiés par la méthode ^{87}Rb- ^{87}Sr. *C.R. Acad. Sc., t.269, 2174-2177.*

VITRAC-MICHARD A. et ALLEGRE C.J. (1975) - A study of the formation and history of a piece of continental crust by ^{87}Rb- ^{87}Sr method ; the case of the French Oriental Pyrenees. *Contrib. Mineral. Petrol., 50, 257-285.*

VITRAC-MICHARD A., ALBAREDE F., DUPUIS C. et TAYLOR H.P. (1980) - The genesis of Variscan plutonic rocks : inferences from Sr, Pb and O studies on the Maladeta Igneous Complex, Central Pyrenees, Spain. *Contrib. Mineral. Petrol., 72, 57-72.*

WEBER L. (1983) - The stratiform Lead-Zinc Mineralisation of the "Paleozoic of Graz" (Styria, Austria) *Mineral Deposits of the Alps and of the alpine Epoch in Europe. (ed. by H.J. SCHNEIDER) Springer-Verlag-Berlin-Heidelberg.*

WENSINK H. (1962) -, Paleozoic of the upper Gallego and Ara Valleys, Huesca province, Spanish Pyrenees. *Estudios Geologicos, vol. 18, n°1-2, 1-66.*

WICKHAM S.M. et OXBURGH E.R. (1986) -A rifted tectonic setting for hercynian high-thermal gradient metamorphism in the Pyrenees. *Tectonophysics, vol. 129, n° 1-4, 53-69.*

WILLIAMS G.D. et FISHER M.W. (1984) - A balanced section across the pyrenean orogenic belt. *Tectonics, 3, 773-780.*

ZWART H.J. (1979) - The geology of the Central Pyrenees. *Leidje Geol. Meded., 50, 1-74.*

ZWART H.J. (1986) - The variscan geology of the Pyrenees. *Tectonophysics, vol. 129, n°1-4, 9-27.*

ANNEXES

Groupes de minéraux	Minéraux observés		Siltites au toit de la barre calcaire	Barre calcaire	Siltites de la base du Dévonien inf.	Crétacé autochtone	Filons du socle	Enclaves du socle	Filons à scheelite	Roches ultrabasiques
	Blende	ZnS	T	AA	R		AA		F	
	Galène	PbS		F	T	F	AA	T	R	
	Pyrite	FeS_2	F	R	F	F	A	F	A	
	Chalcopyrite	$CuFeS_2$	R	R	R	R	A	R	R	R
	Pyrrhotite	$Fe_{1-x}S$	F	T	F		T	F	F	A
	Magnétite	Fe_3O_4					F	R	F	A
	Hématite	Fe_2O_3					F			
	Cuivre gris	$Cu_{12}Sb_4S_{13}$ (+Ag,Fe)		T			T			
	Bornite	Cu_5FeS_4					T			
Sulfosel de plomb	Boulangérite	$Pb_5Sb_4S_{11}$		T						
	Mispickel	FeAsS			T					
Minéraux de bismuth	Bismuth	Bi							R	
	Bismuthinite	Bi_2S_3							R	
Minéraux de nickel-cobalt (+ argent)	Pentlandite	$(Ni,Fe,Co)_9S_8$					T			F
	Argentopentlandite	$(Ag,Fe,Ni,Co)_9S_8$					T			
	Cobaltite	CoAsS	T		T					
	Gersdorffite	NiAsS					T			
	Millérite	NiS					R			
	Bravoïte	$(Fe,Co,Ni)S_2$					T			F
	Linnéite	$(Co,Ni)_3S_4$					T			
Minéraux d'argent (+ Ge-Sn)	Argentite	Ag_2S					T			
	Polybasite	$Ag_{16}Sb_2S_{11}$					T			
	Argyrodite	Ag_8GeS_6					R			
	Canfieldite	Ag_8SnS_6					R			
Minéraux de germanium-gallium	Brunogéiérite	Fe_2GeO_4					R			
	Argutite	GeO_2					T			
	Carboirite	$FeAl_2GeO_4(OH)_2$					T			
	Silicates à germanium-gallium						R			
	Briartite	$Cu_2(Fe,Zn)GeS_4$		R						
	Réniérite	$Cu_3(Fe,Ge,Zn)(S,As)_4$		T						
	Magnétite à germanium-gallium						R			
Minéraux d'étain	Cassitérite	SnO_2					R			
	Köstérite	Cu_2ZnSnS_4		T						
	Scheelite	$CaWO_4$							I	
	Molybdénite	MoS_2							T	
	Chromite	$FeCr_2O_4$								R
	Oxydes de titane		R	T	F	R	T	F		
	Graphite	C	R	T	R	R	T	F	R	R

Annexe 1- Tableau général de la répartition des minéraux observés dans les différents types d'indices

NUMERO DE L'INDICE SUR LA CARTE		1	2								15	16	17		18	19	20	21	22		
NUMERO DE LA SECTION POLIE / MINERAUX		MC 526	MC 653								MC 25	MC 38	MC 45	MC 428	MC 87	MC 76	MC 139	MC 599	MC 612		
	Blende	T									T		T	T			T	T	T		
	Galène															T					
	Pyrite		F									F			F	F	F				
	Chalcopyrite	R									R	R	R	R	R	T	R	R	R		
	Pyrrhotite	F									F	F	F	F		R	T	F	F		
	Magnétite																				
	Hématite																				
	Cuivre gris																				
	Bornite																				
	Boulangérite																				
	Mispickel										T	R	T	T							
Bi	Bi natif																				
	Bismuthinite																				
Ni - Co - (Ag - Bi)	Pentlandite																				
	Argentopentlandite																				
	Cobaltite	T																T			
	Gersdorffite																				
	Millérite																				
	Bravoïte																				
	Linnéite																				
Ag-(Ge-Sn)	Argentite																				
	Polybasite																				
	Argyrodite																				
	Canfieldite																				
Ge - Ga	Brunogéiérite																				
	Argutite																				
	Carboirite																				
	Silicates Ge-Ga																				
	Briartite																				
	Kéniérite																				
	Magnétite Ge-Ga																				
Sn	Cassitérite																				
	Köstérite																				
	Scheelite																				
	Molybdénite																				
	Chromite																				
	Oxydes Ti	F	T								F	F	R	F		F	F	F	R		
	Graphite	F									R			T		R	F	R	T		
		1												2							

