



HAL
open science

Étude géologique du socle cristallin et de la couverture paléozoïque du dôme de la Mure (Isère) et des régions annexes

Jean Sarrot-Reynauld

► **To cite this version:**

Jean Sarrot-Reynauld. Étude géologique du socle cristallin et de la couverture paléozoïque du dôme de la Mure (Isère) et des régions annexes. Stratigraphie. Université de Grenoble, 1961. Français. NNT: . tel-00723683

HAL Id: tel-00723683

<https://theses.hal.science/tel-00723683>

Submitted on 13 Aug 2012

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.

MÉMOIRES

N° 2

**ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DU DOME DE LA MURE (Isère)
ET DES RÉGIONS ANNEXES**

par

Jean SARROT-REYNAULD de CRESSENEUIL

Chef de Travaux de géologie à la Faculté des Sciences de Grenoble
Collaborateur adjoint au Service de la Carte géologique de la France

TOME I

LE SOCLE CRISTALLIN ET LA COUVERTURE PALÉOZOÏQUE

1961

Publié avec le concours des Houillères du Bassin du Dauphiné

10152504

A monium y. Abrahamian, bien
cordialement et en lui souhaitant de
ne pas tomber dans les mêmes pièges
que ses prédicteurs.

y. Saur

A mes Maîtres
et à la mémoire de Monsieur Pierre LORY;

A ma femme
A mes parents

"Tout est dit et l'on vient trop tard"
"depuis plus de sept mille ans qu'il y a
"des hommes et qui pensent".

J. de LABRUYERE

Caractères : Des Ouvrages de l'Esprit.

SOMMAIRE

	Pages
AVANT-PROPOS	15
BIBLIOGRAPHIE	17
<u>INTRODUCTION</u>	33
DELIMITATION GEOGRAPHIQUE DU SUJET	33
OROGRAPHIE ET HYDROGRAPHIE	33
LES SEDIMENTS QUATERNAIRES	35
I - Les formations récentes	35
II - Les formations anciennes	38
A - Alluvions antéwurmiennes et moraines wurmiennes	39
1/ Glaciaire du Drac	39
a) Cours moyen du Drac	40
b) Drac inférieur	41
2/ Glaciaire de la Romanche	41
3/ Glaciaire du Drac et de la Romanche sur le Plateau matheysin ...	44
a) Romanche	45
b) Drac	45
B - Alluvions postwurmiennes et moraines néowurmiennes	47
1/ Bassin du Drac	47
2/ Bassin de la Romanche	48
C - Alluvions postwurmiennes et cours épigénique du Drac	49
III - Résumé de l'histoire de la région au Quaternaire	51
<u>INTRODUCTION GEOLOGIQUE</u>	53
I - SITUATION GEOLOGIQUE DANS LES ALPES OCCIDENTALES	53
II - HISTORIQUE DES RECHERCHES	55
III - BUTS DE L'ETUDE	59
1/ Le socle	59
2/ Le Paléozoïque	59
3/ Le Mésozoïque	59
4/ La Tectonique	59
5/ La Métallogénie	59

	Pages
<u>PREMIERE PARTIE - LE SOCLE CRISTALLIN ET CRISTALLOPHYLLIEN DU DOME DE LA MURE</u>	61
I - HISTORIQUE	63
II - RAMEAU EXTERNE DE BELLEDONNE	67
A - Répartition géographique	67
B - Description	67
1/ Les Micaschistes	67
2/ Les Schistes carburés	68
3/ Les Micaschistes albitisés	69
4/ Les Leptynites	71
5/ Les Leptynites albitisées	71
C - Répartition des faciès dans la série cristallophyllienne	71
D - Origine de la série	73
III - LE SYNCLINAL MATHEYSIN	77
LES SCHISTES CRISTALLINS DE LA PRESQU'ILE DE PETITCHET	77
1/ Délimitation géographique	77
2/ Description	77
3/ Interprétation	79
IV - RAMEAU INTERNE DE BELLEDONNE	81
BORDURE EST DE LA MATHEYSINE	81
Roches basiques et ultrabasiques	81
Roches basiques	81
A/ Les amphibolites	81
a) Délimitation	81
b) Description	82
c) Origine des amphibolites	84
B/ Les prasinites	85
C/ Les diorites	85
D/ Les gabbros et gabbros ouralitisés	86
a) Localisation	87
b) Description	87
c) Interprétation	87
Roches ultrabasiques	88
A/ Les Pyroxénolites - Diallagites	88
B/ Les Hornblendites - Diallagites ouralitisées	88
C/ Les Serpentes	90
a) Localisation	90
b) Description	91
c) Rapport des serpentines et des roches encaissantes	91
d) Origine des serpentines du Tabor	92
Caractères généraux des roches du Tabor	93
Micaschistes et leptynites de l'extrémité Sud de la bordure Est	94
1/ Répartition géographique	94
2/ Description	94
3/ Interprétation	96
4/ Prolongements de la série vers le Nord et vers le Sud	96

V - ROCHES INTRUSIVES	97
Roches intrusives filoniennes	97
Les Diorites	97
Granulite amphibolique	97
Les Minettes	98
1/ Etude des gisements et pétrographie	98
Minette d'Entraigues	98
Minette de la Combe des Roberts	99
Pont du Loup	99
2/ Interprétation	100
Les Albitophyres	100
A/ Albitophyres à caractère filonien	100
B/ Albitophyres à caractère effusif	102
Historique	102
Description	104
a) Coulées vacuolaires et scoriacées	104
b) Coulées non vacuolaires	104
c) Projections et tufs	105
C/ Conclusions sur les albitophyres	106
Les filons métallifères	106
Roches intrusives massives	107
Le granite d'Entraigues	107
a) Historique	107
b) Description	108
c) La Phengite	108
d) Interprétation	110
Les faciès de bordure du granite d'Entraigues	110
Le métamorphisme de contact du granite d'Entraigues	110
Conclusions	113
VI - CONCLUSIONS GENERALES SUR LE SOCLE CRISTALLIN ET CRISTALLOPHYL- LIEN	115
Composition	115
Caractères communs	115
1/ Polymétamorphisme	115
2/ Albitisation	117
a) Origine de l'albitisation	117
b) Age de l'albitisation	117
Origine et rapports des deux séries	117
<u>DEUXIEME PARTIE - LA COUVERTURE PALEOZOIQUE DU DOME DE LA MURE</u>	121
I - <u>LE CARBONIFERE</u>	123
Localisation des principaux affleurements	123
L'extension du Bassin Houiller reconnue par sondage	125
Les gîtes exploités. Limites des concessions	125
HISTORIQUE DES RECHERCHES	127
INVENTAIRE DES TRAVAUX ANCIENS ET ACTUELS	131

	Pages
SERIE STRATIGRAPHIQUE MOYENNE ET VARIATIONS LATERALES DE FACIES ..	141
A - Assise de La Faurie	142
B - Assise productive	142
C - Variations de faciès	148
CARACTERES DES ROCHES DE LA SERIE HOULLERE DU DOME DE LA MURE ..	151
A - Les brèches	151
a) Brèche de base de l'assise de La Faurie	151
b) Brèche de base de l'assise productive	151
B - Les grès	152
C - Les schistes	154
D - Les niveaux carbonatés et clayats	156
E - Teneur en bore des schistes à faune du bassin houiller de La Mure	156
F - Les tonstein	157
G - Le charbon	161
a) Composition chimique et minéralogique	161
b) Variations et caractères des charbons	164
1) Variations verticales. Les phénomènes de subsidence	164
2) Variations latérales. Le phénomène d'allochtonie	166
c) Les dégagements instantanés	168
H - Radioactivité des stampes	169
a) Principe des mesures	169
b) Technique des mesures	170
c) Résultats	171
LA FLORE DU BASSIN HOULLER DE LA MURE	174
A - Thallophytes	174
B - Ptéridophytes	174
1 - Lycopodiales	174
2 - Equisétales	175
3 - Fougères (Filicales et Ptéridophytes)	175
C - Spermatophytes : Cordaitales	181
LA FAUNE DU BASSIN HOULLER DE LA MURE	182
A - Lamellibranches	182
B - Serpulidés	182
C - Crustacés	182
D - Archéocrustacés	182
E - Insectes	186
F - Poissons	188
INTERPRETATION GENERALE	189
Age des deux séries du bassin houiller de La Mure	189
A - Assise de La Faurie	189
B - Assise productive	190
Rapports des séries westphalienne et stéphanienne entre elles et avec le socle cristallophyllien. Tectonique hercynienne	191
Le métamorphisme du Houiller	193

	Pages
Le Bassin Houiller de La Mure dans le cadre de la chaîne alpine	195
A - Extension du bassin houiller de La Mure	195
B - Les gisements des massifs cristallins externes	195
C - Les gisements de l'Arc Houiller interne	197
CONCLUSIONS SUR LE CARBONIFERE	199
II - <u>LE PERMIEN</u>	201
A - Région d'Entraigues-en-Valbonnais	201
B - Région des Rouchoux	202
C - Comparaison avec les autres gisements permien des Alpes françaises ..	203
D - Conclusions	204
III - <u>CONCLUSIONS SUR LA COUVERTURE PALEOZOIQUE DU DOME DE LA MURE</u> ...	207

LISTE DES FIGURES

- Figure 1 - Schéma général des Alpes françaises.
- Figure 2 - Schéma orohydrographique du Dôme de La Mure.
- Figure 3 - Carte de la couverture quaternaire du Dôme de La Mure et des régions annexes.
- Figure 4 - Coupe de la vallée du Drac sous le Pont de Ponsonnas.
- Figure 5 - Carrières à ballast du Pont de Ponsonnas.
- Figure 6 - Coupe de la basse vallée de l'Ebron.
- Figure 7 - Coupe du quaternaire du cours moyen du Drac sous le Lauzet de Saint-Pierre.
- Figure 8 - Les formations quaternaires au niveau de Saint-Pierre de Méarotz.
- Figure 9 - Coupes de la vallée du Drac inférieur.
- Figure 10 - Panorama de la région de Monteynard.
- Figure 11 - Coupe de la vallée de la Bonne sous Pont Haut.
- Figure 12 - Coupe de la vallée du Drac à Cordéac.
- Figure 13 - Coupe Nord-Sud des formations quaternaires de la Matheysine.
- Figure 14 - Coupe de la vallée du Drac sous Savel.
- Figure 15 - Les formations quaternaires de la région de Savel.
- Figure 16 - Coupe Est-Ouest des Alpes à la latitude de La Mure.
- Figure 17 - Esquisse structurale du socle cristallin du Dôme de La Mure et de ses bordures.
- Figure 18 - Phénoblaste d'albite dans un micaschiste du Dôme de La Mure.
- Figure 19 - Microplissements dans un micaschiste.
- Figure 20 - Schéma de diffusion des ions selon Lapadu Hargues.
- Figure 21 - Schéma du front d'albitisation et de calcitisation.
- Figure 22 - Micaschiste albitisé de la presqu'île de la Fayolle.
- Figure 23 - Les massifs cristallins de la bordure Est de la Matheysine vus de Serriou.
- Figure 24 - Amphibolite des Portes de l'Oisans.
- Figure 25 - Structure de la partie Nord du Massif du Tabor.
- Figure 26 - Diallagite ouralitisée de l'arête de Fodan.
- Figure 27 - Les serpentines de la Chinarde et les gabbros de l'arête de Fodan.
- Figure 28 - Le massif du Coiro et le col de plan Collet.
- Figure 29 - Filons de minettes intrusifs (Combe des Roberts et route du Pérrier).
- Figure 30 - Radiogramme de feldspath de la minette d'Entraigues.
- Figure 31 - Coupe des coulées de spillite d'Oris-en-Rattier.
- Figure 32 - Spillite d'Oris-en-Rattier.
- Figure 33 - Radiogrammes de phengite de Sparone et d'Entraigues.
- Figure 34 - Coupe suivant le canal du Beaumont.

- Figure 35 - Coupe de l'Eperon de la scierie d'Entraigues.
- Figure 36 - Composition de la pâte du conglomérat de la scierie d'Entraigues.
- Figure 37 - Coupes interprétatives à travers le Dôme de La Mure et le Tabor.
- Figure 38 - Schéma interprétatif de la composition de la chaîne de Belledonne.
- Figure 39 - Schéma du Houiller du Sud de Belledonne.
- Figure 40 - Les concessions du Houiller du Dôme de La Mure.
- Figure 41 - Coupes et plans des concessions de Laffrey et de Saint-Barthélémy de Séchillienne.
- Figure 42 - Coupes dans la concession de Saint-Théoffrey.
- Figure 43 - Coupe dans la concession de Puteville.
- Figure 44 - Coupes dans les concessions de Comberamis et la Grande Draye.
- Figure 45 - Plan et coupe d'ensemble de la concession de la Motte.
- Figure 46 - Plan et coupe des travaux de la concession de la Motte.
- Figure 47 - Plan et coupe des travaux de la concession des Béthoux.
- Figure 48 - Plan des exploitations du Villaret.
- Figure 49 - Coupes des Travers-Bancs des niveaux 12 et 15 de la concession du Villaret.
- Figure 50 - Coupes Est-Ouest du Gisement du Villaret.
- Figure 51 - Série stratigraphique du Houiller du Dôme de La Mure.
- Figure 52 - Coupe de l'assise de La Faurie dans la galerie de La Faurie.
- Figure 53 - Série stratigraphique de la formation productive pendage Eperons.
- Figure 54 - Coupe détaillée de la formation au Mur des Trois Bancs au pendage Eperons.
- Figure 55 - Variations de faciès des Trois-Bancs et de l'Inférieure dans la concession des Béthoux.
- Figure 56 - Variations du Banc au Mur de Grande Couche dans le synclinal Bois Freynet Eperons.
- Figure 57 - Variations latérales du Houiller dans le gisement du Villaret.
- Figure 58 - Variations latérales du Houiller dans les concessions de la Motte et des Béthoux.
- Figure 59 - Brèche des Merlins : base de l'assise productive.
- Figure 60 - Conglomérat de la Festinière.
- Figure 61 - Conglomérat de la scierie d'Entraigues.
- Figure 62 - Associations de schistes et de grès dans la série houillère du Dôme de La Mure.
- Figure 63 - Tonstein en lumière naturelle.
- Figure 64 - Tonstein en lumière analysée.
- Figure 65 - Radiogrammes des tonstein types.
- Figure 66 - Courbes d'indice de graphitisation des charbons de La Mure.
- Figure 67 - Coupe de détail de la Grande Couche 5ème pendage T.B. des Chuzins.
- Figure 68 - Courbe de vitesse de sédimentation.
- Figure 69 - Section polie d'anthracite de La Mure.
- Figure 70 - Tableau des radioactivités des stampes du bassin de La Mure.

- Figure 71 - Empreintes de Lepidostrobus.
- Figure 72 - Empreintes de Pécoptéridées du Bassin de La Mure.
- Figure 73 - Empreintes de Pécoptéridées du Bassin de La Mure.
- Figure 74 - Empreintes d'Alethopteris, Odontopteris et Mixoneura du Bassin de La Mure.
- Figure 75 - Empreintes d'Anthraconaia.
- Figure 76 - Empreintes d'Estheria et de Leaia.
- Figure 77 - Empreintes d'ailes d'insectes et de nageoire de poisson.
- Figure 78 - Schéma de gisement des ailes d'insectes.
- Figure 79 - Tableau de répartition des espèces guides du bassin houiller de La Mure.
- Figure 80 - Schéma de la base des séries houillères des massifs cristallins externes.
- Figure 81 - Schistes houillers atteints par le front de calcitisation.
- Figure 82 - Le Houiller des Aiguilles Rouges et du Nord de Belledonne.
- Figure 83 - Le Houiller de l'Argentera Mercantour.
- Figure 84 - Le Permien d'Entraigues.
- Figure 85 - Le Permien des Rouchoux.

AVANT-PROPOS

Ce mémoire, trop imparfait à mon goût, est le résultat de nombreuses années de recherches sur un sujet qui m'est d'autant plus cher que j'y suis venu par des voies détournées.

En effet, contrairement à la plupart des géologues, ma vocation n'a été que relativement tardive. Orienté par goût vers les Sciences physiques, le côté purement descriptif de certaines branches des Sciences naturelles me rebutait. Ce n'est donc qu'après avoir terminé mes études que je me suis vraiment passionné pour la Géologie, science qui unit les faits d'observation ou d'expériences par un raisonnement logique.

Toute ma reconnaissance va à Monsieur le Doyen Moret qui n'hésita pas à me faire confiance lors d'essais d'application de méthodes physiques en Géologie, que je tentai en vue de la préparation d'un diplôme d'études supérieures. Il m'attacha ensuite au Laboratoire de Géologie de Grenoble en me guidant dans l'étude du Dôme de La Mure, à laquelle je fus amené dès 1952, par le biais de l'étude de la radioactivité des sédiments houillers qui s'avéra impossible sans bases géologiques exactes. C'est autant à ses qualités humaines qu'à ses conseils scientifiques que je dois d'être parvenu au terme de ce travail.

Je ne saurais dissocier, dans ma reconnaissance, son nom de celui de Monsieur le Professeur Pruvost qui, toujours accueillant, m'a guidé et soutenu avec bienveillance aussi bien lors de l'étude des difficiles problèmes du Houiller, que dans les diverses étapes de ma carrière.

Je n'aurais garde d'oublier tous les maîtres à qui je dois ma formation scientifique : M. Gignoux et spécialement R. Barbier qui m'a appris tous les rudiments de la Géologie appliquée.

Que MM. les Professeurs Barbier et Michel veuillent bien trouver ici l'expression de ma gratitude entière. Monsieur le Professeur Michel m'a en effet initié à la Pétrographie et c'est à son appui total manifesté de longue date que je dois d'être arrivé à des résultats positifs.

C'est d'autre part à l'enseignement remarquable de Monsieur le Professeur Longchambon que je dois le goût de la Minéralogie.

Mais les noms de tous ces maîtres sont inséparables de ceux des autres membres de l'équipe de Grenoble : J. Debelmas, M. Latreille et D. Dondey. C'est à l'ambiance créée par cette équipe que je dois d'avoir mené à bien mon travail.

Je dois à la mémoire de Monsieur P. Lory d'exprimer l'extrême gentillesse avec laquelle il m'a accueilli lors des dernières années de sa vie, alors que je commençais à travailler sur un sujet qui lui était cher entre tous.

Si, sur le plan universitaire, l'aide ne m'a jamais manqué, sur le plan extra universitaire, elle ne m'a jamais fait défaut. Mon ami Jean Haudour sait toute la gratitude que j'ai pour son inlassable dévouement. Sa passion pour la Géologie et pour la région de La Mure a été pour moi un stimulant irremplaçable. C'est à lui que je dois le meilleur de mes connaissances de géologie minière et sa présence à mes côtés dans de nombreuses courses m'a toujours été très précieuse.

Je ne saurais dire l'amabilité et l'obligeance de Monsieur le Général Collignon à qui sont dues la plupart des déterminations citées dans ce travail. Je l'en remercie bien vivement.

Dans la longue liste de ceux qui ont acquis un droit à ma gratitude, je ne voudrais pas oublier tous ceux qui, par l'échange d'idées ou des courses en commun, ont apporté leur part à ce travail :

P. Bordet, A. Bouroz, P. Dollé, M. Breistroffer, J. Fabre, G. Demaison, J. Vernet, M. Zimmerman, Ph. Riché, Rivier, M. Orgeval, Cl. Kerckhove, F. Bollo, G. Lienhardt, H. Bode, E. Paproth et J. Ricour.

Je n'oublie pas Messieurs les Professeurs Neel, Chène, Weil, Bertaut qui m'ont permis mes premières recherches à l'Institut Fourier, ni mes camarades physiciens ou minéralogistes A. Durif, Cl. Delorme, F. Forrat, G. Magnano.

Je n'aurais garde d'oublier tout l'appui matériel qu'ont bien voulu m'accorder les organismes ou personnes avec qui j'ai eu à collaborer :

le Service de la Carte Géologique de la France et son directeur Monsieur Jean Goguel qui a bien voulu me confier de nombreuses missions sur la feuille au 1/50 000^e La Mure;

le Service géologique des Charbonnages de France et son directeur M. Monomakhoff;

les Houillères du Bassin du Dauphiné, leur directeur Monsieur Ch. Guinet, fervent géologue, Monsieur A. Demarle, Ingénieur en chef, le Service géologique;

le Service des Mines de l'Isère, son directeur M. Callou, Monsieur Raymond;

le Bureau de Recherches Géologiques, Géophysiques et Minières, son directeur Monsieur Laffitte, Monsieur Castany, Mlle Guelpa;

le Centre National de la Recherche Scientifique qui m'octroya une subvention lors de mes premières recherches.

Je ne saurais oublier enfin tous ceux qui m'ont permis d'apporter des faits nouveaux dans ce travail et je pense ici aux mineurs de La Mure qui, par leur travail ont permis de nouvelles découvertes. Leur contribution est liée à l'aide que m'a donné le Service géologique des Houillères du Bassin du Dauphiné et en particulier MM. Clavel et Michon.

C'est enfin à la généreuse collaboration des Houillères du Bassin du Dauphiné et du Laboratoire de Géologie de Grenoble que je dois l'impression de ce mémoire.

BIBLIOGRAPHIE

ABREVIATIONS

B.S.S.I.	Bulletin de la Société de Statistique de l'Isère.
B.S.G.F.	Bulletin de la Société géologique de France.
C.R.S.S.G.F.	Comptes rendus sommaires de la Société géologique de France.
T.L.G.G.	Travaux du Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble.
C.R.A.S.	Comptes rendus de l'Académie des Sciences.
A.F.A.S.	Association française pour l'Avancement des Sciences.
B.S.C.G.F.	Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France.
R.I.F.P.	Revue de l'Institut Français du Pétrole.
B.S.F.M.	Bulletin de la Société Française de Minéralogie.
B.R.G.G.	Bureau de recherches géologiques et géophysiques, Paris.
R.G.A.	Revue de géographie alpine, Grenoble.

°
° °

- ALEXANIAN (C.), ROUGE (P.E.), VATAN (A.) - 1954 - Progrès récents dans l'étude minéralogique des roches sédimentaires à grain fin. *Revue I.F.P.*, vol. 9, p. 243.
- ALEXANIAN (C.) - 1956 - Sur la taille et l'orientation des constituants des charbons examinés par diffraction des électrons. *C.R.A.S.*, 242, n°1, p. 147.
- ALLIX (A.) - 1917 - Vizille et le bassin de la Romanche. *R.G.A.*, t. 5, fasc. 2.
- ALPERN (B.) - 1956 - Microdureté des charbons et des cokes en fonction du degré de houillification. *C.R.A.S.*, t. 242, n°5, p. 653.
- ALPERN (B.) et DURIF (S.) - 1954 - Etude optique et radiocristallographique de quelques cokes. *C.R.A.S.*, t. 238, n°21, p. 2099.
- ALPERN (B.) et NOMARSKI (G.) - 1954 - Contribution à l'amélioration des méthodes d'examen microscopique et à la classification des charbons. *B.S.F.M.*, t. 77, p. 905.
- ALSAC (Cl.) - 1958 - Contribution à l'étude des albitophyres et orthoalbitophyres du Dôme de Remollon (Thèse), Paris.
- AMMOSSOV (I.) - 1956 - Microscopie lumineuse des charbons de mine. *Proceedings of the International Committee for coal Petrology*, N°2, Liège.
- ANGELIER (C.A.) - 1940 - Le Bassin de la Mure. *R.G.A.*, t. 28.
- ARGAND (E.) - 1920 - Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagne, Discours d'ouverture, 101^e session de la Société helvétique des Sciences naturelles.
- BADOUREAU (A.) - 1903 - Le passé, le présent, l'avenir de l'industrie minérale dans l'arrondissement minéralogique de Chambéry. Chambéry.
- BALLY - 1841 - Notice sur les eaux thermales de la Motte Saint-Martin. *B.S.S.I.*, 1^{ère} s., t. 2, p. 158.

- BARBIER (R.) - 1948 - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. *Mém. Service Carte Géol. France.*
- BARBIER (R.) - 1956 - L'importance de la tectonique anténummulitique dans la zone ultradauphinoise, *B.S.G.F.*, 6e s., t.6, p.355.
- BELLAIR (P.) - 1946 - Caractères magmatiques des nappes d'épanchement de la couverture des massifs centraux dauphinois. *C.R.A.S.*, t.222, p.1303.
- BELLAIR (P.) - 1948 - Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. I - Le Haut Massif. *Mém. Serv. Carte Géol. France.*
- BELLAIR (P.) - 1952 - Observations sur les feuilles d'Orcières, de La Mure et de La Grave au 1/50 000^e. *B.S.C.G.F.*, t.50, n°237, p.159.
- BELLAIR (P.) - 1957 - Le Volcanisme nummulitique du Champsaur. *C.R.A.S.*, t.245, n°26, p.2515.
- BELLAIR (P.) - 1957 - Les métamorphismes superposés des Massifs centraux alpins. *C.R.A.S.*, t.245, n°25, p.2337.
- BELLET (J.) - 1933 - Note sur la flore stéphanienne du Houiller des Grandes Rousses. *Congrès A.F.A.S.*, Chambéry, p.229.
- BEMMELN Van (R.W.) - 1955 - Tectogenèse par gravité. *Bull. Société Belge de Géologie*, t.64, fasc.1.
- BENES (F.) - 1955 - Zu einigen Fragen der Kolhenpetrographischen Systematik. *Geologie Deutschland*, t.4, n°6, p.556-64.
- BERGOUIGNIUX (F.M.) et DOUBINGER (J.) - 1950 - Bassins houillers limniques : méthodes de recherches. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t.83.
- BERINI (L.) - 1957 - Studi paleontologici sul Lias del Monte Allenza (Bergamo). *Istituto di geologia paleontologia e geografia fisica della Università di Milano*, Série P., n°92.
- BERTHET (P.) - 1957 - Les schistes cristallins des versants de la vallée de la Romanche dans la traversée de Belledonne. *D.E.S.*, Grenoble.
- BERTHIER (P.) - 1959 - Le plateau matheysin, ses lacs, ses mines, la route Napoléon, historique du Canton de la Mure. Grenoble, Imprimerie générale.
- BERTRAND (P.) - 1913 - Les fructifications de Neuroptéridées recueillies dans le terrain houiller du Nord de la France. *Annales Soc. Géol. du Nord*, t.42, p.113.
- BERTRAND (P.) - 1919 - Les zones végétales du terrain houiller du Nord de la France. *C.R.A.S.*, t.168, p.780 et 952.
- BERTRAND (P.) - 1920 - Succession normale des flores houillères dans le bassin houiller du Gard. *C.R.A.S.*, t.170, p.331, 9 février.
- BERTRAND (P.) - 1922 - Succession régulière des zones végétales dans les différents bassins houillers français. *Congrès international Belgique*, p.599-610.
- BERTRAND (P.) - 1926 - Les gisements à *Mixoneura* de la région de St Gervais-Chamonix. *B.S.G.F.*, 4^e s., t.26, p.381.
- BERTRAND (P.) - 1926 - La zone à *Mixoneura* du Westphalien supérieur. *C.R.A.S.*, p.1349, t.183.
- BERTRAND (P.) - 1926 - Conférence de Paléobotanique. Paris, Eyrolles.
- BERTRAND (P.) - 1927 - Valeur des flores pour la caractérisation des différentes assises du terrain houiller et pour la synchronisation de bassin à bassin. *Congrès Avancement Etudes carbonifère*, Heerlen, p.103.
- BERTRAND (P.) - 1927 - Stratigraphie du Westphalien et du Stéphanien dans les différents bassins houillers français. *Congrès Avancement Etudes carbonifère*, Heerlen, p.93.
- BERTRAND (P.) - 1927 - Echelle stratigraphique du terrain houiller de la Sarre et de la Lorraine. *Congrès Avanc. strat. carbonifère*, Heerlen, p.83.
- BERTRAND (P.) - 1930 - Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine. 1. Flore fossile, Neuroptéridées, 1er fascicule. Gîtes minéraux de la France.
- BERTRAND (P.) - 1937 - Tableaux des flores successives du Westphalien supérieur et du Stéphanien. *2e Congrès Avanc. strat. carbonifère*, Heerlen 1935, t.1, p.67.
- BERTRAND (P.) et PRUVOST (P.) - 1937 - La question du Westphalien et du Stéphanien en France. *2e Congrès Avanc. Strat. carbonifère*, Heerlen 1935, p.1, p.81.
- BILLET (J.) - 1957 - Terminaison méridionale du "Gradin supérieur" de Belledonne. *D.E.S. Géographie*.
- BODE (H.) - 1939 - Der Inkohlungsvergang und die Entstehung des Grubengases. *Glückauf*, N°19.
- BODE (H.) - 1953 - Zur Stratigraphie des Osnabrücken Karbons. *Zeitschrift des Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 1952, t.104, 3^e partie, Hannovre.
- BODE (H.) - 1955 - Die floristische Kennzeichnung des Westphals D. *Geol. Jahrbuch*, t.71, p.77-86, Hannovre, Mai.
- BODE (H.) - 1956 - Die floristische Gliederung des Westphals und seine Abgrenzung gegen das Stefan. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 1955, t.107, p.1-14.
- BODE (H.) - 1958 - Die floristische Gliederung des Oberkarbons der Vereinigten Staaten von Nordamerika. *Zeitschrift der Deutschen Geologische Gesellschaft*, t.110, p.217-259.

- BODE (H.) - 1958 - Die floristische Verhältnisse an der Westphal/Stephan Grenze im europäischen und U.S. amerikanischen Karbon. *4e congrès Strat. Carb.*, Heerlen.
- BOLZE (J.) et SCHNEIDERHÖHN (H.) - 1951 - Métallologie hydrothermale dans les monts de Téboursouk (Tunisie septentrionale). *B.S.G.F.*, 6e s., t.1.
- BOLZE (J.) - 1952 - Diapirisme et Métallologie en Tunisie. *Congrès géol. international*, Alger, section 12, fasc. 12.
- BONTE (A.) et CELET (P.) - 1955 - Sur la signification des sédiments rouges et verts du Trias du Jura français. *Geol. Rundschau*, Deutschland, t.43, n°2, p.242,50.
- BORDET (P.) - 1944 - Le Carbonifère et le Permien dans la dépression du Reyran (Estérel). *C.R.A.S.*, t.218, p.415.
- BORDET (P.) et CORSIN (P.) - 1951 - Flore stéphanienne dans le Massif des Grandes Rousses (Savoie). *C.R.S.S.G.F.*, n°5, 5 mars.
- BORDET (P.) - 1952 - Détermination rapide des feldspaths des plagioclases dans les lames minces de roches au moyen de la platine théodolite. *B.S.F.M.*, t.75, p.391.
- BORDET (P. et Cl.) - 1953 - Sur la présence de Carbonifère antéstéphanien dans la série cristallophillienne du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). *C.R.A.S.*, t.236, n°3, p.305.
- BORDET (Cl.) - 1954 - Sur quelques particularités de la Géologie à l'extrémité septentrionale du Massif cristallin de Belledonne dans la région du Beaufortin. *C.R.A.S.*, t.238, n°4, p.494.
- BORDET (Cl.) - 1954 - Sur l'existence d'un élément structural hercynien commun aux massifs de Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux (Alpes françaises). *C.R.A.S.*, t.238, n°7, p.830.
- BORDET (P.) - 1956 - Répétitions isoclinales et granitisations dans 2 séries crystallophyliennes anciennes (Alpes françaises et Maures). *C.R.A.S.*, t.242, n°3, p.387.
- BORDET (Cl.) - 1958 - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du Massif de Belledonne. Thèse, Paris.
- BOUGNIERES (L.) - 1957 - Niveaux à léverriérite dans les couches de charbon exploitées à Bras-sac (Puy-de-Dôme). *C.R.A.S.*, t.244, n°8, p.1056.
- BOUROZ (A.) - 1940 - Faciès et massifs de végétation dans la formation houillère du Nord de la France. Thèse.
- BOUROZ (A.) - 1950 - Sur quelques aspects du mécanisme de la déformation tectonique dans le bassin houiller du Nord de la France. *Annales de la Soc. Géol. du Nord*, t.LXX.
- BOUROZ (A.) - 1950 - Bases de l'étude géologique d'un gisement houiller. *Mines*, n°5, p.241 à 251.
- BOUROZ (A.) et CORSIN (P.) - 1950 - Sur l'âge du Houiller du Bassin de La Mure (Isère) et de la zone externe des Alpes. *C.R.A.S.*, n°23, t.230, p.2035.
- BOUROZ (A.) - 1951 - Données nouvelles sur la stratigraphie et la tectonique du bassin houiller de La Mure (Dauphiné). *3e congrès de Stratigraphie et Géologie du Carbonifère*, Heerlen, p.41.
- BOUROZ (A.) - 1952 - Une nouvelle Neuroptéridée du Stéphanien inférieur du Bassin du Dauphiné *Linopteris Corsini*. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t.32, p.139.
- BOUROZ (A.), CHALARD (J.) et DOLLE (P.) - 1953 - Extension géographique et valeur stratigraphique des niveaux de tonstein du Bassin houiller du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t.73, p.98.
- BOUROZ (A.) - 1958 - La sédimentation des séries houillères dans leur contexte paléogéographique. *4e Congrès Strat. Carb.*, Heerlen.
- BRUSSET (H.) - 1947 - Etude des charbons et des cokes par les rayons X. *C.R.A.S.*, t.224, p.1426.
- BRUSSET (H.) - 1948 - Structure fine du carbone et des charbons. *Ann. Chimie*, t.3, p.725-767.
- BUNGE (E.M.) - 1932 - Etude géologique de la zone synclinale de Cevins en Tarentaise (Savoie). *T.L.G.G.*, t.16, p.1.
- BUSCHENDORF (F.), RICHTER (M.) et WALTHER (H.W.) - 1957 - Die Blei-Zink Erzvorkommen des Ruhrgebietes und seiner Umrandung. *Beihfte zum geologischen Jahrbuch*, Heft 28, Hannover.
- CAILLAUX (A.) - 1875 - Tableau des Mines métalliques. Béranger.
- CAILLET (L.) - 1925 - La Mure et ses environs.
- CAILLET (L.) - 1928 - La Mure d'Isère et ses environs.
- CAILLEUX (A.) - 1957 - Les paroxysmes des minéralisations africaines. *C.R.A.S.* t.245, n°23, 4 déc., p.2070.
- CAMOUS (L.V.) - 1904 - Etude sur le fer carbonaté spathique des Alpes du Dauphiné et sur ses transformations. Drevet, Grenoble.
- CAPDECOMME (L.) - 1950 - Sur la structure et la formation des anthracites. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, n°1.
- CHABRAND (E.) - 1892 - Essai historique sur les origines de l'exploitation des mines métalliques et de la métallurgie dans les Alpes du Dauphiné. Drevet, Grenoble.
- CHABRAND (E.) - 1903 - Les gisements aurifères des Alpes piémontaises, Grenoble.
- CHABRAND (E.) - 1913 - Coup d'œil général sur la Géographie minière des Alpes dauphinoises. *Annuaire de la Société des Touristes du Dauphiné*.