Annexe 2- Associations minérales des indices de la série alternante **1**
Associations minérales des indices des siltites noires de la série de base et de la série rubanée **2**

(AA: très abondant ; A:abondant ; F: fréquent ; R: rare ; T: traces)

NUMERO DE L'INDICE SUR LA CARTE		3				4			5		6		7	8	9	10	11	12	13		14	
NUMERO DE LA SECTION POLIE / MINERAUX		MC 143	MC 688	MC 700	MC 704	MC 530A	MC 530B	MC 534	MC 169A	MC 1698	MC 174	MC 521	MC 775	MC 154	MC 342	MC 771	MC 650	MC 391	MC 672	MC 673	MC 185	MC 184
	Blende	F	AA		AA	A		F	A	R	A	AA	AA	AA	AA	AA	AA	AA	AA	AA	AA	R
	Galène	F	T	AA		A	AA			F	R	R				F		T	R			A
	Pyrite	R	R		F	F	T	F	F	R	R	F	R	T	T	A	T	T	F	R	T	T
	Chalcopyrite		T			R			T		T							T	T			
	Pyrrhotite												R									
	Magnétite																					
	Hématite																					
	Cuivre gris	T			T		R				T					R						
	Bornite																					
	Boulangérite			T																		I
	Mispickel																					
Bi	Bi natif																					
	Bismuthinite																					
Ni - Co - (Ag)	Pentlandite																					
	Argentopentlandite																					
	Cobaltite																					
	Gersdorffite																					
	Millérite																					
	Bravoïte																					
	Linnéite																					
Ag-(Ge-Sn)	Argentite																					
	Polybasite																					
	Argyrodite																					
	Canfieldite																					
Ge - Ga	Brunogéierite																					
	Argutite																					
	Carboirite																					
	Silicates Ge-Ga																					
	Briartite	T													T	R*		T			T	
	Réniérite																	T				
	Magnétite Ge-Ga																					
Sn	Cassitérite																					
	Köstérite																					
	Scheelite																					
	Molybdénite																					
	Chromite																					
	Oxydes Ti	T	T		R			R				T			T			R	T			
	Graphite							T						F								

MC 771 : briartite riche en zinc

MC 391 : équivalent Ge de la collusite T ?

Annexe 3- Associations minérales des indices de la barre calcaire

NUMERO DE L'INDICE SUR LA CARTE		23		24	25	26	27						28	29		30					
NUMERO DE LA SECTION POLIE / MINERAUX		MC 31	MC 33	MC 43	MC 60	MC 138	MC 156						MC 213	MC 580	MC 588	MC 741					
	Blende			T																	
	Galène												F	F	F						
	Pyrite	F	F	A	F	F	F						F	F	F	A					
	Chalcopyrite		T			T	T							T	R						
	Pyrrhotite		T			R															
	Magnétite																				
	Hématite																				
	Cuivre gris																				
	Bornite																				
	Boulangérite																				
	Mispickel		R		T	R															
Bi	Bi natif																				
	Bismuthinite																				
Ni - Co - (Ag)	Pentlandite																				
	Argentopentlandite																				
	Cobaltite																				
	Gersdorffite																				
	Millérite																				
	Bravoïte																				
	Linnéite																				
Ag-(Ge-Sn)	Argentite																				
	Polybasite																				
	Argyrodite																				
	Canfieldite																				
Ge - Ga	Brunogéiérite																				
	Argutite																				
	Carboirite																				
	Silicates Ge-Ga																				
	Briartite																				
	Réniérite																				
	Magnétite Ge-Ga																				
Sn	Cassitérite																				
	Köstérite																				
	Scheelite																				
	Molybdénite																				
	Chromite																				
	Oxydes Ti		F	T	F	F	R						R	R	R	R					
	Graphite												T	T	R	P					
					1									2							

Annexe 4- Associations minérales d'échantillons divers de la nappe **1**
Associations minérales des indices du Crétacé autochtone **2**

NUMERO DE L'INDICE SUR LA CARTE		31	32	33				34			35	36							37		
NUMERO DE LA SECTION POLIE / MINERAUX		MC 499	MC 443	MC 353	MC 465	13 199	MC 783	MC 161	MC 387	MC 733	MC 339	MC 173A	MC 173B	MC 331	MC 549	MC 551	MC 552	MC 737	MC 108	MC 337	
	Blende	T	A	A		A	R	F		F	A	R			T	R	AA			AA	
	Galène	AA	A		AA	T	T	F	A	F	T	AA	AA	A	F	AA	AA		AA	AA	
	Pyrite	T	R	F	R	A	F	R	F	R	F	R	R	F	F	R	A	F	R	A	
	Chalcopyrite		A	F		A	A	R	T	R	F			T	T	T	F	F		A	
	Pyrrhotite													T			T				
	Magnétite		F	F		A	T	T	R		F			F	R		R		T	T	
	Hématite				R	A			F		T			R							
	Cuivre gris																				
	Bornite						T														
	Boulangérite																				
	Mispickel																				
Bi	Bi natif																				
	Bismuthinite																				
Ni - Co - (Ag)	Pentlandite																	F			
	Argentopentlandite																			T	
	Cobaltite																				
	Gersdorffite						R														
	Millérite					R	F														
	Bravoïte						F											F			
	Linnéite						F														
Ag-(Ge-Sn)	Argentite																				
	Polybasite																				
	Argyrodite																				
	Canfieldite																				
Ge - Ga	Brunogéiérite										I						I				
	Argutite																				
	Carboirite																				
	Silicates Ge-Ga																T			T	
	Briartite																				
	Réniérite																				
	Magnétite Ge-Ga		R	R							F						T				
Sn	Cassitérite		T			T					T						R			T	
	Köstérite																				
	Scheelite																				
	Molybdénite																				
	Chromite																				
	Oxydes Ti							F				T	R								
	Graphite																				