- CHALARD (J.) - 1946 - Application du Compteur de Geiger-Müller à la stratigraphie du Houiller du Nord de la France. *C.R.A.S.*, t.222, p.506.
- CHALARD (J.) - 1951 - Les tonstein du bassin houiller du Nord de la France, dans la région de Valenciennes. *Annales de La Soc. Géol. du Nord*.
- CHALARD (J.) - 1951 - Tonstein du bassin houiller du Nord de la France. *3e Congrès Strat. Carbon.*, Heerlen, p.73.
- CHALARD (J.) - 1951 - Tonstein à Leverriérite dans le Bassin houiller du Nord de la France. *C.R.A.S.*, t.232, p.1502.
- CHAVOUTIER (A.) - 1936 - Le faisceau houiller de Moutiers. Allier, Grenoble.
- CHENEVOY (M.) - 1959 - Phénomènes de chloritisation et d'albitisation dans la série cristallophyllienne du Mont Pilat. *C.R.A.S.*, t.248, p.1365.
- CHERVET, GEFFROY et WEBER - 1954 - La brannérite du gisement aurifère de la Gardette (Isère). Sa signification géologique. *B.S.F.M.*, N°4 à 6, t.77, p.LIV.
- CHERVET, GEFFROY et WEBER - 1957 - Précisions sur la brannérite de la Gardette (Isère). *B.S.F.M.*, 14 mars, t.80, N°1 à 3, p.LI.
- CHOUBERT (G.) - 1934 - La Serpentine du Tabor et les roches qui l'accompagnent. *T.L.G.G.*, t.18, 1934-35.
- CHOUBERT (G.) - 1952 - L'origine des granites et la physique nucléaire. *Note du Service géologique du Maroc*, t.6.
- CORBIN (P.) - 1921 - Observations nouvelles sur la bordure orientale des Monts de Lans. *C.R.A.S.*, t.173, n°25, p.1379.
- CORBIN (P.) - 1921 - Sur la tectonique du bord oriental du Massif du Vercors. *C.R.A.S.*, t.173, n°22, p.1095.
- CORSIN (P.) et FAURE-MURET (A.) - 1946 - Découverte d'une florule stéphanienne au cirque de Férissin près de Saint-Martin de Vésubie. *C.R.S.S.G.F.*, 4 nov., p.246.
- CORSIN (P.) - 1950 - Le Houiller de la zone du Briançonnais. *C.R.A.S.*, t.230, n°26, p.2315.
- CORSIN (P.) - 1951 - Sur la limite entre le Westphalien et le Stéphanien, et sur la flore du Westphalien D et du Stéphanien A. *3e Congrès Strat. Carb.*, Heerlen, t.I, p.93-98.
- CORSIN (P.) et FAURE-MURET (A.) - 1951 - Nouvelle flore du Stéphanien à l'E de St-Martin de Vésubie. *C.R.S.S.G.F.*, 19 février, p.57.
- CORSIN (P.) et DEBELMAS (J.) - 1952 - Sur la présence de Stéphanien fossilifère au col de Tramouillon, dans le massif de Gaulent, au Sud de Briançon (Hautes-Alpes). *C.R.S.S.G.F.*, n°3, p.46.
- CORSIN (P.) et AREVIAN (H.) - 1956 - Sur la présence du Permien inférieur à plante dans le vallon de Roya. *C.R.A.S.*, t.243, n°22, p.1776.
- CROSNIER-LECOMTE (J.), BORDET (Cl.), DUFFAUT (P.) - 1953 - Séparation de deux anciens lits successifs dans la vallée du Drac à Monteynard (Isère). *C.R.S.S.G.F.*, n°12, 15 juin, p.221.
- DALINVAL (A.) et DOLLE (P.) - 1956 - Les tonstein de Vicoigne et d'Anzin. *Soc. Géol. du Nord, Annales* 76, p.68.
- DANZE (J.) - 1956 - A propos des Sphénoptéridés et de *Sphenopteris*. *C.R.A.S.*, t.243, n°23, 5 déc., p.1902.
- DEBELMAS (J.) - 1955 - Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*
- DEBELMAS (J.) et LEMOINE (M.) - 1957 - Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita. *C.R.S.S.G.F.*, n°4, p.38.
- DEBELMAS (J.) et LEMOINE (M.) - 1957 - Discordance angulaire du Rhétien dans le Massif de Peyre Haute, au Sud de Briançon. Importance de l'érosion antérhétienne dans la zone briançonnaise. *B.S.G.F.*, 6e s., t.7, fasc.4 et 5, p.489.
- DEBYE (P.) et SCHERRER (P.) - 1917 - Über die Konstitution von graphit und amorphen Kohle. *Phys. Zeitschrift*, p.295.
- DELEAU (P.C.) - 1958 - Sédimentation et Tectonique. *4e Congrès Strat. Carbon.*, Heerlen.
- DEN TEX (E.) - 1949 - Les roches basiques et ultrabasiqes des lacs Robert et le Trias de Chamrousse (Massif de Belledonne). LEIDE.
- DESROUSSEAU (J.) - 1938 - Bassins houillers et lignitifères de la France. *Mém. Serv. Carte géol. France*, Paris.
- DHELLANCOURT (M.) - 1785 - Observations minéralogiques faites dans le Dauphiné depuis la source de la Romanche jusqu'à la plaine de l'Oisans en août-septembre. *Ann. Soc. Touristes du Dauphiné*, 1913.
- DHELLEMMES (R.) - 1956 - Etude géologique du Massif cristallin des Aiguilles Rouges (Alpes de Savoie). *T.L.G.G.*, t.32, p.67, 1954-55.
- DIDIER (J.) - 1954 - Le bassin houiller de Brassac et ses bordures cristallines. *Revue des Sc. nat. d'Auvergne*, vol.20; fasc.1 et 2, p.3 à 47.
- DOLLE (P.) - 1954 - Tonstein de la partie supérieure de l'assise de Bruay. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t.74, p.39

- DOLLE (P.) et SARROT-REYNAULD (J.) - 1954 - Etude de quelques tonstein du Nord de la France. *C.R.S.S.G.F.*, n°13, p. 287.
- DOUBINGER (J.) et VETTER (P.) - 1951 - Contribution à l'étude du Stéphanien supérieur dans le Massif Central français. *3e Congrès Strat. Carb.*, Heerlen, p. 149.
- DOUBINGER (J.) - 1956 - Contribution à l'étude des flores autuno-stéphanienne. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, N1e série, 35, mém. 75, p. 159-162.
- DOUBINGER (J.) - 1957 - Sur la flore du bassin d'Argentat (Corrèze). *B.S.G.F.*, 6e s., t. 7, fasc. 1-3, p. 271.
- DOUBINGER (J.) - 1958 - Des synonymies en Paléobotanique. *C.R.A.S.*, t. 246, n°8, p. 1240.
- DOUBINGER (J.) et VETTER (P.) - 1958 - Sur la flore fossile du bassin houiller de Carmaux. *C.R.A.S.*, t. 246, n°12, p. 1884.
- DUPARC (L.) et RITTER (E.) - 1894 - Carbonifère alpin, nature pétrographique du Carbonifère de la zone du Mont Blanc. *Archives Sc. Physiques et naturelles*, 3e période, t. 31, janvier.
- DUPARC (L.) et RITTER (E.) - 1894 - Les formations du Carbonifère et les quartzites du Trias dans la région NW de la première zone alpine. *Mém. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève*, t. 32, 1ère partie, N°4.
- DUPARC (L.) - 1896 - Note sur les roches éruptives basiques et sur les amphibolites de la Chaîne de Belledonne. *B.S.C.G.F.*, n°55, t. 8, 1896-97.
- DUPARC (L.) - 1908 - Sur la transformation du pyroxène et de l'amphibole. *B.S.F.M.*, t. 31, n°2, p. 50.
- DUPARQUE (A.) - 1949 - Sur les houilles schisteuses et sur l'interstratification des houilles et des schistes dans certaines veines de charbon. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. 69, p. 237.
- DUPARQUE (A.) - 1949 - Etude microscopique de certains anthracites en lumière incidente polarisée. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. 69, p. 103 à 126.
- DUPARQUE (A.) - 1951 - La question des constituants macroscopiques des houilles. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. 71, p. 9 à 41.
- DUPARQUE (A.) - 1952 - Structure microscopique des houilles en surfaces simplement polies et en lames minces. *Annales Soc. Géol. du Nord*, t. 32, p. 106.
- DURIF (S.) et FEYS (R.) - 1955 - Métamorphisme de contact dans les charbons intraalpins. *C.R.A.S.*, t. 241, n°4, p. 424.
- DUSSERT (Abbé A.) - 1903 - Essai historique sur La Mure et son mandement depuis les origines jusqu'en 1626. Paris, Picard, 1923.
- DUTT (A.) - 1955 - Quelques observations sur la mobilité et la diffusion du potassium au cours du métamorphisme. *B.S.G.F.*, 6e s., fasc. 4-6, p. 279.
- ELLENBERGER (F.) - 1949 - Série stratigraphique et structure de la Vanoise. *B.S.C.G.F.*, n°226, t. 47.
- ELLENBERGER (F.) - 1957 - Le stilpnomilane, minéral de métamorphisme régional dans la Vanoise (Savoie). *C.R.S.S.G.F.*, 18 fév., p. 63, n°3 et 4.
- ETIENNE (AL) et UEBERSFELD (J.) - 1954 - Résonance paramagnétique des houilles. *Journal de Chimie physique*, t. 51, n°6.
- FABRE (J.) - 1952 - Note préliminaire sur quelques résultats stratigraphiques obtenus dans le Houiller de Tarentaise et de Maurienne (zone briançonnaise). *C.R.S.S.G.F.*, n°3.
- FABRE (J.) et FEYS (R.) - 1952 - Phénomènes de plasticité et migrations dans les charbons alpins. *C.R. 19e session Congrès géol. internat.*, Alger.
- FABRE (J.), FEYS (R.) et GREBER (Ch.) - 1952 - Le Bassin houiller briançonnais. *Annales des Mines*, 11-12, p. 7 à 16.
- FABRE (J.) - 1953 - Sur quelques roches éruptives du terrain houiller de la zone briançonnaise. *C.R.A.S.*, t. 236, p. 2416.
- FABRE (J.) - 1953 - Sur la tectonique de la zone houillère briançonnaise en Maurienne. *C.R.A.S.*, t. 237, p. 344.
- FABRE (J.), FEYS (R.) et GREBER (Ch.) - 1953 - Relations du Westphalien et du Stéphanien dans la zone houillère briançonnaise. *C.R.S.S.G.F.*, 9 nov., p. 272.
- FABRE (J.) - 1955 - Volcanisme dans le Permocarbonifère de la zone briançonnaise. *C.R.A.S.*, t. 242, n°24, p. 1795.
- FABRE (J.), FEYS (R.) et GREBER (Ch.) - 1955 - L'importance de l'orogénèse hercynienne dans les Alpes occidentales. *B.S.G.G.*, t. 5, n°1-3, p. 233 à 242.
- FABRE (J.) - 1956 - Phtanites à algues d'eau douce dans le terrain houiller des Alpes. *C.R.A.S.*, t. 243, n°23, p. 1897.
- FABRE (J.) et SARROT-REYNAULD (J.) - 1956 - Présence d'un tonstein à Leverriérite et goéthite dans le Houiller de Montgirod-les-Chapelles (Tarentaise). *T.L.G.G.*, t. 33.
- FABRE (J.) - 1957 - Le stilpnomélane dans la zone houillère (à propos de la note de F. ELLENBERGER). *C.R.S.S.G.F.*, 18 fév., fasc. 3-4, p. 66.

- FABRE (J.), FEYS (R.) et GREBER (Ch.) - 1958 - Echelle stratigraphique du Bassin houiller briançonnais. *4e Congrès Strat. Carb.*, Heerlen.
- FAURE-MURET (A.) - 1955 - Etudes géologiques sur le Massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*
- FAVRE (H.) - 1841 - Remarques sur les anthracites des Alpes *Mém. Soc. Phys. Inst. Nat.*, Genève.
- FAYOLLE (A.) - 1876 - La Mure et la Matheysine. Grenoble.
- FERRAND (J.) - 1880 - Notice sur les mines d'anthracite de La Mure. *Annales des Mines*, 7e s., t.18, p.121.
- FEYS (R.) et GREBER (Ch.) - 1949 - Sur l'association dans le terrain houiller du Briançonnais (Htes-Alpes), des roches éruptives d'intrusion et des niveaux charbonneux. *B.S.G.F.*, 5e s., t.19, p.435.
- FEYS (R.) et GREBER (Ch.) - 1950 - Les conglomérats du Verrucano dans la région de Briançon (Hautes-Alpes) et leurs rapports avec le Carbonifère. *B.S.G.F.*, 5e s., t.20, p.231 à 237.
- FEYS (R.) et GREBER (Ch.) - 1951 - Les venues éruptives dans le terrain houiller du Briançonnais (Alpes françaises). *3e Congrès Strat. Carb.*, Heerlen, p.219.
- FEYS (R.) - 1952 - Le Carbonifère sur la rive gauche de la Guisane. *B.S.G.F.*, 6e s., t.2, p.197.
- FEYS (R.) - 1954 - Observations nouvelles sur l'origine des anthracites briançonnais. Note préliminaire. *C.R.S.S.G.F.*, N°6, p.403.
- FEYS (R.) et GREBER (Ch.) - 1956 - L'autunien du Nivernais. *C.R.A.S.*, t.243, n°21, 19 nov.
- FEYS (R.) - 1958 - Métamorphisme et évolution des anthracites intra-alpins. *Revue Industrie minière*, 15 juillet, p.65.
- FEYS (R.) et GREBER (Ch.) - 1958 - Le bassin houiller de Blanzay et du Creusot. *Revue de l'Industrie minière* juin-juillet.
- FIEBIG (H.) - 1957 - Bemerkenswerte Beobachtungen bei der Aufnahme des neuen Richtschichtenschnittes der Bochumer Schichten auf der Zecke Ver. Bonifacius. *Kukuk Festschrift*, Bochum.
- FIEBIG (H.) - 1958 - Ein Kohlen tonstein in Flöz Baldur (Westphali) des Ruhrkarbons. *Glückauf*, t.1-2, p.62.
- FOURNET (J.) - 1855 - Etudes sur l'extension des terrains houillers en France, Lyon.
- FRANCHI (S.), KILIAN (W.) et LORY (P.) - 1908 - Sur les rapports des schistes lustrés avec les faciès dauphinois et briançonnais du Lias. *B.S.C.G.F.*, n°119, t.18, 1907-08.
- FRANKLIN (R.E.) - 1950 - The interpretation of Diffuse X Ray Diagrams of Carbon. *Acta crystallographica*, p.107.
- FRANKLIN (R.E.) - 1951 - The structure of Graphitic carbons. *Acta crystallographica*, p.253.
- FROMAGET (J.) - 1941 - L'Indochine française. *B.S.G. Indochine*, vol.26, fasc.2.
- GABILLY (J.) - 1957 - Données nouvelles sur la minéralisation du Lias dans le Détroit Poitevin. *C.R.A.S.*, t.244, n°23, p.2817.
- GAUDRY (A.) - 1855 - Résumé des travaux qui ont été entrepris sur les terrains anthracifères des Alpes de la France et de la Savoie. *B.S.G.F.*, t.12, 2e s., p.580.
- GEFFROY (J.) - 1951 - Métallogénie hydrothermale et remaniement ascendant dans la Lozère. *B.S.G.F.*, (6), t.1, p.389.
- GEFFROY (J.), SARCIA (J.) - 1954 - Contribution à l'étude des pechblendes françaises. *Sciences de la Terre*, t.II, n°1-2, p.1 à 157.
- GERMAIN (C.) et DEMAISON (G.) - 1957 - Contribution à l'histoire géologique du Bassin de Valence. *T.L.G.G.*, t.34, p.97.
- GIDON (P.) - 1950 - L'âge des "Grès d'Alleverd". *C.R.A.S.*, t.231, p.974.
- GIDON (P.) - 1957 - L'ordre de succession des phénomènes orogéniques et ses conséquences. *B.S.G.F.*, [6] t.7, fasc.1-3, p.125.
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) - 1929 - Observations à propos de deux notes récentes de Géologie alpine : grès singuliers du Col du Bonhomme (Savoie) et Trias à *Equisetites* du Briançonnais. *C.R.S.S.G.F.*, n°1-2, p.17.
- GIGNOUX (M.) et LORY (P.) - 1930 - Présentation de grands cristaux de gypse en aiguilles provenant d'une grotte naturelle. *C.R.S.S.G.F.*, n°5, p.37.
- GIGNOUX (M.) - 1931 - Aménagement du Drac (Région St-Arey - Marcieu). Rapport géologique.
- GIGNOUX (M.) et LORY (P.) - Rapports de position des lits interglaciaire et actuel du Drac entre St Pierre de Méarotz et Champ.
- GIGNOUX (M.) - 1931 - Note géologique sur les sondages en cours à l'emplacement du barrage de St Arey sur le Drac.
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) - 1941 - Les conditions géologiques du barrage du Chambon Romanche. *T.L.G.G.*, t.23, 1940.
- GIGNOUX (M.) - 1942 - Etude comparative des conditions géologiques des divers projets d'aménagement hydroélectrique du Drac entre l'Usine du Pont de Cognet et l'Usine de Champ.
- GIGNOUX (M.) et LORY (P.) - 1942 - Rapport géologique sur l'aménagement du Drac entre Cognet et Champ.

- GIGNOUX (M.) - 1946 - Discordance hercynienne et métamorphisme en bordure des massifs cristallins de la zone alpine externe. *B.S.G.F.*, [5] t. 16.
- GIGNOUX (M.) - 1947 - Rapport géologique sur un avant-projet de dérivation de la Bonne, de la Malsanne et de la Roizonne dans le lac de Pierre Châtel. Rapport E.D.F.
- GIGNOUX (M.) - 1947 - Rapport sur les conditions géologiques d'un projet d'aménagement hydro-électrique du Drac en aval de l'Usine de Cordéac.
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) - 1948 - Le Permien des zones externes des Alpes françaises. *C.R.A.S.*, t. 226, p. 853.
- GIGNOUX (M.) - 1951 - Discontinuité dans le Houiller et le Permien des Alpes françaises. *C.R.S.S. G.F.*, n°5.
- GIGNOUX (M.) - 1952 - Argiles quaternaires préconsolidées de la région grenobloise. *70e Congrès Soc. Savantes, Grenoble.*
- GIGNOUX (M.) - 1950 - Géologie stratigraphique, Masson, Paris.
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) - 1952 - Géologie dauphinoise, 2e édit. Masson.
- GIGNOUX (M.) et BARBIER (R.) - 1955 - Géologie des Barrages et des Aménagements hydrauliques. Masson, Paris.
- GIRAUD (P.) - 1952 - Les terrains métamorphiques du Massif des Grandes Rousses (Isère). *B.S.G.F.*, p. 379 [6], t. 2.
- GIROUD (E.) - 1836 - Mémoire sur l'exploitation de la mine d'anthracite de la Rivoire, concession de la Motte d'Aveillans (Isère), Paris.
- GOGUEL (J.) - 1946 - La fracturation des roches, phase préliminaire de la minéralisation. *Revue Houille, Minerais, Pétrole* n°3-4.
- GOGUEL (J.) - 1952 - Traité de Tectonique, Masson, Paris.
- GRAINDOR (M.) - 1957 - Plissements cadomiens et plissements sudètes dans l'île de Jersey. *C.R.A.S.*, t. 244, n°2, p. 221.
- GRAND-RY (E.) - 1955 - Quel intérêt pratique peut-on attacher à l'analyse pétrologique des houilles ? *Ann. Mines de Belgique*, n°6, p. 248-52.
- GRANGEON (M.), FEYS (R.), GREBER (Ch.) - 1955 - Découverte de Westphalien par sondage en bordure du Morvan (Nièvre). *C.R.A.S.*, t. 240, n°13, p. 1447.
- GRAS (A.) - 1838 - Notice statistique sur les eaux minérales du département de l'Isère. *B.S.S.I.* [1], t. 1, p. 11.
- GRAS (Sc.) - 1839 - Note sur le gisement de l'anthracite dans l'Oisans. *B.S.S.I.* [1], t. 1, p. 45.
- GRAS (Sc.) - 1839 - Mémoire sur l'âge géologique des couches anthracifères du département de l'Isère. *Ann. des Min.*, [3] t. 16.
- GRAS (Sc.) - 1851 - *B.S.G.F.*, [2], t. 8, p. 562.
- GRAS (Sc.) - 1854 - Mémoire sur le terrain anthracifère des Alpes de la Savoie. *Annales des Mines*, t. V, p. 473.
- GREBER (Ch.), FEYS (R.) - 1946-48 - Observations sur les gisements carbonifères d'Oris-en-Rattier et d'Entraigues (Isère). Rapport *B.R.G.G.*
- GREBER (Ch.) - 1854 - Flore et Stratigraphie du terrain houiller de la région de Lons-le-Saunier. *B.S.G.F.* [6], t. 4, p. 431.
- GRIMBERT (A.) et CARLIER (A.) - 1957 - Les schistes uranifères du versant alsacien des Vosges moyennes. *B.S.C.G. Als. Lor.*, t. 9, fasc. 2.
- GUETTARD - 1763 - Minéralogie du Dauphiné.
- GUETTARD - 1779 - Minéralogie du Dauphiné, Paris.
- GUEYMARD (E.) - 1831 - Sur la Minéralogie, la Géologie et la Métallurgie du département de l'Isère, Grenoble.
- GUEYMARD (E.) - 1837 - Analyse des eaux minérales de La Motte (Isère). *Annales des Mines*, [3], t. 11.
- GUEYMARD (E.) - 1839 - Gîtes d'argent de la Montagne d'Allemont. *B.S.S.I.*, [1], t. 1, p. 27.
- GUEYMARD (E.) - 1839-40 - Sur les anthracites du département de l'Isère. *B.S.G.F.*, [1], t. 11, p. 411-420.
- GUEYMARD (E.) - 1844 - Statistique générale du département de l'Isère, Grenoble.
- GUEYMARD (E.) - 1855 - Note sur des gîtes de nickel dans le département de l'Isère. *B.S.G.F.*, [2], t. 12, p. 515.
- GUILLEMIN (C.) et LEVY (Ch.) - 1957 - Sur les minéraux du sondage de Petichet. *B.S.F.M.C.*, 8, p. 237-238.
- GUTHÖRL (P.) - 1951 - Die leit Fossilien und Stratigraphie des saar lothringischen karbons. *3e Cong. Avanc. Etudes carb.*, Heerlen. t. 1, p. 233, 1951.
- GUTHÖRL (P.) - 1951 - Die Konglomerate des saar lothringischen karbons und ihre stratigraphische Bedeutung. *3e Congr. Avanc. Etudes carb.*, Heerlen, t. 1, p. 251.
- GUTHÖRL (P.) - 1955 - Das Holzzer Konglomerat, sein Verlauf zwischen Heiligenwald und Holz (Saar) und seine Bedeutung für die Klärung der Lagerungsverhältnisse in diesem Gebiet. *Arbeiten geol. Institut Universität Saarlandes* n°65 ou *Ann. Univ. Saraviensis (Sc.)* vol. IV, n° 1-2, p. 113-116.

- GUTHORL (P.) - 1952 - Die Tonsteine des Saar lothringisches Karbons und ihre stratigraphische Bedeutung. *C.R. 3e Cong. avanc. Etudes carb.*, Heerlen, t.1, p.243.
- HAUDOUR (J.) et SARROT-REYNAULD (J.) - 1954 - Le Bassin houiller de La Mure. *3e Cong. int. de Cristallographie*, Excursion D, p.21
- HAUDOUR (J.) et SARROT-REYNAULD (J.) - 1954 - Le Bassin houiller de La Mure. Ses Minéraux. *T.L.G.G.*, t.32, p.5.
- HAUDOUR (J.) et SARROT-REYNAULD (J.) - 1955 - Les assises supérieures du Trias dans le Dôme de La Mure et les régions annexes. *C.R.S.S.G.F.*, n°5-6, p.89.
- HAUDOUR (J.) et SARROT-REYNAULD (J.) - 1956 - Observations dans une galerie des Houillères du Bassin du Dauphiné : profil géologique, phénomènes de cristallisation et de sédimentation périodique. *T.L.G.G.*, t.33.
- HAUDOUR (J.) et SARROT-REYNAULD (J.) - 1956 - Sur l'âge et l'extension des terrains houillers dans la terminaison Sud de Belledonne. Leurs rapports avec le socle cristallophyllien. *B.S.G.F.* [6], t.6, p.335.
- HAUDOUR (J.), MICHEL (R.) et SARROT-REYNAULD (J.) - 1957 - Sur un faciès nouveau de la barytine. *T.L.G.G.*, t.33.
- HAUDOUR (J.) et SARROT-REYNAULD (J.) - 1957 - Résultats géologiques (Lias-Trias) de travaux souterrains récents dans la région de Grenoble. *C.R.S.G.F.*, n°15, p.356.
- HAUDOUR (J.) et SARROT-REYNAULD (J.) - 1958 - Manifestations de la tectonique antésénonienne dans le Dôme de La Mure (Isère). Influence sur les exploitations houillères. *T.L.G.G.*, t.34.
- HAUDOUR (J.) et SARROT-REYNAULD (J.) - 1958 - Le gisement houiller de La Mure. *C d F, CECA et Industrie minière*.
- HAUDOUR (J.) et SARROT-REYNAULD (J.) - 1958 - Rapports du Westphalien supérieur et du Stéphanien dans les massifs cristallins externes des Alpes occidentales. *4e Cong. Strat.*, Heerlen.
- HAUDOUR (J.), SARROT-REYNAULD (J.) et VERNET (J.) - 1958 - Observations nouvelles sur le Houiller et la Mollièresite dans le Massif du Mercantour et comparaison avec le Houiller du Dôme de La Mure (Isère). *C.R.A.S.*, t.247, n°8, p.716.
- HERICART de THURY (L.) - 1803 - Mémoire sur l'anhracite. *Journal des Mines*, t.14.
- HERICART de THURY (L.) - 1806 - Mines d'Or du département de l'Isère. *Journal des Mines*, t.20, p.101.
- HERICART de THURY (L.) - 1807 - Du minerai de Montjean, près de Vizille. *Journal des Mines*, t. XXI, p.261.
- HERICART de THURY (L.) - 1807 - Exploitations immémoriales des montagnes d'Huez-en-Oisans, département de l'Isère. *Journal des Mines*, t.22, p.281.
- HERBST (H.) - 1955 - Der erste Tonsteinfund im Oberkarbon des Horstes von Erkelenz. *Geol. Jahrb. Deutsch.*, t.71, p.87-90.
- HOEHNE (K.) - Die Entstehungsgeschichte der Tonsteine und ihre vermeintliche Abkunft von vulkanischen Gläsern, Aschen und Tuffen. *Glückauf*, Heft 25-26.
- HOEHNE (K.) - 1954 - Présence de lentilles isolées de kaolin et de cristaux de kaolin dans les veines de charbon. *Neues Jahrbuch Geol. Paleontolog. Abhandlungen*, t.100, n°1, p.1 à 10.
- HOEHNE (K.) - 1957 - Leverrierit in Kohlenflözen und seine Erkennung im Mikroauschliffbild. *Geologie Deutschland*, t.6, n°2, p.190.
- HUTTENLOCHER (H.F.) - 1934 - Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. *Schweiz. mineral. und petrographische mitteilungen*, Bd 14, heft 1, p.22.
- JODOT (P.) - 1926 - Sur la présence d'une faune à *Myophoria Goldfussi* dans le Trias de la bordure Sud du Pelvoux. *B.S.G.F.* [4] t.26, p.139.
- JONGMANS (W.J.) - 1951 - Some problems on Carboniferous Stratigraphy. *3e Congrès*, Heerlen, t.I, p.295.
- JOURAWSKY (G.) et PERMINGEAT (F.) - 1952 - Gisements miniers du Sud marocain. Livret-Guide excursion C39. J 6, *19e cong. géol. Int.*, Alger.
- JOURAWSKY (G.) - 1952 - Sur la présence d'une paragenèse nouvelle à molybdénite dans les filons 7 et 5 de la région minéralisée de Bou-Azzer (Sud-Marocain). *C.R.A.S.*, t.234, p.230.
- JUNG (J.) et ROQUES (M.) - 1952 - Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *B.S.C.G.F.*, n°235, t.50.
- KILIAN (W.) - 1897 - Sur une brèche carbonifère observée dans les environs de La Mure (Isère). *A.F.A.S.*, 26e session, St Etienne, p.356.
- KILIAN (W.) - 1902 - Relations des principales sources thermales du Dauphiné avec la nature géologique du sol. Grenoble.
- KILIAN (W.) - 1903 - Sur le rôle des charriages dans les Alpes delphino-provençales et sur la structure en éventail des Alpes briançonnaises. *C.R.A.S.*, 5 octobre.
- KILIAN (W.) et REVIL (J.) - 1904 - Etudes géologiques dans la Alpes occidentales, contribution à l'étude des chaînes intérieures des Alpes françaises. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, t.I.

- KILIAN (W.) et REVIL (J.) - 1908 - *Ibid.* t. II.
- KILIAN (W.) et LORY (P.) - 1905 - Explorations géologiques dans le SE de la France en 1904. *Ann. Univ. Grenoble*, t. 17.
- KILIAN (W.) - 1906 - Feuilles de Grenoble, Vizille, Privas au 1/80 000e; Lyon, Avignon, Grand Saint-Bernard au 1/320 000e. *B.S.C.G.F.*, n°110, t. 16 (1904-1905).
- KILIAN (W.) - 1914 - Sur la bathymétrie des mers liasiques dans les Alpes occidentales et sur le Lias de la région delphino-provençale. *C.R. Soc. Savantes*, 1913, Sciences.
- KILIAN (W.) et REVIL (J.) - 1916 - Sur les discontinuités de sédimentations et les niveaux de brèches dans les Alpes françaises. *C.R.A.S.*, t. 163, p. 685.
- KILIAN (W.) et MOULINIER (L.) - 1918 - Le Houiller des Ramiettes de Prodins. Rapport, 25 juillet.
- KILIAN (W.) - 1919 - Aperçu sommaire de la Géologie, de l'Orographie et de l'Hydrologie des Alpes dauphinoises. Grenoble, Allier.
- KILIAN (W.) et REVIL (J.) - 1919 - Aperçu sommaire sur les roches éruptives des Alpes françaises. *B.S.S.I.*, t. 39.
- KILIAN (W.) - 1921 - Sur un problème de la tectonique des chaînes subalpines dauphinoises. *C.R.A.S.*, t. 173, p. 1434.
- KILIAN (W.), BLANCHET (F.), MORET (L.), ROCH (E.) - 1923 - Contributions à la connaissance du terrain houiller dans la zone intraalpine française. *T.L.G.G.*, t. 13, p. 151.
- KULBICKI (G.) - 1953 - Conditions de cristallisation des minéraux kaoliniques dans le sidérolitique d'Aquitaine. *C.R.A.S.*, t. 237, p. 194.
- KULBICKI (G.) et VETTER (P.) - 1955 - Sur la présence d'argiles bauxitiques dans le Stéphaniens de Decazeville. *C.R.A.S.*, n°1, p. 104
- KULBICKI (G.) et VETTER (P.) - 1956 - Etude des roches argileuses de quelques bassins houillers de la bordure occidentale du Massif Central. *B.S.G.F.*, t. 5, fasc. 7-9, p. 645.
- LACROIX (A.) - 1910 - Minéralogie de la France, t. 1, p. 463.
- LACROIX (A.) - 1919 - Un manuscrit inédit de DOLOMIEU sur la Minéralogie du Dauphiné, 1796. *B.S.S.I.*, [4], t. 14, p. 237.
- LAMEYRE (J.) - 1957 - Le complexe volcanique de la partie Nord du synclinal hercynien oriental du Massif des Grandes Rousses. *C.R.S.S.G.F.*, n°9, p. 157.
- LAPADU-HARGUES (P.) - 1946 - Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. *B.S.G.F.*, [5], t. 15, p. 255-310.
- LAPADU-HARGUES (P.) - 1958 - Observations à propos des amphibolites. *C.R.S.G.F.*, n°5, p. 132.
- LAPPARENT (A. de) - 1885 - Traité de Géologie, Paris.
- LAPPARENT (J. de) - 1934 - Constitution et origine de la leverriérite. *C.R.A.S.*, t. 198, p. 669.
- LAPPARENT (J. de) et HOCART (R.) - 1939 - La leverriérite des formations latéritiques de l'Afrique Occidentale française. *C.R.A.S.*, t. 208, p. 1465.
- LATREILLE (M.) - 1953 - Stratigraphie et tectonique de la zone subbriançonnaise dans la cicatrice de Réallon (Hautes-Alpes). *C.R.S.S.G.F.*, n°6, p. 91.
- LEBEAU (A.) - 1933 - Sur les péranthracites et les anthracites vrais. *C.R.A.S.*, t. 21, p. 1234.
- LEROY (C.) - 1839 - Essai statistique et médical sur les eaux minérales des environs de Grenoble. *B.S.S.I.*, 1, t. 1, p. 65.
- LETOURNEUR (J.) - 1944 - Observations sur la région comprise entre Ugine et le Mont Joly. *B.S.C.G.F.*, t. 45, n°216, p. 173.
- LETOURNEUR (J.) - 1953 - Le grand sillon houiller du Plateau Central Français. *B.S.C.G.F.*, n°238, t. 51, p. 1 à 236.
- LHOEST (A.) - 1957 - Découverte de l'horizon de Quaregnon au siège Belle Vue. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 81, p. 103.
- LHOEST (A.) - 1958 - Une couche de charbon allochtone dans le Westphalien A. *4e Cong. Strat. Carb.*, Heerlen.
- LHOEST (A.) et SCHEERE (J.) - 1958 - Découverte d'un tonstein dans la zone de Genk. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 81, p. 141.
- LIECHTI (H.) - 1934 - Sur la tectonique de la protogine du Massif du Mont Blanc. *Schweiz. Mineralogisch und petrographische Mitteilungen* Band 14, Heft 1, p. 176.
- LINDGREEN (W.) - 1933 - Mineral deposits. Mc GrawHill 1933.
- LLOPIS LLADO (N.) - 1951 - Sur le Carbonifère métamorphique des environs d'Entraigues (Isère). *C.R.S.S.G.F.*, n°11.
- LOMBARD (A.) - 1946 - Le Charbon. Librairie de l'Univ. Lausanne.
- LOMBARD (A.) - 1953 - Les rythmes sédimentaires et la sédimentation en général. *R.I.F.P.*, vol. 8, p. 9.
- LORY (Ch.) - 1860 - Description géologique du Dauphiné, Grenoble.
- LORY (Ch.) - 1873 - Note sur quelques faits de la structure des Massifs Centraux des Alpes.
- LORY (Ch.) - 1878 - Essai sur l'orographie des Alpes occidentales. *B.S.S.I.*, 3, t. 7.

- LORY (Ch.) - 1878 - Profils géologiques de quelques massifs primitifs des Alpes. *C.R.A.S.*, t.86.
- LORY (Ch.) - 1878 - Etude sur la constitution et la structure des massifs de schistes cristallins des Alpes occidentales. *Congr. géol. internat. Londres.*
- LORY (P.) - 1889 - Les Grandes Alpes du Dauphiné. Etude géologique. Drevet, Grenoble.
- LORY (P.) - 1892-93 - Sur les émissions granulitiques dans le Massif du Pelvoux. *B.S.S.I.*, [4], t.1; *B.S.G.F.*, t.20, 1892, p.180.
- LORY (P.) - 1892-93 - Sur deux lambeaux sédimentaires nouvellement reconnus dans la Chaîne de Belledonne. *B.S.S.I.*, [4], I, p.649.
- LORY (P.) - 1893 et 1895 - Etudes géologiques dans la chaîne de Belledonne, Bordure occidentale du Massif d'Allevard.
- LORY (P.) - 1894 - Sur la constitution géologique de la région d'Allevard. *B.S.S.I.*
- LORY (P.) - 1894-95 - Sur la présence, dans les Alpes Dauphinoises, de nombreuses traces de roches volcaniques. *B.S.S.I.*, [4] II, p.413.
- LORY (P.) - 1895 - Etudes géologiques dans la Chaîne de Belledonne : Seconde note sur la bordure occidentale du Massif d'Allevard.
- LORY (P.) - 1895 - Sur les plis anciens du Dévoluy et des régions voisines. *B.S.G.F.*, t.23, p.843-845.
- LORY (P.) et TERMIER (P.) - 1895 - Sur deux roches éruptives récemment découvertes dans le Massif de Chaillol. *C.R.S.S.G.F.*
- LORY (P.) - 1896 - Note préliminaire sur le Massif de Chaillol et sur les mouvements anténummulitiques qui l'affectent. Grenoble.
- LORY (P.) - 1896 - Sur la tectonique du Dévoluy et les régions voisines à l'époque crétacée.
- LORY (P.) - 1896 - Sur les couches à Nummulites du Dévoluy et des régions voisines. *C.R.S.S.G.F.*, n°2, p.XVIII.
- LORY (P.) - 1897 - Quelques observations sur les premières assises secondaires dans le Massif de La Mure. *B.S.G.F.*, [3], 25, p.555.
- LORY (P.) - 1898 - Sur le Crétacé inférieur du Dévoluy et des régions voisines. *B.S.G.F.*, [3], t.26, p.132.
- LORY (P.) - 1898 - Sur un ensemble de plis extérieurs à Belledonne et refoulés vers cette chaîne. *C.R.A.S.*, 26 déc.
- LORY (P.) - 1898 - Feuilles de Die, Gap et Vizille. *B.S.C.G.F.*, n°63, t.10.
- LORY (P.) - 1899 - Feuilles de Die, Gap et Vizille. *B.S.C.G.F.*, n°69, t.10.
- LORY (P.) et MARTIN (D.) - 1899 - Feuilles de Gap, Briançon, Vizille et Die. *B.S.C.G.F.*, n°69, t.10.
- LORY (P.) et KILIAN (W.) - 1900 - Notices géologiques sur divers points des Alpes françaises. Complément au Livret-Guide du *8e Congrès géol. internat.*
- LORY (P.) - 1900 - Les mouvements du sol et la sédimentation en Dévoluy durant le Crétacé supérieur. *C.R.S.G.F.*, 25 juin.
- LORY (P.) - 1900 - Sur les principaux types de vallées des chaînes subalpines dans l'Isère et les Hautes-Alpes et sur leurs rapports avec la tectonique. *B.S.S.I.*
- LORY (P.) - 1901 - Glaciaire et fluvioglaciaire de la région grenobloise. *Annales Univ. Grenoble.*
- LORY (P.) - 1901 - Quelques observations dans la partie méridionale de la Chaîne de Belledonne. *B.S.G.F.*, [4], t.1.
- LORY (P.), PAQUIER (V.) et SAYN (G.) - 1901 - Compte-rendu des Excursions dans le Massif de La Mure, le Dévoluy, le Diois et le Valentinois. *8e Cong. géol. internat.*
- LORY (P.) - 1902 - Sur un cas remarquable d'épigénie glaciaire. *Eclog. géol. Helv.*, Band 7, Heft 3.
- LORY (P.) - 1902 - Sur le faciès à entroques dans le Lias des Alpes suisses et françaises. *Eclog. géol. Helv.*, Band 7, Heft 3.
- LORY (P.) - 1902 - Feuille de Gap (révision de Vizille et Grenoble). *B.S.C.G.F.*
- LORY (P.) - 1903 - Feuille de Gap et révision des feuilles de Vizille et de Grenoble. *B.S.C.G.F.*, n°91.
- LORY (P.) - 1904 - Mélanges géologiques, Grenoble.
- LORY (P.) - 1905 - Révision des feuilles de Grenoble, Vizille, Die. *B.S.C.G.F.*
- LORY (P.) - 1905 - Recherches sur le Jurassique moyen entre Grenoble et Gap. *Ann. Univ. Grenoble*, t.XVII, n°1.
- LORY (P.), FRANCHI (S.) et KILIAN (W.) - 1908 - Sur les rapports des schistes lustrés avec les faciès dauphinois et briançonnais au Lias. *B.S.C.G.F.*, n°119, t.18.
- LORY (P.) - 1905 - Sur une brèche du Toarcien en Beaumont (Drac moyen). *B.S.G.F.*, [4], t.5, p.626-627.
- LORY (P.) - 1905-1907 - Feuille de Vizille : flanc extérieur de Belledonne et bordure subalpine. *B.S.C.G.F.*, 16, n°105, p.128-131.
- LORY (P.) - 1908 - Révision des feuilles de Grenoble et Vizille. *B.S.C.G.F.*, n°119, t.18.
- LORY (P.) - 1908 - Révision de la feuille de Vizille au 1/80 000e et feuille de Lyon au 1/320 000e. *B.S.C.G.F.*, vol.19, p.167.

- LORY (P.) - 1909-1910 - Feuille de Vizille. - Massif de La Mure. Alluvions et moraines du Drac moyen. *B.S.C.G.F.*, 20, n°126, p.163-167.
- LORY (P.) - 1912 - Sédimentation et mouvements du sol dans la partie méridionale de la chaîne de Belledonne durant la première moitié du Jurassique. *C.R.S.S.G.F.*, [4], 12.
- LORY (P.) - 1913 - Feuille de Vizille au 1/80 000e et du Grand Saint Bernard au 1/320 000e. *B.S.C.G.F.*, n°133, t. 22.
- LORY (P.), TERMIER (P.), KILIAN (W.), JACOB (Ch.) - 1913 - Notice explicative de la feuille Vizille (2e édition) de la carte géologique détaillée de la France.
- LORY (P.) et DEBORD (P.) - 1919 - La Géologie du flanc occidental de Belledonne. *B.S.S.I.*
- LORY (P.) - 1920 - Feuilles Avignon et Lyon au 1/320 000 et révision de la feuille Saint-Jean-de-Maurienne au 1/80 000e. *B.S.C.G.F.*, n°140, t. 24.
- LORY (P.) - 1924 - Feuilles d'Avignon et de Lyon au 1/320 000e et révision de la feuille Saint-Jean-de-Maurienne au 1/80 000e "Chaîne de Belledonne au Sud de l'Arc". *B.S.C.G.F.*, n°158, t. 29, p. 69.
- LORY (P.) - 1924 - La répartition des faciès du Trias et du Jurassique dans la Chaîne de Belledonne. *C.R.S.S.G.F.*, p. 54.
- LORY (P.) - 1925 - Sur la tectonique alpine de la Chaîne de Belledonne au Sud d'Albertville. *C.R.S.S.G.F.*, p. 23-25.
- LORY (P.) - 1925 - Sur la tectonique alpine de la Chaîne de Belledonne. *C.A.F.A.S.*, Grenoble 1925.
- LORY (P.) - 1929 - Sur la structure de la Chaîne de Belledonne et de sa bordure. *C.R.S.S.G.F.*, n°16, p. 234.
- LORY (P.), GIGNOUX (M.) et MORET (L.) - 1930 - Les excursions en Dauphiné et Savoie du Centenaire de la Société géologique de France.
- LORY (P.) - 1931 - Quatre journées d'Excursions géologiques au Sud de Grenoble. Allier.
- LORY (P.) - 1933 - Sur la bordure de la zone du Mont Blanc (zone alpine externe) au Sud de Grenoble. *C.R.S.S.G.F.*, n°7.
- LORY (P.) et BERNARD - 1936 - Le Bajocien dans les collines liasiques du Grésivaudan. *C.R.S.S.G.F.*, 16 mars.
- LORY (P.) - 1937 - Région de La Mure. *Bull. C.A.F.*
- LORY (P.) et LAPPARENT (A.F. de) - 1937 - Remarques sur le Nummulitique du Dévoluy et du Champsaur. *B.S.G.F.*, 5, t. 7.
- LORY (P.) - 1937 - Note sommaire sur les conditions du cours du Drac entre le confluent de la Bonne et le Pont de Cognet.
- LORY (P.) - 1937 - Sur les terminaisons méridionales de la Chaîne de Belledonne. *C.R.S.S.G.F.*, 19 avril.
- LORY (P.) et GIGNOUX (M.) - 1938 - Deuxième rapport préliminaire sur les conditions géologiques des projets de dérivation du Drac et de la Bonne sous la Matheysine.
- LORY (P.) et GIGNOUX (M.) - 1938 - Rapport sommaire sur les conditions géologiques d'un projet de dérivation du Drac entre le barrage du Sautet et la Romanche.
- LORY (P.) - 1938 - Simples notes préliminaires sur les terrains que rencontrerait vraisemblablement une conduite Sautet sous Petitchet, Péage-de-Vizille.
- LORY (P.) et GIGNOUX (M.) - 1939 - Rapport géologique sur le sondage du Villaret.
- LORY (P.) et GIGNOUX (M.) - 1939 - Rapport géologique sommaire sur le sondage de Pierre Châtel n°1.
- LORY (P.) et GIGNOUX (M.) - 1939 - Rapport géologique sommaire sur les sondages des Thénaux.
- LORY (P.) - 1940 - Structure de la Chaîne de Belledonne. *B.S.S.I.*, n°154.
- LORY (P.) - 1942 - Notes sur les projets divers de chutes étagées sur le Drac entre le confluent de la Bonne et Champ. Appréciations comparatives des conditions géologiques.
- LORY (P.) - 1943 - Excursions de la XV^e Réunion alpine. *Bull. C.A.F.*, Isère.
- LORY (P.) - 1943 - Excursions Sciences naturelles. *Bull. C.A.F.*, Isère.
- LORY (P.) - 1944 - Révision des feuilles de Die et de Vizille au 1/80 000e. *B.S.C.G.F.*, n°216, t. 45.
- LORY (P.) - 1947 - Sur le Crétacé supérieur des Gas de Châtillon (Diois NE) et ses rapports avec celui du Bochaine. *C.R.S.S.G.F.*, p. 283.
- LORY (P.) - 1947 - Excursion Sc., Massif d'Allevard, 29^e réunion alpine d'automne. *Bull. C.A.F.*, 22^e année, n°3.
- LORY (P.) - 1948 - Sur la tectonique alpine de Belledonne aux abords de la cluse transversale de la Romanche. *C.R.A.S.*, t. 227, p. 1105-1106.
- LORY (P.) et DEBELMAS (J.) - 1952 - Le Carbonifère des environs d'Entraigues en Valbonnais. Observations au sujet d'une note récente de LLOPIS LLIADO. *C.R.S.S.G.F.*, n°13.
- LORY (P.) - 1953 - Quelques observations dans Belledonne méridionale. *T.L.G.G.*, t. 30.
- LOUIS (J.) - 1954 - Tectonique des bassins houillers de la bordure orientale du Massif Central. Thèse Lyon.

- LUGEON (M.) - 1942 - Rapport géologique sur l'aménagement du Drac en aval de l'usine projetée au Pont de Cognet.
- MAGNEE (I. de) - 1951 - Observations sur la radioactivité des horizons du Westphalien belge. *3e Cong. Strat. Carb.*, Heerlen.
- MAISTRE (J. de) - 1949 - Remarques sur la stratigraphie du Stéphaniens. *Revue Industrie minière*, n°544, p.271.
- MARLIAVE (C. de) - 1955 - Les Mines d'Anthracite de La Mure 1806-1946. Arthaud, Grenoble.
- MASSEPORT (J.) - 1955 - Le sillon alpin. Dépression d'érosion ou déchirure structurale. *Rev. géogr. alpine*, t.43, n°4, p.793-819.
- MATHIEU (G.) - 1949 - Révision de la flore carbonifère de Lorraine. *Revue Géol. appl. et prosp. min.*, Nancy, t.2, n°1.
- METZ (R.), RICHTER (M.), SCHURENBERG (H.) - Die Blei-Zink Erzgänge des Schwarzwaldes. *Beihfte zum geol. Jahrb.*, heft 29, Hannover.
- MICHEL-LEVY (A.) - 1890 - Etude sur les roches cristallines et éruptives des Environs du Mont-Blanc. *B.S.C.G.F.*, n°9.
- MICHEL-LEVY (A.) - 1892 - Note sur la prolongation vers le Sud de la Chaîne des Aiguilles Rouges. *B.S.C.G.F.*, n°27, t.3.
- MICHEL (R.) - 1953 - Les schistes cristallins des Massifs du Grand Paradis et de Sésia-Lanzo. *Sciences de la Terre*, t.1, n°3-4, Nancy.
- MICHEL (R.) et VERNET (J.) - 1956 - Une cheminée volcanique triasico-liasique en Dauphiné : l'Aiguille Fourchée (secteur Sud du Pelvoux (H.A.)) *C.R.A.S.*, t.242, n°26, p.3096.
- MICHEL (R.) et VERNET (J.) - 1956 - Les trois formations calcaires du Pelvoux. *T.L.G.G.*, t.33, p.59.
- MICHEL (R.) - 1957 - Etude pétrographique des schistes cristallins de la feuille de Moutiers au 1/50 000e. *B.S.C.G.F.*, n°252, fasc.B, t.55.
- MICHEL (R.) et BERTHET (P.) - 1958 - Les formations cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne dans la vallée de la Romanche (Isère). *C.R.A.S.*, t.246, n°12, p.1888.
- MILLOT (G.) - 1949 - Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. Thèse Nancy.
- MONOMAHKOFF (C.) - 1958 - La tectonique tangentielle dans les bassins houillers de la France et la répercussion sur la continuité et le comportement de ces gisements. *4e cong. Strat. Carb.*, Heerlen.
- MORET (L.) - 1925 - Enquête critique sur les ressources minérales de la Province de Savoie. Grenoble, Allier.
- MORET (L.) - 1934 - Géologie du Massif des Bornes et des klippen préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, t.10, fasc.1 et 2, n°22.
- MORET (L.) - 1939 - Conditions géologiques des fondations du pont projeté sur le Drac à Ponnas.
- MORET (L.) - 1940 - Les gaz rares de l'écorce terrestre et leurs relations avec l'origine et la minéralisation des sources thermales alpines.
- MORET (L.) - 1945 - Précisions sur la nature et l'âge des chapeaux houillers formant quelques sommets du massif de Belledonne. *C.R.S.S.G.*, 5 mars.
- MORET (L.) - 1946 - Les sources thermominérales. Masson, Paris.
- MORET (L.) et MANQUAT (G.) - 1949 - Sur la Stratigraphie du Lias inférieur aux environs de Grenoble (Isère). *C.R.A.S.*, t.228, p.110-111.
- MORET (L.) et MANQUAT (G.) - 1951 - Sur la stratigraphie du Lias inférieur des environs de Grenoble et spécialement du Massif du Grand Serre. *T.L.G.G.*, t.28.
- MORET (L.) et DEBELMAS (J.) - 1954 - Contributions à la connaissance du Permien des zones externes des Alpes françaises : le Permien d'Entraigues et des Rouchoux (massif du Pelvoux). *C.R.A.S.*, t.239, p.1015.
- MORET (L.) - 1955 - Précis de Géologie, Masson, Paris.
- MORET (L.) - 1958 - Sur une roche de faciès variolitique mais orthosique provenant des conglomérats miocènes de St Offenge (Savoie). *T.L.G.G.*, t.34.
- MORET (L.) - 1958 - Etude paléontologique de gisements remarquables du Lias inférieur du Massif du Grand Serre. *T.L.G.G.*, t.34.
- MORET (L.) et DEBELMAS (J.) - 1958 - Structure géologique et hydrogéologique du bassin de Vif. *T.L.G.G.*, t.35, p.137.
- MOULINIER (L.) - 1922 - Le Houiller à St Mury. Rapport.
- MOULINIER (L.) - 1923 - Les gisements houillers des Alpes françaises. *T.L.G.G.*, t.13, p.190.
- MUCHEMBLE (G.) - 1943 - Sur la radioactivité élevée des roches marines du terrain houiller du Nord de la France. *C.R.A.S.*, t.216, p.270.
- NIGGLI (E.), BRÜCKNER (N.) et JÄGER (E.) - 1956 - Uber Vorkommen von. Stilpnomelan und Alkali

- Amphibol als Neubildungen der alpidischer Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostend des Aarmassivs. *Eglog. geol. Helv.*, vol. 49, n° 2.
- NOEL (R.) - 1955 - Quelques applications pratiques de la connaissance des éléments végétaux constitutifs des charbons. *Ann. Mines de Belgique*, n° 6, p. 952-56.
- ORGEVAL (M.) et ZIMMERMANN (M.) - 1957 - Possibilités pétrolifères de la zone subalpine. Bassin méridional. *R.I.F.P.*, vol. XII, n° 5, p. 515.
- OSTEN (J.-F.) - 1953 - Identification des feldspaths alcalins naturels par l'emploi des radiogrammes de poudre. *Leidse geologische Medelingen*, Deel. XVII, p. 1-70.
- PAREJAS (E.) - 1922 - Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont Blanc et les Aiguilles Rouges. *Ném. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 39, fasc. 7.
- PARENT (H.) - 1932 - Le terrain houiller à Collobrières et aux environs d'Hyères. *C.R.S.S.G.F.*, p. 159.
- PAREYN (C.) - 1954 - Le Bassin houiller de Littry (Calvados). *B.R.G.G.*, n° 14.
- PASTIELS (A.) - 1956 - Contribution à l'étude des Foraminifères du Namurien et du Westphalien de la Belgique.
- PERMINGEAT (F.) - 1952 - Uranium, Thorium et terres rares. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 87, p. 81.
- PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.) - 1941 - Quelques observations sur les Spilites de Montvernier (Savoie). *B. hist. nat. Toulouse*, t. 79, p. 161-171.
- PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.) - 1945 - Observations de métamorphisme du Trias dans les Alpes autochtones au lac de la Girotte. *B.S.G.F.*, [5], t. 15, fasc. 4, 5, 6, p. 171.
- PERRIN (R.) - 1955 - Remarques sur les voies de recherche de la synthèse des granites. *C.R.A.S.*, t. 241, n° 25, p. 1897.
- PERRIN (R.) - 1955 - Réaction chimique à distance dans le solide en métallurgie et géologie. *C.R.A.S.*, n° 19, t. 240, p. 1846.
- PERRIN (R.) - 1957 - Granites eutectiques ou métamorphiques ? Discussion d'études récentes. *B.S.G.F.*, t. 7, fasc. 1-3, [6], p. 91.
- PERRIN (R.) - 1958 - Métamorphisme, énergie solaire et données thermiques sur la terre. *C.R.A.S.*, t. 246, n° 4, p. 505.
- PERRIN (R.) - 1958 - Le métamorphisme est-il dû à des diffusions d'ions ou de molécules ? *C.R.A.S.*, t. 246, n° 21, p. 2972.
- PETRASCHECK (W.E.) - 1955 - Métamorphisme tectonique du charbon. *Experientia Suisse*, t. 11, n° 1, p. 40 à 44.
- PEYTAVY (A.) - 1953 - Influence sur les cokes d'un chauffage prolongé. *Revue Industrie Minérale*, n° 588.
- PICON (M.) - 1951 - Fractionnement thermique des péranthracites alpins. *C.R.A.S.*, t. 232, n° 21, p. 1937.
- PIERART (P.) - 1956 - Quelques Mégaspores continues dans les charbons stéphanien des bassins de Blanzay et de Decazeville. *Bull. Soc. Belge de Géologie*, t. 64, fasc. 3.
- PIERART (P.) - 1957 - Note préliminaire sur les mégaspores du Westphalien C supérieur en Campine belge. *Paläontolog. Zeitschrift* t. 31, fasc. 1-2, p. 46-52.
- POTONIE (H.) - 1905 - Formation de la houille et des pétroles. *Cong. Internat. Mines, Métallurgie, Mécanique et Géol. appl.*, Liège, III, p. 38.
- PRUVOST (P.) - 1922 - Les divisions paléontologiques dans le terrain houiller de l'Europe occidentale d'après les caractères de la faune limnique. *Congrès international de Belgique*, p. 639.
- PRUVOST (P.) - 1930 - Sédimentation et subsidence. *Livre jub. S.G.F.*, t. 2, p. 545.
- PRUVOST (P.) - 1934 - Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine. III Description géologique. *Gîtes minéraux de la France*, Lille.
- PRUVOST (P.) et CORSIN (P.) - 1949 - Westphalien supérieur et Stéphanien inférieur. *C.R.A.S.*, t. 229, p. 1284.
- PRUVOST (P.) - 1953 - L'exploitation géologique des bassins houillers. *Revue Industrie minérale*, p. 283.
- PRUVOST (P.) - 1956 - La phase orogénique saalienne en France. Symposium Hans Stille - Stuttgart.
- PRUVOST (P.) - 1957 - L'écorce terrestre. Les visages successifs de la Terre et les grands tournants de son histoire. 3-38-15. *Encyclopédie française*, t. 3, Le Ciel et la Terre.
- RAGUIN (E.) - 1940 - Géologie des Gîtes minéraux. Masson, Paris.
- RAGUIN (E.) - 1949 - Métallogénie hydrothermale et failles suivantes. *B.S.G.F.*, (fasc. 5), XIX, p. 415.
- RAULAIS (M.) - 1957 - La Minéralisation de l'Air et ses relations probables avec la tectonique. *C.R.A.S.*, t. 244, n° 7, p. 913.
- RENEVILLE (M. de) - 1908 - Exploitation par remblai hydraulique des couches épaisses aux mines de Totis (Hongrie) et de La Mure (Isère). *50re Industrie Minérale*.

- RICHE (A.) et ROMAN (F.) - 1921 - La Montagne de Crussol. *Trav. Lab. Géol.*, Lyon, fasc.1.
- RICOUR (J.) - 1948 - Quelques remarques sur *Equisetum Myrtharum*. *B.S.G.F.*, t.18, n°4-5, p.255.
- RICOUR (J.), FEUGUEUR (L.) et VAYSSE (A.) - 1950 - Structure du synclinal mésozoïque séparant les deux rameaux du massif cristallin de Belledonne (Isère); présence de filaments d'anhydrite dans la masse même des gneiss de ce massif. *C.R.A.S.*, t.230, p.2309.
- RICOUR (J.) - 1950 - Le pseudocarbonifère des Munes (Hte Savoie). Présence du grès à Roseaux (Keuper moyen) dans le Chablais. *C.R.A.S.*, 27 février.
- RICOUR (J.) - 1951 - Note préliminaire sur la flore du Trias de la Vanoise. *C.R.S.S.G.F.*, n°11, p.181.
- RICOUR (J.) - 1952 - Faune du Trias de la couverture des massifs cristallins externes des Alpes (Suisse et France). Note préliminaire. *C.R.S.S.G.F.*, n°14, p.301.
- RICOUR (J.) - 1952 - A propos de la chaîne vindélicienne. *C.R.S.S.G.F.*, n°11, p.242.
- RICOUR (J.) - 1958 - Deux regards sur le Trias profond du couloir rhodanien; les sondages de Saint-Lattier et Faramans (Isère). *C.R.S.S.G.F.*, n°5, p.106.
- RILEY (D.P.) - 1948 - La structure des charbons. Publication Université de Paris.
- ROBERTS (J.) - 1956 - Les étages de transition dans la formation des charbons. *Coke and Gas*, p.68-72.
- ROCH (E.) - 1925 - Etude stratigraphique et tectonique des environs de Moutiers (Savoie). *B.S.C.G.F.*, t.29, n°160, p.181.
- ROGER (E.) - 1855 - Mémoire sur les anthracites du Bassin du Drac (Isère). *Annales des Mines*, [5], t.7, 3e liv., p.525.
- ROGER (M.) - 1858 - Mémoire sur les mines d'anthracite du Bassin du Drac. Grenoble Maisonville, 1858.
- ROSS (C.S.) et KERR (P.F.) - 1930 - The kaolin minerals. *U.S. geol. Survey Professional Paper*, 165 E.
- ROTHER (J.) et MICHEL (R.) - 1959 - Sur la nature et l'épaisseur des alluvions quaternaires dans le bassin de Vizille. *T.L.G.G.*, t.35, p.7.
- SARROT-REYNAULD (J.) - 1952 - Essai d'application de méthodes physiques à l'étude d'un gisement houiller. *Congrès A.F.A.S.*, Nice.
- SARROT-REYNAULD (J.) - 1952 - Etude des propriétés radioactives du Houiller alpin. *T.L.G.G.*, t.30, p.43 à 55.
- SARROT-REYNAULD (J.) - 1952 - Essai d'application des méthodes de la radiocristallographie et de la radioactivité à la Géologie. *T.L.G.G.*, t.30, p.27 à 42.
- SARROT-REYNAULD (J.) - 1953 - Observations sur la nature physico-chimique des argiles d'Eybens (Isère). *T.L.G.G.*, t.31, p.241 à 245.
- SARROT-REYNAULD (J.) - 1953 - Le calcaire de Laffrey. *Lexique international de Stratigraphie*, C.N.R.S., Paris.
- SARROT-REYNAULD (J.) - 1955 - Nouveaux essais de corrélations stratigraphiques par mesures de radioactivité dans le Bassin houiller de La Mure. *T.L.G.G.*, t.32, p.180.
- SARROT-REYNAULD (J.) - 1956 - Répartition de la radioactivité des sédiments houillers permien et triasiques dans le Dôme de La Mure (Isère). *81e Cong. des Soc. savantes*, Caen-Rouen.
- SARROT-REYNAULD (J.) - 1956 - Chute de St Pierre Cagnet. Géologie des terrains rencontrés par la galerie d'amenée et les canaux de fuite de la Centrale. Rapport E.D.F., Alpes I.
- SARROT-REYNAULD (J.), et HAUDOUR (J.) - 1956 - Le Houiller et les Schistes carburés du dôme de La Mure (Isère) et des régions annexes. Age et extension. *C.R.A.S.*, t.242, p.2381-84.
- SARROT-REYNAULD (J.) - 1956 - Les minerais métalliques et les sources minérales de la région de La Mure. *Bull. Soc. sc. Dauphiné et T.L.G.G.*, t.33.
- SARROT-REYNAULD (J.) - 1957 - Métallogénie et Tectonique dans le dôme de La Mure. *Cong. Soc. savantes*, Bordeaux.
- SARROT-REYNAULD (J.) - 1957 - Sur la stratigraphie du Dôme de La Mure et des régions annexes. *C.R.A.S.*, t.244.
- SARROT-REYNAULD (J.) - 1957 - Relations tectoniques du Dôme de La Mure (Isère). *C.R.A.S.*, t.244 et des régions annexes.
- SARROT-REYNAULD (J.) - 1957 - Précisions sur les déformations tectoniques dans le S du dôme de La Mure. *B.S.G.F.*, [6] t.7, p.475.
- SARROT-REYNAULD (J.) - 1958 - Manifestations d'un métamorphisme poststéphanien dans le Dôme de La Mure (Isère). *Cong. Soc. sav.*, Aix-Marseille.
- SARROT-REYNAULD (J.) - 1958 - Le socle cristallophyllien du Dôme de La Mure. Age et caractère du métamorphisme. *C.R.A.S.*, t.246, n°13, p.2008.
- SCHEERE (J.) - 1954 - Contribution à l'étude lithologique du terrain houiller de Belgique (Les roches stériles de la zone de Genk aux charbonnages de Helchteren et Zolder (Campine). Vol. jubilaires Victor Van Straelen, Bruxelles.
- SCHEERE (J.) - 1955 - Contribution à l'étude des tonstein du terrain houiller belge. *Publ. Ass. Et. Paléont. Strat. houillères*, n°19, p.3 à 38.

- SCHEERE (J.) - 1956 - Nouvelle contribution à l'étude des tonstein du terrain houiller belge. *Ibid.*, n°26.
- SCHEERE (J.) - 1958 - La Pétrologie des tonstein du Houiller belge. *Bull. Soc. belge Géol., Paléont., Hydrol.*, t.66, fasc.3, p.300.
- SCHOELLER (H.) - 1952 - Contribution à l'étude du fluor des eaux souterraines. *Annales. Institut Hydrol. Climat.*, t.23, n°1.
- SCHREIBER (J.G.) - 1785 - Mémoire sur différentes espèces de mines qui se trouvent dans les filons de la Montagne des Challanches, près d'Allemont en Dauphiné. *Bureau du Journal de Physique*, p.143-150.
- SCHREIBER (J.G.) - 1798 - Notice sur la découverte du mercure courant dans la mines d'Allemont (Isère) et sur la mine de mercure de Saint-Arey (Isère). *Journal de Physique*, t.9.
- SCHULLER (A.) et GRASSMANN (H.) - 1949 - Über den Nachweiss von echten Leverrierittonstein aus unterkarbonischen Steinkohlflözen. *Heidelberg Petr. Min.*, t.2, p.269.
- SCHULLER (A.) - 1951 - Zur Nomenklatur und Genese der Tonstein. *Neues Jahrb. min.*, Stuttgart, t.5, p.97.
- SHIROKOV - 1955 - La répartition des composés sulfurés dans les charbons du Bassin de Donetz. *Dokl. Akad. Nowsk. SSR.*, t.103, n°2, p.281-282.
- SOCIETE GEOLOGIQUE DE FRANCE - 1881 - Réunion extraordinaire à Grenoble. *B.S.G.F.*, [3], t.9.
- STAINIER (X.) - 1943 - Des rapports entre la composition des charbons et leurs conditions de gisement. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t.67, fasc.1.
- STAUB (R.) - 1956 - Grundlagen und Konsequenzen der Verteilung der späthercynischen Massive im alpinen Raum. *Ecl. Geol. Helv.*, vol.49, n°2, p.291.
- STILLE (H.) - 1927 - Die ober Karbonischen Altdyadischen Sedimentationräume Mitteleuropas in ihren Abhängigkeit von der variscischen Tecktonik. *Cong. Avanc. Et. Stat. Carb.*, p.697.
- TARDI (P.) - 1957 - Expériences séismiques dans les Alpes occidentales en 1956; résultats obtenus par le groupe d'Etudes des Explosions alpines. *C.R.A.S.*, t.244, p.2114, n°9.
- TEICHMULLER - 1954 - Kohlen. *Geol. Rundschau*, t.42, n°2, p.265.
- TERMIER (P.) - 1889 - Sur une phyllite nouvelle, la leverriérite et sur les bacillarites du terrain houiller. *C.R.A.S.*, t.108, p.1071.
- TERMIER (P.) - 1890 - Notice sur la leverriérite. *B.S.F.M.*, t.13, p.325.
- TERMIER (P.) - 1890 - Etudes sur la leverriérite. *Annales des Mines*, [8], t.17, p.372.
- TERMIER (P.) - 1891 - Etude sur la constitution géologique du Massif de la Vanoise. *B.S.C.G.F.*, n°20, t.II.
- TERMIER (P.) - 1893 - Sur les roches de la série porphyrique dans les Alpes françaises. *C.R.A.S.*, t.116, p.900.
- TERMIER (P.) - 1894 - Le Massif des Grandes Rousses. *B.S.C.G.F.*, n°40, t.6.
- TERMIER (P.) - 1897 - Sur la bournonite du Peychagnard (Isère). *B.S.F.M.*, n°2, t.20.
- TERMIER (P.) - 1898 - Sur l'élimination de la chaux par la métasomatose dans les roches éruptives basiques de la région du Pelvoux. *B.S.G.F.*, t.26, p.165.
- TERMIER (P.) - 1899 - Sur la composition chimique et les propriétés optiques de la leverriérite. *B.S.F.M.*, t.22, p.27.
- TERMIER (P.) - 1901 - Etudes lithologiques dans les Alpes françaises.
- TERMIER (P.) - Nouvelles observations géologiques sur la chaîne de Belledonne. *C.R.A.S.*, t.133, p.897.
- TERMIER (P.) - 1903 - Les schistes cristallins des Alpes occidentales. *9e cong. géol. internat.*, Vienne.
- TERMIER (P.) - 1904 - Sur la composition chimique des assises cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne. *C.R.A.S.*, t.138, p.646.
- TERMIER (P.) - 1911 - Sur l'ancienneté des roches vertes de la Chaîne de Belledonne. *C.R.A.S.*, t.152, p.665.
- TERMIER (P.) - 1911 - Les lamprophyres alcalins ou minettes des massifs du Taillefer et du Tabor et de la région SW du Massif du Pelvoux. *B.S.F.M.*, t.34, p.34.
- TERMIER (P.) - 1923 - Contribution à la connaissance des tonstein du Houiller de la Sarre. *B.S.G.F.*, t.23, fasc.4, p.45.
- TERMIER (H. et G.) - 1957 - L'évolution de la lithosphère. II, L'orogénèse. Masson. Paris.
- THEOBALD (N.), BRITZ (K.), JUNG (D.) - 1951 - Affleurements nouveaux du conglomérat de Holz dans le domaine de l'anticlinal de Sarrebrück. *C.R.A.S.*, t.232, n°20, p.1857.
- THIEBAULT (J.) et VETTER (P.) - 1956 - Contribution à l'étude des roches volcaniques du bassin de Decazeville et de ses bordures. *Bull. Soc. Hist. Nat.*, Toulouse, t.91, fasc.3 et 4, p.345.
- TISSOT (B.) - 1956 - Etude géologique des massifs du Grand Galibier et des Cerces. *T.L.G.G.*, t.32, p.111.
- TOBI (A.C.) - 1958 - Volcanisme occulte dans le Grès d'Allevard (Permien) et dans le Houiller du Massif de Belledonne (Isère). *C.R.A.S.*, t.246, n°26, p.3654.

- TOBI (A.C.) - 1958 - Sur les roches cristallophylliennes de la bordure W du Massif de Belledonne. *C.R.A.S.*, t.247, n°1, p.104.
- TOBI (A.C.) - 1959 - Petrographical and geological investigations in the Merdaret Lac Crop - région. Thèse Leide.
- TRICART (J.) - 1953 - Les séquences morainiques et l'hypothèse du défonçage périglaciaire d'après l'exemple de La Mure (Isère). *Géol. Bavar.*, n°19, p.196.
- TRUMPY (R.) - 1946 - Le Lias autochtone d'Arbignon. *Ecl. Geol. Helv.*, vol.38, n°2.
- TRUMPY (R.) - Der Lias der glarner Alpen. Thèse, Zürich.
- VAN LECKWICK (W.P.) - 1956 - Tableaux d'une aire instable au Paléozoïque supérieur. La terminaison orientale du Massif du Brabant aux confins belgo-néerlandais. *Konink. Nederlandsch geol. Mijnbouw.* t.16.
- VANDENBERGHE (A.) - 1958 - Flore fossile et structure du bassin houiller de Messeix (Puy-de-Dôme). *C.R.A.S.*, t.246, n°24, p.3358.
- VAN DER VEEN (A.H.) - 1952 - Observations sur le contact W du granite des Sept Laux près du Rivier d'Allemont. Massif de Belledonne. *Leidse geologische Medelingen*, vol.XVII, p.203.
- VERNET (J.) - 1951 - Aspects structuraux de la surface du Cristallin dans la partie occidentale du Massif du Pelvoux. *B.S.C.G.F.*, n°232, t.49.
- VERNET (J.) - 1952 - Au sujet du comportement des massifs cristallins externes dans l'orogénèse alpine. *C.R.S.S.G.F.*, n°7, p.114.
- VERNET (J.) - 1952 - Feuille de St-Christophe, de La Mure et d'Orcières au 1/50 000e. *B.S.C.G.F.*, t.50, n°237, p.167-74.
- VERNET (J.) - 1953 - Observations diverses sur quelques structures synclinales à affleurements sédimentaires du Massif cristallin Dauphinois à l'Ouest du Pelvoux. *B.S.C.G.F.*, n°239, t.51, p.129.
- VERNET (J.) - 1954 - Sur divers aspects et structures de la couverture nouvellement observés entre Venosc, Bourg d'Arud et St-Firmin en Valgaudemar. *B.S.C.G.F.*, n°241, t.52.
- VERNET (J.) - 1954-55 - Etude tectonique de la région d'Entraigues en Valbonnais. *T.L.G.G.*, t.32, p.47.
- VERNET (J.) - 1955 - Sur deux affleurements nouveaux de Houiller à l'W et au S du Pelvoux. *C.R.S.S.G.F.*, n°13, p.275.
- VERNET (J.) - 1956 - Le plissement anténummulitique du Pelvoux. *B.S.G.F.*, [6], t.6, p.319.
- VERNET (J.) - 1957 - Déformations tectoniques sur le pourtour du Dôme de Barrot. *D.E.S.*, Grenoble.
- VERNET (J.) - 1958 - Sur la tectonique du socle permowérfénien du Dôme de Barrot. *T.L.G.G.*, t.34.
- VESIGNIE - 1951 - Présentation d'échantillon. *B.S.F.M.*, n°1 à 3, p.XLII.
- VEYRET-VERNER (G.) - 1947 - L'industrie des Alpes françaises. *B.S.S.I.*, t.62, fasc.1, p.181.
- VEYRET (P.) - 1957 - Nouveautés sur la structure des Alpes. *Rev. Géogr. alpine*.
- VIE (G.) - 1952 - Le Houiller du Dauphiné. *Echo des Mines et de la Métallurgie*, Mars 1952.
- VIE (G.) - 1957 - Le bassin anthraciteux de La Mure. *Ibid.*, n°3504, p.259.
- VIE (G.) - 1958 - Le bassin anthraciteux de La Mure. *Ibid.*, n°3506, p.389.
- VUAGNAT (M.) - 1946 - Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spillites et des pillow lava. *Bull. suisse de Minér. et Pétróg.*, t.XXVI, p.198.
- VUAGNAT (M.) - 1947 - Sur le caractère spilitique des mélaphyres de la région du Pelvoux. *Arch. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève*, vol.64, n°1, p.63.
- VUAGNAT (M.) - 1948 - Remarques sur les diagrammes radiocristallographiques de quelques diagenèses suisses. *Arch. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol.I, fasc.1, p.384.
- VUAGNAT (M.) - 1953 - Sur quelques phénomènes du métasomatisme dans les roches vertes du Montgenèvre. *B.S.F.M.*, p.438.
- WAGNER (R.H.) - 1958 - Una nueva especie de *Odontopteris* en el Estefaniense inferior de Espana. *Estudios geológicos*, Madrid, vol.14, n°37, p.31.
- WERY (A.) - 1855 - Sur la constitution géologique de quelques charbons du bassin houiller d'Andenne. *Ass. Et. Paléont. Strat. houillères, Public*, Belgique, n°21, p.231-39.
- ZEILLER (R.) - 1903 - Flore fossile des Gîtes de charbon du Tonkin. Gîtes minéraux de la France.

INTRODUCTION

POSITION GÉOGRAPHIQUE DU DÔME DE LA MURE ET DES RÉGIONS ANNEXES

DÉLIMITATION GÉOGRAPHIQUE DU SUJET

La région étudiée : le Dôme de La Mure et les régions annexes a une position bien particulière dans la chaîne alpine : partie centrale des Alpes du Dauphiné, elle se trouve au Sud de la chaîne de Belledonne et au Nord du Massif du Dévoluy, à la limite des massifs cristallins de l'Oisans et des massifs calcaires du Vercors, formant une zone de transition entre les Alpes du Nord et les Alpes du Sud.

Située à 25 kilomètres au Sud de Grenoble, sensiblement au point de courbure maximum de la chaîne alpine (figure 1), son cadre géographique est déterminé par les cours d'eau qui l'entourent: la Romanche au Nord, le Drac à l'Ouest et au Sud, la Bonne au Sud-Est, la Roizonne à l'Est.

Si au début de notre étude nous nous étions fixé ces limites, nous avons été très vite amené à les dépasser pour pousser notre travail jusqu'aux limites des Massifs du Taillefer et du Coiro à l'Est, du Dévoluy au Sud.

C'est pourquoi, si les levés détaillés ne concernent pas toute l'étendue de cette région qui représente 400 kilomètres carrés, nous avons cependant cartographié à petite échelle les zones qui nous ont paru capitales. Nous avons également procédé à l'étude minutieuse de certaines coupes situées parfois assez loin du Dôme de La Mure proprement dit, mais dont la connaissance est primordiale pour la compréhension de l'histoire géologique de cette partie des massifs cristallins externes et de leur couverture.

On trouvera donc ici une étude détaillée (effectuée soit au 1/10 000e soit au 1/20 000e) de la partie Sud du Dôme de La Mure et de ses bordures entre les latitudes des villages de Petitchet et de Mens. L'étude de la partie Nord, très détaillée en ce qui concerne certaines zones telles celles de Laffrey, des Combes de Champ, du Grand Serre, a été faite à plus grande échelle ailleurs par suite des conditions morphologiques et de la couverture végétale comme par exemple dans le massif du Connexe.

L'absence d'un fond topographique précis, publié seulement en juin 1959, pour la majeure partie de la région, est responsable du manque d'homogénéité de nos levés, ayant été d'ailleurs pendant plusieurs années un obstacle majeur à tout travail sérieux.

OROGRAPHIE ET HYDROGRAPHIE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

L'appellation de Dôme de La Mure a essentiellement une origine géologique. Du point de vue géographique, en effet, on a affaire à une région relativement complexe, comportant plusieurs éléments allongés sensiblement du Nord au Sud (figure 2). Elle n'est séparée à l'Est des massifs du Taillefer et de l'Oisans que par les seules dépressions de La Morte et de la vallée de la Roizonne, dominées du Nord au Sud par le Grand Serre, le Tabor et le Piquet de Nantes qui forment ainsi sa bordure Est.

À l'Ouest, le massif du Connexe prolongé au Nord par les Combes de Champ, au Sud par le Signal de Vaulx, se trouve relayé au-delà du Col de la Festinière par l'imposante masse du Senepy. L'ensemble de ces montagnes désigné sous le nom de "petites montagnes liasiques", forme la bordure Ouest du Dôme de La Mure que longe le Drac dont le cours est entaillé en gorges étroites

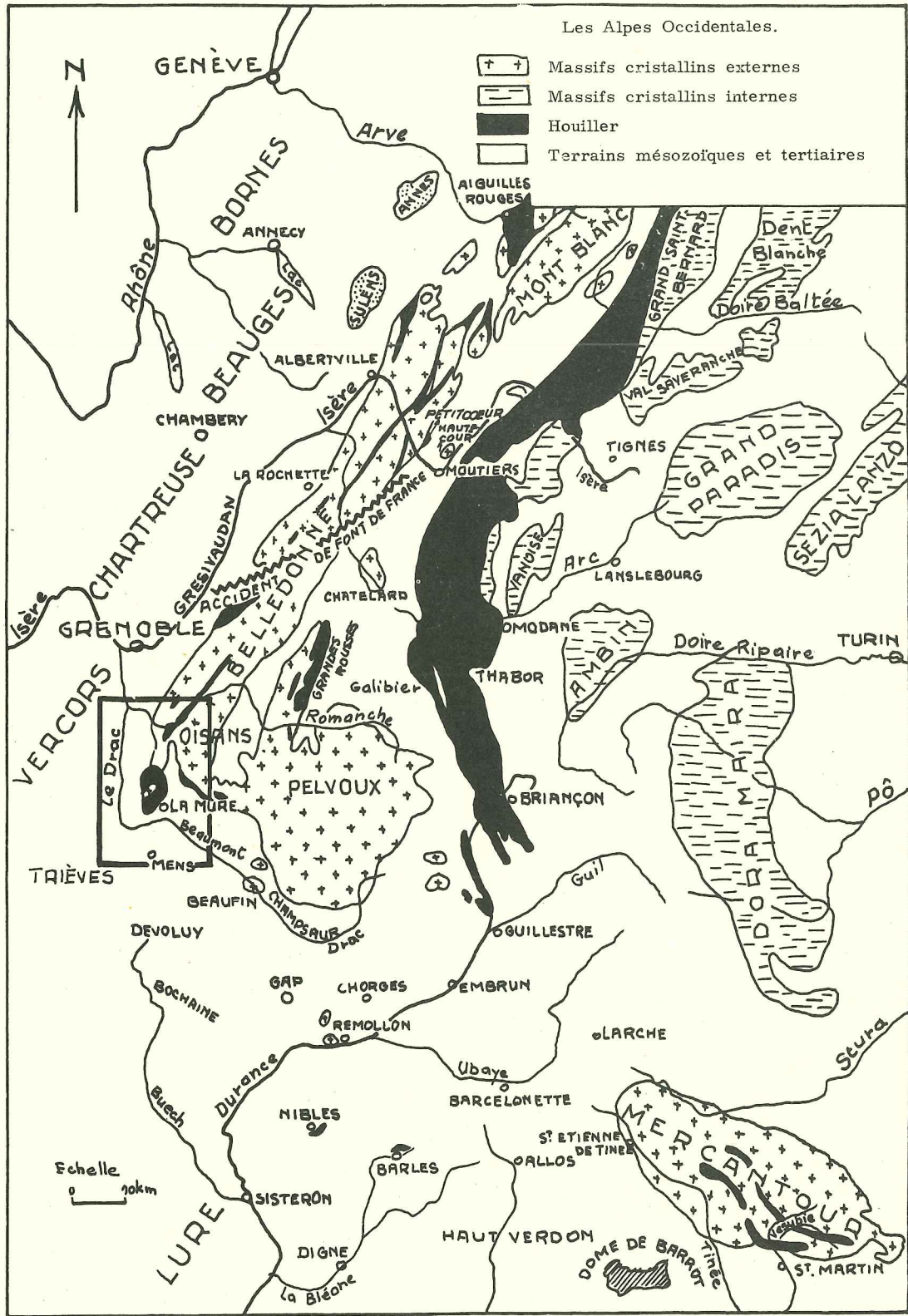


Figure 1 - Schéma général des Alpes françaises.
 Dans l'encadrement : région étudiée.

au Sud, puis plus larges au Nord, et sépare le Dôme de La Mure des premiers soubassements de la chaîne du Vercors.