MC 443 : barytine MC 161 : barytine, fluorine
MC 353 : barytine MC 733 : barytine, fluorine

Annexe 5- Associations minérales des filons

NUMERO DE L'INDICE SUR LA CARTE		38	39				40				41	42		43	44			45		
NUMERO DE LA SECTION POLIE / MINERAUX		MC 239	MC 352	MC 604A	MC 604B	MC 607	MC 162	MC 196	MC 319	MC 402	MC 452	MC 315A	MC 315B	MC 128	MC 130A	MC 130B	MC 269	MC 131A	MC 131B	MC 131C
	Blende	A	R	AA	AA	R	A		A		A	A	A		F	A	AA	R	A	R
	Galène	R	AA	F	F	T	T	AA	A	A		T						F	A	T
	Pyrite	R	T	A	A	F	A		F	R	R	F	F	R	R	I	R	F	F	A
	Chalcopyrite	R	T	F	F	A	R		R		T	R	F		A	F	R	R	F	T
	Pyrrhotite	T													T					
	Magnétite			T	T	T					F	F	F	A	AA	AA	F		F	A
	Hématite		R		F	R	T				A	F	T	A						A
	Cuivre gris		T		T			T	T								T			
	Bornite																			
	Boulangérite																			
	Mispickel																			
Bi	Bi natif																			
	Bismuthinite																			
Ni - Co - (Ag)	Pentlandite																			
	Argentopentlandite																			
	Cobaltite																			
	Gersdorffite																			
	Millérite															T				
	Bravoïte																			
	Linnéite					R														
Ag-(Ge-Sn)	Argentite							T												
	Polybasite							T												
	Argyrodite											F								
	Canfieldite	F																		
Ge - Ga	Brunogéiérite				F	T	T	T				F				T	R		?	
	Argutite								T											
	Carboirite																			
	Silicates Ge-Ga											R								
	Briartite																			
	Réniérite																			
	Magnétite Ge-Ga					T	T	T				R				R	R		F	
Sn	Cassitérite				T		T		T							T			?	
	Köstérite																			
	Scheelite																			
	Molybdénite																			
	Chromite																			
	Oxydes Ti						T													
	Graphite						T			F										

MC 352 : fluorine
MC 452 : fluorine
MC 315A : barytine

Annexe 5: suite

NUMERO DE L'INDICE SUR LA CARTE		46		47			48	49	50	51	52	53	54	55	56						
NUMERO DE LA SECTION POLIE / MINERAUX		MC 288A	MC 288B	MC 297A	MC 297B	MC 417	MC 298	MC 272	MC 545	MC 263	MC 436	MC 234	MC 217	MC 204	MC 176						
	Blende			F	F	F	F	A	R	A	AA		A	R	A						
	Galène			F	F	F	T		AA		T	AA	A	AA	T						
	Pyrite	A	R	T		T	F	F	R	A	R	R	R	T	F						
	Chalcopyrite			T	T	R	T	R		F	R	T	R	T	T						
	Pyrrhotite							F													
	Magnétite						F	T													
	Hématite	T	A	R			R			T											
	Cuivre gris																				
	Bornite																				
	Boulangérite																				
	Mispickel																				
Bi	Bi natif																				
	Bismuthinite																				
Ni - Co - (Ag)	Pentlandite									R											
	Argentopentlandite									T											
	Cobaltite																				
	Gersdorffite																				
	Millérite									T											
	Bravoïte																				
	Linnéite									R											
Ag-(Ce-Sn)	Argentite																				
	Polybasite																				
	Argyrodite																				
	Canfieldite										F										
Ge - Ga	Brunogéierite										T		R		T						
	Argutite										T										
	Carboirite																				
	Silicates Ge-Ga										T										
	Briartite																				
	Réniérite																				
	Magnétite Ge-Ga						R														
Sn	Cassitérite										T				T						
	Köstérite																				
	Scheelite																				
	Molybdénite																				
	Chromite																				
	Oxydes Ti			R	F	A		R		T											
	Graphite			T	T			T		T											

MC 298 : barytine, fluorine

Annexe 5: suite

NUMERO DE L'INDICE SUR LA CARTE		57	58	59		60		61			62		63		64			65		66	
NUMERO DE LA SECTION POLIE / MINERAUX		MC 225	MC 313	MC 361	MC 487	MC 367		MC 104	MC 547		MC 337		MC 103	MC 106	MC 115	MC 117A	MC 117B	MC 245	MC 249	MC 294	
	Blende							T	F				T			A	A	T			
	Galène	T			T				F							T	T	T			
	Pyrite	F				A		A	F					F		F	A	A	A	F	
	Chalcopyrite	R	R		T	T		R	R		R		T		T	T	T	T	T	T	
	Pyrrhotite	F	A	T	A	A		F			A		F		F			T	T	T	
	Magnétite	T		A	T			F			A				F						
	Hématite																				
	Cuivre gris																				
	Bornite																				
	Boulangérite																				
	Mispickel																				
Bi	Bi natif							R													
	Bismuthinite							R													
Ni - Co - (Ag)	Pentlandite										F										
	Argentopentlandite																				
	Cobaltite																				
	Gersdorffite																				
	Millérite																				
	Bravoite										F										
	Linnéite																				
Ag-(Ge-Sn)	Argentite																				
	Polybasite																				
	Argyrodite																				
	Canfieldite																				
Ge - Ga	Brunogéiérite																				
	Argutite																				
	Carboirite																				
	Silicates Ge-Ga																				
	Briartite																				
	Réniérite																				
	Magnétite Ge-Ga																				
Sn	Cassitérite																				
	Köstérite																				
	Scheelite							F	R												
	Molybdénite																	T			
	Chromite										R										
	Oxydes Ti			T	A	F							T	R		F	T	F		T	
	Graphite			R	F	F		R			R		T			F	T				
				1				2			3				4						