La zone axiale de la région étudiée correspond au plateau matheysin qui, interrompu au Sud par le cours du Drac, ne s'en poursuit pas moins jusqu'au pied des premières falaises du Dévoluy, tandis qu'au Nord il vient déboucher en vallée suspendue au-dessus de la vallée de la Romanche, au Sud de Vizille. Ainsi donc, notre région se présente comme un plateau situé à 900 mètres d'altitude, d'environ 3 kilomètres de large d'Est en Ouest, 16 kilomètres de long du Nord au Sud, occupé par de nombreux lacs et situé entre deux chaînes, l'une culminant à l'Ouest aux alentours de 1 700 mètres, l'autre, à l'Est, aux environs de 2 000 mètres.

Le réseau hydrographique principal formé au Sud du Drac et de ses affluents : la Bonne, la Roizonne et l'Ebron, et au Nord de la Romanche, limite le cadre géographique de la région mais comporte quelques affluents secondaires. Les massifs du Grand Serre et du Tabor sont en effet séparés par la vallée du torrent de la Jonche, qui serpentant ensuite sur le plateau matheysin va se jeter au Sud dans le Drac, par des gorges profondes. A l'Ouest, le ruisseau de Vault, issu de la vallée du même nom, sépare, avant de se jeter dans le Drac en face d'Avignonnet, le massif du Connexe de celui du Seneppey.

Au Nord du plateau matheysin, le ruisseau de Laffrey, issu du Grand Lac, va se jeter dans la Romanche vers Saint-Pierre de Mésage, tandis que plus à l'Est, le Grand Riou issu des pentes du Grand Serre vient se jeter dans la Romanche en face de Séchilienne.

La morphologie de la région la désignait comme zone de passage naturelle entre les Alpes du Nord et les Alpes du Sud, d'autant plus que les gorges encaissées du Drac facilitent son franchissement. C'est la dépression matheysine qu'emprunte la route de Grenoble à Nice dite "route Napoléon", entraînant l'existence d'une des activités de la région : le tourisme. L'autre activité essentielle, en l'absence d'une agriculture importante par suite d'un climat rigoureux, est liée intimement à la constitution géologique de la région puisqu'il s'agit de l'exploitation minière due à la présence d'un important gisement houiller : le bassin de La Mure.

Si dans toute région, morphologie et hydrologie sont fortement influencées par la structure géologique, ici les formes du relief et la nature du sol montrent l'importance capitale qu'ont eu, dans le Dôme de La Mure, les phénomènes glaciaires et fluviaux au cours de l'époque quaternaire.

Dans la région étudiée, les sédiments quaternaires sont en effet tellement développés que ce sont ceux qui déterminent pour une bonne part la morphologie et masquent le substratum géologique.

Toute étude géologique détaillée nécessitera donc l'analyse des coupes naturelles créées par le réseau hydrographique ou artificielles créées par les travaux souterrains, dans lesquelles l'absence des éléments quaternaires permet de reconnaître la nature du substratum.

La figure 3, dessinée à partir des feuilles géologiques Vizille 2e et 3e édition et nos levés personnels montre l'importance de la couverture quaternaire. C'est pourquoi, avant d'entreprendre l'étude géologique du substratum de la région, nous allons, pour ne plus avoir à y revenir, résumer à l'aide des travaux de P. Lory, M. Gignoux et L. Moret et nos propres observations, l'histoire de la région à l'époque quaternaire.

Ceci nous permettra par la suite de ne plus représenter la couverture quaternaire que sous une seule teinte plate, dans ses divers éléments et d'obtenir ainsi des schémas structuraux plus nets.

LES SÉDIMENTS QUATÉNAIRES

Les sédiments quaternaires de la région de La Mure, de deux sortes, correspondent à deux périodes de formation : les éboulis, brèches de pente, alluvions modernes et formations superficielles appartenant au Quaternaire récent, les moraines et les alluvions interglaciaires appartenant au Quaternaire relativement ancien.

I - LES FORMATIONS RECENTES

Les formations récentes correspondant au Quaternaire récent ne présentant pas de problèmes bien particuliers, nous les étudierons tout d'abord.

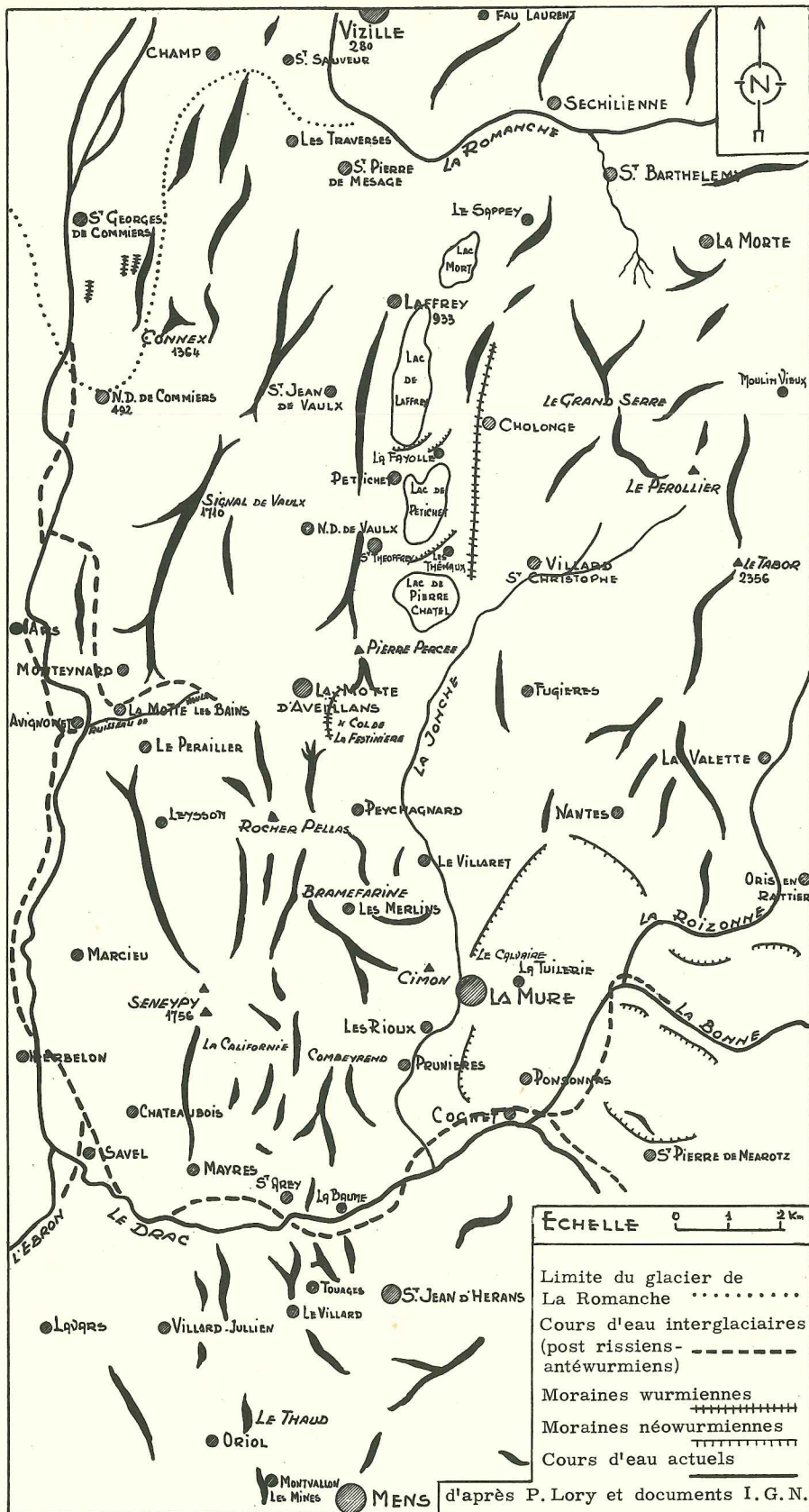
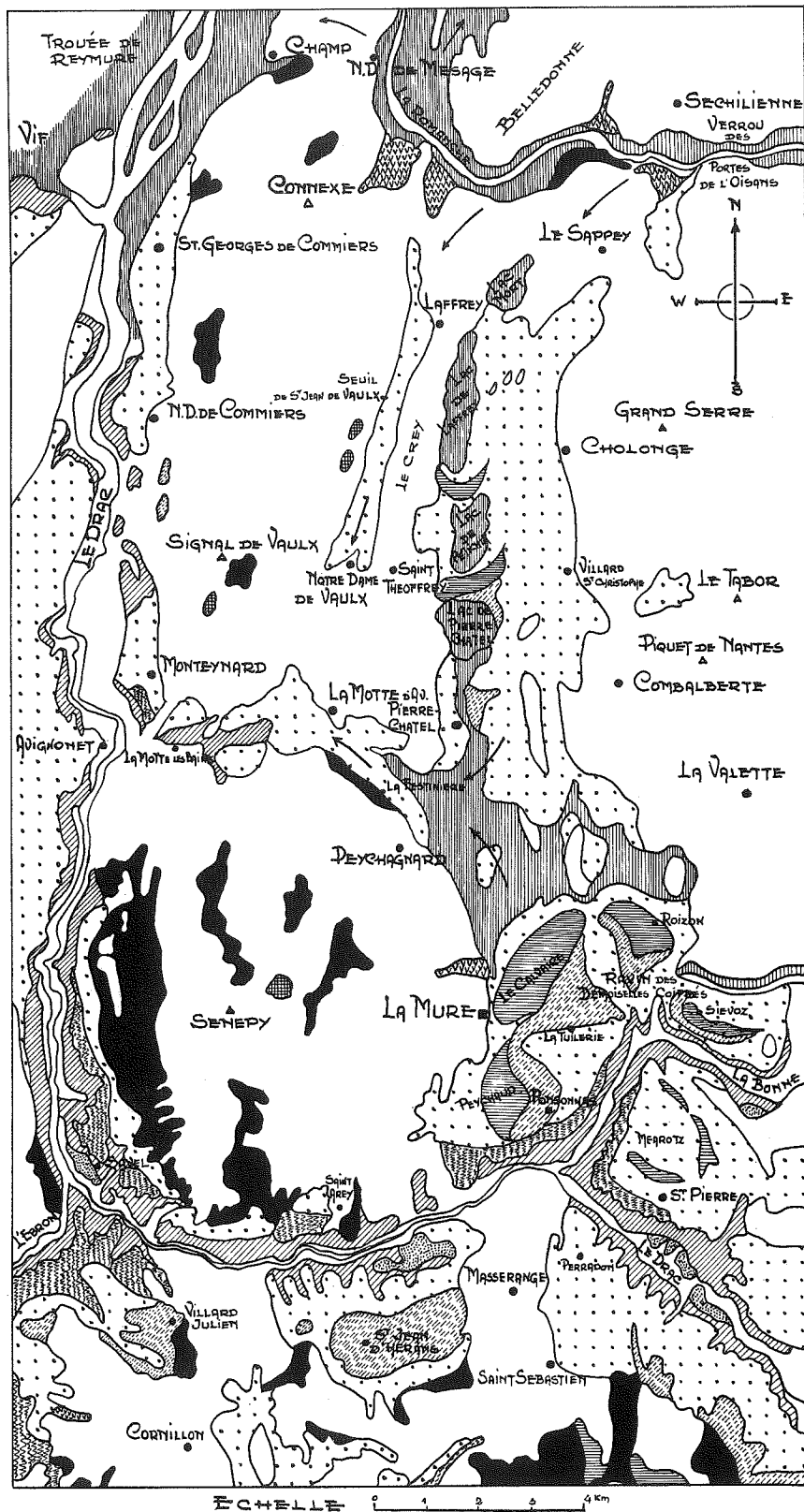


Figure 2 - Schéma orohydrographique du Dôme de La Mure.



	A	Eboulis		a1d	Sables Préwurmiens
	Aa1	Cônes de déjections anciens		G13	Moraines Wurmiennes et Alluvions Intercalées
	Aa2	Cônes de déjections modernes		a1e	Alluvions Supérieures Postwurmiennes
	Ac	Coulées boueuses		G14	Moraines Supérieures Néowurmiennes (1) stade d'Eybens (2) stade de Vizille
	G12	Glaciaire Rissien		a1f	Alluvions des Basses Terrasses Postnéowurmiennes
	a1	Alluvions Anciennes Indéterminées		a2	Alluvions Modernes.
	a1c	Alluvions Inférieures Antéwurmiennes			

Figure 3 - Carte de la couverture quaternaire du Dôme de La Mure et des régions annexes.

Les éboulis vifs sont inégalement représentés dans toute la région envisagée, de par la nature même des roches constitutives et la faible importance du relief. Ce sont surtout les massifs cristallins qui comportent les éboulis vifs; ceux-ci ne donnent cependant, dans notre région, pratiquement presque jamais de cônes d'éboulis, mais remplissent plutôt les fonds de cirque au pied des falaises.

Les calcaires du Lias inférieur, seul niveau dur dans la série mésozoïque, donnent des éboulis qui, étant donné la faible hauteur des falaises dont ils proviennent et la nature des terrains sous-jacents, sont plus des "écroulis" que des éboulis. Les éléments que l'on observe résultent surtout du morcellement de gros blocs effondrés parce que minés par l'érosion des roches subordonnées plutôt que de la décomposition sous l'action des éléments atmosphériques de la roche en place. Nombre de roches constituant l'infrastructure de la région donnent en effet soit des ravinelements, soit des glissements en masse, que l'on ait affaire à des roches très friables ou que, moins tendres, elles se diaclasent et s'écroulent par blocs plus ou moins disloqués. C'est le cas le plus fréquent pour les éléments constitutifs du Trias.

Les schistes du Lias, qui se délitent facilement, donnent pour leur part des éboulis très vastes et très homogènes, formés de petits éléments. Les pentes du Seneppey et du Connexe sont recouvertes de nappes d'éboulis extrêmement importantes, de même que le flanc ouest du Grand Serre, mais il s'agit ici pour une forte part, d'éboulis morts stabilisés et recouverts par la végétation.

Les éboulis morts du Lias schisteux peuvent d'ailleurs se cimenter sur place par circulation d'eaux chargées en CO_2Ca . On a alors un terme de passage aux brèches de pente. L'exemple le plus frappant s'observe dans la région de Saint-Sauveur où la pente dans laquelle est entaillée la route de Laffrey est formée d'éboulis "ordonnés" cimentés, en quelque sorte stratifiés par le lessivage des eaux de ruissellement. C'est ce qui permet de supposer, qu'il s'agit, en partie, d'un ancien cône de déjection.

Des sédiments analogues ont été rencontrés sur de grandes épaisseurs par des galeries creusées dans la région de Notre-Dame-des-Autels, où le Lias se trouve littéralement régénéré.

Les tufs sont extrêmement importants et bien développés dans toute la bordure de la vallée du Drac (La Baume, Saint-Arey). Il semble qu'ils soulignent un ancien niveau hydrostatique ou de résurgence de sources, cimentant des éboulis anciens ou conglomérant des alluvions récentes ou anciennes. D'importance théorique assez faible, nous ne les avons pas représentés pour permettre une interprétation plus simple des autres formations.

Les alluvions modernes sont relativement peu développées, sauf sur le plateau matheysin où elles sont d'ailleurs peu épaisses et sur les cours inférieurs du Drac et de la Romanche où l'on observe des plaines de comblement dans les régions de Vizille et de Champ-sur-Drac. Ailleurs, elles remplissent de petites plaines sur les bords des torrents qui sont toujours dans une phase active de creusement. Ces petites plaines alluviales se rencontrent dans les dépressions : plaine de Valbonnais pour la Bonne, de Moulin Vieux et de La Valette pour la Roizonne.

Les cônes de déjection sont assez rares et peu étendus; le plus important, de type torrentiel, se trouve à Saint-Barthélémy-de-Séchilienne, au raccord du Grand Riou et de la plaine de Séchilienne. Les dépôts de la Jonche, ruisseau de Vaulx, sont trop peu importants pour mériter ce nom.

Les autres formations récentes, telles que tourbières, limons, ne présentent pas un intérêt bien grand. Nous ne nous y attarderons pas. Les coulées de terre ou de boue, très développées dans la région de Ponsonnas, montrent (figure 3) une grande extension au Sud du Dôme de La Mure. Nous reviendrons plus loin sur l'interprétation qu'il faut en donner.

II - LES FORMATIONS ANCIENNES

Les sédiments quaternaires anciens retiendront, eux, notre attention. Des blocs erratiques constitués d'amphibolites et de gabbros trouvés à des cotes comprises entre 1 100 et 1 250 mètres au-dessus de la Pierre Percée et au Signal de Vaulx, ou des résidus morainiques trouvés dans le vallon du col de Mayres à une cote supérieure à 1 360 mètres, pourraient être attribués à un Glaciaire rissien, mais aucune preuve de cet âge ne peut être avancée. Nous les avons désignés sous le nom de Gl2. Peut-être s'agit-il simplement de blocs laissés par le glacier matheysin ou de Glaciaire local, encore que la nature des sédiments ne semble pas permettre une telle hypothèse. Deux affleurements situés à l'Est de Notre-Dame-de-Vaulx seraient à rattacher à ces formations, selon P. Lory (1901).

L'âge des alluvions anciennes et des moraines des vallées du Drac et de la Romanche, ainsi que du plateau matheysin, est, par contre, mieux connu, tout au moins dans ses grandes lignes.

En effet, si dans cette région la plupart des auteurs qui ont étudié le Quaternaire : W. Kilian, P. Lory, M. Gignoux, L. Moret sont d'accord sur les coupes que l'on peut observer sur le terrain, leurs interprétations, sans parler de celle assez révolutionnaire de J. Tricart (1953), diffèrent fondamentalement entre elles.

Nous avons essayé, après avoir repris leurs observations sur le terrain, de tirer une vue d'ensemble permettant une interprétation commune des diverses coupes basées non pas tant sur les faciès des sédiments, difficiles à identifier et qui peuvent varier latéralement, que sur la double hypothèse que toutes les terrasses alluviales de même cote doivent être de même âge et que tout vallum morainique est plus récent que les formations morainiques rencontrées en avant de lui dans le lit du glacier, sous réserve des phénomènes de barrage du glacier étudié par un glacier plus puissant et persistant donc plus longtemps. Ceci nous a permis, à partir des coupes certaines où les phénomènes se voient bien, de paralléliser entre elles les terrasses ou les niveaux morainiques que les anciens auteurs séparaient sans arguments, à notre avis. Notre exposé comporte donc une bonne part d'interprétation, mais ceci est nécessaire dans un problème aussi complexe que celui du Quaternaire du Dôme de La Mure.

Les figures 4 à 14 représentent une série de coupes de ces sédiments anciens. Nous nous sommes tenu le plus possible à des coupes classiques pour permettre la comparaison entre notre interprétation et celle des auteurs antérieurs.

A - ALLUVIONS ANTEWURMIENNES ET MORAINES WURMIENNES

1/ Glacière du Drac : vallée du Drac et de la Bonne

Au cours de l'interglaciaire Riss-Wurm, le Drac a creusé un lit presque aussi profond que son lit actuel (15 à 20 m de moins en moyenne), sur un tracé s'emboîtant de très près sur les structures géologiques, comme le montrera l'étude tectonique de la région. Cette vallée, beaucoup plus large que la vallée actuelle (416 m d'alluvions anciennes rencontrées par une galerie de reconnaissance sous Ponsonnas, alors que la vallée actuelle n'a guère plus de 80 m de large) (figure 4) a été remblayée peu à peu par des alluvions caillouteuses contenant des galets de gneiss,

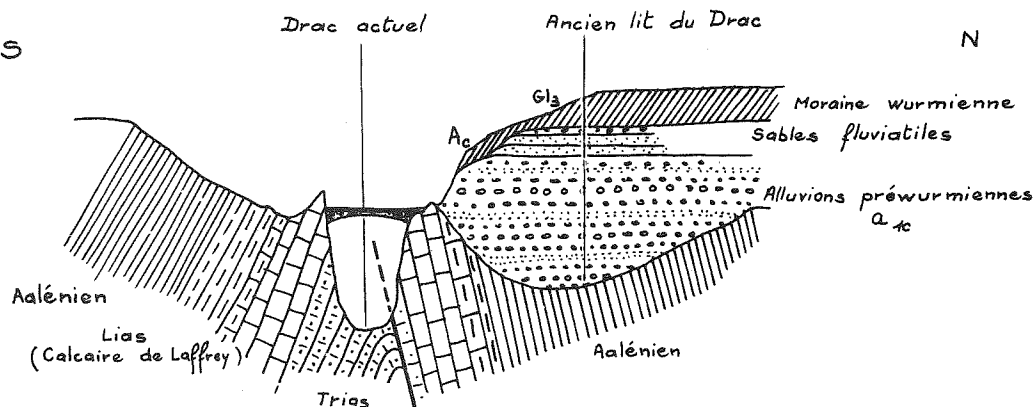


Figure 4 - Coupe de la vallée du Drac sous le Pont de Ponsonnas.

d'amphibolites, de granite du type Pelvoux, de gabbros, de syénites ou de micaschistes, les galets calcaires étant plus rares. Ces alluvions souvent cimentées entre elles ont donné localement des poudingues (figure 5) Prévürmiennes, elles sont appelées souvent alluvions de progression du Würm ayant précédé l'avance du glacier würmien. Leur dépôt pourrait être dû au barrage du glacier de la Romanche, plus puissant que celui du Drac, donc parvenu plus tôt dans la région de Champ-sur-Drac. Ces alluvions, bien développées dans la région de Pont-Haut, sur la Bonne où elles forment le soubassement des "Demoiselles coiffées", se suivent tout le long de l'ancien lit du Drac que P. Lory a pu reconstituer grâce à elles (figure 2). On peut les observer sous Ponsonnas, Cognet, St-Arey, Mayres, Savel, Marcieu. Elles forment une ancienne terrasse dont la cote varie de 600 à 690 m étant de 670 m dans le cours moyen du Drac. Sous Savel on peut même observer l'ancien lit remblayé d'un affluent de rive gauche du Drac actuel : l'Ebron. Le Drac actuel recoupe donc successivement son ancien lit et celui de l'ancien Ebron avant de recevoir les eaux de ce dernier (figures 2 et 6).

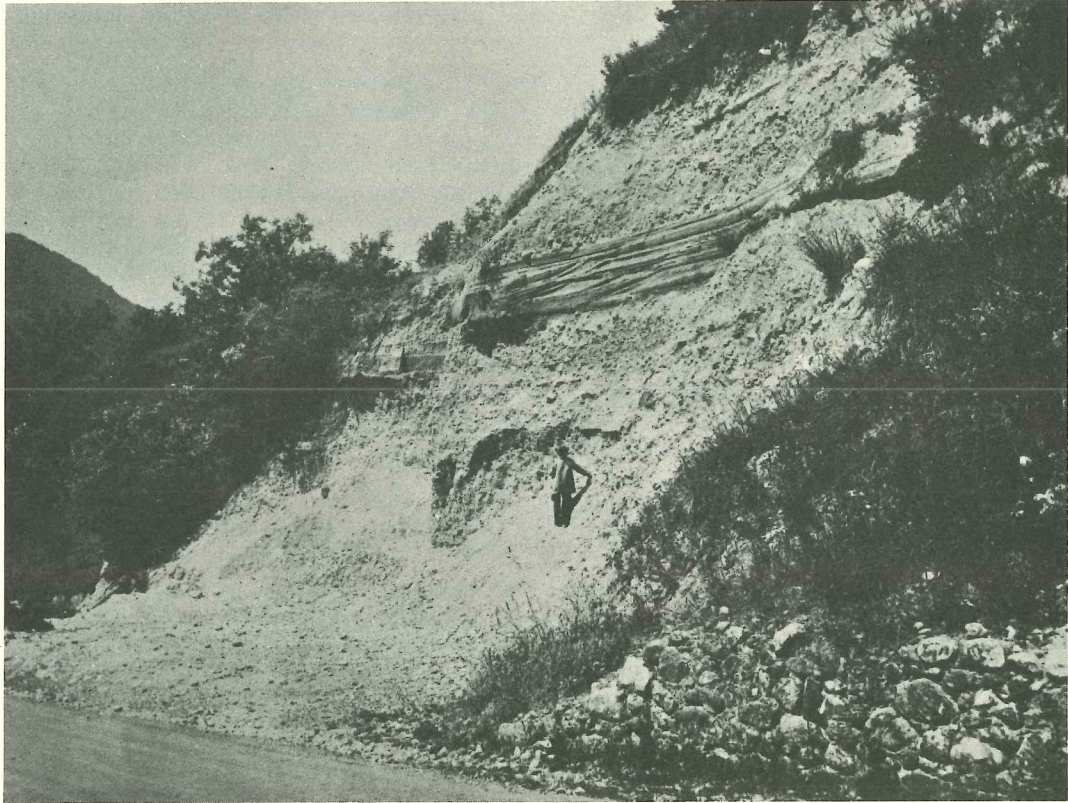


Figure 5 - Carrière à ballast du Pont de Ponsonnas. A la partie supérieure des alluvions interglaciaires antéwürmiennes, on observe des bancs de sables fluviatiles montrant une très belle stratification entrecroisée .

L'étude de l'ancien lit du Drac a été particulièrement poussée puisque de nombreux projets hydroélectriques ont été établis et que l'on a édifié les barrages de Cognet et de Monteynard dans des conditions géologiques assez voisines de celles rencontrées pour le barrage du Sautet.

a) Cours moyen du Drac. Cours supérieur de la Bonne

Les coupes de la basse vallée de la Bonne (Bas Roizon, Galerie Ailleret), de la carrière à ballast du Pont de Ponsonnas, des ravins de Saint-Arey et de Mayres, permettent d'attribuer une épaisseur variant de 50 à 100 m à ces alluvions anciennes.

Dans la région du cours intermédiaire du Drac (coupe du Lauzet sous St-Pierre-de-Méarotz) (figures 7 et 8) des sables mal stratifiés en couches épaisses, d'origine fluviatile, surmontent les alluvions caillouteuses et les séparent de la moraine superposée. C'est à leur falaise instable presque toujours recouverte d'argiles glaciaires foirées que semblent correspondre les coulées boueuses cartographiées Ac, qui prendraient ainsi indirectement une valeur stratigraphique. On observe ces sables à St-Arey, Cognet et Marcieu. Leur cote se situe autour de 685 m.

La Bonne a également présenté un ancien lit assez différent du lit actuel et qui s'observe bien dans les ravins situés en contrebas du plateau de Siévoz. La figure 2 indique le tracé de cet ancien lit, selon P. Lory.

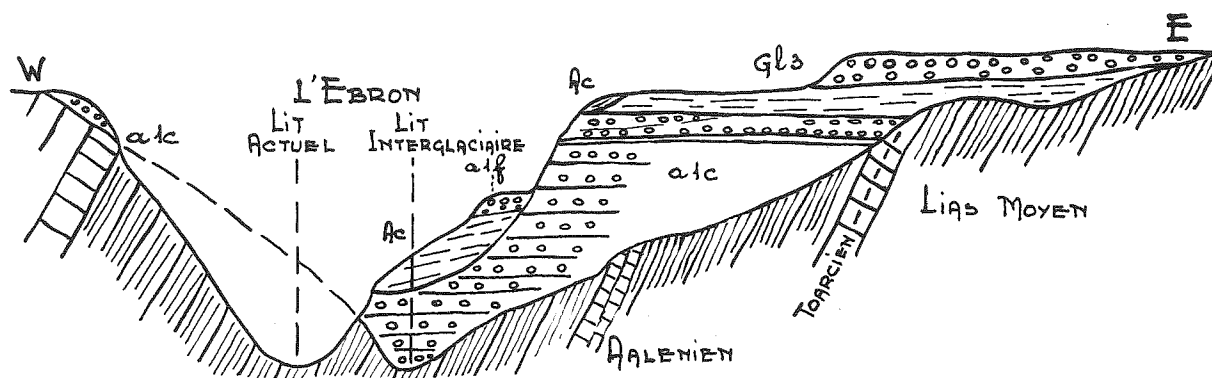


Figure 6 - Coupe de la basse vallée de l'Ebron.

b) Drac inférieur

L'horizon sableux semble manquer dans les régions de Monteynard où plusieurs coupes intéressantes et en particulier celle de la carrière à ballast du barrage d'Avignonnet, montrent l'existence d'un épais remblayage alluvial de l'ancien lit du Drac situé à l'Ouest du lit actuel et venant le rejoindre sous le vallon d'Ars (figure 9). Ces alluvions, parfois consolidées mais dans l'ensemble à matrice argileuse, ont été très bien reconnues lors des travaux effectués pour la construction du barrage. On a ainsi découvert le remblayage alluvial d'un ancien affluent de rive droite du Drac : le ruisseau de Vault qui se distingue nettement du remblayage normal de la vallée du Drac par l'abondance des dolomies et cargneules de provenance locale. Cet ancien lit du ruisseau de Vault situé semble-t-il plus haut que le lit actuel a été recoupé par le Drac moderne lors de sa dernière phase de creusement (figure 9).

Un peu au Nord du village de Monteynard, une coupe du bord du plateau montre également, dans un ravin, un remplissage alluvial assez important sous une épaisse couche argileuse. Ces alluvions anciennes sont bien visibles au Sud du plateau où, cimentées et protégées par quelques gros blocs de la moraine sus-jacente, elles ont donné de belles cheminées (figure 10). Leur cote qui est d'environ 700 mètres au-dessus des Rivoires est nettement plus élevée que celle des alluvions anciennes d'Avignonnet qui culminent vers 630 mètres, aussi le synchronisme entre ces alluvions et celles du Drac n'est-il pas absolument certain bien que les argiles qui les recouvrent soient très vraisemblablement würmiennes.

P. Lory voyait dans les moraines de Monteynard les restes laissés par une branche du glacier würmien de la Matheysine débordant par le col de la Festinière (cote actuelle 964) et dans les alluvions de Monteynard un niveau légèrement plus jeune que celui du Drac mais appartenant à la même période malgré leur niveau plus élevé : elles remblaient le lit que s'étaient creusées les eaux de fonte du bras du glacier arrivant par la Festinière, lorsque le débouché du vallon de Vault eut été barré par le tronç principal de ce glacier. On peut se demander cependant si l'on n'est pas, à Monteynard, tout simplement en présence d'une ancienne déviation momentanée du Drac, antérieure à celle du vallon d'Ars. La moraine de Monteynard, identique à celle de Sinard, est par ailleurs à la même cote et l'on est en droit de penser que si le glacier würmien de la Matheysine a rempli "le berceau des Mottes" après avoir franchi le seuil de la Festinière, à Monteynard il se confondait avec le glacier du Drac.

En effet, dans tout le bassin du Drac et de la Bonne, les alluvions préwürmiennes sont recouvertes d'une puissante formation d'argiles noirâtres contenant quelques gros blocs mal roulés qui peuvent être attribués, selon L. Moret, à des dépôts glacio-lacustres. L'épaisseur de cet ensemble argileux qui correspond à l'extension maxima du glacier würmien est de l'ordre de 25 mètres dans le cours intermédiaire du Drac. Elle est difficile à apprécier ailleurs, car on la distingue souvent très difficilement des stades de retrait du glacier würmien, stades dont nous retrouverons des témoins sur le plateau matheysin.

2/ Glaciaire de la Romanche en aval de Vizille

Pratiquement invisibles à l'affleurement entre Séchilienne et Vizille, les dépôts glaciaires et interglaciaires de la Romanche sont beaucoup mieux connus soit en aval de Vizille, soit sur le plateau matheysin.

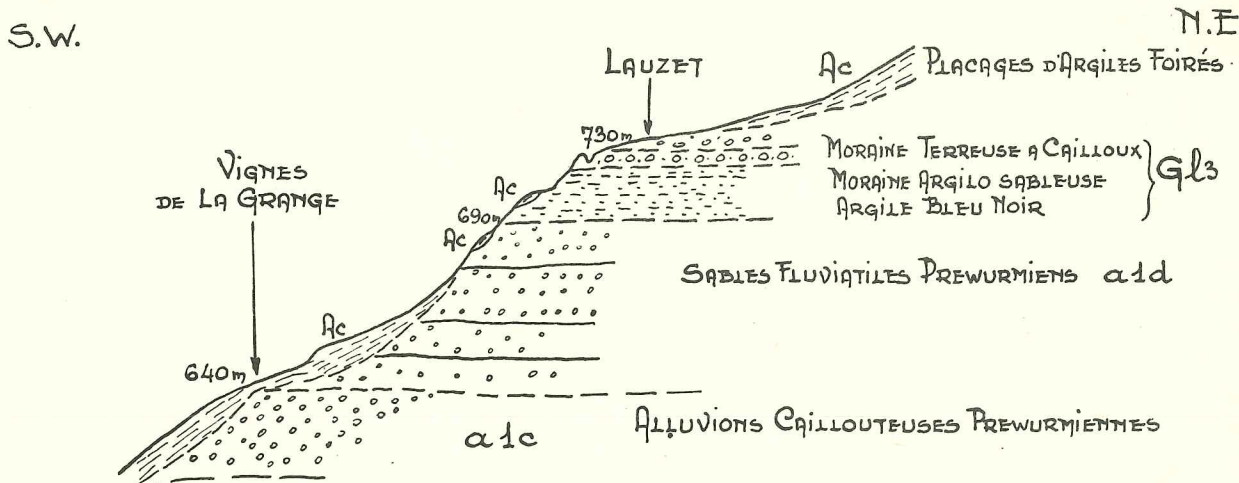


Figure 7 - Coupe du quaternaire du cours moyen du Drac sous le Lauzet de Saint-Pierre.

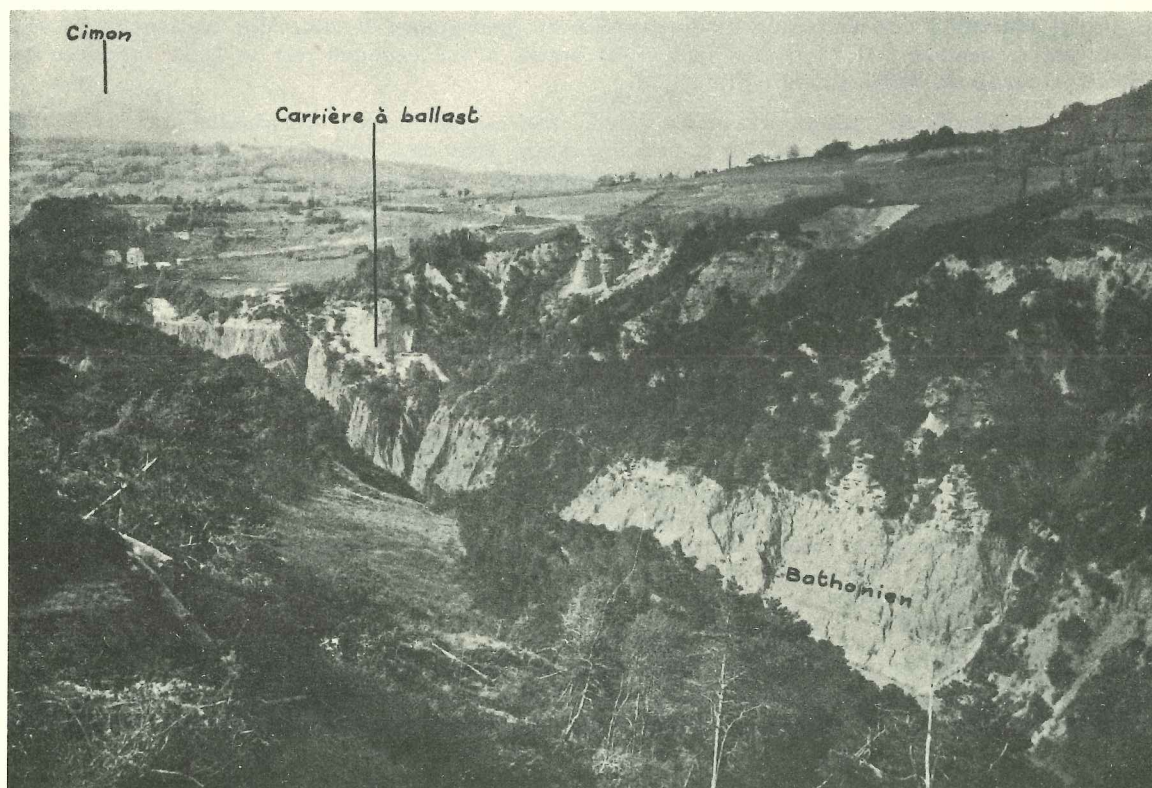


Figure 8 - Les formations quaternaires au niveau de Saint-Pierre de Méarotz. De droite à gauche : vigne de la Grange, carrière à ballast du barrage de Saint-Pierre, maisons des Tétions. Sur les marnes bathoniennes redressées à la verticale, on distingue les alluvions préwurmiennes conglomérées en poudingues (entre les cotes 570 et 590) puis les sables fluviaux surmontés par les premières assises de la moraine de fond elle-même litée.

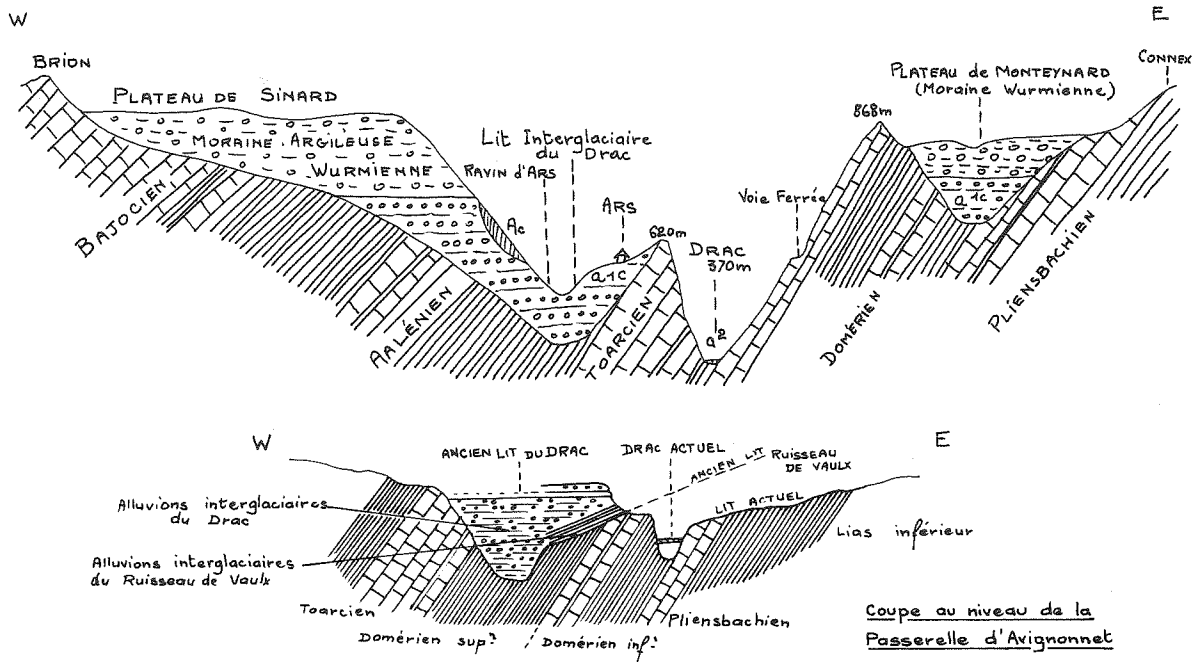


Figure 9 - Coupes de la vallée du Drac inférieur.



Figure 10 - Panorama de la région de Monteynard. D'avant en arrière : cheminées de fées des alluvions interglaciaires de Monteynard. Falaise du Toarcién du Bec de Monteynard. Plateau morainique de Sinard (moraine wurmienne). Vallée de la Gresse. Corniche tithonique de Château Bernard. Falaise urgonienne du Vercors et sommet des Deux Sœurs.

En aval de Vizille, on est en effet en droit de penser que le Glacier würmien de la Romanche, diffluant sur l'éperon du Château (cote 310), se déversait d'une part vers le Grésivaudan par la vallée de Vaulnaveys et le seuil d'Uriage (cote 410) et d'autre part vers la vallée du Drac par dessus le verrou des Combes de Champ (cote 490).

La vallée de Vaulnaveys-Uriage a donc été empruntée successivement par le Glacier rissien, la Romanche interglaciaire, comme en témoigne la terrasse de Belmont (cote 570), puis un bras du Glacier wurmien de la Romanche rejoignant celui de l'Isère. C'est lors d'un stade ultérieur (néowurmien) que cette dépression a été barrée par un bourrelet morainique formant le seuil des Alberges-les Guichards et déterminant l'écoulement du Nord vers le Sud d'un affluent de la rive gauche de la Romanche : le Vernon.

Si dans la région même de Vizille, des sondages entrepris pour la recherche d'eaux destinées à l'alimentation de la région grenobloise au pré Grivel (J. Rothé & R. Michel, 1959) ont montré que le Glacier rissien, ou bien peut-être wurmien, de la Romanche, barré par le verrou des Combes de Champ, non encore entaillé par la gorge récente des Etroits de Vizille avait surcreusé profondément les assises tendres du bassin de Vizille permettant le dépôt des argiles lacustres correspondant alors à l'Interglaciaire Riss-Würm ou plus probablement à la fin de la glaciation wurmienne, on sait qu'une partie du Glacier wurmien débordait largement par dessus les combes de Champ par la trouée de St-Sauveur où des blocs erratiques et le profil du vallon attestent son passage. On observera donc des dépôts sous-glaciaires d'argiles en amont du verrou et des dépôts morainiques au-delà dans la région de St-Georges-de-Commiers - Champ, leur synchronisme n'étant que probable. Nous avons reporté sur la figure 2 la limite du Glacier wurmien de la Romanche, selon P. Lory. Pour cet auteur, en effet, le Glacier de la Romanche, plus puissant que celui du Drac, aurait occupé la basse vallée de celui-ci remontant jusque sous Notre-Dame-de-Commiers. Les dépôts observés dans cette région : alluvions anciennes et moraines auraient donc des origines différentes. Les alluvions préwurmienne dépendent de l'ancien cours du Drac tandis que les moraines proviendraient du glacier de la Romanche. L'abaissement rapide de la surface de séparation des alluvions et de la moraine, en aval de Saint-Georges-de-Commiers, pourrait être un argument en faveur de cette théorie. De même, il semble que ce soit la présence du glacier de la Romanche barrant le cours inférieur du Drac qui ait provoqué le percement par une branche de ce dernier, de la trouée de Saint-Georges-de-Commiers à Vif (dont le profil en U a été recoupé ultérieurement par un V torrentiel), ainsi que le dépôt des bourrelets morainiques situés rive droite du Drac entre Saint-Pierre et Saint-Georges-de-Commiers.

Il est peu probable que, comme le pensait W. Kilian, les dépôts glaciaires de la vallée de la Gresse, entre Monestier-de-Clermont et Vif, dépendent d'un très ancien cours du Drac. Ils proviennent plus vraisemblablement d'un glacier issu du col de Lus et se dirigeant vers le Nord, parallèlement à celui du Drac, à moins que, plus simplement, la Gresse actuelle ne corresponde à un ancien cours d'eau dont le lit aurait été occupé ultérieurement par un glacier communiquant avec celui du Drac par les régions de Lavars et de Sinard.

C'est également à l'influence des restes du glacier de la Romanche barrant le cours inférieur du Drac, que l'on peut rattacher le percement de la trouée de Reymure en face de Champ-sur-Drac (L. Moret et J. Debelmas, 1958).

Quoiqu'il en soit, il est bien difficile de trouver des arguments morphologiques ou pétrographiques décisifs pour distinguer le glaciaire de la Romanche de celui du Drac dans cette région qui correspond vraisemblablement à leur zone de contact.

Nous ne les avons donc pas distingués sur notre schéma (figure 3) car, comme nous allons le voir, une branche du glacier de la Romanche va rencontrer le glacier du Drac sur le plateau matheysin.

3/ Glaciaire du Drac et de la Romanche sur le plateau matheysin

Les alluvions antéwurmienne bien développées sur le pourtour du dôme de La Mure n'ont pas recouvert semble-t-il le plateau matheysin tandis qu'au cours de la glaciation wurmienne le Dôme de La Mure a été encerclé et même submergé par les glaciers issus des vallées de la Romanche et du Drac. L'extension des deux glaciers a pu être reconstituée grâce aux témoins qu'ils ont laissés derrière eux et qui sont les alluvions et moraines de la Matheysine. L'épaisseur du remblayage glaciaire connu par les sondages qui ont été faits est d'ailleurs très importante : 140 mètres au sondage du Villaret, 38 à celui de Pierre Châtel, 55 à celui des Bruneaux, 19 à celui des Thénaux.

Tous ces sédiments ne sont pas de même âge et n'ont pas tous même signification. Nous étudierons donc successivement les dépôts dus au glacier wurmien de la Romanche puis ceux dus au glacier wurmien du Drac.

a) Glacière wurmienne de la Romanche. Moraine de fond et moraine de Cholonge

Nous avons vu qu'en aval de Vizille le glacier de la Romanche franchissait la vallée de Vaulnaveys et le verrou des Combes de Champ, mais avant de parvenir à Vizille il avait à franchir une succession de verrous déterminés par les roches cristallines dures : verrou des Portes de l'Oisans, en amont de Séchilienne et verrou du Péage de Vizille à l'entrée du bassin de Vizille. Le glacier, très resserré, atteignait grâce à l'existence de ces verrous une cote assez élevée et s'étendait vers le Sud d'une part par le Lac Mort et Laffrey jusqu'au delà de Pierre Châtel où il rejoignait le glacier du Drac et, d'autre part, par la vallée de Vaulx jusque dans le bassin de la Motte d'Aveillans en franchissant le seuil de Saint-Jean-de Vaulx (cote 1 000).

L'avancée de cette branche du glacier est marquée d'une part par des dépôts argileux de moraines de fond, mais surtout par l'énorme masse de la moraine latérale de Cholonge (cote 1150), bien développée au pied du Grand Serre.

Aucun vallum frontal ne correspond à cette avancée du glacier wurmienne qui rejoignant le glacier du Drac, occupait presque toute la surface du plateau matheysin et le surcreusait en aval du verrou de la Festinière (cote 964). Tout au plus les formations glaciaires sans formes nettes du Sud du Lac de Pierre Châtel marquent-elles la limite de la glacière wurmienne de la Romanche, proprement dit.

Le vallum morainique des Thénoux, vallum le plus méridional dont la concavité soit tournée vers le Nord et dont l'extrémité Est se rattache plus ou moins nettement à la moraine de Cholonge, ne peut, par sa cote (944) correspondre à un vallum wurmienne. Il correspond à un maximum d'extension du glacier à un stade plus récent. De même, le vallum le plus interne, donc encore plus récent, de Petichet, ne peut correspondre au stade wurmienne. Ces vallums marquent en effet des stades de retour successifs du glacier et non pas des stades de retrait. Ils correspondent à la glaciation néowurmienne.

b) Glacière wurmienne du Drac

Moraines de fond - Alluvions moyennes - Argiles de la Tuilerie de La Mure.

Barré dans son cours inférieur par l'avancée du glacier wurmienne de la Romanche débordant par dessus les Combes de Champ, le glacier du Drac a quitté l'ancien lit du torrent pour venir s'étendre de part et d'autre : en direction du Dévoluy vers le Sud, et dans le synclinal matheysin, vers le Nord. Cette langue du glacier du Drac s'avançait donc en direction du glacier de la Romanche occupant presque toute la surface du plateau du Villaret à Saint-Honoré mais se déversait à l'Ouest de la Matheysine par la trouée de la Festinière.

Au col de la Festinière, le tunnel du chemin de fer de Saint-Georges à La Mure a en effet recoupé sur une grande longueur des dépôts morainiques qui remplissent par ailleurs, comme nous l'avons vu, tout le berceau des Mottes. Cette branche de glacier ne pouvait donc laisser de vallum morainique frontal sur le plateau, puisque ceux-ci ne se forment que dans la zone maxima d'avancée du glacier. Ils représentent les matériaux poussés par le glacier comme par la lame d'un bulldozer et non pas les matériaux accumulés par la fonte du glacier lors d'un stade de retrait qui prendraient alors une tout autre forme.

Si l'on ne peut donc observer de bourrelet morainique wurmienne dépendant du glacier du Drac sur le plateau matheysin, il n'en est pas de même en ce qui concerne les moraines de fonds et sédiments sous-glaciaires ou paraglaciaires. L'étude d'une des coupes classiques du Sud du plateau est d'ailleurs significative à cet égard.

Le Ravin des Demoiselles Coiffées, rive droite de la Bonne, au-dessus de Pont-Haut, à droite du ravin de la Nantette, montre la succession suivante :

- Sur les calcaires (figure 11) du Jurassique moyen (cote 572) reposent des alluvions fluviales grossières et caillouteuses que nous avons vu être les alluvions préwurmienne. Leur épaisseur est de l'ordre de 25 mètres.

- Au-dessus viennent les argiles à blocs, très épaisses, qui marquent les premières assises de la moraine de fond du glacier wurmienne. Leur épaisseur est de l'ordre de 100 mètres. On trouve dans ces argiles quelques galets striés. Ce sont leurs blocs qui déterminent les fameuses cheminées du ravin. On rencontre également, au-dessus, des lits sableux contenant quelques cailloux striés (25 mètres) puis viennent des argiles plus ou moins litées par des bancs plus sableux dont l'épaisseur est d'environ 20 mètres.

- On retrouve plus haut une moraine à matrice argilo-sableuse contenant des cailloux et des blocs peu roulés (environ 5 mètres).

L'ensemble que nous venons de décrire constitue une séquence morainique que l'on attribue au glaciaire wurmien. On y trouve un niveau qui présente les caractères d'alluvions : ce sont les "alluvions moyennes" de P. Lory que nous n'avons pas distingué de la moraine Gi 3 sur notre schéma. Ces alluvions moyennes intercalées dans le glaciaire argileux existent également, peu épaisses, intercalées dans la moraine dans la coupe du Lauzet de Saint-Pierre, entre les cotes 690 et 730.

Ces alluvions ont été signalées par P. Lory, entre Quet-en-Beaumont et Cordéac où elles sont très développées.

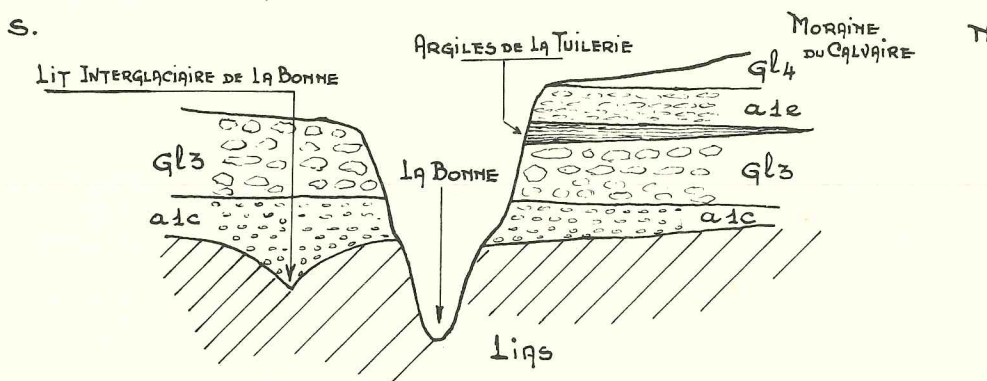


Figure 11 - Coupe de la vallée de la Bonne sous Pont Haut.

Selon M. Gignoux, elles existeraient également, très développées, dans le promontoire qui, à l'Ouest de Corps, sépare le Drac du ruisseau de La Salette. Elles existent encore près de la Salle-en-Beaumont, aux Martins, vers la cote 730, où elles donnent un niveau aquifère.

Ces formations, très difficiles à identifier, semblent assez locales. Leur épaisseur varie très vite à la faveur, vraisemblablement, de seuils ou de barrages. Comme l'indique M. Gignoux, elles sont vraisemblablement dues à des courants sous-glaciaires ou marginaux.

Si nous reprenons la coupe du ravin des "Demoiselles coiffées", nous allons trouver, au-dessus de la partie supérieure argileuse de la moraine wurmienne, une assise formée d'argiles litées : les argiles de la Tuilerie de Sousville, dont l'épaisseur de 20 m se situe entre les cotes 760 et 780. Ces argiles exploitées pour poterie sont formées d'une succession de varves fines d'un millimètre environ, à lits micacés jaunes, alternant avec des lits plus sombres. Elles contiennent de très rares petits galets et des débris végétaux flottés. Certains lits sont très sableux. Dans l'ensemble, les varves sont plus noires à la base de la série. Il semble bien que l'on soit là en présence de dépôts lacustres provenant d'un lac sous-glaciaire ou paraglaciaire, tout à fait analogue à celui qui a donné en amont du verrou de Champ les argiles de Vizille et correspondant peut-être au début de fusion du Glacier wurmien⁽¹⁾.

Au-dessus de ces argiles de la Tuilerie de La Mure, on trouve en effet, reposant en discordance, des cailloutis qui marquent une période d'alluvionnement, donc un autre stade de sédimentation.

Ces cailloutis représentent les alluvions supérieures postwurmiennees que nous retrouverons à Siévoz, Roizon, St-Jean-d'Hérans et qui sont sur le plateau matheysin recouvertes en partie par les moraines néowurmiennees du Calvaire de La Mure et de Peychaud.

Il est à noter cependant que la surface de la moraine wurmienne, peut-être entaillée par les alluvions postwurmiennees, se relève très fortement en direction du Nord, c'est-à-dire vers le Col de la Festinière et le village de Pierre Châtel.

(1) Des argiles lacustres varvées et contenant des débris de bois flottés ont été retrouvées par J. Haudour dans la région du Villard-Merlat où elles sont recoupées par le Rif Fouron. Il s'agit là d'épaisses couches d'argiles fines disposées dans un lac en bordure du tronç principal du Glacier wurmien du Drac ayant déjà quitté en partie le berceau des Mottes et alimenté par un émissaire du Glacier wurmien de la Matheysine qui ne franchissait plus alors le seuil de la Festinière.

On observe même dans cette zone, au sein de la moraine, des niveaux de sable et graviers aquifères reconnus par sondage et qui correspondent par leur position au sein de la moraine, si ce n'est par leur cote, aux alluvions moyennes de notre coupe.

On les connaît au Villaret où elles ont été trouvées par sondage vers la cote 870, au mas Briançon (cote 880), vers le Peyrouzat à la cote 900. Leur présence est peut-être liée au surcreusement glaciaire en aval du verrou de la Festinière, mais peut-être sont-elles postwurmienne et elles seraient alors recouvertes par les limons glaciaires foirés. Il est malheureusement impossible de fournir des arguments valables pour résoudre ce problème dans un sens ou dans l'autre.

B - Alluvions supérieures postwurmienne et moraines néowurmiennes.

Après l'avancée maxima du Glacier wurmien, nous assistons à une phase de décrue qui va correspondre à des dépôts d'alluvions par les cours d'eau, tandis que le retour des glaciers dits néowurmiens⁽¹⁾ se traduira par le dépôt des bourrelets morainiques les plus récents dans notre région.

Nous allons étudier successivement ces dépôts dans le bassin du Drac et dans celui de la Romanche.

1/ Bassin du Drac

Nous grouperons sous ce nom toute la région correspondant aux vallées du Drac et de la Bonne, ainsi que la portion sud du plateau matheysin. Dans toute l'étendue de ce bassin nous allons observer l'existence d'une vaste terrasse de cote sensiblement constante, formée d'alluvions identiques à celles que nous avons vu recouvrir les argiles de la Tuilerie sur le bord sud du plateau matheysin et qui se développent sur une épaisseur d'environ 50 m entre les cotes 780 et 830. Cette assise de galets roulés et de sables est connue à Ponsonnas (cote 880), dans les carrières Barret entre Ponsonnas et La Mure (cote 830), à La Mure même au Pré aux Moines, à la Croix Tignard (cote 820), au Pivol (cote 810). Elle forme une terrasse très nette au-dessus de la Roizonne et de la Bonne à Roizon (cote 830) et à Siévoz (cote 820). La surface supérieure de la terrasse se trouve à la cote 830. Les terrasses de St-Jean-d'Hérans, Villard-Jullien, Lavars, Cordéac, Pellafol et Corps prolongent sensiblement celles du plateau matheysin.

Leur cote est de 820 m à Saint-Jean-d'Hérans, 790 à Villard-Jullien, 840 à Perradon entre Saint-Sébastien et La Mure, 870 à Cordéac, 920 à Pellafol. Elles correspondent à une immense plaine caillouteuse légèrement pentée vers le Nord, laissée par les torrents lors du retrait du glacier wurmien. La cote un peu plus élevée des terrasses de Cordéac et de Pellafol est peut-être due à l'existence du barrage constitué par le massif des Tétons (Masserange). L'existence de cet obstacle est confirmé par le fait qu'à Saint-Jean d'Hérans, les alluvions supérieures comportent à leur base de puissantes assises de sable fin qui les séparent du glaciaire wurmien, fait qui ne s'observe pas plus en amont.

Ces alluvions peuvent manquer localement, soit que leur dépôt n'ait pas eu lieu, soit que les assises foirées du glaciaire supérieur masquent leur existence.

C'est encore à ces alluvions postwurmienne qu'il faudrait peut-être rattacher deux lambeaux d'alluvions signalés par P. Lory sur le flanc ouest de la colline de Monteynard et en amont de Notre-Dame-de-Commiers. Pour lui, il faut voir là les restes d'une terrasse intermédiaire laissée par le Drac à une époque où son cours inférieur se trouvait barré à Champ par le glacier qui a donné les dépôts du stade d'Eybens (Néowurm) dans la plaine de Grenoble. Elles se différencient par leur cote des alluvions anciennes, a/c, du Drac et indiquent que dans ce tronçon le Drac était déjà encaissé dans son cours actuel.

Si, en aval d'une ligne Saint-Sébastien-Ponsonnas, les alluvions supérieures postwurmienne représentent les assises les plus hautes et les plus récentes du Quaternaire, en amont de cette ligne elles sont recouvertes par un glaciaire supérieur formé, selon P. Lory, d'alluvions et de moraines.

A Siévoz-le-Haut, une bonne coupe montre au-dessus de la terrasse des alluvions supérieures un complexe morainique G14 correspondant à la récurrence néowurmienne du stade d'Eybens. Ce complexe repose à la fois sur les alluvions postwurmienne et les moraines wurmiennes. Cette superposition peut s'observer en de nombreux points. Les argiles à blocs néowurmiennes forment en effet la colline du Calvaire de La Mure, celle de Peychaud-la Méairie, celle des Mas au-dessus de Haut-Roizon.

(1) Nous utilisons ici le terme "néowurmien" condamné par F. Bourdier car même s'il n'a pas une valeur stratigraphique générale, il représente une phase indéniable dans notre région.

Dans le plateau des Méarotz, situé rive gauche de la Bonne, on n'observe plus très nettement la présence d'alluvions entre glaciaire wurmien et néowurmien. Seules les formes topographiques permettent de distinguer les deux ensembles. En effet, et c'est là un caractère très marqué dans notre région qui s'observe au Calvaire, à Peychaud, à Siévoz, seules les moraines néowurmiennes présentent de beaux vallums frontaux à la morphologie fraîche. Les moraines wurmiennes qui sont des moraines de fond ne présentent jamais ce caractère.

Aux Méarotz, il est probable que les alluvions supérieures postwurmiennes assez localisées, sont masquées par le foirage des argiles néowurmiennes. Le même phénomène se retrouve près de Saint-Sébastien à Perrodon et à Casse (cote 900) où le glaciaire néowurmien recouvre les alluvions postwurmiennes. En se dirigeant vers le Sud la cote de la terrasse postwurmienne va se relevant légèrement de même que la moraine de fond qui la recouvre sur une épaisseur assez faible.

P. Lory attribuait les terrasses de Cordéac et de Pellafol dans le Beaumont à un stade alluvial plus récent que le stade des terrasses de Saint-Jean-d'Hérans, se basant sur une analogie de celles-là avec les terrasses de Prébois sur l'Ebron (cote 730) et surtout sur le fait qu'elles semblaient recouvrir un glaciaire supérieur dont rien pourtant ne semble permettre la distinction d'avec le glaciaire wurmien.

Ce diagnostic erroné dans la région de Cordéac provient vraisemblablement de ce que P. Lory a pris les restes d'alluvions moyennes insérées dans le glaciaire inférieur wurmien pour les alluvions supérieures postwurmiennes, d'où la détermination d'une terrasse inexistante. D'ailleurs P. Lory considérait la terrasse d'Ambel (cote 930) prolongement manifeste (même cote) de la terrasse de Pellafol comme anténéowurmienne. Il n'y a donc pas de raison de classer les terrasses de Cordéac et Pellafol autrement que comme terrasses des alluvions supérieures (a1e). Il s'agit de hautes terrasses bien différentes par leurs cotes des basses terrasses interstadias buhliennes ou postbuhliennes (figure 12). La glaciation néowurmienne a donc laissé une mince moraine de fond et quelques bourrelets morainiques sur les bords de la vallée du Drac en amont des Méarotz et d'importants vallums à l'extrémité Sud du plateau matheysin.

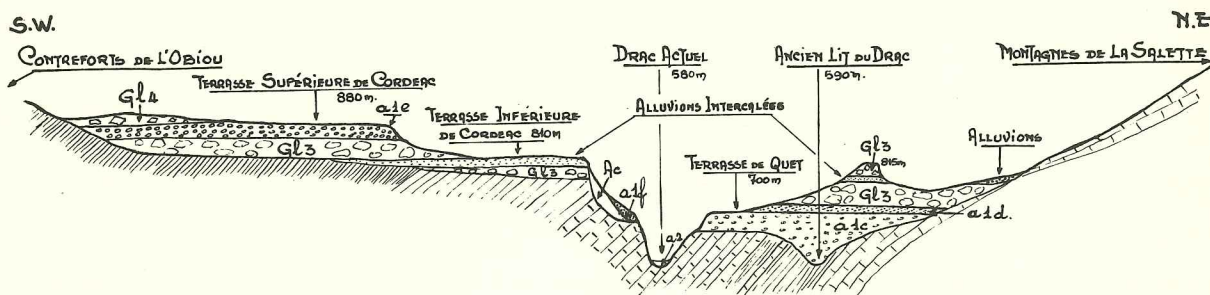


Figure 12 - Coupe de la vallée du Drac à Cordéac.

2/ Bassin de la Romanche

Dans le bassin de la Romanche proprement dit nous ne connaissons pas d'alluvions postwurmiennes qui, si elles existent, sont masquées par les dépôts modernes dans le bassin de Vizille et les coulées argileuses dans la vallée de Vaulnaveys.

Dans cette dernière région on connaît par contre un bourrelet morainique néowurmien correspondant au maximum d'avancée du glacier : c'est le verrou des Alberges-les Guichards. Après la décrue du glacier néowurmien (Stade d'Eybens) une nouvelle avancée du glacier s'est produite se traduisant par le dépôt du vallum morainique de Vaulnaveys. Il s'agit peut-être là du stade de Vizille (Buhl).

Nous allons retrouver ces deux stades marqués par des vallums sur le plateau matheysin. Les vallums des Thénaux et de Petitchet (figure 13) dont la morphologie est très fraîche correspondent en effet à deux stades glaciaires successifs. Le vallum des Thénaux, néowurmien, correspond au stade d'Eybens tandis que celui de Petitchet pourrait correspondre au stade de Vizille.

Dans cette partie du Bassin de la Romanche on ne connaît pas non plus d'alluvions anténéowurmiennes et postwurmiennes certaines.

Les alluvions de Pierre Châtel, des Thénoux et de La Fayolle ne semblent pas représenter ce niveau. Elles doivent être plus récentes.

Si elles étaient toutes de même âge et anténéowurmiennes, elles seraient continues sous les deux lacs et, étant perméables, les deux lacs devraient être à même cote. Or, il n'en est rien. Le Lac de Pierre Châtel est à la cote 932 tandis que celui de Petitchet est à la cote 923. La différence de niveau des deux lacs s'explique donc par l'existence des vallums argileux reposant eux-mêmes sur la moraine wurmienne imperméable. Les alluvions citées plus haut doivent donc être postérieures aux deux stades néowurmiens ou au moins au premier de ceux-ci. Il ne semble pas par ailleurs que le glacier néowurmien de la Romanche ait emprunté à nouveau la vallée de Vaulx lors de son avancée vers le Sud.

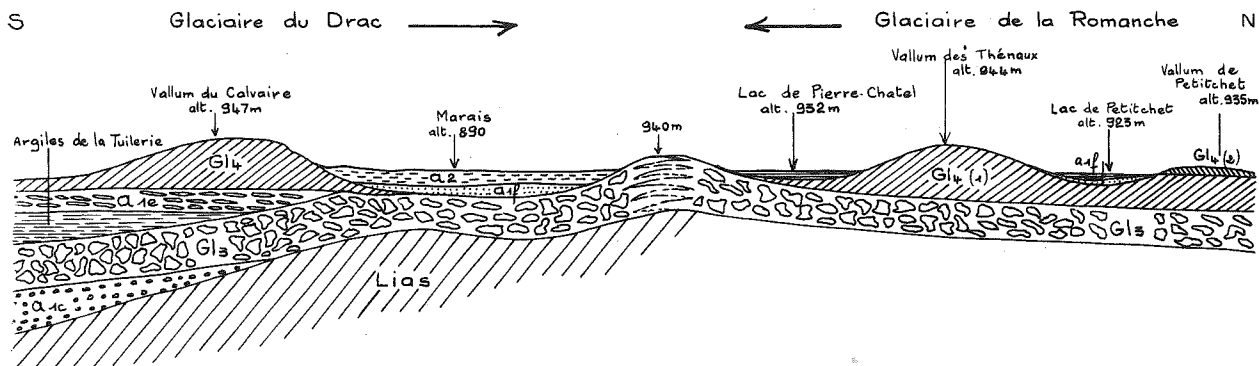


Figure 13 - Coupe Nord-Sud des formations quaternaires de la Matheysine.

Au cours de son avancée le glacier néowurmien a rafraîchi très nettement le profil de la moraine de Cholonge et laissé sur le Bord Ouest de la Matheysine d'importants placages argileux recoupés par la route de Laffrey à La Mure.

C - ALLUVIONS POSTWURMIENNES ET COURS EPIGENIQUES DU DRAC. CLUSE DE LA ROMANCHE

Après la décrue des glaciers néowurmiens, le Drac a commencé à entailler son lit dans la vallée actuelle mais ce creusement n'a pas été continu. De basses terrasses interstadiennes buhliennes et postbuhliennes (alf) de 1 à 15 mètres d'épaisseur se trouvent dans le lit du Drac et de la Bonne à une cote voisine de 600 mètres en particulier sous Siévoz, Saint-Pierre de Méarotz (La Grange), Les Rives et Savel. Elles correspondent à un arrêt temporaire du creusement du lit du Drac par suite de la présence de résidus glaciaires plus en aval, encore que leur faible épaisseur soit opposée à l'idée d'un barrage important.

C'est à ces basses terrasses que P. Lory rattachait la terrasse de Prébois sur l'Ebron qui montre les alluvions recouvrant les argiles wurmiennes foirées au sein des alluvions anciennes (figures 14 et 15).

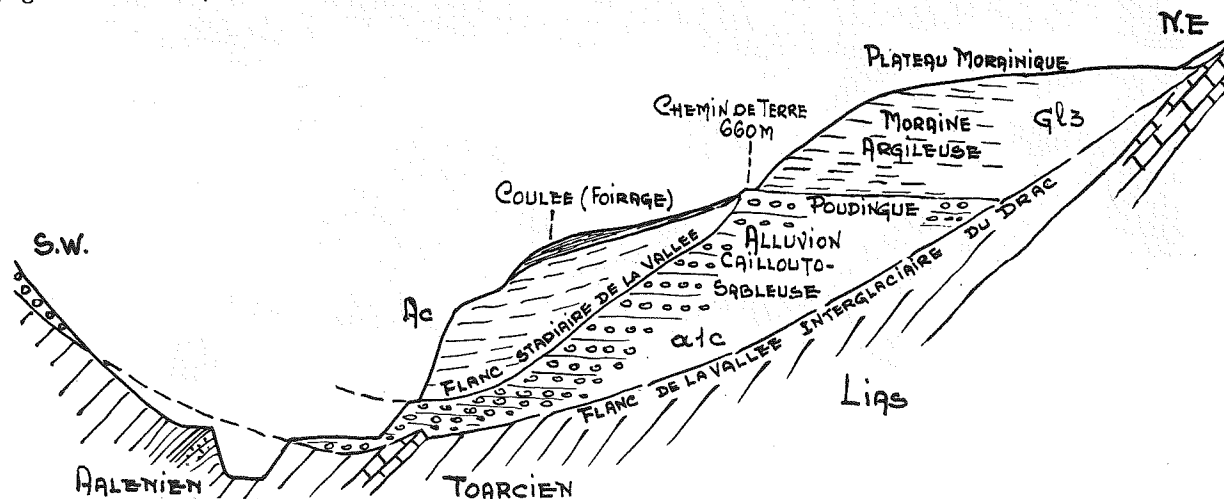


Figure 14 - Coupe de la vallée du Drac sous Savel.

On pourrait également rattacher à cette période d'alluvionnement les alluvions de Pierre Châtel, Les Thénaux, La Fayolle. On peut en effet penser que si ce sont les vallums morainiques successifs qui par leur cote et leur imperméabilité ont permis l'existence des lacs de Laffrey, de Pierre Châtel et de Petitchet, ceux-ci ne sont vraisemblablement que les restes d'un complexe lacustre et marécageux qui occupait lors du retrait des Grands Glaciers, l'espace compris entre les vallums du Calvaire et des Thénaux. Ce complexe devait être alimenté par les écoulements au front des glaciers et peut-être déjà par la Jonche. Ce sont ces écoulements qui sont à l'origine des alluvions fluvio-glaciaires supérieures du plateau matheysin (alf).

Quoiqu'il en soit, les basses terrasses prouvent que c'est sur le remblayage alluvial et glaciaire que s'est développé le Drac actuel s'enfonçant peu à peu de l'aval vers l'amont dans la masse des sédiments suivant un tracé épigénique sans aucun rapport avec son ancien lit et la géologie du substratum. Si l'existence d'un ancien lit a fixé un cadre général au nouveau Drac, celui-ci s'est trouvé affranchi des tracés préférentiels déterminés par la tectonique locale grâce au remplissage qui en masquait les éléments. Il s'est alors enfoncé indifféremment dans les terrains durs ou tendres du substratum, les recoupant d'autant plus facilement que l'hétérogénéité des duretés était affaiblie par l'homogénéité du masque quaternaire et que son régime nettement plus torrentiel que celui du Drac interglaciaire lui donnait une force d'érosion que n'avait pas son prédécesseur, obligé lui, de suivre au mieux les structures synclinales ou les niveaux plastiques.

Son cours est nettement plus encaissé que l'ancien cours du Drac préwurmien. La différence de niveau est de plus de 20 mètres au coude de Mayres. Il en est sensiblement de même en amont et en aval. Les deux lits successifs du Drac se recoupent puisque n'ayant pas le même tracé.

C'est ainsi qu'à côté du Pont de Cognet, la Jonche et le ruisseau du Marigot, dont les confluents se font vis-à-vis, montrent l'ancien lit du Drac coupé par l'actuel sur la rive gauche duquel il reste jusqu'en face de Saint-Arey. Ces divers tracés ont été longuement étudiés par P. Lory et nous nous bornerons à résumer par le schéma de la figure 2 le tracé de l'ancien cours du Drac.

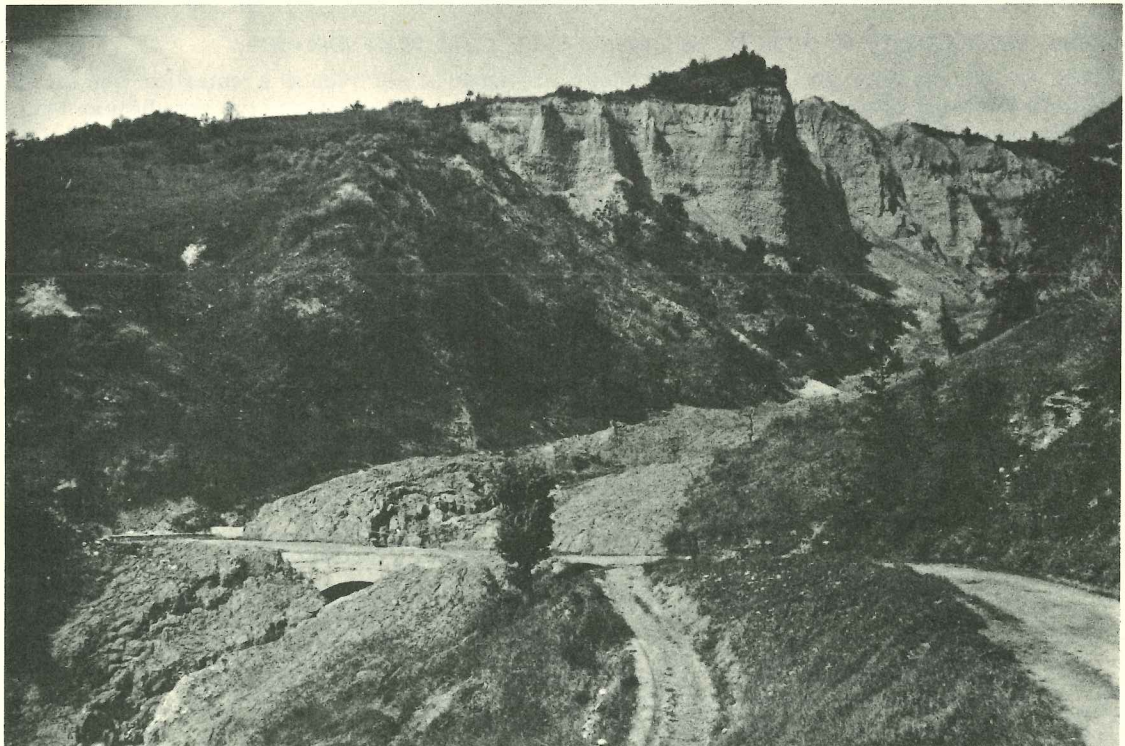


Figure 15 - Les formations quaternaires de la région de Savel. Les alluvions interglaciaires ici en bonne partie conglomérées sont surmontées par la moraine wurmienne argileuse qui donne de grands foirages tel celui qui a emporté le pont de Savel.