MC 225 : hercynite
MC 361 : ilménite
MC 487 : ilménite

MC 104 : ilvaïte

MC 115 : ilménite, hercynite

Annexe 6- Associations minérales dans les enclaves du socle **1**
Associations minérales des indices à scheelite **2**
Associations minérales dans les roches ultrabasiques **3**
Associations minérales dans des échantillons divers du socle **4**

Numéro de l'indice	Nom de l'indice	Coordonnées Lambert		
		X	Y	Z
	◊ Série calcaro-silteuse au toit de la barre calcaire			
1	. Torrent des Cours	411,12	57,46	1540
2	. Sarrat de Terre Arrouye	415,67	54,03	2150
	◊ Barre calcaire du Dévonien inférieur			
3	. Montagne d'Alans	408,70 409,00	51,30 51,60	1850 2000
4	. Ayruès (1)	409,42	57,67	1265
5	. Ayruès (2)	409,42	57,99	1232
6	. Turon de Gèdre	410,60	57,10	1065
7	. La Biasou	412,42	55,77	1615
8	. Montagne de Larrue	412,10	52,27	2040
9	. Torrent du Tuc d'Arrouy	412,76	55,33	1655
10	. Ouest des ruines de la Hèche d'Or	412,24	50,38	1860
11	. Sarrat de Terre Arrouye	415,60	53,97	2115
12	. Cantet de la Sède (1)	417,17	52,96	2320
13	. Cantet de la Sède (2)	417,30 417,50	52,70 53,10	2280 2400
14	. Ouest des Cabanes de la Géla	421,25 421,17	53,15 53,30	2090 2180
	◊ Siltites noires de la base du Dévonien inférieur			
15	. Nord de Pène Blanque	417,90	48,40	2450
16	. Les Deux Soeurs	419,12	49,40	2460
17	. Ouest du Pic Heid	419,30	50,18	2490
18	. Base des crêtes de Chourrugue	414,72	51,41	2170
19	. Falaise de la Cascade du Maillet	415,70	49,95	2040
20	. Ouest du lac des Gloriettes	412,30	52,56	1780
21	. Gèdre	410,02	56,78	1100
22	. Muraille de Barroude	419,95	50,38	2510
	◊ Echantillons divers de la Nappe			
23	. Eboulis au Nord du Col de la Munia	418,39	49,04	2350
24	. Eboulis à l'Ouest du Pic Heid	419,33	50,02	2500
25	. Eboulis au Sud du Col de la Sède	418,65	51,52	2440
26	. Eboulis de la montagne de Larrue	412,40	52,32	1720
27	. Montagne de Larrue	412,07	52,48	2050

Annexe 7- Numéro des indices, nom et coordonnées Lambert des indices

Numéro de l'indice	Nom de l'indice	Coordonnées Lambert		
		X	Y	Z
	◊ Crétacé autochtone			
28	. Pluviomètre de Troumouse	416,80	50,07	2070
29	. Plateau d'Alans	408,70	50,20	1800
30	. Ubac de Saugué	408,25	55,10	1580
	◊ Filons du socle			
31	. Mine de Gavarnie	408,27	49,82	1480
32	. Mine des Artigaous	408,93	53,02	1370
33	. Mine du Couret	40912	53,50	1300
34	. Mine de Coumély	410,46	55,67	1300
35	. Mine du pont de la Gardette	411,85	55,78	1180
36	. Mine de la Raillère	414,12	53,45	1510
37	. Mine de la Lèche	414,66	52,87	1600
38	. Mine des Touyères	417,52	50,77	1840
39	. Mine de Port-Vieux	422,23	51,04	2000
40	. Torrent d'Alans	408,67	49,96	1600
41	. Route de Gavarnie	409,55	55,00	1180
42	. Pont de Souarrouy	412,35	54,66	1470
43	. Pène de la Hourcade (1)	412,87	54,70	1465
44	. Pène de la Hourcade (2)	413,13	54,67	1650
45	. Galerie E.D.F.	413,11	54,50	1670
46	. Face au Pène de la Hourcade	412,70 413,00	53,80 54,15	1400 1550
47	. Prat (1)	412,92	53,75	1440
48	. Prat (2)	412,92	53,75	1500
49	. Route des Gloriettes	413,60	53,10	1600
50	. Ribère Debat	415,02	53,22	1535
51	. Prise d'eau des Touyères	416,70	51,55	1695
52	. Haille de Pout (1)	416,96	51,00	1920
53	. Haille de Pout (2)	417,37	50,68	1950
54	. Matacas	417,75	50,55	2000
55	. Troumouse	417,20	50,02	2080
56	. Déversoir de Barroude	421,07	50,62	2200
	◊ Enclaves du socles			
57	. Cascade du ruisseau du Cot	416,15	50,91	1970
58	. Falaises de Prat	412,95	53,54	1570
59	. Falaises sous la source de Coumely	409,79	54,92	1400
60	. Soutoulet	408,37	51,86	1440

Numéro de l'indice	Nom de l'indice	Coordonnées Lambert		
		X	Y	Z
	◊ Scheelite			
61	. Falaises de la Lèche	414,45	52,90	1680
	◊ Roches ultrabasiques			
62	. Massif des Gloriettes	412,73	53,08	1665
	◊ Echantillons divers du socle			
63	. Falaises de la Lèche	414,45	52,90	1680
64	. Eboulis galerie E.D.F. d'Héas	415,38	52,63	1555
65	. Rive droite des Touyères	417,05	51,55	1800
66	. Chemin de Puyboucou	415,08	52,18	1870

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

1- Lacazina compressa d'ORBIGNY (Santonien). Plateau d'Alans (lame mince, lumière naturelle)