En ce qui concerne le tracé de la Romanche, on peut penser que c'est après la décrue des glaciers néowurmien que ce torrent, dont le cours originel était barré par des dépôts morainiques, a creusé la gorge des Etroits de Vizille, profitant peut-être d'entailles dues au passage du glacier mais plus certainement d'une zone tectonique broyée comme nous le verrons ultérieurement.

III - RESUME DE L'HISTOIRE DE LA REGION AU QUATERNAIRE

On peut résumer l'histoire du Dôme de La Mure au Quaternaire de la façon suivante :

Au Riss, un glacier extrêmement important occupe toute la région; par suite des érosions ultérieures nous n'avons plus comme témoins de son passage que quelques blocs erratiques et résidus morainiques à des cotes comprises entre 1150 et 1250.

Après la décrue du Riss, le Drac creuse un lit assez profond qui est rapidement remblayé par des alluvions extrêmement puissantes (a1c) comportant parfois des sables fluviatiles. Ces alluvions sont à l'heure actuelle souvent conglomérées ou parfois masquées par des coulées boueuses (Ac) surtout dans les zones où existent les sables fluviatiles a1d. Cette masse d'alluvions dont la cote moyenne ne dépasse guère 650 mètres se voit recouverte très rapidement par un énorme complexe argileux comportant parfois des alluvions intercalées (alluvions moyennes) qui représente la moraine de fond (G13) du glacier wurmien. Les vallées du Drac et de la Romanche sont occupées par ce glacier qui recouvre tout le plateau matheysin occupant le seuil de la Festinière et la vallée de Vaulx. En aval de Vizille, le glacier de la Romanche s'étend par la vallée de Vaulnaveys jusqu'à la vallée de l'Isère et par dessus les combes de Champ jusque dans la basse vallée du Drac.

Les seuls vallums de cette époque sont la moraine de Cholonge et les petits vallums latéraux sous Saint-Georges-de-Commiers (G13).

Après le retrait du glacier wurmien une phase d'activité fluviatile apparaît, se manifestant par des phénomènes d'érosion, mais surtout par la formation d'une terrasse alluviale très importante, celle des alluvions supérieures dont la cote avoisine 820 mètres (a1e).

Mais le retour du glacier néowurmien (G14) en particulier au stade d'Eybens recouvre une partie de ces alluvions de moraine de fond peu épaisses et dépose les vallums morainiques frontaux du Calvaire, de Peychaud, de Siévoz pour le glacier du Drac, des Thénaux et des Alberges pour le glacier de la Romanche. Une légère phase de décrue est rapidement suivie par la récurrence du stade de Vizille (Buhl) peu importante dans le bassin du Drac, mais qui donne les vallums de Petitchet et de Vaulnaveys pour le glacier de la Romanche.

Entre ces deux derniers stades ou peu après eux se déposent des alluvions qui forment les basses terrasses du Drac et le remplissage alluvial de la Matheysine (a1f). Le Drac actuel commence alors sa phase de creusement qui aboutit au paysage que nous connaissons et qui se modifie peu à peu par l'apport croissant d'alluvions modernes (a2).

Si cette histoire diffère notablement de celle que l'on admettait jusqu'à maintenant, c'est probablement parce que nous avons essayé de grouper les faits principaux à l'échelle d'une ou deux coupes. Dans cet essai, nous avons rencontré un grand nombre de difficultés dues à la matière étudiée qui est très complexe, aussi certaines incertitudes subsistent-elles et paraissent difficiles à lever.

INTRODUCTION GÉOLOGIQUE

Ayant étudié la couverture quaternaire du Dôme de La Mure qui masque la physionomie géologique profonde de la région, nous allons maintenant pouvoir replacer celui-ci dans son cadre géologique, puis, après avoir fait un bref historique des recherches antérieures, définir les buts de notre étude.

I. SITUATION GÉOLOGIQUE DU DÔME DE LA MURE ET DE SES BORDURES DANS LE CADRE DES ALPES OCCIDENTALES

La région comprise au Sud de la Romanche, dans la dernière grande boucle du Drac, qui s'étend entre Mens et Vizille au Nord, constitue ce que les géologues appellent le Dôme de La Mure : c'est un vaste bombement du socle hercynien et de sa couverture sédimentaire triasico-liasique entre les montagnes de l'Oisans et les épaisses séries sédimentaires du Vercors.

Le Dôme de La Mure et ses bordures sont situés au front de la chaîne alpine dans la zone des massifs cristallins externes des Alpes occidentales.

Dans cette zone, on peut distinguer trois ensembles principaux : le substratum cristallin ou cristallophyllien, la couverture paléozoïque et la couverture mésozoïque.

Le substratum cristallin ou cristallophyllien correspond aux massifs cristallins externes eux-mêmes qui sont constitués d'une chaîne principale formée d'un double alignement s'étendant de la Suisse à la Méditerranée : massifs de l'Aar Gothard, du Mont Blanc - Aiguilles Rouges, de Belledonne et de l'Argentera-Mercantour (la continuité de ces derniers massifs séparés par un vaste remplissage mésozoïque étant jalonnée par les pointements cristallins de Remollon et de Beaufin) et d'une série plus orientale discontinue, constituée par les massifs du Châtelard, des Grandes Rousses et du Pelvoux qui peuvent venir se souder à la double chaîne principale ou en être isolés par l'avancée des nappes, comme le petit massif d'Hautecour.

L'alignement des massifs cristallins externes présente une inflexion importante au niveau du Pelvoux qui semble servir de pivot à tout l'édifice.

La structure binaire de la chaîne de Belledonne peu marquée dans la topographie au Nord de la Romanche devient très nette au Sud de ce torrent. En effet, le chaînon interne s'infléchit fortement à l'Est : sa direction qui était de même que pour le rameau externe N-10°-E devient au Sud de La Mure N-25°-W.

C'est le chaînon externe qui, conservant sa direction originelle, vient former le Dôme de La Mure avant de s'envoyer au Sud, sous le Massif du Dévoluy.

Cette structure particulière a permis le grand développement des affleurements de la couverture paléozoïque dans le Dôme de La Mure.

La couverture paléozoïque est ici constituée essentiellement par les terrains houillers. Ceux-ci, dans les Alpes occidentales, sont répartis suivant deux grands arcs allongés sensiblement du Nord au Sud. Le plus oriental de ces arcs se manifeste en France par la zone houillère briançonnaise

qui s'étend du Grand Saint-Bernard jusqu'à la vallée du Guil. Parallèlement au Grand Arc houiller de la zone interne (figure 1) une autre zone d'affleurements des terrains houillers peut être suivie depuis le massif cristallin des Aiguilles Rouges jusqu'au Massif tertiaire du Dévoluy sous lequel elle disparaît pour réapparaître 80 kilomètres plus au Sud, à Barles, dans les Basses-Alpes, et se terminer dans la région de Saint-Martin-de-Vésubie, dans le Massif du Mercantour. C'est dans la région de La Mure que l'arc houiller externe a son importance la plus grande. En effet, c'est là que le Houiller qui, tout le long des massifs cristallins externes, ne constitue à quelques exceptions près que des lambeaux plus ou moins pincés prend un développement tel qu'un bassin exploitable de grande valeur a pu subsister. La coupe de la figure 16 montre la position relative du Bassin houiller de La Mure et de celui du Briançonnais, par rapport aux massifs cristallins externes, en l'occurrence le Pelvoux et par rapport à leur couverture mésozoïque.

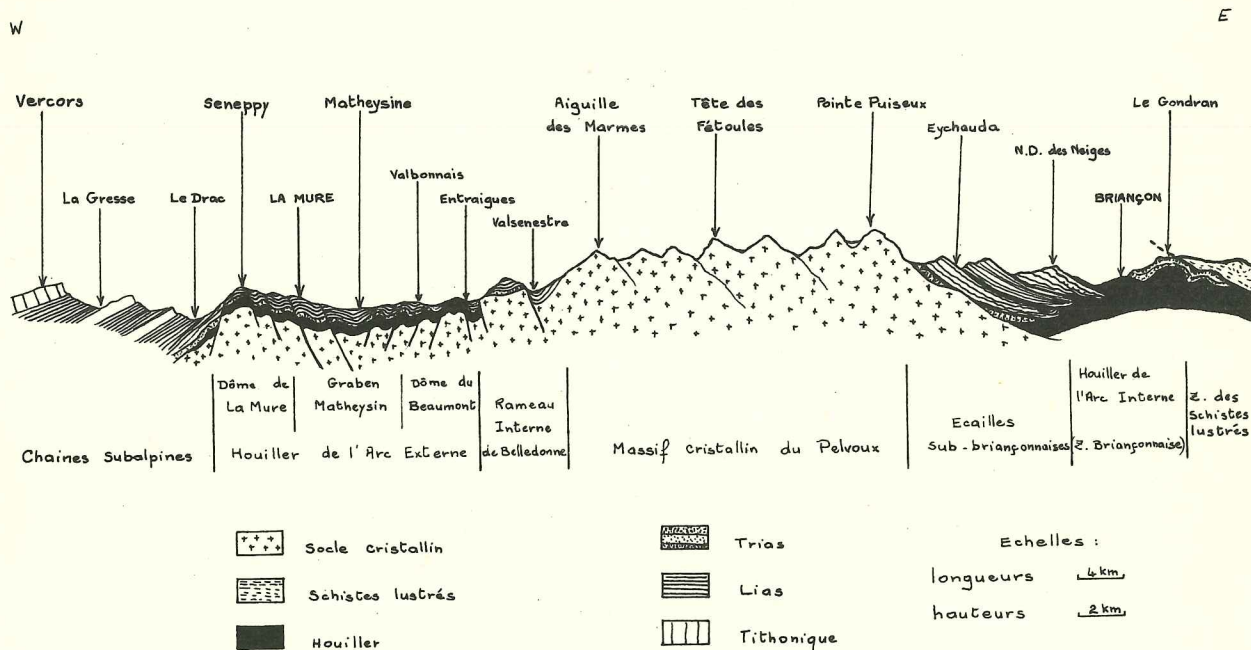


Figure 16 - Coupe Est-Ouest des Alpes Occidentales à la latitude de La Mure et Briançon.

La couverture mésozoïque du Dôme de La Mure et de ses bordures appartient tout entière à la zone dauphinoise. Elle est assez réduite si l'on considère qu'elle ne s'étend guère que du Trias au Jurassique moyen, mais son épaisseur n'est point négligeable.

Elle forme la base des vastes chaînes subalpines qui bordent les massifs cristallins externes, ceux-ci les séparant des zones ultra-dauphinoises, briançonnaises et sub-briançonnaises. Seul l'abaissement par ennoyage de ces massifs dans la région à l'Est de Gap a permis l'avancée des nappes entre Pelvoux et Argentera-Mercantour, sur les zones à faciès dauphinois. Cet ennoyage amorcé dans la région de La Mure pour la chaîne de Belledonne a permis, comme pour la couverture paléozoïque, la subsistance d'un important manteau mésozoïque sur les bordures du Dôme de La Mure et particulièrement dans la zone comprise entre les deux rameaux de Belledonne.

Les relations de ces trois ensembles fondamentaux : socle cristallophyllien, couverture paléozoïque, couverture mésozoïque relèvent d'une tectonique complexe que nous aurons à étudier mais c'est l'historique des recherches qui nous permettra de connaître les interprétations qui en ont été données successivement.

En résumé, sans préjuger des faits que les études stratigraphiques, pétrographiques ou tectoniques mettront en évidence, on peut affirmer que la position particulière du Dôme de La Mure due :

- 1/ à sa situation au point de courbure maximum de l'Arc cristallin des Alpes occidentales;
- 2/ à la divergence des rameaux cristallins de Belledonne à partir de la cluse de la Romanche confère à l'étude de cette région un intérêt particulier.

II. HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LE DOME DE LA MURE ET SES BORDURES

Nous ne rappellerons que les principaux travaux qui ont conduit aux interprétations qui étaient admises au début de notre étude. Nous donnerons par la suite au début de chaque chapitre un résumé plus complet des travaux sur chaque sujet particulier dont le rappel serait trop fastidieux pour établir clairement les données des problèmes qui se posaient à nous

LES PRECURSEURS

Les premiers travaux publiés sur la région de La Mure, et plus généralement sur les Alpes du Dauphiné, sont l'œuvre surtout d'ingénieurs des Mines, plus rarement de géologues. Il n'est donc pas étonnant que leurs ouvrages traitent des minerais métalliques, des combustibles ou des matériaux utiles. C'est ainsi que l'on doit à Guettard, 1763, la première Minéralogie du Dauphiné dont les observations sur les carrières de gypse, les mines de charbon, de fer spathique, plomb, cuivre, cinabre furent complétées en ce qui concerne les mines métalliques par Schreiber en 1785 et Dolomieu en 1796. Il s'agit là de travaux importants et précis auxquels viendront s'ajouter les études d'Héricart de Thury, auteur en 1903 d'un mémoire sur l'Anthracite par lequel, en particulier, nous apprenons que Dolomieu considérait l'anthracite comme exclusif des terrains primitifs.

Les recherches sur les ressources minérales de la région seront poursuivies par E. Gueymard dès 1831, tandis que des études précises sur les gisements anthracifères les mieux connus, car de grande importance économique, voient le jour : travaux de E. Giroud (1836); A. et Sc. Gras à partir de 1838 et Roger, (1855). C'est cependant avec la participation d'E. Gueymard à la Statistique générale du département de l'Isère qu'apparaîtra le premier essai de synthèse stratigraphique, après les études contradictoires des auteurs de l'époque dans diverses régions des Alpes. C'est ainsi qu'il distinguera en Dauphiné 6 éléments essentiels : les schistes talqueux, les grès à anthracite, les calcaires jurassiques, les calcaires néocomiens et crayeux, les molasses et le terrain d'atterrissement ancien.

Avec le concours de Sc. Gras, grâce à la coupe du Rocher Blanc, près de Peychagnard, il montre que, contrairement aux idées d'Elie de Beaumont, basées sur la coupe de Petit Cœur en Tarentaise (1828), les terrains du Lias sont distincts des grès à anthracite. Il est soutenu en cela par A. Favre (1841) qui suggère que toutes les difficultés stratigraphiques rencontrées entre autre à Petit-Cœur sont peut-être dues à des superpositions anormales sous l'effet des plissements. Le géologue de Sismonda, spécialiste des grès à anthracite du Briançonnais, se trouve mêlé à la controverse.

E. Gueymard montrera également, et ceci sera à l'origine d'une longue polémique, que les grès à anthracite sont nettement distincts des schistes et des gneiss constituant les terrains de transition. Sc. Gras reprenant les idées de Brochant de Villiers (1797 et 1808) avait en effet montré, grâce à la coupe des grès à anthracite du Mont-de-Lans, que ceux-ci étaient intimement liés aux schistes talqueux regardés comme terrains de transition, distincts des terrains primitifs, et avant la lettre avait suggéré l'idée d'un métamorphisme des roches carbonifères qui conduirait aux schistes talqueux et même au granite. Les terrains cristallins devenaient donc du Houiller métamorphique. Mais pour E. Gueymard, la coupe du Mont-de-Lans est un cas particulier et il existe une distinction très nette entre schistes talqueux appelés aussi terrains intermédiaires, les grès à anthracite houillers et les schistes et calcaires du Lias.

En 1855, deux résumés synthétiques sur les terrains anthracifères des Alpes dus l'un à Gaudry, l'autre à Fournet, feront état des divergences notoires qui existent entre les géologues en ce qui concerne l'importance et la nature des terrains houillers. Fournet reprend d'ailleurs à son compte les opinions d'Elie de Beaumont et se heurte ainsi violemment à Scipion Gras. Il est par contre l'un des premiers à suggérer la présence des terrains du Trias dans la région de La Mure entre les grès à anthracite et les schistes du Lias. Il précise ainsi la position des dolomies, gypses et spillites rencontrés et analysés minutieusement par E. Gueymard qui les considérait cependant encore comme appartenant au Lias.

La position réelle et surtout l'origine des spillites et variolites feront l'objet de discussions passionnées entre E. Gueymard, Sc. Gras et Fournet, partisans les uns d'une origine éruptive, les autres d'une transformation par endomorphisme des terrains du Lias.

C'est encore à E. Gueymard que l'on doit l'identification dans la chaîne de Belledonne des gneiss amphiboliques dès 1831, ainsi que des amphibolites et serpentines à diallage dès 1844. Il apporte également une part importante à l'étude des protogines.

Si donc, avec les travaux d'E. Gueymard les connaissances stratigraphiques et, à un degré moindre, pétrographiques commencent à être bien établies, les liaisons entre les divers massifs ne sont pas étudiées et il ne semble pas que la tectonique ait fait l'objet de recherches coordonnées. Il faut attendre les travaux de Charles Lory pour voir synthétiser ces divers éléments.

Charles LORY

Charles Lory, dans son admirable "Description géologique du Dauphiné" (1860) va mettre de l'ordre dans toutes les connaissances stratigraphiques, pétrographiques et tectoniques concernant cette région. Son œuvre est encore valable sur bien des points aujourd'hui. On y trouve en effet établies les diverses natures des terrains cristallisés de Belledonne : schistes talqueux à l'Ouest de cette chaîne, gneiss amphiboliques, diorites, euphotides et serpentines à l'Est. Pour la première fois la structure binaire de la chaîne de Belledonne formée de deux rameaux équivalents à la double chaîne Mont Blanc-Aiguilles Rouges est mise en évidence de même que la structure en éventail de cette chaîne. L'identité des plantes fossiles des grès à anthracite de La Mure avec celles du Bassin de la Loire permet à Ch. Lory de prouver l'âge houiller de ces grès dont l'extension dans tous les massifs cristallins externes est soulignée, tout en les séparant nettement des terrains de transition : schistes talqueux et autres.

Bien que l'existence du Trias dans le domaine de La Mure ne soit prouvée que depuis fort peu de temps à la parution de la "Description géologique", la position des gypses et spilites à la base des terrains du Lias y est énoncée. La découverte d'*Avicula contorta* à Champ confirme la présence de Rhétien dans la région.

En ce qui concerne les phénomènes tectoniques, Ch. Lory montre que les montagnes ne se sont pas formées en une seule étape mais que les déformations récentes résultent de mouvements complexes préparés dès longtemps par les mouvements plus anciens. C'est ainsi qu'en dehors d'une tectonique antéhouillère responsable de la formation et du plissement des schistes cristallins, il estimait que des mouvements importants s'étaient produits avant le dépôt du Trias et après celui du Houiller.

Pour lui, les déformations déjà subies par les terrains cristallisés rendaient impossible tout nouveau plissement, ceci particulièrement dans les massifs cristallins externes. Ainsi se trouvait déterminé le style des déformations décrites, déformations qui ne pouvaient plus correspondre qu'à des fractures, des failles ou des glissements, suivant des plans de stratification ou fracture antérieurs.

Cette notion de style tectonique déterminé par plusieurs époques de plissement (on ne parlait pas encore de phases) lui était également suggérée par l'observation de plusieurs systèmes de dislocation de directions différentes. C'est ainsi qu'à côté des systèmes des Alpes occidentales et du Viso, de direction N 25° E et N 45° E, il observait déjà dans le Dévoluy et dans la vallée de la Romanche, des traces de mouvements transversaux à la chaîne de Belledonne.

C'est pourtant avec son "Essai sur l'orographie de la chaîne alpine" que sa synthèse tectonique prend toute sa valeur. Dans ce travail paru en 1878, l'auteur définit 4 grandes zones alpines :

- la première zone est la zone des massifs cristallins externes;
- la deuxième zone, à éléments triasiques et tertiaires, correspond à nos zones ultra-dauphinoise et subbriançonnaise;
- la troisième zone est la zone houillère briançonnaise, tandis que
- la quatrième est celle des schistes lustrés et du Trias briançonnais.

Pour Charles Lory, ces zones sont en rapport les unes avec les autres au moyen de grandes failles subverticales allongées du Nord au Sud comme les zones qu'elles limitent.

Pour lui ces failles, relativement récentes masquaient les rapports originels entre les roches de même nature. C'est ainsi que pour lui les grès à anthracite de la première zone, et en particulier ceux de La Mure, étaient en relations étroites avec ceux de la troisième zone lors de leur formation, relations masquées à l'heure actuelle par les sédiments de la deuxième zone.

C'est donc avec Charles Lory que nous voyons apparaître les premières synthèses basées sur des raisonnements logiques et sur des analyses détaillées qui marqueront d'un style nouveau les

recherches de ses successeurs. Ceux-ci seront fort nombreux et s'attacheront soit à des travaux d'ordre pétrographique, soit à des recherches stratigraphiques et tectoniques. Si l'on doit citer les recherches de Ferrand (1880), Fayolle (1876) et Chabrand (1892) sur les ressources minières du Massif de La Mure, ce sont surtout les travaux de P. Termier et de L. Duparc qui marqueront en Pétrographie, tandis que ceux de Pierre Lory et de Wilfrid Kilian développeront les données laissées par Charles Lory.

L. DUPARC

C'est en effet à L. Duparc que l'on doit l'étude des roches de la chaîne de Belledonne (1896). Etudiant les massifs du Tabor et des Oreilles du Loup sur la bordure Est du Dôme de La Mure, au Sud de la Romanche, il montre la véritable nature filonienne des roches éruptives intercalées dans les amphibolites et les gneiss amphiboliques de Belledonne, ces roches basiques étant d'ailleurs intercalées aussi dans les micaschistes. L'un des tout premiers, il établit un essai de synthèse des positions relatives des différents massifs cristallins du Pelvoux au Mont Blanc.

P. TERMIER

Le géologue et éminent pétrographe P. Termier s'attachera dans notre région à des problèmes particuliers, il montre tout d'abord que les gabbros et serpentines sont interstratifiés dans les gneiss amphiboliques et là seulement. D'autre part, dès 1893, il distingue du point de vue chronologique :

- les porphyrites, suivies des orthophyres du Houiller;
- les porphyrites d'âge permien;
- les mélaphyres du Keuper anciennement appelées spilites

et montre de plus que, contrairement aux idées de Ch. Lory, dans le Massif du Tabor les spilites sont totalement indépendants des gabbros, ce qui lui permet de prouver, appuyé en cela par les observations de W. Kilian, l'âge antéstéphanien des roches vertes de Belledonne. Ces deux auteurs vont confirmer à nouveau la discordance antéstéphanienne de la série sédimentaire sur la série cristallophyllienne, série dans laquelle la présence de poudingues et de schistes carburés suggère à P. Termier qu'il pourrait s'agir d'une série carbonifère à faciès Culm, ceci dans toute la première zone alpine de Ch. Lory. Pour lui, la série cristallophyllienne de Belledonne, comme toutes les autres séries du même type dans les Alpes, est due à un métamorphisme régional. Se basant sur ses observations dans la zone interne, et en particulier dans celle des schistes lustrés, il lance alors cette phrase célèbre : "les actions dynamiques déforment mais ne transforment point", "je voudrais que l'on abolît le mot de dynamo-métamorphisme". Pour lui, le métamorphisme régional n'a pas non plus pour cause l'intrusion de roches massives, mais est lié aux géosynclinaux nécessaires à l'enfouissement des séries sédimentaires à grande profondeur.

Avec P. Termier, les idées en Pétrographie évoluent donc à une allure prodigieuse; il en est de même du point de vue stratigraphique et tectonique avec les travaux de W. Kilian et de ses collaborateurs et contemporains.

W. KILIAN

Si en effet, dès 1897, Wilfrid Kilian, successeur de Ch. Lory et de E. Gueymard dans la chaire de Géologie de l'Université de Grenoble a montré la nature non métamorphique de la brèche de base et des sédiments du Houiller à la Motte d'Aveillans, en plein centre du Dôme de La Mure, ce sont surtout ses travaux avec J. Revil résumés en deux importants mémoires, qui marqueront un progrès dans l'essai de la synthèse des connaissances sur les Alpes occidentales.

A partir de faits précis, il montre l'un des premiers les variations de faciès entre zones et met au point des schémas paléogéographiques. La comparaison de tous les bassins houillers des Alpes l'amène à la conclusion qu'au Houiller, les Alpes étaient couvertes par une vaste lagune d'où n'émergeaient que de très rares îles. Cette idée nouvelle s'oppose à la conception de petits lacs correspondant aux divers bassins observés.

L'étude du Trias lui permet d'en expliquer les variations de faciès et d'emplacer dans la région de La Mure-Laffrey une zone émergée au Trias inférieur à la suite des plissements anté-triasiques qui correspond à une petite chaîne à laquelle Gumbel donnera par ailleurs le nom de chaîne vindélicienne.

Les observations de P. Lory lui permettent d'autre part d'expliquer les variations de faciès du Lias du calcaire néritique de Laffrey au calcaire marneux dauphinois du nouveau nom que Kilian vient de donner à la première zone alpine de Ch. Lory : zone delphino-savoisienne ou zone dau-

phinoise. Il est également l'auteur de grandes coupes tectoniques, mais la partie importante de son œuvre réside dans ces grandes synthèses stratigraphiques. Néanmoins, il étudiera dans le détail nombre de problèmes de notre région concernant aussi bien les mines d'antracite que les questions tectoniques et nous verrons plus loin que son influence sur P. Lory a été déterminante dans l'œuvre de celui-ci.

C'est en effet l'œuvre de P. Lory qui constitue le lien entre les travaux des auteurs anciens et ceux des auteurs modernes.

Si des études minutieuses comme celles de Badoureau, ingénieur des Mines à Chambéry, apportent nombre de renseignements sur le Houiller des Alpes, on peut dire que toute l'étude géologique du Dôme de La Mure sera de 1897 à 1950 l'œuvre du fils de Charles Lory.

P. LORY

Les premiers travaux de P. Lory, effectués encore du vivant de son père, ont porté d'abord sur la Chaîne de Belledonne, dans la région d'Alleverd, puis sur le massif du Dévoluy objet d'une thèse qu'il ne soutint et ne publia jamais. Ce n'est qu'à partir de 1896 qu'il s'attacha à l'étude de la région de La Mure par un travail minutieux sur tous les affleurements, afin d'en préciser la stratigraphie et la tectonique. Ses observations sont à la base de nombreuses synthèses de W. Kilian; publiées dans une multitude de notes ou de rapports, elles n'ont pas donné lieu à une monographie même partielle de la région.

Ses principales découvertes portent sur l'existence d'une phase tectonique antésénonienne dans le Dévoluy et le Sud du Dôme de La Mure (1895), la stratigraphie du Trias et de la base du Lias, qui lui permet de montrer la transgression progressive du Lias sur le Dôme de La Mure.

Par ailleurs, l'analyse des plissements et en particulier de la répartition des schistes carburés, lui permet de déchiffrer la tectonique anté-stéphaniennne du socle cristallophyllien dans certains massifs tel celui du Coiro. Du point de vue tectonique, il précise la structure binaire de la chaîne de Belledonne, la composition des deux rameaux et la nature de leur cicatrice, ce qui l'amène à préciser la tectonique de la couverture mésozoïque du Dôme de La Mure.

Si jusqu'en 1921 il considère les montagnes liasiques du Senepy et du Connexe comme de simples plis en éventail du système du Vercors, déversés vers l'Est, à partir de cette date, à la suite des travaux de P. Corbin sur la tectonique de la bordure Est du Vercors et sous l'influence de W. Kilian, P. Lory admet que ces montagnes appartiennent à une vaste nappe décollée au niveau des gypses du Trias et écoulee par dessus le Dôme de La Mure, jouant le rôle de butoir, sous la poussée du rameau interne de Belledonne, soulevé postérieurement au rameau externe dont le Dôme de La Mure est le prolongement sud. Ces montagnes forment donc la région frontale d'une nappe dont la zone radicale se trouverait dans la région du Grand Serre. Ces conceptions résumées dans une note synthétique (1944) ont été reprises par M. Gignoux et L. Moret dans leur "Géologie dauphinoise" et concrétisées par le dessin de la feuille géologique Vizille au 1/80 000, 3e édition. Cette feuille qui matérialise l'hypothèse universellement admise au début de nos recherches rassemble également la plupart des résultats des recherches de P. Lory sur le Quaternaire du Bassin du Drac et de la Matheysine. Cet auteur a en effet consacré plusieurs années de sa vie à l'étude de ces terrains et au problème des épigénies du Drac, en liaison avec les organismes intéressés à la construction de barrages sur ce torrent. La synthèse que nous avons donnée de ces terrains dans notre introduction géographique doit beaucoup aux travaux de P. Lory.

LES AUTEURS MODERNES

Concurremment aux recherches de P. Lory, de nombreuses études sont poursuivies dans la région de La Mure ou du Sud de Belledonne, le plus souvent avec sa collaboration. Nous citerons parmi ceux-ci pour compléter le tableau des recherches sur la région avant 1952 :

- les travaux de G. Choubert sur le Massif du Tabor, de E. Den Tex sur le Massif de Chamrousse (très comparable à bien des points de vue à celui de La Mure);

- les recherches sur le Houiller des Alpes françaises de Moulinier et les publications de A. Bouroz sur les assises du bassin de La Mure;

- l'étude géologique et géographique du Bassin de La Mure par Angelier (1940);

- enfin les découvertes de L. Moret sur le Houiller de Belledonne et celles de L. Moret et G. Manquat sur le Lias du Grand Serre et sa faune hettangienne.

Ayant évoqué la plupart des auteurs qui ont contribué au progrès des connaissances géologiques sur le Dôme de La Mure et les régions annexes et espérant avoir montré quels étaient les grands courants d'idées sur cette région, nous allons essayer de définir quels étaient les problèmes qui se posaient à nous au début de notre étude.

III. BUTS DE L'ÉTUDE

L'étude bibliographique du sujet nous ayant montré d'une part des contradictions entre auteurs, soit entre les écrits d'un même auteur, puis des tournées préliminaires ainsi que les données qui nous furent communiquées par le service géologique des Houillères du Bassin du Dauphiné nous ayant mis d'autre part en présence d'une opposition entre les faits observés et les théories admises, nous avons été amené à examiner les problèmes suivants qui nous ont semblé essentiels :

1/ Etude du socle cristallin et cristallophyllien et des roches diverses qu'il contient ainsi que des rapports entre rameau externe et rameau interne de Belledonne, à la lumière des travaux pétrographiques récents;

2/ Etude de la couverture paléozoïque du Dôme de La Mure et comparaison avec les autres gisements des massifs cristallins externes pour connaître sa composition, son âge, sa paléogéographie et rechercher les traces de phases tectoniques anciennes;

3/ Etude détaillée de la couverture mésozoïque pour préciser l'âge des séries (en particulier série triasique) et leurs variations de faciès;

4/ Etude des déformations tectoniques dans leur ensemble, tout en recherchant les liaisons entre les accidents de surface et ceux observés en profondeur par les travaux miniers ou autres, afin de dégager un style tectonique et vérifier la nature autochtone ou non de la couverture mésozoïque;

5/ Recherche de la liaison entre les tectoniques anciennes ou récentes à la lumière des résultats de l'étude métallogénique des gîtes de la région.

Nous étudierons successivement ces cinq points principaux qui devraient permettre une meilleure connaissance du Dôme de La Mure et de ses bordures dans le cadre d'une monographie régionale. Les deux premiers font l'objet de ce mémoire, les trois autres faisant l'objet d'un deuxième volume⁽¹⁾.

(1) Au cours de cette étude, nous aurons fréquemment l'occasion de nous référer aux résultats géologiques des travaux souterrains. Nous ne donnerons pas de détail des levés les concernant. Cette entreprise chargerait inutilement notre manuscrit. Les levés de ces ouvrages sont en effet rassemblés dans un mémoire rédigé en collaboration avec J. Haudour : "Etude géologique des travaux souterrains dans le Dôme de La Mure et les régions annexes", à paraître aux Annales du B.R.G.C.M.

PREMIERE PARTIE

LE SOCLE CRISTALLIN ET CRISTALLOPHYLLIEN DU DOME DE LA MURE

Le socle cristallin et cristallophyllien du Dôme de La Mure est comme nous l'avons vu, classiquement formé par les prolongements de la Chafne de Belledonne : prolongement du Rameau externe dans le Dôme de La Mure proprement dit, prolongement du Rameau interne dans la bordure est de la Matheysine : massifs du Tabor, du Piquet de Nantes, du Coiro et du Vet. Ces deux éléments bien distincts, tout au moins au premier abord, présentent des compositions lithologiques et pétrographiques très diverses : micaschistes et leptynites, amphibolites et prasinites, gabbros et serpentines, granites et granulites, filons intrusifs.

Nous allons procéder à l'étude systématique de ces roches de façon à préciser leurs rapports et surtout leurs origines, mais auparavant, nous compléterons le tableau des recherches sur le sujet tel que l'on pouvait l'établir au début de notre étude, tant dans le Dôme de La Mure que dans le Sud de Belledonne, puisque bien des résultats obtenus dans cette zone s'appliquent à la région de La Mure.

I. - HISTORIQUE

Nous avons vu que c'est à Charles Lory que l'on doit les premières données sur la composition de la Chaîne de Belledonne dont le Dôme de La Mure n'est que le prolongement sud.

Sa distinction d'une structure binaire de Belledonne avec des schistes talqueux à l'Ouest, des gneiss amphiboliques, diorites, euphotides et serpentines à l'Est, est toujours valable à l'heure actuelle tout au moins au niveau de la cluse de la Romanche, c'est-à-dire au voisinage de notre région.

Si L. Duparc, P. Termier et W. Kilian ont apporté des contributions capitales sur lesquelles nous reviendrons constamment au cours de ce chapitre, à la connaissance pétrographique des matériaux constitutifs de la Chaîne de Belledonne, il faut attendre les travaux de Bunge (1932) sur la zone de Cevins, en Tarentaise et surtout de G. Choubert (1934) sur le Massif du Tabor, pour que des études systématiques soient entreprises sur cette partie de la Chaîne de Belledonne. Malheureusement limitées à des problèmes locaux, elles n'apportent pas d'éléments d'ordre général à la connaissance de la région.

Si les roches constitutives étaient donc relativement bien connues au début de notre étude, il n'en était malheureusement pas de même de leurs rapports.

Une série de travaux ont cependant vu le jour ces dernières années, qui sont venus éclairer l'ensemble des problèmes pétrographiques dans la Chaîne de Belledonne.

Tout d'abord la thèse d'E. den Tex (1949) sur le Massif de Chamrousse nous a fourni une étude très fouillée des gabbros et amphibolites de ce massif et de leurs rapports, mais c'est surtout au travail de P. Berthet sur la cluse de la Romanche, entre Vizille et Bourg d'Oisans, entreprise sous la direction de R. Michel selon les méthodes de la zonéographie de Jung et Roques, que nous devons la clef de la structure pétrographique de la région.

R. Michel & P. Berthet (1958) ont pu montrer que les formations cristallophylliennes de la Chaîne de Belledonne, dans la vallée de la Romanche, comprenaient trois ensembles lithologiques principaux : le groupe de Vizille à l'Ouest, le groupe de Séchillienne au centre, le groupe de l'Aveyna à l'Est.

Le groupe de Vizille, formé de leptynites et de micaschistes albitisés constitue le Rameau externe de Belledonne, séparé du Rameau interne par un grand accident sur lequel nous reviendrons : l'accident de Séchillienne.

Le groupe de Séchillienne-Gavet, formé d'amphibolites (Portes de l'Oisans) et de leptynites, constitue la bordure ouest du Rameau interne de Belledonne qui, à l'Est, est constitué par les roches du *groupe de l'Aveyna*, c'est-à-dire essentiellement de migmatites amphiboliques stratofides montrant de loin en loin des intercalations de micaschistes, de leptynites ou de gneiss à grenats.

Ce dernier groupe est recoupé dans la région de Livet par un granite tardimigmatique.

P. Berthet a pu montrer que les roches cristallophylliennes de la série de Belledonne avaient appartenu autrefois, à la suite d'un métamorphisme antéstéphanien, aux zones des Gneiss supérieurs et des Micaschistes inférieurs, mais que, par suite d'un deuxième métamorphisme, ces séries se trouvaient actuellement dans la zone des Micaschistes supérieurs. Il s'agit donc d'une rétro-morphose qui se manifeste

par une dégradation de la biotite qui se transforme en chlorite et oxyde de fer;

- par - la séricitisation des anciens feldspaths;
- une néoformation de chlorite;
- une cristallisation de muscovite et de tourmaline.

Cette rétro-morphose s'accompagne d'une métasomatose sodique importante matérialisée par la formation d'albite le plus souvent poecilitique. D'après P. Berthet, il semble que la série du groupe de Vizille ait été formée à l'origine de sédiments alternativement arénacés et pélitiques, tandis que l'ensemble des roches du Rameau interne proviendrait d'un complexe d'origine volcanique comportant quelques passées sédimentaires du type pélitique ou arénacé.

Ces résultats, extrêmement importants pour l'étude de notre région, divergent sur nombre de points de ceux obtenus par P. & Cl. Bordet (1954), tout au moins quant à leur mode de présentation.

Pour ces auteurs, qui se sont plus spécialement intéressés à la partie septentrionale de la Chaîne de Belledonne, la structure de la chaîne est assez complexe. Les deux rameaux ne sont pas formés simplement par deux ensembles se prolongeant très régulièrement du Sud au Nord avec des compositions pétrographiques sensiblement constantes, mais il y a relais dans la constitution des deux rameaux à la faveur de grands accidents transverses, tel celui de Font de France. Cette conclusion est basée sur l'étude de toute la chaîne où les auteurs ont pu établir une stratigraphie fondée sur l'existence de deux grands ensembles bien distincts :

- une série verte, inférieure et une série satinée supérieure, donc plus récente, séparée de la série verte par un conglomérat qui n'est pas toujours présent. La série verte est décomposée en trois parties et correspond :

- pour la série verte inférieure à une série micaschisteuse à passées d'amphibolites migmatisées;
- pour la série verte moyenne à des amphibolites et prasinites d'origine volcanique;
- pour la série verte supérieure à des schistes gris, quartzeux, associés à des prasinites semble-t-il d'origine volcanique et à des schistes carburés.

L'épaisseur de la série verte serait d'au moins 4 000 m. La série satinée qui reposerait en discordance sur la série verte est, elle, surtout composée de micaschistes, de leptynites, de schistes carburés et contient des niveaux de prasinites. Cette série est essentiellement une série de micaschistes à muscovite, grenats, et tourmaline.