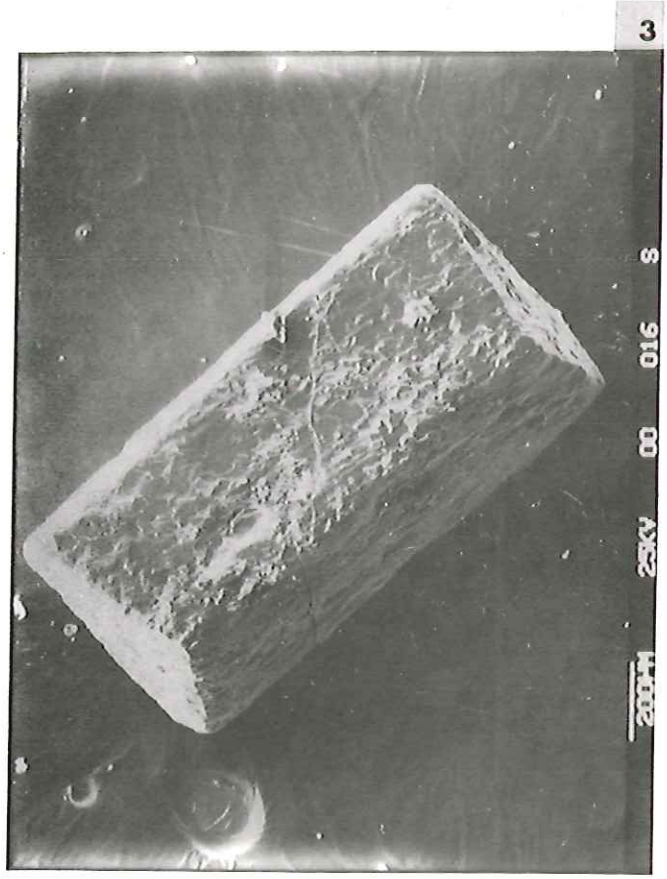
2- Cristal de hyalophane dans les calcaires du Dévonien inférieur et détail de la partie externe zonée. Ayruès (lame mince, lumière polarisée)

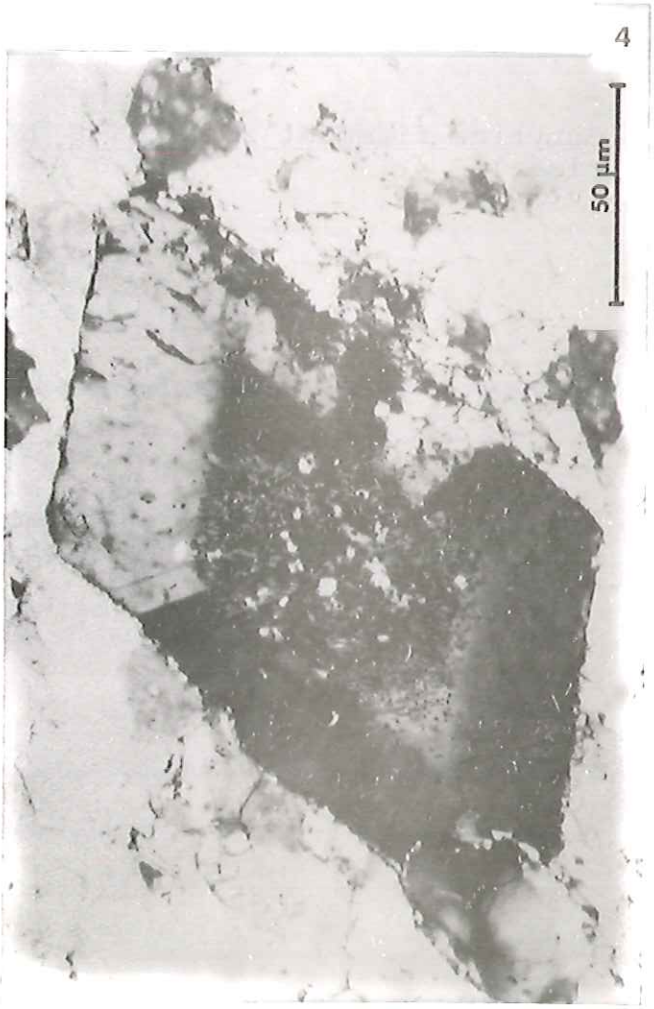
3- Morphologie d'un hyalophane (photo M.E.B., J.BRETON, B.R.G.M.)

4- Plagioclase zoné et maclé (bytownite-anorthite) des calcaires du Dévonien inférieur. Turon de Gèdre (lame mince, lumière polarisée)

1

2



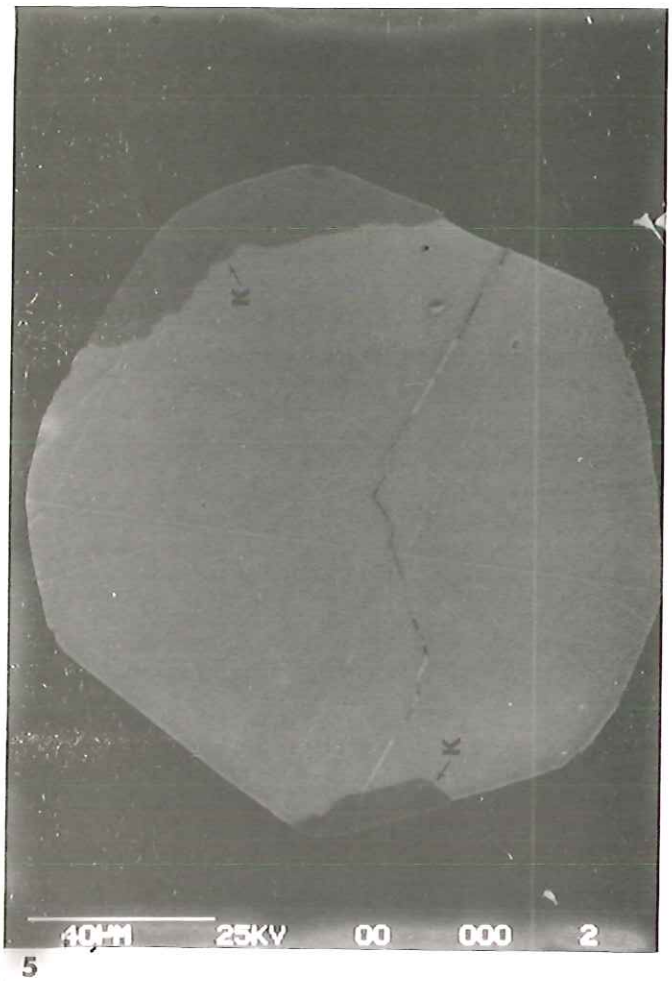


5- Cristal de blende avec remplacement (ou épitaxie) de köstérite(K) dans galène (noir). Ayruès (section polie, E.OUDIN, B.R.G.M.)

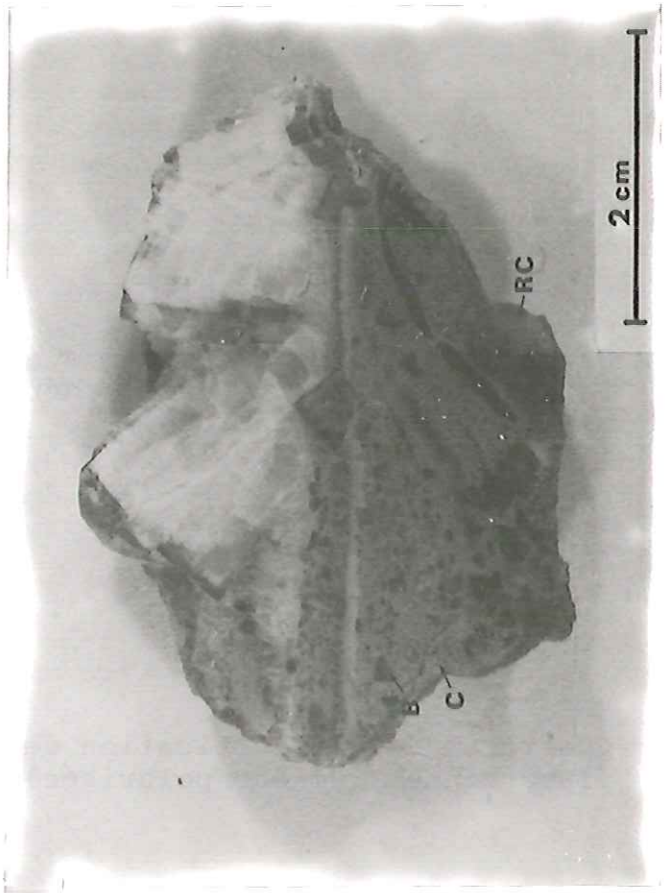
6- Sédiments internes à carbonates(C)-barytine(B) et relique de calcaire emsien(RC). Croissance centripète de cristaux de barytine. Filon du Tuc d'Arrouy

7- Barytine finement zonée. Tuc d'Arrouy (lame mince, lumière polarisée)

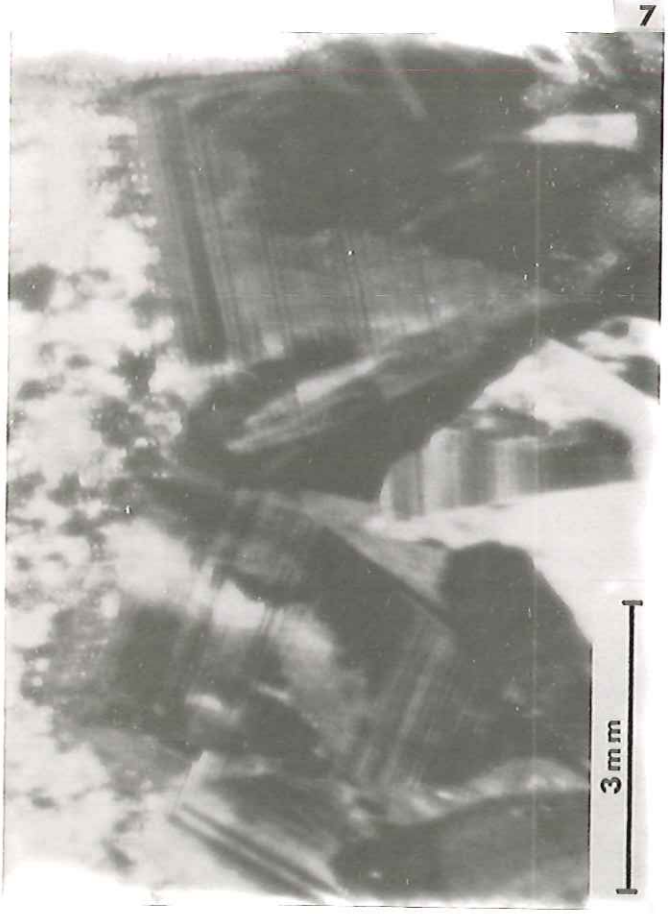
8- Chlorite à nickel(Chl) en rosace dans la calcite de la métasomatose des calcaires du Dévonien. Estaubé rive gauche (lame mince, lumière polarisée)