Ces définitions assez floues, mais plus générales que celles de P. Berthet & R. Michel, ont le mérite de s'appliquer à l'ensemble de la Chaîne de Belledonne lorsque l'on sait reconnaître les faciès des deux séries, faciès qui intéressent plus un ensemble qu'un point particulier.

C'est ainsi que P. & Cl. Bordet ont pu appliquer aisément leur classification au Massif des Grandes Rousses où P. Giraud (1952), puis J. Lameyre (1957) ont distingué des groupes très divers. Nous avons dressé un tableau des divers groupes définis par les auteurs pour essayer de paralléliser leurs échelles mais il est difficile de rendre homogènes des classifications basées les unes sur la position paléozonéographique des roches étudiées, les autres sur la superposition stratigraphique et la continuité tectonique des ensembles.

Nous reviendrons ultérieurement sur l'interprétation du style tectonique de la Chaîne de Belledonne à laquelle arrivent P. & Cl. Bordet, mais nous rappellerons que du point de vue pétrographique, Cl. Bordet attribue un âge antéstéphanien à la dernière phase de métamorphisme observée dans les séries cristallophylliennes et semble nier la métasomatose sodique invoquée par P. Berthet et R. Michel. Pour lui, métamorphisme et rétro-morphose sont antéstéphanien. La rétro-morphose est caractérisée par une albitisation irrégulière, non métasomatique. Il rejoint par là les résultats récents publiés par A.C. Tobi (1959) sur la région du Merdaret - Lac Crop. Cet auteur, qui emploie une classification très voisine de celle de P. Berthet, distingue dans cette région trois formations : les schistes de St Hugon, la formation du Lac Crop, les amphibolites du Ferrouillet. Il nie cependant l'âge alpin de la métasomatose albitique et même son existence, réfutant certains arguments que nous avons présentés dans une note préliminaire sur le métamorphisme dans le Dôme de La Mure.

Pour lui, l'albite observée en phénoblastes dans les schistes de Saint-Hugon, équivalents des micaschistes du groupe de Vizille, est primaire et liée au métamorphisme principal originel. Il existerait, selon A.C. Tobi, trois phases de métamorphisme dans Belledonne dont les deux derniers, hercynien et alpin, sont des rétro-morphoses.

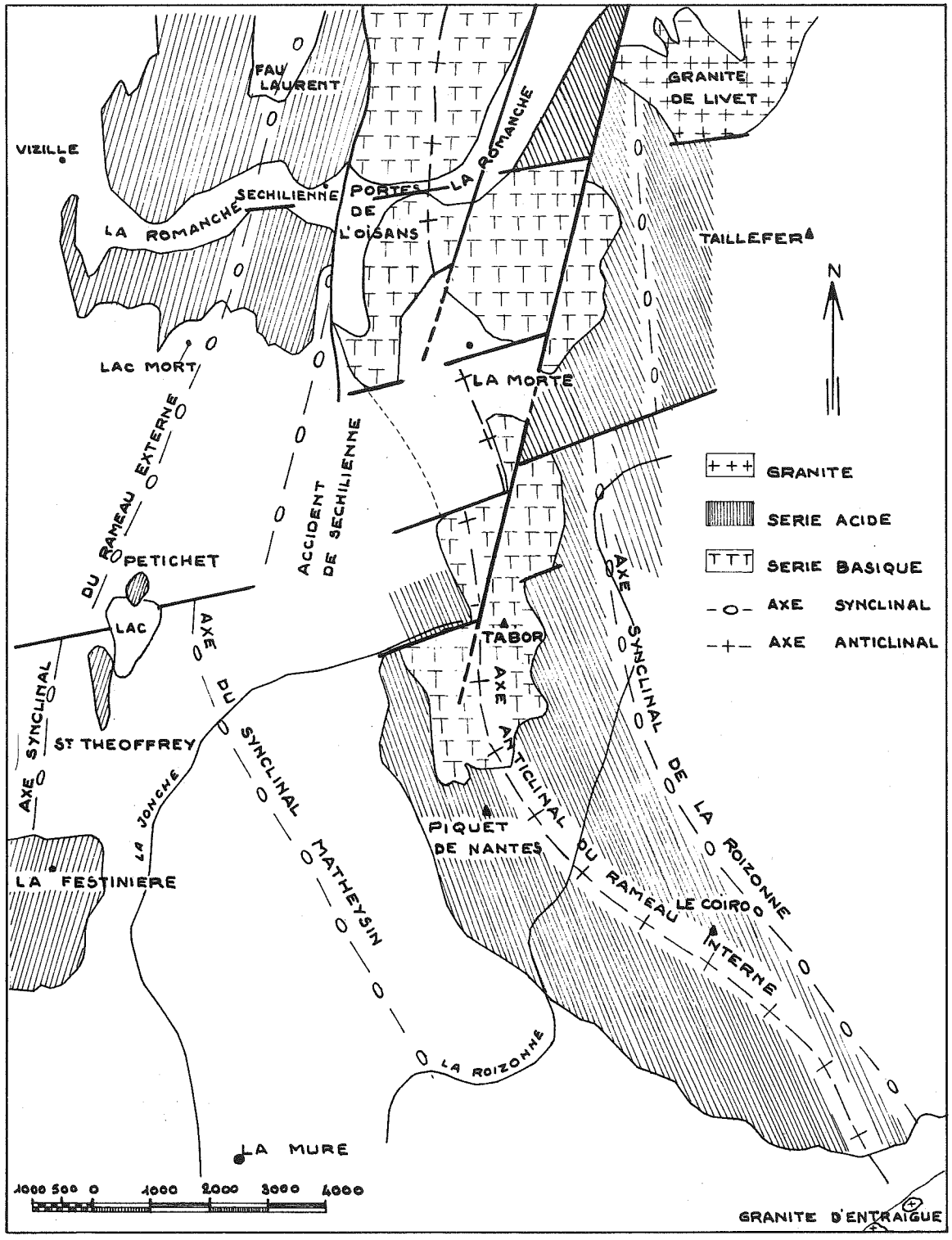


Figure 17 - Esquisse structurale du socle cristallin du Dôme de La Mure et de ses bordures.

CHAÎNE DE BELLEDONNE ET MASSIF DES GRANDES ROUSSES

Série stratigraphique		Groupes cristallophylliens			
P. & Cl. Bordet	Cluse de la Romanche	Merdaret Lac Crop	Sud de Belledonne	Grandes Rousses Septentrionales Méridionales	
	P. Berthet & R. Michel	A. C. Tobi	J. Sarrot-Reynaud	J. Lameyre	P. Giraud
Série satinée (micaschistes)	Micaschistes albitiques et leptynites du groupe de Vizille	Séricito-schistes albitiques Schistes de St-Hugon	Micaschistes et leptynites du Dôme de La Mure	Schistes de Neyza	Groupe du Lac Blanc
				Micaschistes feldspathiques	
SÉRIE VERTE	SUP. schistes verts prasinites schistes carburés			Leptynites et gneiss du groupe de la Hte Sarenne	
	MOY. Amphibolites	Groupe de Séchillienne Amphibolites des Portes de l'Oisans	Amphibolites du Ferrouillet		Amphibolites d'Huez
	INF. Micaschistes amphiboliques migmatisés	Migmatiques amphiboliques du groupe de l'Aveyna	Migmatiques amphiboliques de la formation du Lac Crop		

Il se trouve par là rejoindre les idées de P. Bellair qui, ayant étudié le Pelvoux, bien différent à certains égards de Belledonne, estime qu'après un premier métamorphisme calédonien, une première rétomorphose a eu lieu avant le Stéphanien et a été suivie d'une rétomorphose alpine.

Telles sont les idées actuelles sur la composition et l'origine complexe des roches métamorphiques de la Chaîne de Belledonne.

Pour notre part, nous étudierons d'Ouest en Est les roches constitutives de notre région dont la figure 17 donne une esquisse, c'est-à-dire que nous étudierons successivement le Rameau externe de Belledonne dans son prolongement du Dôme de La Mure puis, au-delà de l'accident de Séchillienne et de son prolongement, les roches du Rameau interne dans les massifs de la bordure est de la Matheysine.

Nous étudierons dans un paragraphe séparé les roches qui constituent le socle cristallophyllien de la presqu'île de Petitchet située entre les deux rameaux principaux, les caractères de la série que l'on y observe y étant particuliers.

II. - RAMEAU EXTERNE DE BELLEDONNE

MICASCHISTES ET LEPTYNITES DU DÔME DE LA MURE PROPREMENT DIT

A - REPARTITION GEOGRAPHIQUE

Les schistes cristallins du Dôme de La Mure affleurent d'une manière continue depuis St-Pierre-de-Mésage jusqu'en dessous du village de Laffrey. Leur forme émoussée par l'érosion s'avive pour donner les falaises dans laquelle est entaillée la route de Laffrey à Séchillienne, rive gauche de la Romanche. Leur arête s'élève progressivement de l'île Falcon jusque sous la Montat. On les voit affleurer en bordure du Lac Mort jusque vers le Sappey. Plus au Sud, les schistes cristallins se développent tout d'abord dans la région de St-Théoffrey, aux bois de Parailat, avant de venir former le bombement cristallin de la région des Mottes avec les collines du Barioux, de l'Eperon de Rattier, de la Roche, de Pierre Rochette, de Rocher Pellas et les ravins du Rif Montey et du Rif des Sagnereaux.

Ces terrains ont été rencontrés par de nombreux travaux souterrains effectués dans la région soit par l'Electricité de France (fenêtre de la Loula) soit par les Travers-Bancs des Houillères du Bassin du Dauphiné. Ils ont été désignés sous le nom de schistes séréciteux et chloriteux dans la 1ère édition de la Carte géologique au 1/80 000, puis comme micaschistes et gneiss acides dans la 2ème édition. C'est sous ce nom qu'ils sont encore désignés dans la 3ème édition.

B - DESCRIPTION

Si la surface d'affleurement des schistes cristallins est assez grande, leurs faciès sont assez peu variés.

Les pendages que l'on peut observer dans la série cristallophyllienne sont d'ailleurs très monotones. Il semblerait que l'ensemble présente une série monoclinale dont le pendage est sensiblement de 60° vers l'Est-Nord Est, comme on peut l'observer en de nombreux points, dont le Barioux et l'Eperon de Rattier. Mais localement, il peut être différent comme c'est le cas à La Roche, près du Col de la Festinière où il est d'environ 45° vers l'Ouest-Nord Ouest. Nous verrons en effet que la série cristallophyllienne présente des anticlinaux et des synclinaux.

On se trouve en présence de schistes micacés plus ou moins quartzeux, alternant avec des leptynites et des niveaux chloriteux ou noirâtres. Ce dernier faciès est souvent désigné par les auteurs comme schiste carburé. Nous reviendrons sur la signification de ce terme.

L'altération superficielle gênant beaucoup l'étude des schistes, nous avons profité des travaux souterrains des Houillères du Bassin du Dauphiné pour compléter notre échantillonnage.

Nous avons pu ainsi étudier en détail systématiquement, les carottes de sondages faites dans les schistes cristallins.

Nous décrirons donc successivement les échantillons les plus typiques des roches constitutives du Rameau externe dans le Dôme de La Mure.

1/ LES MICASCHISTES

Ils ont été décrits par P. Berthet à la Croix du Moutet et nous les avons retrouvés rive gauche de la Romanche, sur la route de Séchillienne à Laffrey et le long de la conduite Keller qui les a longuement recoupés. Ils se reconnaissent macroscopiquement à ce qu'ils constituent des lits plus friables dans la masse des micaschistes albitisés et des leptynites. Leur importance est relativement réduite quand à l'épaisseur. Au microscope, l'abondance des minéraux phylliteux est très

grande; on note surtout la présence de muscovite, séricite, chlorite. La structure est le plus souvent lépidoblastique. Les quartz sont en général de petite taille et bien cristallisés. Cette composition se retrouve dans tout le Dôme de La Mure.

Un échantillon de micaschistes provenant du sommet de la colline de Pierre Rochette (C 131) présente la composition suivante :

- quartz xénomorphe recristallisé;
- séricite, chlorobiotite;

La structure est lépidoblastique.

Au-dessus de Peychagnard, dans un ravin situé au Nord du hameau, on observe quelques lits de micaschistes francs (C 163)⁽¹⁾ qui montrent : une pâte quartzreuse finement cristallisée avec des baguettes de séricite, des plages de muscovite et des traces de chlorite. Les minéraux accessoires sont représentés par de la limonite et une matière carbonneuse noirâtre.

Ce faciès se rapproche un peu de celui des schistes carburés que nous étudierons plus loin.

Un autre échantillon de micaschiste, provenant de la galerie de la Faurie sous la Motte d'Aveillans, montre à côté de quartz, d'anciennes biotites décolorées, du zircon et des plages recristallisées formées de quartz, séricite, chlorite. La structure de la roche est nettement orientée.

Dans cette même zone les micaschistes provenant d'une galerie des H.B.D. niveau 12, 5e Pendage, au contact de la faille Lory, ont montré une structure orientée, les lits de biotite décolorée, de chlorite et de séricite séparant les bandes de quartz xénomorphes.

De nombreuses passées de ces micaschistes plus ou moins broyés ont été recoupés par la galerie de reconnaissance de Loula (entrée x : 870,55; y : 310,22) qui a traversé une imposante masse de micaschistes sériciteux (600 mètres au départ de l'attaque amont du projet de dérivation de Font Fraîche).

Dans tous ces micaschistes, les lentilles de quartz d'exsudation ne sont pas rares.

Nous ne distinguerons pas les faciès de schistes chloriteux des micaschistes proprement dits, car il s'agit là simplement d'une variation de proportions dans la constitution des micaschistes.

2/ LES SCHISTES CARBURÉS

Ces roches, anciennement décrites par Ch. Lory, ont été signalées à nouveau par P. Lory aussi bien dans le Rameau interne de Belledonne que dans le Rameau externe.

Ce sont des schistes noirs, semi-métamorphiques, friables, faciles à confondre avec les schistes houillers, et cela s'est fréquemment produit dans toute la région.

Ces schistes, qui ont été rencontrés dans la galerie de l'Electricité de France du Péage de Vizille, se retrouvent en bandes pincées dans les micaschistes et leptynites, d'une part sur la route de Saint-Barthélémy-de-Séchilienne à Laffrey et, plus haut, sur la route de Laffrey au Sappey de Séchilienne où tout le replat est en schistes sériciteux fréquemment carburés. Il semble d'ailleurs que les schistes carburés représentent un niveau stratigraphique repère au sein de la série cristallophyllienne. Pour P. Lory (1924-1925) les schistes carburés noirs, lustrés, souvent friables, sont un élément des plus intéressants du Cristallophyllien de la Chafne. Il s'agirait du plus récent des terrains cristallophylliens de Belledonne qui jalonnent les synclinaux de schistes à séricite aussi bien dans le Rameau externe que dans le Massif du Coiro réputé appartenir au Rameau interne de Belledonne.

Du point de vue pétrographique, les schistes carburés ont été décrits par P. Termier 1903 qui les a signalés mêlés aux micaschistes et aux gneiss : "ils sont formés de quartz, d'ilménite, de rutile, d'un peu de mica blanc et renferment jusqu'à 2% de charbon".

Em. Bunge, qui a étudié pour sa part les schistes carburés dans la zone de Cevins, en Tarentaise, les compare à ceux signalés par P. Lory dans le Taillefer. Pour lui, ces schistes qui sont parfois accompagnés de schistes blancs sont au microscope très différents des schistes houillers. On pourrait les confondre avec les micaschistes dont ils ont la composition. Le quartz présente une texture granoblastique et la séricite est présente. On observe également de nombreux cristaux d'albite maclés albite ou Carlsbad, et ce caractère est celui que nous retrouverons chez les micaschistes albitisés. On note également la présence d'apatite, de zircon, de limonite et de magnétite, la matière carbonneuse étant peu abondante.

(1) Les numéros d'échantillons indiqués sont ceux des collections J. Sarrot.

Pour notre part, les schistes carburés que nous avons recueillis le long de la conduite Keller au point x : 873; y : 310, non loin d'un petit synclinal houiller, montrent une structure légèrement orientée avec des plages de chlorobiotite, du quartz xénomorphe et de petits galets. C'est le faciès général des schistes carburés qui appartiennent, au point de vue zonéographique, aux micaschistes supérieurs.

On pourrait à certains égards les comparer aux schistes noirs d'Hautecour, décrits par R. Michel, bien que leur position soit assez différente, ou mieux aux schistes noirs décrits par J. Lameyre dans les Grandes Rousses pour le groupe de Neyza. Ils pourraient alors correspondre à des phanites ou à une série détritique à éléments volcaniques remaniés.

Cl. Bordet a, pour sa part, signalé l'existence de schistes carburés aussi bien dans la série satinée, où ils alternent avec les micaschistes, que dans la série verte supérieure, où ils alternent avec des schistes verts et des roches volcaniques.

Pour nous, les schistes carburés sont un faciès particulier de la série micaschisteuse qui peut servir macroscopiquement de niveau repère, si l'on prend garde de ne pas les confondre avec les schistes houillers. Dans bien des cas cependant, les schistes westphaliens, légèrement transformés, prennent le faciès schiste carburé et la tentation est parfois forte de considérer ces deux faciès comme une seule et même chose. Quoiqu'il en soit, il semble souhaitable de voir disparaître l'appellation non fondée de "schiste carburé".

3/ LES MICASCHISTES ALBITISÉS

Les micaschistes albitisés sont beaucoup plus développés que les micaschistes francs dans notre région. Plus clairs, mais aussi plus durs, ils ont mieux résisté à l'altération.

La présence d'albite dans les schistes cristallins du Dôme de La Mure est d'ailleurs un fait nouveau. En effet, P. Termier (in Kilian et Revil) avait décrit les schistes du Col de la Festinière de la façon suivante : "Schistes quartzeux et sériciteux fins avec laminage énergique, lentilles de sphène ou d'ilménite, cristaux de tourmaline tronçonnés, feldspaths arrachés et brisés. Les feldspaths (orthose) sont développés "in situ". Cette dernière détermination semble due au fait que l'on observe en lames minces des cristaux de feldspaths présentant la macle de Carlsbad. L'étude détaillée de ces cristaux nous a montré qu'il s'agissait en réalité d'albite An₄.

L. Duparc (1896) avait également signalé dans les micaschistes à mica blanc de la montée de La Mure à Laffrey de gros cristaux d'orthose renfermant d'innombrables aiguilles très fines de rutile parfois maclées en genou (sagénite).

Le phénomène d'albitisation peut d'ailleurs s'observer dans la plupart des micaschistes du Dôme de La Mure proprement dit.

C'est ainsi qu'au contact des micaschistes francs décrits plus haut, au 5e Pendage, niveau 12, près de la faille Lory, nous avons observé une roche montrant du quartz recristallisé, de la séricite, de la pennine, de la calcite et surtout des phénoblastes d'albite poecilitique An₄ maclée Carlsbad. La structure est orientée; nous avons donc là un micaschiste albitisé.

De même (C 146) les micaschistes qui affleurent au-dessus de la Roche, près de la Motte d'Aveillans, nous ont montré, à côté de quartz à extinction onduleuse, des paillettes de phengite associées à des aiguilles de tourmaline et une structure orientée. Des phénoblastes d'albite poecilitique complètent avec de la séricite, d'anciennes biotites et des exsudats ferrotitanés, la composition de ce micaschiste. Les phénoblastes d'albite digèrent partiellement les cristaux qui les entourent. La tourmaline n'est pas dans les plans de schistosité; elle semble correspondre comme l'albite à une deuxième phase de cristallisation.

Les échantillons prélevés à l'Eperon de Rattier (Cote 1030, C 157) et sur la route des Granges du Replon (C 161) montrent également en lames minces des phénoblastes d'albite poecilitique au sein des éléments constitutifs des micaschistes à séricite, chlorite et chlorobiotite.

L'échantillon C 161 présente cependant quelques feldspaths détritiques au sein desquels se sont développés des phénoblastes d'albite. On a là un terme de passage aux leptynites albitisées que nous étudierons plus loin.

De même les échantillons suivants sont des micaschistes affectés par un apport d'albite correspondant à une cristallisation postérieure à celle des premiers éléments.

Sommet de Pierre Rochette (C 130 & C 133)

- Quartz engrenés;
- Micas très froissés, chlorites;
- Albite poecilitique de grande taille.

Psychagnard (Ravin nord, C 164)

- Quartz;
- Muscovite, biotite décolorée;
- Albite maclée Carlsbad associée à de la calcite ou de l'ankérite assez abondante.

Voie de roulage du Psychagnard à la Festinière (C 152)

- Quartz;
- Muscovite, séricite, pennine;
- Albite poecilitique maclée Carlsbad repoussant les micas et contenant des inclusions sigmoïdes.

La structure est "lit par lit", lit de phyllite, lit de quartz avec yeux d'albite.

Le dessin de la figure 18 donne un exemple de ces cristaux d'albite poecilitique à inclusions sigmoïdes.

Deux échantillons provenant du Travers Banc des Merlins, l'un à 720 m (20 bis A 13), l'autre à 632 m (20 A 13) de l'origine montrent : des quartz xénomorphes et des lits de quartz amygdalaires, des micas flexueux : muscovite, chlorite, biotites décolorées ou non avec exsudation de magnétite et d'ilménite, des phénoblastes d'albite poecilitique, parfois maclés Carlsbad, contenant des inclusions de schistes carbonneux et limités souvent par de la calcite et de l'ankérite.

La présence d'albite s'accompagne fréquemment de celle de calcite ou d'ankérite. Nous reviendrons plus loin sur la signification de ce phénomène.

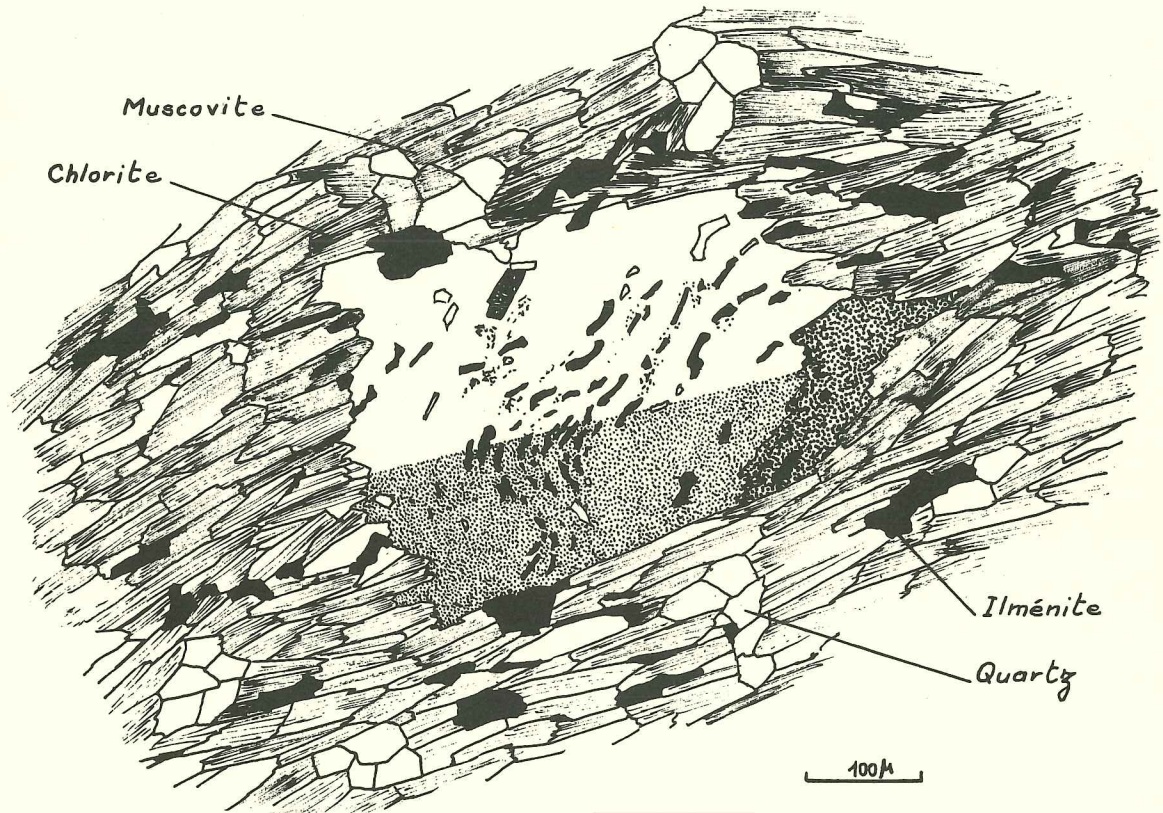


Figure. 18 - Phénoblaste d'albite à inclusions sigmoïdes (micaschiste au sud de La Festinière).

4/ LES LEPTYNITES

Dans la série cristallophyllienne du Rameau externe de Belledonne, ces roches sont assez fréquentes.

Formées essentiellement de quartz et de feldspath, elles sont très pauvres en micas. Leur texture massive rend les bancs de leptynites plus durs et plus massifs que ceux des micaschistes. On peut parfois les confondre avec des filons d'aplite mais, au microscope, on observe des lits quartzofeldspathiques avec de loin en loin des plagioclases séricitisés.

Un échantillon provenant de la route de Laffrey à Séchillienne nous a montré une structure granoblastique orientée avec du quartz et des plagioclases plus ou moins altérés et un peu de tourmaline. Les micas sont très peu abondants.

Les leptynites franches sont assez rares et l'on observe surtout des leptynites albitisées.

5/ LES LEPTYNITES ALBITISEES

Ce faciès est assez fréquent et ne peut être identifié avec précision qu'au microscope. Il est cependant caractérisé par une dureté plus grande que celle des leptynites ordinaires.

Ainsi un échantillon provenant des rochers qui bordent le chemin des Sagnereaux, un peu au-dessus de l'Eperon de Rattier, montre du quartz, de la pennine, des feldspaths très altérés, de la biotite partiellement décolorée, un peu de calcite et des phénoblastes d'albite poecilitique An₄ maclée albite.

Cette composition se retrouve sur le chemin de roulage du Psychagnard à la Festinière (C 154) et dans certains niveaux rencontrés par le Travers-Banc des Merlins (S 300, L 63, vers 440 m).

A côté d'anciens feldspaths et de quartz xénomorphes, on observe de nombreux cristaux d'albite poecilitique et de calcite.

Nous retrouverons d'ailleurs des faciès analogues dans la description des échantillons du sondage S 380 vertical montant effectué à l'extrémité du Travers Bancs des Merlins et qui va nous permettre de montrer la succession et la répartition des divers faciès décrits dans la série cristallophyllienne.

C - REPARTITION DES FACIES DANS LA SERIE CRISTALLOPHYLLIENNE

Nous avons vu que les schistes carburés qui constituent un niveau repère intéressant étaient assez rares et surtout développés dans les zones synclinales de la série cristallophyllienne.

Celle-ci est par ailleurs formée d'une alternance de lits de micaschistes albitisés ou non, alternant avec des leptynites, elles-mêmes albitisées le plus souvent.

Pour montrer la succession des faciès et préciser les caractères de l'albitisation, nous allons décrire les lames les plus intéressantes parmi celles que nous avons étudiées et qui proviennent d'un sondage de 152 mètres foré en carottage continu dans les micaschistes, à partir du Travers-Bancs des Merlins des Houillères du Bassin du Dauphiné.

Sondage S 380

- 3 à 8 m : micaschiste.
- Quartz recristallisé, muscovite, lits de chlorite, calcite.
- 3 à 37 m : micaschiste albitisé.
- Quartz à extinction onduleuse;
- Muscovite;
- Albite poecilitique An₄ maclée albite;
- Calcite;
- Ilménite.
- 46 à 52 m : micaschiste imprégné de calcite.
- Quartz - restes de plagioclase - biotites décolorées - muscovite - grenat - calcite abondante recoupant les lits de la roche.

- 60 à 66 m : micaschiste albitisé.
- Quartz xénomorphes engrenés - grands feldspaths altérés et disloqués - séricite - muscovite - albite poécilitique entourée de calcite.
- 70 à 83 m : micaschiste calciteux.
- Quartz à extinction onduleuse;
- Lits de séricite;
- Lits de calcite.
- 90 à 94 m : micaschiste albitisé.
- Quartz - muscovite - tourmaline;
- Albite An5 de néoformation;
- Calcite ou ankérite.
- 97 à 100 m : micaschiste albitisé;
- Quartz engrenés;
- Albite An4 maclée Carlsbad ou albite;
- Chlorite;
- Calcite.
- 106 à 110 m : micaschiste albitisé.
- Quartz xénomorphes à extinction onduleuse et quelques quartz automorphes - séricite - biotite décolorée;
- Albite An4.
- 110 à 113 m : micaschistes calciteux -
- Quartz automorphes et xénomorphes - chlorite - calcite.
- 113 à 118 m : leptynite albitisée.
- Quartz engrenés et quartz automorphes;
- Albite An4;
- Zircon.
- 120 à 124 m : micaschiste albitisé.
- Quartz engrenés - biotites décolorées - pennine - albite associée à de la calcite - ilménite.
- 124 à 130 m : micaschiste
- Quartz - biotites chloritisées - structure orientée.
- 130 à 136 m : micaschiste albitisé.
- Quartz engrenés - muscovite - pennine - albite poécilitique et maclée Carlsbad - albite associée aux chlorites en "pressure-shadow".
- 139 à 144 m : micaschiste feldspathique albitisé.
- Quartz xénomorphes;
- Biotites décolorées;
- Séricite - pennine;
- Feldspaths altérés;
- Albite poécilitique avec pressure-shadows, ou bien brisée et recimentée par du quartz au voisinage des anciens feldspaths;
- Calcite - zircon - sphène.

La structure est orientée et l'albite est typiquement de néo-formation.

- 144 à 147 m : micaschiste albitisé.
- Quartz - pennine - biotite décolorée;
- Phénoblastes d'albite maclée Carlsbad;
- Calcite - ilménite.

- 151 à 152 m : micaschiste.
- Quartz engrenés et quartz automorphes;
- Biotites décolorées - chlorite - calcite.

L'étude de ce sondage et des lames décrites antérieurement nous montre que les faciès de micaschistes, de micaschistes albitisés et de leptynites alternent plus ou moins régulièrement.

Il ne semble pas, d'après les observations sur le terrain, que l'on puisse assigner une signification précise à cette suite si ce n'est en ce qui concerne l'origine de la série originelle. La présence de calcite liée le plus souvent à celle de l'albite se révèle comme un phénomène particulier, vraisemblablement indépendant de la nature de cette série cristallophyllienne.

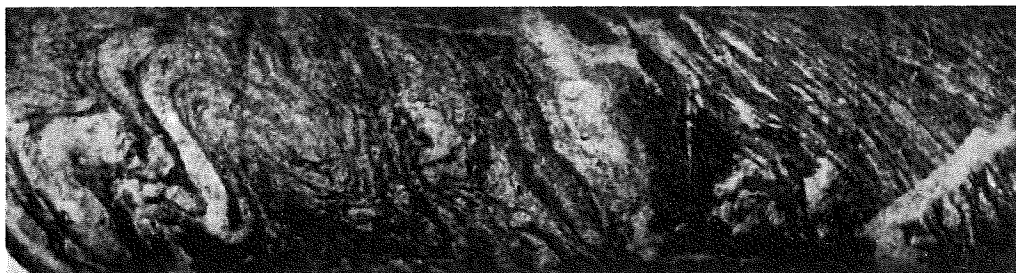
D - ORIGINE DE LA SERIE CRISTALLOPHYLLIENNE DU DÔME DE LA MURE PROPREMENT DIT

L'alternance des différents faciès que nous avons décrits montre que la série cristallophyllienne du Dôme de La Mure dérive d'une série sédimentaire alternativement arénacée et pélitique. Elle présente, comme l'indique Cl. Bordet, pour la série satinée, une sorte de faciès Flysch où les schistes argileux alternent avec des grès argileux ou arkosiques.

Dans cette série les niveaux de schistes dits carburés correspondent peut-être à des niveaux plus riches en matière organique d'origine animale ou végétale.

Le type de sédimentation que l'on connaît pour les séries à faciès Flysch suffit à expliquer la grande épaisseur et la monotonie de cet ensemble qui a subi de profondes transformations.

Ces transformations, vraisemblablement très anciennes, se sont traduites, outre les plissements très importants (figure 19) par un métamorphisme assez intense provoquant la recristallisation du quartz des sédiments et la transformation de la phase argileuse des schistes en biotite et en muscovite. Les grès arkosiques ont été transformés en paraleptynites.



x1

Figure 19 - Microplissement dans un micaschiste du Dôme de La Mure. T.B. des Merlins. Sondage vertical montant.

Ce métamorphisme ancien qui correspond à la zone des Micaschistes inférieurs de Jung et Roques est certainement antéstéphanien car nous verrons qu'il n'a pas affecté les couches de cet étage. Il serait peut-être sudète, d'après Cl. Bordet.

Par la suite, au cours d'une ou peut-être deux phases de métamorphisme, ces roches qui ont la composition typique des Micaschistes inférieurs à deux micas se sont trouvées placées dans une zone de métamorphisme moins profonde, zone des Micaschistes supérieurs.

Ce déplacement zonéographique s'est traduit par les faits que nous observons aujourd'hui et qu'a décrits P. Berthet pour le groupe de Vizille. La biotite se dégrade en se transformant en chlorite et oxyde de fer et de titane (ilménite). Cette dégradation est plus ou moins poussée suivant les points. Les plagioclases des leptynites se séricitisent et il y a néoformation de chlorite et de muscovite qui se trouvent dans leur zone de stabilité.

En même temps on note l'apparition d'albite qui traduit une métasomatose sodique et la cristallisation de tourmaline qui manifeste un apport boré.

Très souvent, et c'est le cas dans la zone du Travers Bancs des Merlins, on note également l'existence d'un front carbonaté lié à cette métasomatose.

C'est d'ailleurs ce front carbonaté qui permet d'affirmer contrairement à A.C. Tobi que les phénoblastes d'albite, peocilitique ou non, ne sont pas tous contemporains de la phase de métamorphisme principal.

L'orientation des phénoblastes d'albite que A.C. Tobi a d'ailleurs observée dans les schistes de Saint-Hugon est à peu près quelconque. Ces phénoblastes semblent repousser les autres minéraux et certaines sections sont typiques à ce sujet. Les inclusions digérées par les phénoblastes sont sensiblement de même taille et de même nature que les grains de la roche. On y trouve cependant de fines inclusions sigmoïdes de matière carbonneuse d'ilménite ou de rutile. Nous avons pensé qu'il s'agissait là du résultat de la rotation des phénoblastes au cours de leur croissance sous des effets mécaniques. A.C. Tobi penche pour sa part pour un microplissement du sédiment avant la digestion par le phénoblaste.

Quoiqu'il en soit, il semble que l'albite soit postérieure au microplissement de la roche et à la cristallisation des minéraux fondamentaux.

La grande constance de la composition des cristaux d'albite semble écarter l'hypothèse de leur formation au cours d'un métamorphisme général qui aurait conduit à de légères variations de la composition chimique suivant la nature du milieu récepteur. Seul un apport chimique postérieur au métamorphisme, qu'il soit principal ou rétromorphe, peut conduire à une composition aussi régulière. L'existence d'apports borés accompagnant l'albitisation milite d'ailleurs en faveur de cette hypothèse et il en est de même du front calcitique qui accompagne l'albitisation.

L'origine du sodium nécessaire à la formation d'albite peut être recherchée soit dans un apport d'ions sodium à partir d'un socle ancien remobilisé, soit dans une recombinaison d'éléments présents dans les zones inférieures de la série originelle, les deux phénomènes pouvant se combiner en certains points.

P. Lapadu-Hargues (1948) a nettement montré que par suite du rayon ionique du sodium celui-ci était seul à migrer jusque dans la zone des Micaschistes supérieurs, les autres alcalins et alcalino-terreux se trouvant arrêtés dans des zones inférieures lors de leur migration.

Ce fait est lié à la stabilité de structure relativement grande des tectosilicates qui implique des pressions et des températures élevées pour compenser l'énergie du réseau et permettre l'introduction dans leur édifice d'ions de rayon important : le rayon ionique du sodium 1,92 est plus faible que celui du calcium 1,97 et que celui du potassium 2,36 (figure 20).

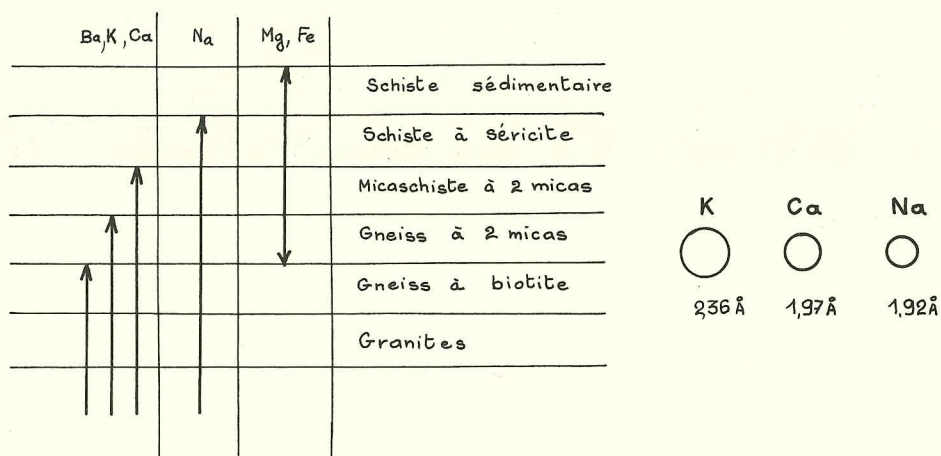


Figure 20 - Schéma de diffusion des ions selon Lapadu Hargues.