5



6



7

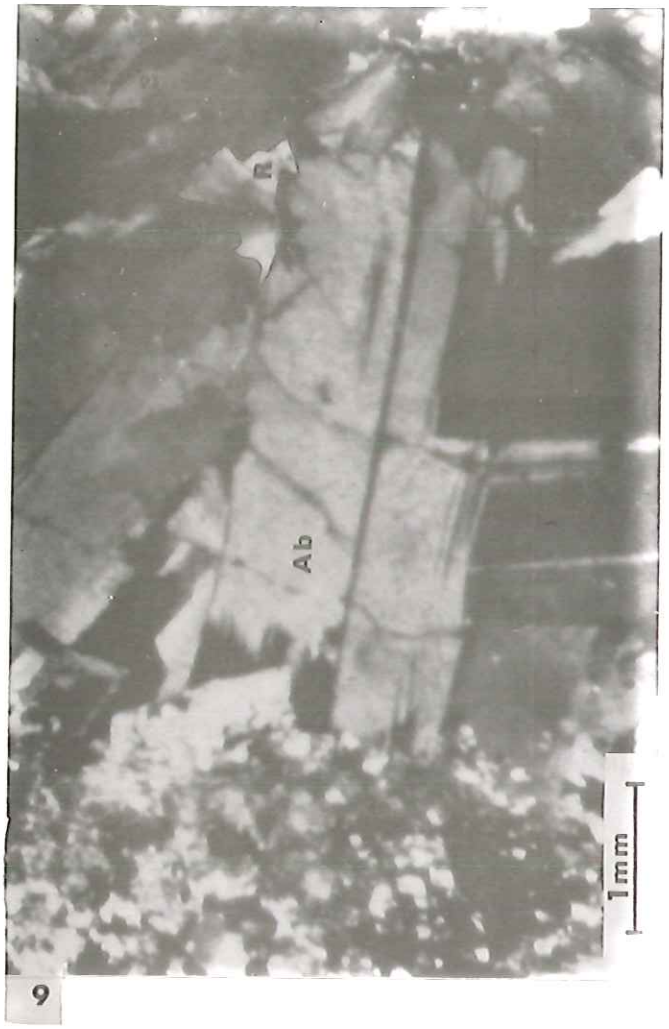
8

9- Cristaux d'albite(Ab) sur une éponte de migmatites du filon de la mine de la Lèche, avec sidérite(S) et ripidolite(R). (Lame mince, lumière polarisée)

10- Quartz zonés. Silicification de la sidérite de la mine de Lèche. (lame mince, lumière polarisée)

11- Pyrite(Py) en chapelet délimitant des zones à inclusions orientées de chalcopyrite(Cp) et galène(Ga) tardive dans de la blende. Mine de Port-Vieux (section polie)

12- Relique d'ankérite(A) dans le minerai mylonitisé de la mine de Coumély (Ba: barytine, Ga: galène)



9

10

11

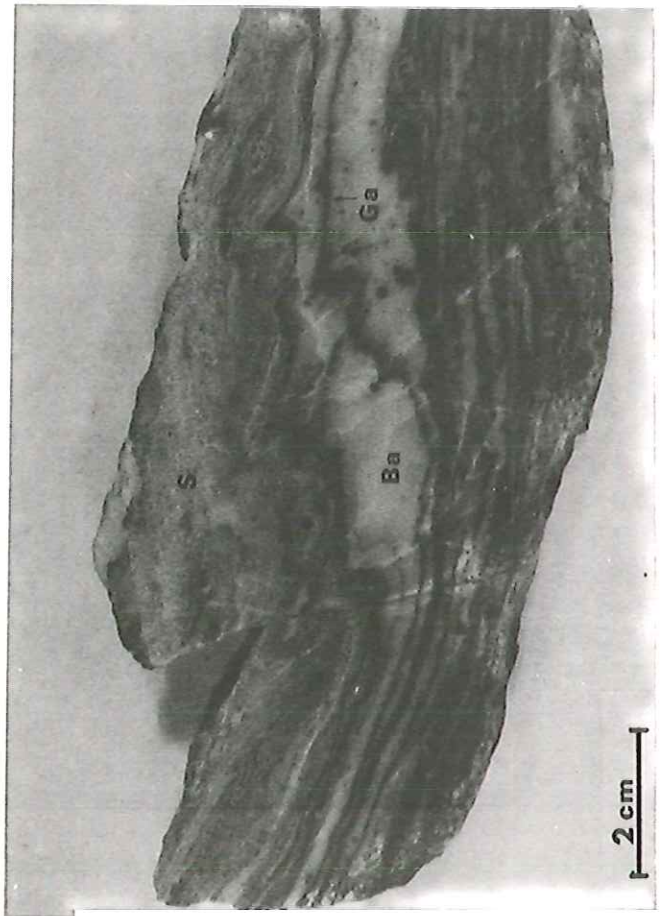
12

13- Microplis dans le minerai de la mine de Coumély (Ba: barytine, Ga: galène, S: relique de socle)

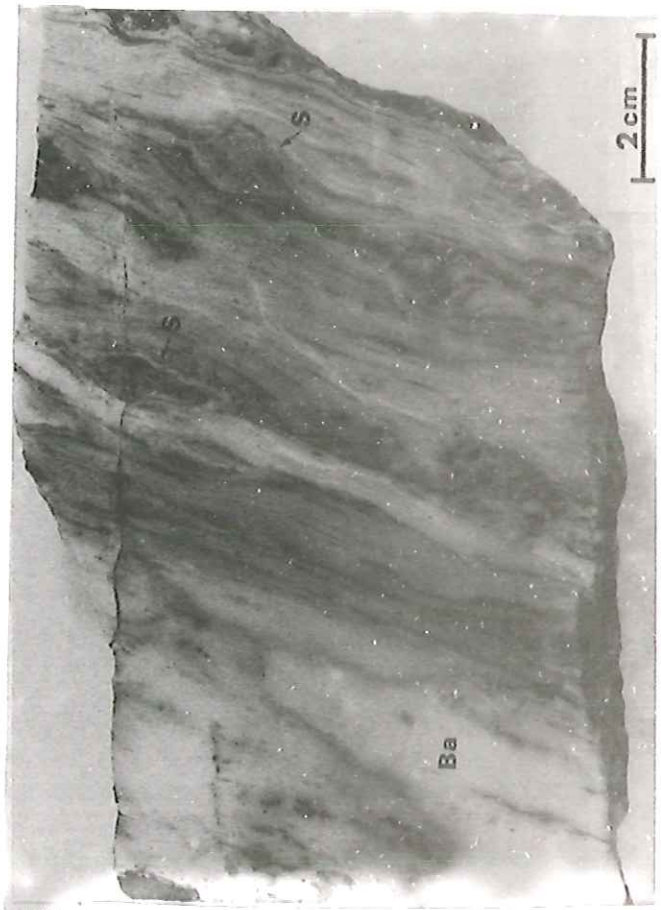
14- Barytine fine à reliques d'éléments de socle déformées en fuseau (Ba: barytine, S: socle). Mine de Coumély

15- Magnétite(M) et Brunogéïérite(B) en croissance épitaxique, dans de la blende. Filon du Pont de Souarrouy (section polie)

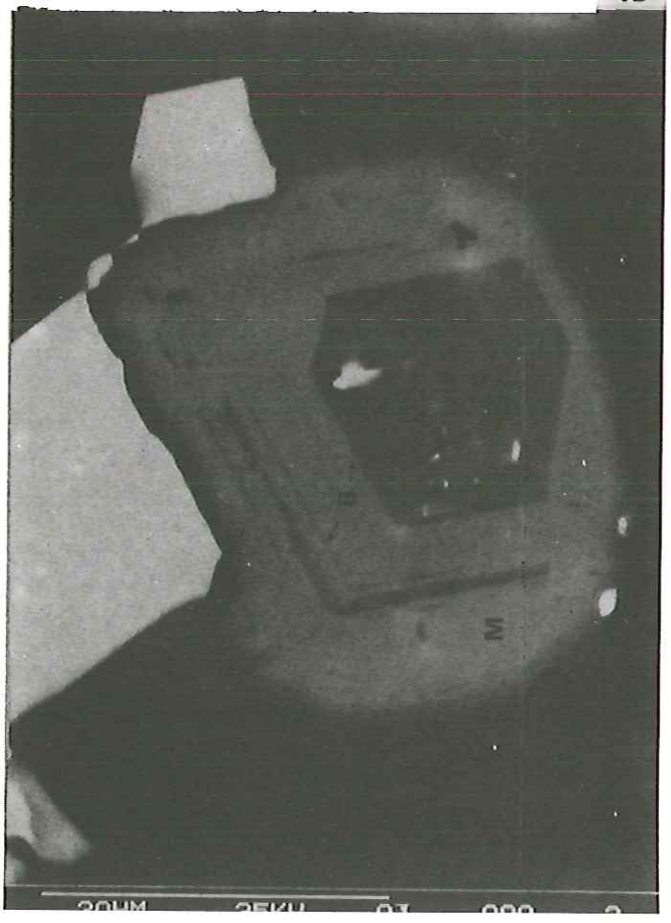
16- Pseudomorphose de cristaux de carbonates par de la chlorite(Chl) dans une gangue à silice-phengites-chlorite(SPC) et quartz détritiques. Niveau induré du Crétacé autochtone, Plateau d'Alans (lame mince, lumière polarisée)

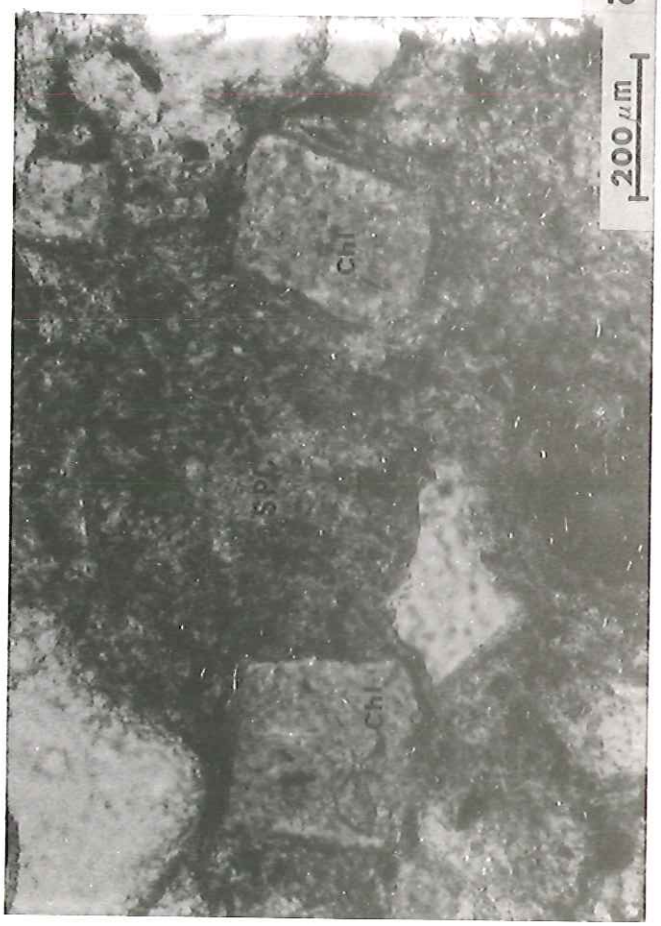


13



14





C.MILITON
1987

Université d'Orléans

LA METALLOGENIE POLYPHASEE A Zn-Pb-Ba-F et Mg-Fe DE LA REGION DE GEDRE - GAVARNIE - BARROUDE (HAUTES-PYRENEES)

Dans la région de Gèdre-Gavarnie-Barroude (Hautes-Pyrénées), on distingue :

- un socle autochtone, métamorphique et migmatitique, considéré comme Cambro-Ordovicien, recouvert par de rares lambeaux de Trias et par un tégument irrégulier de Crétacé supérieur ;

- la nappe paléozoïque de Gavarnie, constituée de terrains siluriens, dévoniens et carbonifères.

Une prospection géologique systématique de ces terrains a conduit à la reconnaissance de quatre principaux types de minéralisations dans le socle, le Dévonien inférieur et le Crétacé :

1. une minéralisation stratiforme à Zn-Pb-Ba-F de type sédimentaire - exhalatif omniprésente au sommet de la barre calcaire emsienne (Dévonien inférieur) ;

2. de nombreux filons de type B.P.G.C. à gangue de sidérite avec, pour certains, présence importante de barytine ou de fluorine ; ces filons correspondent à une phase de minéralisation tardi-hercynienne, probablement en liaison avec une phase tectonique compressive impliquant un contexte décrochant à composante cisaillante sénestre, évoluant progressivement vers une distension nord-sud ;

3. des amas métasomatiques à Mg-Fe dans la barre calcaire emsienne, pouvant représenter le sommet du système hydrothermal responsable des filons tardi-hercyniens du socle ;

4. la dissémination de galène dans les calcaires du Santonien et de petits amas décimétriques de barytine sécants sur la dolomie gréseuse du Cénomanien ; ces indices traduisent la remobilisation de filons tardi-hercyniens principalement d'après l'identité des compositions isotopiques du plomb.

Mots clés : indices Zn-Pb-Ba-F et Mg-Fe - Hautes-Pyrénées - Paléozoïque - Crétacé supérieur - exhalatif-sédimentaire - filons - métasomatose Mg-Fe - isotopes du plomb