Devant l'apport d'ions sodium dus à la métasomatose, une certaine quantité de chaux va se trouver libérée. Cette chaux qui, dans les zones de métamorphisme plus profond aurait donné de l'épidote, va se combiner au gaz carbonique lié à toutes les manifestations profondes du socle pour donner des carbonates qui pourront appartenir au groupe de l'ankérite par assimilation de l'excès

de fer libéré par la rétro-morphose de la biotite. La chaux entraînée par les déplacements d'un milieu riche en bore (tourmaline) et en CO_2 ira même plus loin que la zone albitisée donnant ainsi un front calcitique manifestation ultime du métamorphisme. Ce front carbonaté que nous verrons affecter les schistes houillers est d'étendue relativement réduite mais assez constante (figure 21). Il est fort probable qu'il passe inaperçu dans nombre de cas. Nous en avons observé cependant de très beaux exemples (figure 81). On peut rapprocher ce front carbonaté localisé du front cafémique de D. Reynolds. Les minéraux cafémiques seraient relancés au-delà du front d'albitisation comme sous l'effet d'une onde de choc, selon l'expression de H. et G. Termier.

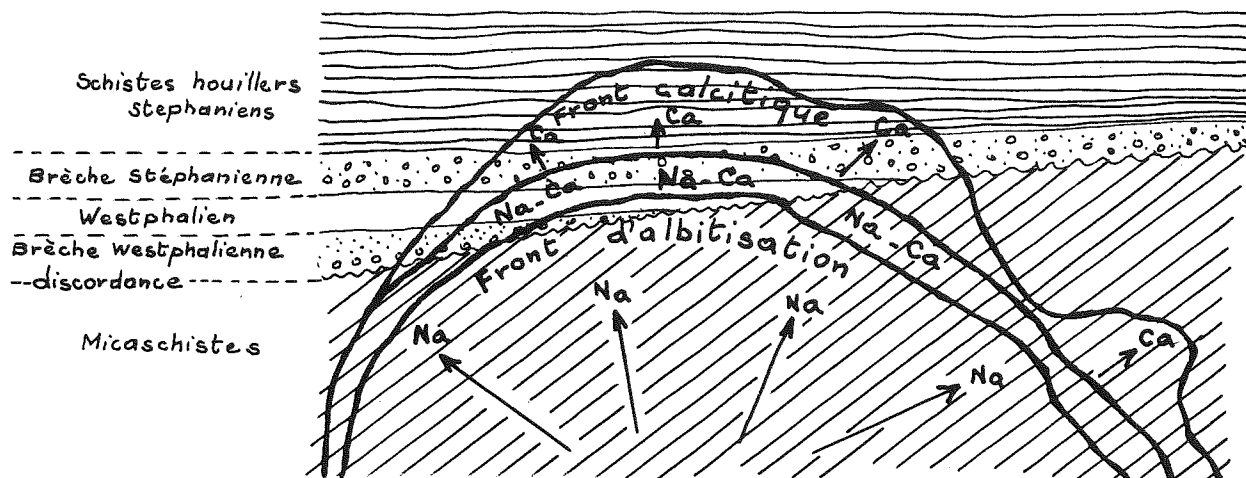


Figure 21 - Schéma des fronts d'albitisation et de calcitisation dans le Dôme de La Mure.

R. Michel a d'ailleurs montré un phénomène de ce type sur la bordure du Grand Paradis où les gneiss du Charbonnel proviendraient d'une série calcaréopélitique, celle des schistes lustrés, par albitisation et expulsion de la chaux vers les zones supérieures.

De même H.F. Huttenlocher a pu mettre en évidence un apport très net de sodium dans les massifs cristallins au Sud de l'Aar et une migration de la chaux.

L'étude de la couverture paléozoïque et mésozoïque du Dôme de La Mure nous montrera que le métamorphisme rétrograde et la métasomatose sodique qui lui est peut-être liée sont d'âge alpin.

Quoiqu'il en soit, on peut affirmer que l'on retrouve dans le Dôme de La Mure proprement dit tous les caractères définis pour le Rameau externe de Belledonne qu'on l'appelle série satinée ou groupe de Vizille. Il s'agit d'une série métamorphique très homogène dont le caractère dominant est l'albitisation par métasomatose récente.

Nous allons voir que la composition du Rameau interne de Belledonne, au sens ancien du terme, que nous allons étudier maintenant est autrement complexe, mais auparavant nous étudierons les schistes affleurant au centre du synclinal matheysin dans la presqu'île de Petichet.

III - LE SYNCLINAL MATHEYSIN

LES SCHISTES CRISTALLINS DE LA PRESQU'ILE DE PETITCHET

DELIMITATION GEOGRAPHIQUE

Classiquement, les affleurements de roches cristallophylliennes que l'on observe à l'extrémité de la presqu'île située au Nord du Lac de Petitchet, où elles émergent d'un abondant recouvrement quaternaire, sont rapportées à la série du Rameau externe de Belledonne. Cette assimilation semble logique étant donné la proximité des affleurements de Saint-Théoffrey et de la Motte d'Aveillans, mais si l'on observe les roches de plus près on s'aperçoit que leur aspect est bien particulier.

Alors que les micaschistes de Saint-Théoffrey sont de type classique, à Petitchet on a affaire à des roches assez peu feuilletées, à patine roussâtre mais à cassure claire, où les lits de mica sont peu développés.

L'étendue des affleurements est assez faible mais notre attention a été attirée sur leur étude à la suite d'une série de sondages effectués par la Compagnie Equatoriale des Mines, dans cette zone, pour recherche de minerais métalliques. Ces sondages situés entre le village de Petitchet et la presqu'île ont en effet montré que le socle cristallin se trouvait très près de la surface, dans une zone assez vaste. Il se trouve en effet remonté par faille avec sa couverture sédimentaire dans toute la région de Petitchet.

Les carottes de sondages présentent comme les affleurements un aspect caractéristique bien différent de celui des micaschistes que nous avons pu étudier dans le Rameau externe de Belledonne proprement dit.

DESCRIPTION

Les roches étudiées présentent à l'œil nu soit l'aspect de quartzites métamorphiques à grain fin, soit de schistes sériciteux pouvant devenir bréchiques ou bréchoïdes. Certains bancs ont un aspect de leptynites. D'autres présentent parfois des lentilles de schistes argileux noirs. Au microscope, les bancs micaschisteux qui se montrent à l'affleurement ont une structure très peu orientée avec quelques lits de muscovite et séricite. Le quartz est microcristallin. L'albite poecilitique parfois maclée Carlsbad est abondante. On note la présence de calcite et d'une certaine quantité de tourmaline, sphène, zircon. Du fait de l'abondance des minéraux lourds, on a donc un schiste métamorphique correspondant peut-être à une formation détritique arkosique mais peut-être aussi d'origine pyroclastique.

Les bancs à aspect plus gréseux montrent encore une structure orientée avec quelques lits de mica blanc. Les quartz abondants sont engrenés. On note la présence de plagioclases détritiques à côté d'albite nettement poecilitique qui est d'ailleurs accompagnée de calcite. Le zircon, le sphène et la tourmaline sont abondants. Quelques filonnets de calcite et d'ankérite liés aux minéralisations locales recourent les échantillons étudiés. La roche peut encore être considérée comme un mica-schiste, mais est trop détritique pour servir en zonéographie.

Les bancs les plus schisteux semblent cependant montrer que l'on se trouve dans la zone des Micaschistes supérieurs.

Les échantillons provenant des sondages montrent des compositions analogues. Quelques exemples nous le montreront.

Sondage de Petitchet N°1 de 142 à 148 mètres

La roche, feuilletée mais très peu orientée, est de teinte claire. On note quelques lits de muscovite, une grande abondance du quartz, qui n'est pas entièrement recristallisé. De l'albite poecilitique accompagne la calcite. On observe encore du zircon, de la tourmaline et des minéralisations secondaires de pyrite. Cette roche peut être considérée comme un quartzite micaschisteux.

Sondage de Petitchet N°2 à 78,4 mètres

La roche, très peu orientée, montre au microscope du quartz, de la chlorite, de la séricite et de la calcite assez abondante. La roche peut se définir comme un grès calciteux et albitique très légèrement métamorphique.

Sondage de la Fayolle N°2, à 11 mètres

Structure légèrement orientée. Quartz recristallisé, chlorite décolorée, albite poecilitique, calcite et ankérite. La roche est un micaschiste albitisé et calciteux.

Sondage de la Fayolle N°2, à 28 mètres (figure 22)

Structure très peu orientée. Litage assez fin ; l'échantillon présente une lentille schisteuse noire de petite dimension qui évoque un galet mou. Au microscope, on note la présence de quartz, muscovite, tourmaline et de très nombreux phénoblastes d'albite poecilitique maclée Carlsbad. L'ankérite est très abondante. Etant donné la teneur en albite, on peut se demander si l'on n'est pas en présence d'un tuf feldspathique rétro-morphosé.

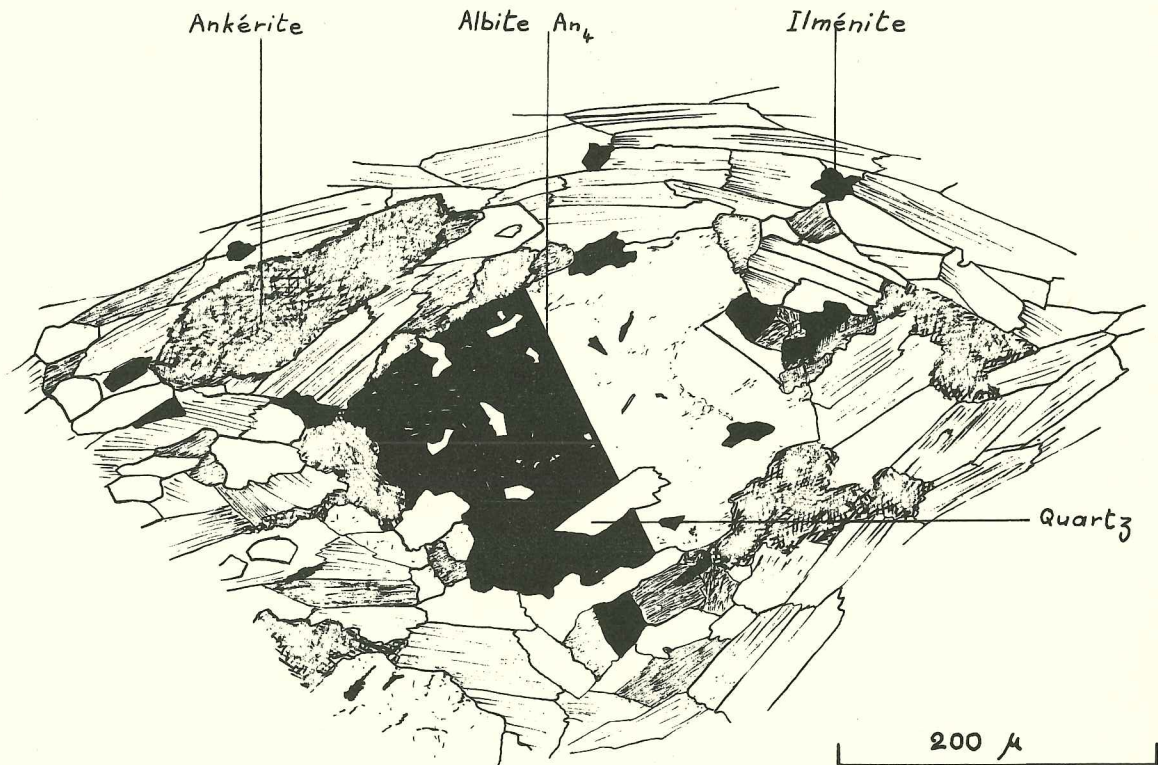


Figure 22 - Micaschiste albitisé à structure ocellaire (sondage de La Fayolle n°2 à 28 m).

Sondage de la Fayolle N°2, à 78 mètres

La structure est nettement orientée; les quartz sont tous recristallisés. On note la présence de phengite et de biotite décolorée. L'albite poecilitique maclée Carlsbad est très abondante. La calcite et la sidérose sont en veines provenant d'une minéralisation secondaire. On note la présence d'ilménite et de leucoxène. La roche est à la limite du micaschiste albitisé et du gneiss albitique et à celle des Micaschistes supérieurs et inférieurs.

INTERPRETATION - SERIE ORIGINELLE - POSITION ZONEOGRAPHIQUE

L'ensemble des roches rencontrées tant en surface qu'en sondage dans la région de Petitchet se caractérise par un caractère détritique beaucoup plus marqué que dans les séries classiques du Rameau externe de Belledonne. L'abondance des minéraux lourds d'une part et de l'albite d'autre part est absolument exceptionnelle. On est amené à se demander si l'on n'est pas en présence d'une série pyroclastique. Le faible métamorphisme des roches étudiées peut laisser penser que l'on a affaire à une partie tout à fait supérieure de la série cristallophyllienne. On voit donc se dessiner la série de Petitchet comme une série provenant d'arkoses pyroclastiques résultant de lessivages vraisemblablement antéhouillers et légèrement transformée par métamorphisme. Nous aurions donc là une série inconnue dans la région, à la fois par ses faciès et par sa position zonéographique élevée. On pourrait peut-être alors la comparer à celle décrite par J. Lameyre dans les Grandes Rousses avec son groupe du Lac Blanc, ou aux micaschistes ocellaires de D. Dondey. Elle représenterait le sommet de notre série métamorphique préservée de l'érosion dans une zone particulière.

Etant donné la position de ces schistes métamorphiques directement sous les schistes westphaliens datés au sondage de Petitchet et la présence de lentilles de schistes noirs dans leur masse, on peut en effet penser qu'il s'agit du sommet de la série cristallophyllienne dont l'âge pourrait être très proche du Carbonifère inférieur. Elle aurait été conservée dans le synclinal matheysin entre les deux Rameaux de Belledonne et n'aurait été remontée que tardivement par les phénomènes tectoniques. Il se pourrait d'ailleurs que cette formation corresponde à des tufs intercalés à la base de la série houillère. On pourrait alors se demander s'il ne s'agit pas de Houiller ancien métamorphisé et albitisé.

Une part de l'albite doit en effet être attribuée à la métagénèse comme l'indique son caractère poecilitique et sa liaison constante à de la calcite qui n'a rien à voir avec celle des filons secondaires. L'absence de biotite rétrotransformée à ces niveaux indique que l'on se trouve dans une partie élevée de la série cristallophyllienne, à savoir dans la zone des Micaschistes supérieurs. Il est impossible de savoir si cette position résulte d'un ou deux métamorphismes superposés dans la même zone de métamorphisme.

Le problème est insoluble pour le moment mais nous serions tenté de penser que le métamorphisme observé est bien un double métamorphisme, puisque nous retrouvons des phénomènes identiques sur des échantillons provenant du sondage de l'anticlinal du Villaret (S 639) où, à 441 et 450 mètres, nous trouvons sous la brèche de base du Westphalien, des schistes cristallins à phengite, quartz recristallisé, séricite et tourmaline, sans biotite même chloritisée.

Ainsi se confirmerait l'idée de l'existence dans le synclinal matheysin, de la partie supérieure de la série cristallophyllienne du Dôme de La Mure, érodée ailleurs.

IV - RAMEAU INTERNE DE BELLEDONE BORDURE EST DE LA MATHEYSINE

On sait que le Rameau interne de Belledonne est en contact tectonique anormal avec le Rameau externe dans la région de Séchilienne. Ce contact d'âge alpin qui a une valeur légèrement chevauchante met en rapports presque directs (il est en effet parfois marqué par un synclinal mésozoïque) les schistes cristallins du Dôme de La Mure proprement dit et les amphibolites des Portes de l'Oisans qui se prolongent au Sud de la Romanche par le Massif de La Morte.

De même qu'au Nord de la Romanche, ces amphibolites sont accompagnées de roches basiques et ultrabasiques : hornblendites, pyroxénites, gabbros, serpentines, que nous étudierons.

Selon les conceptions de Ch. et P. Lory, ces roches ultrabasiques et basiques qui forment la portion nord de la bordure est de la Matheysine sont relayées dans la constitution de ce Rameau par les massifs de schistes cristallins et de gneiss (figure 23) du Piquet de Nantes, du Coiro et du Vet. Nous étudierons donc à part les roches constitutives de ces derniers massifs, très différentes de celles du Tabor et qui se rattachent par plus d'un point à celles du Dôme de La Mure proprement dit.

A l'extrémité sud de la bordure orientale de la Matheysine, le petit massif granitique d'Entraigues retiendra notre attention ainsi que les nombreux filons intrusifs qui recoupent fréquemment le Rameau interne de Belledonne à l'opposé du Rameau externe où ils sont très rares.

ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES DE LA BORDURE EST DE LA MATHEYSINE, MASSIFS DE SECHILIENNE, DE LA MORTE ET DU TABOR

Ces roches qui constituent toute la partie nord de la bordure est de la Matheysine comprennent des amphibolites, prasinites, gneiss amphiboliques, diorites, gabbros, pyroxénites ainsi que serpentines, bien connues dans le Massif de Chamrousse, au Nord de la Romanche.

Leur réapparition au Sud de ce cours d'eau est vraisemblablement liée à une faille sensiblement Est-Ouest, qui aurait d'ailleurs déterminé son cours.

ROCHES BASIQUES

A - Les amphibolites

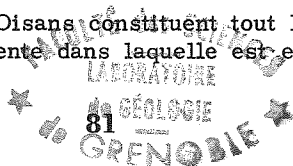
Ce type de roche comprend un grand nombre de variétés. Nous nous en tiendrons à la définition de Jung : les amphibolites sont constituées par de l'amphibole associée à des plagioclases basiques (andésine). Se trouvent ainsi exclues les hornblendites, roches ultrabasiques et les prasinites où, comme nous le verrons, le plagioclase est acide (albite).

Nous nous trouvons cependant devant un groupe qui reste très complexe quant à son origine. Les amphibolites peuvent en effet dériver soit d'une séquence calcaréo pélitique dans la zone à deux micas, soit dans la même zone de roches basiques telles que les basaltes, soit de séquences plutoniques, les gabbros subissant lors du métamorphisme un sort identique à celui des basaltes.

Nous décrirons donc tout d'abord les affleurements principaux des amphibolites et leur composition avant d'essayer de déterminer leur origine.

a) Délimitation géographique

Les amphibolites des Portes de l'Oisans constituent tout le versant situé sur la rive droite du Grand Riou de Séchilienne et donc la pente dans laquelle est entaillée la route de St-Barthélémy



à La Morte. Leur pendage qui est d'abord assez fort vers l'Ouest devient, en se dirigeant vers l'Est, nettement marqué dans cette dernière direction. On a là une voûte anticlinale qui s'étend assez loin vers le Sud.

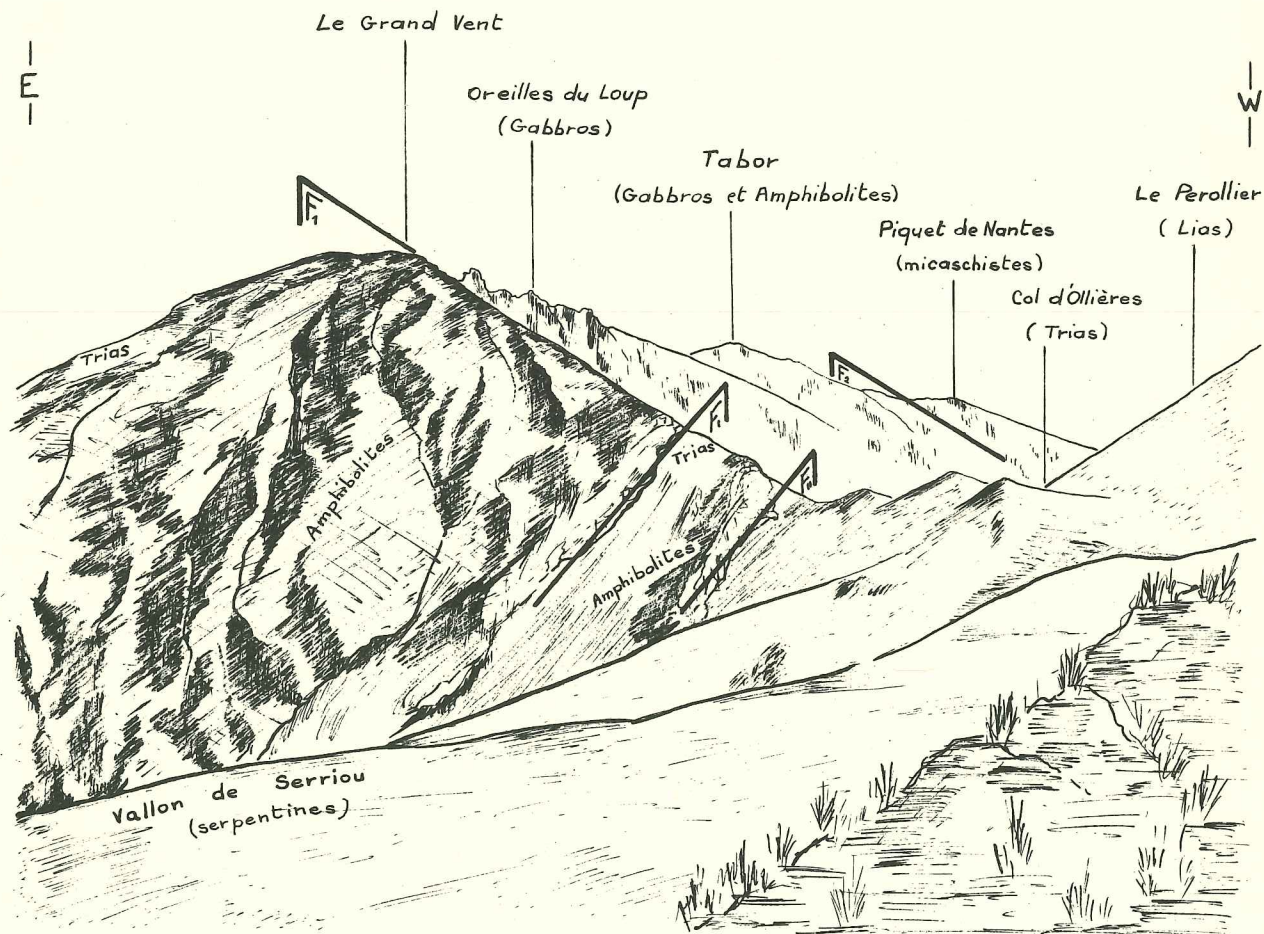


Figure 23 - Les massifs cristallins de la bordure Est de la Matheysine vus de Serriou.

Les amphibolites sont en effet bien représentées dans la région du Désert de La Morte. Elles ont été recoupées par les tunnels de la conduite Keller. Plus au Sud, leur limite est mal connue mais elles affleurent dans les pentes du Grand Vent, dans la région du Col d'Ollières.

D'après L. Duparc, contrairement à ce qui est indiqué sur la carte géologique de Vizille au 1/80 000, 1ère édition, la traînée d'amphibolites se poursuivrait bien au Sud du Désert. On la trouverait sur la crête du Tabor, près de l'Oreille du Loup, au-dessus des Mazoirs, mais l'arête des Oreilles du Loup est en réalité formée d'un complexe de gabbros, de micaschistes et d'amphibolites ainsi que de diorites, porphyrites, serpentines et granulites amphiboliques.

Pour P. Lory (1920) la bande de roches amphiboliques du Tabor se prolongerait vers le Sud jusqu'à la vallée de la Roizonne par le Ravin de la Valette, mais il s'agit ici aussi de gisements lenticulaires et, au Sud de La Morte, les amphibolites affleurent surtout rive droite de la Roizonne dans les pentes du Tabor entre Lavaldens et La Valette.

b) Description

De nombreux auteurs ayant étudié les amphibolites de notre région, nous signalerons tout d'abord leurs diagnoses.

Selon L. Duparc (1896), les minéraux constitutifs des amphibolites de Belledonne sont l'apatite, le zircon, l'ilménite, la hornblende généralement verte; les plagioclases sont rares, le quartz peu abondant; l'orthose se présente en petits grains toujours kaolinisés". Le sphène et la chlorite ainsi que l'épidote et la zoïsite abondent. La structure est le plus souvent grenue. On sait ce qu'il faut penser de la détermination d'orthose telle que l'indique L. Duparc. Il s'agit ici encore, comme pour les orthoses décrites au Col de la Festinière par P. Termier, d'albite maclée Carlsbad. Certains échantillons décrits devraient en conséquence être considérés comme des amphibolites feldspathiques mais L. Duparc, néanmoins, donne un certain nombre de déterminations intéressantes.

C'est ainsi que les amphibolites de la crête du Tabor seraient formées par l'association de hornblende verte et d'andésine altérée, alors qu'entre les rochers de la Freyta et le point 1723 l'amphibole se trouverait associée à beaucoup de sphène et à "de l'orthose en petits grains altérés". Il en serait de même entre l'extrémité de la Croix et le Col de la Croix mais dans cette région entre le Col de la Croix et les Mazoirs, l'amphibole serait de la hornblende brune.

Selon L. Duparc, un faciès de schiste amphibolique apparaîtrait vers Séchilienne et vers la Valette. Les feldspaths seraient alors très décomposés et transformés en zoïsite.

Plus récemment, E. den Tex, dans son étude des amphibolites de Chamrousse, très analogues à celles des Portes de l'Oisans, les a décrits (type 4) comme des roches constituées de plagioclase andésine An 36 et de hornblende barkévicienne. Cette dernière s'accompagne parfois d'un peu de diallage. L'apatite est assez abondante, l'épidote (clinzoïsite) n'est pas rare.

Cette diagnose se rapproche beaucoup de celle de G. Choubert qui, bien que s'étant peu intéressé aux amphibolites proprement dites y a signalé de l'andésine An 34 associée à de la hornblende qu'il pense dériver de pyroxènes d'un gabbro.

La basicité des amphibolites de Belledonne peut même être plus élevée puisque A.C. Tobi signale dans les amphibolites du Ferrouillet des feldspaths de An 25 à An 40 associés à de la hornblende verte et à de l'apatite.

Les amphibolites des Portes de l'Oisans proprement dites ont enfin été décrites par P. Berthet : "Le faciès dominant est celui de bancs massifs d'amphibolites à hornblende et actinote; le plagioclase, lorsqu'il est présent, est totalement saussuritisé; le quartz, la zoïsite, l'épidote, la chlorite, le sphène sont plus ou moins abondants. Les bancs massifs sont séparés par des gneiss amphiboliques et chloriteux, plus rarement par des lits de leptynites".

Pour notre part, nous avons pu également observer à l'extrémité sud du Pont de Séchilienne, des bancs d'amphibolites massives où la hornblende verte est associée à un feldspath très altéré et à un peu de quartz, alternant avec des bancs gneissiques. Cette alternance est particulièrement nette dans la zone des viaducs qui se trouvent sur la route de Séchilienne à La Morte, vers la cote 1006 (figure 24). Les bancs massifs de teinte vert foncé sont au microscope constitués de hornblende verte et de plagioclases indéterminables parce que très altérés (échantillons C 503 et 504).

Les bancs les plus gneissiques, tels ceux que l'on observe dans le premier virage de la route de La Morte, vers la cote 694, montrent au microscope du quartz, de l'ilménite, magnétite, hornblende verte, plagioclase saussuritisé, albite et tourmaline. La structure granoblastique montre une légère orientation.

On se trouve donc en présence de gneiss amphiboliques et même plus précisément de gneiss amphiboliques albitisés.

C'est dans cette zone, au Nord de La Morte, que les amphibolites sont le plus typiques. En effet, les échantillons que nous avons prélevés dans les bandes de rocher massif qui forment un ressaut dans les pentes du Piquet de Nantes sont assez divers.

C'est ainsi qu'au lieu-dit Rambeaud (C 400) la hornblende se trouve associée à du quartz et de l'albite poecilitique. De la pennine et de la zoïsite se sont développées conjointement à l'albite, mais on ne décèle plus le plagioclase primitif.

De même, dans le ravin de la Valette, au-dessus de la maison Félix (C 401) la hornblende verte est associée à du zircon, de la zoïsite, de la chlorite et un peu de calcite, mais on ne note pas de feldspath.

Cependant un peu plus au Nord, les rochers de Bigasset (C 402) situés sous le sommet de la Scia montrent des amphiboles très altérées recouvertes de pennine, des feldspaths décomposés, des filonnets de calcite et de quartz. On observe un peu d'albite poecilitique et la roche tend vers une prasinite. D'autres échantillons, tels ceux provenant du Rocher Noir (C 403) sur l'arête du Piquet de Nantes, montrent pourtant encore, à côté de la hornblende verte, de la pennine, du sphène, de

l'apatite et surtout des microlites d'oligoclase séricitisés. Ces roches sont donc des amphibolites classiques pouvant provenir de diorites.

c) Origine des amphibolites

La complexité du Massif du Tabor qui se raccorde à l'Est à celui du Taillefer, ne nous a pas permis de faire une cartographie précise des amphibolites et des autres roches du massif. Cette difficulté qui n'avait pas échappé à P. Termier, puisqu'il n'a distingué que de grands ensembles tels les gneiss acides et les gneiss basiques, est due aux déformations tectoniques successives qui sont responsables de l'irrégularité des gisements et masquent les rapports originels entre formations. Faute de connaître les rapports primitifs des amphibolites avec les séries cristallophylliennes ou éruptives qui les entourent, on est donc obligé, pour expliquer la formation du massif, de rechercher leur origine probable.

Il semble très douteux que nos amphibolites dérivent d'une série calcaréopéolitique dont on ne connaît guère d'équivalent dans les Alpes. Il s'agit plus vraisemblablement de roches dérivant de roches cristallines basiques.

Ce point de vue qui est celui de G. Choubert correspond au contexte pétrographique du massif mais est confirmé par des indices précis. D'une part, la quantité de sphène observée dans les diverses lames d'amphibolites est assez élevée et P. Lapadu-Hargues a pu montrer qu'une teneur élevée en titane des amphibolites pouvait être l'indice d'une origine ignée; d'autre part, le mode de gisement de nos amphibolites, tantôt en amas importants, tantôt en bandes intercalées dans la série cristallophyllienne ou la recoupant, enfin formant des alternances avec des gneiss amphiboliques, permet d'envisager des origines différentes pour chaque faciès de roche mais toutes dérivant d'une activité magmatique basique dont la composition de chaque échantillon évoque un type particulier. C'est ainsi que les amphibolites massives pourraient dériver de diorites ou de gabbros, les amphibolites plus ou moins filoniennes de filons dioritiques issus du magma principal et les alternances d'amphibolites et de gneiss amphiboliques d'une activité effusive, sous forme de coulée ou plutôt

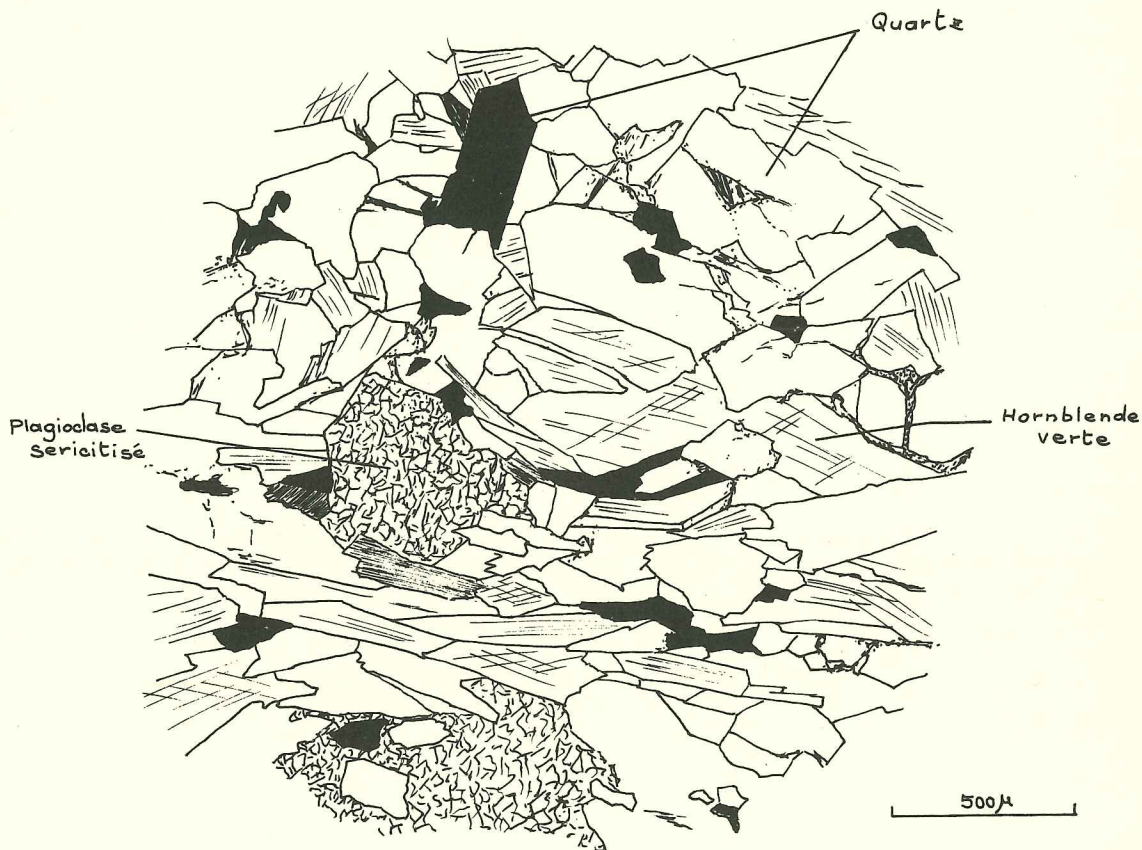


Figure 24 - Amphibolite (viaducs sur la route de Séchillienne à La Morte).

de projections datant de la mise en place du massif principal. On peut ainsi envisager malgré le métamorphisme et l'albitisation qui ont profondément transformé les roches originelles, les amphibolites du Tabor et de Séchilienne comme le produit d'une activité basique du type de celle décrite par L. Dubertret au Liban et dont nous allons étudier maintenant les autres termes.

B - Les prasinites

Les prasinites sont constituées, selon R. Michel, pour moitié d'albite, l'autre moitié comprenant un tiers d'amphibole, un tiers de chlorite, un tiers d'épidote, et présentant une structure ocellaire.

Nombre de roches que nous avons trouvées sur le terrain associées aux amphibolites ou intercalées dans les séries métamorphiques du Tabor et du Piquet de Nantes se sont révélées correspondre à cette définition. Il est d'ailleurs bien difficile de les distinguer à l'œil nu. Tout au plus présentent-elles une dureté un peu plus faible et surtout un aspect moins franchement cristallisé que les amphibolites.

Leur délimitation géographique est donc particulièrement délicate.

Nous décrirons quelques lames minces de ces roches.

Un échantillon prélevé sur la route de St-Barthélémy à La Morte dans les lacets du début de la montée nous a montré : de la hornblende verte, un plagioclase très abondant et frais qui est de l'albite An 4, de la chlorite, des baguettes de tourmaline, des grenats, de l'ilménite et de la magnétite.

Un peu plus haut, dans le premier virage à droite en montant après la Gorge (C 502), la roche montre de l'amphibole associée à des plagioclases indéterminables et à de l'épidote, mais la structure des plagioclases rappelle celle d'un tuf volcanique; on aurait peut-être là une orthoprasinite.

Au bord même du Grand Riou de Séchilienne, vers la Gorge, l'Eperon des Moilles est formé par une prasinite très riche en albite; on y trouve également du quartz, de la chlorite, de l'épidote (clinozoïsite).

Enfin, de beaux échantillons de prasinites riches en albite et épidote s'observent dans le massif même du Tabor, sur le chemin qui de Comboursière mène au Lac Charlet, et qui est dominé par les falaises de gabbros et d'amphibolites du sommet lui-même.

Du point de vue originel, on sait que les prasinites peuvent provenir soit du métamorphisme d'une série calcaréopélitique, soit du métamorphisme d'un basalte, l'augite étant remplacée par de l'amphibole et le plagioclase transformé en albite et épidote, soit du métamorphisme d'un gabbro, soit encore, par convergence de faciès, de l'albitisation d'amphibolites par métasomatose sodique. Si la première hypothèse, comme précédemment, semble facile à exclure, il est bien difficile de trancher nettement entre les trois autres. Puisque le métamorphisme et l'albitisation sont de règle quasi générale dans notre région, il nous semble que ces phénomènes suffisent à expliquer la convergence de faciès de roches originellement différentes mais ayant subi les mêmes transformations et vraisemblablement les mêmes apports.

En effet, l'albitisation observée dans le Rameau externe de Belledonne se retrouve ici. Nous verrons plus loin qu'il y a certainement une liaison entre les deux phénomènes de métamorphisme et d'albitisation, mais il est certain qu'une partie des phénoblastes d'albite des prasinites date d'une très ancienne phase de métamorphisme; ils sont alors peu nets et assez souvent altérés tandis que les cristaux d'albite liés à la métasomatose sont en général très frais, à bords nettement tranchés et sont fréquemment maclés Carlsbad.

C - Les diorites

Les diorites ont été signalées depuis fort longtemps dans les massifs de la bordure est de la Matheysine par Charles Lory qui a observé leur présence dans les crêtes escarpées qui dominent la rive droite de la Roizonne, entre Moulin Vieux et Lavalens. Selon cet auteur, "la diorite du Tabor est formée d'amphibole et d'oligoclase et passe insensiblement aux euphotides".

En réalité, les diorites signalées par Ch. Lory sont le plus souvent des amphibolites. En effet, les diorites massives qui sont presque toujours en liaison avec les gabbros semblent avoir été transformées en amphibolites par métamorphisme.

Les véritables diorites qui subsistent dans le massif forment des filons qui avaient déjà été reconnus par L. Duparc et G. Choubert.

Nous les étudierons avec les autres roches intrusives car, bien que liées originellement au magma gabbroïque, leur mode de gisement semble totalement indépendant de celui des autres termes de la série cristallophyllienne basique, leur mise en place pouvant avoir été tardive.

D - Gabbros et gabbros ouralitisés

Bien que de caractère intrusif, les gabbros du Tabor sont si intimement liés à la série cristallophyllienne basique que nous les étudierons avec elle. Ils sont en effet très vraisemblablement à l'origine de la plupart des roches de cette série.

Les gabbros et gabbros ouralitisés qui affleurent largement dans le Tabor avaient été désignés sous le nom d'"euphotides amphiboliques" par Ch. Lory, qui avait vu un passage continu des "euphotides" aux "diorites" et croyait l'intrusion de ces roches récente, puisqu'il trouvait les gabbros mêlés au Trias. En réalité partout le contact des gabbros et du Trias est soit stratigraphique, soit tectonique (Col d'Ollière, figure 25).

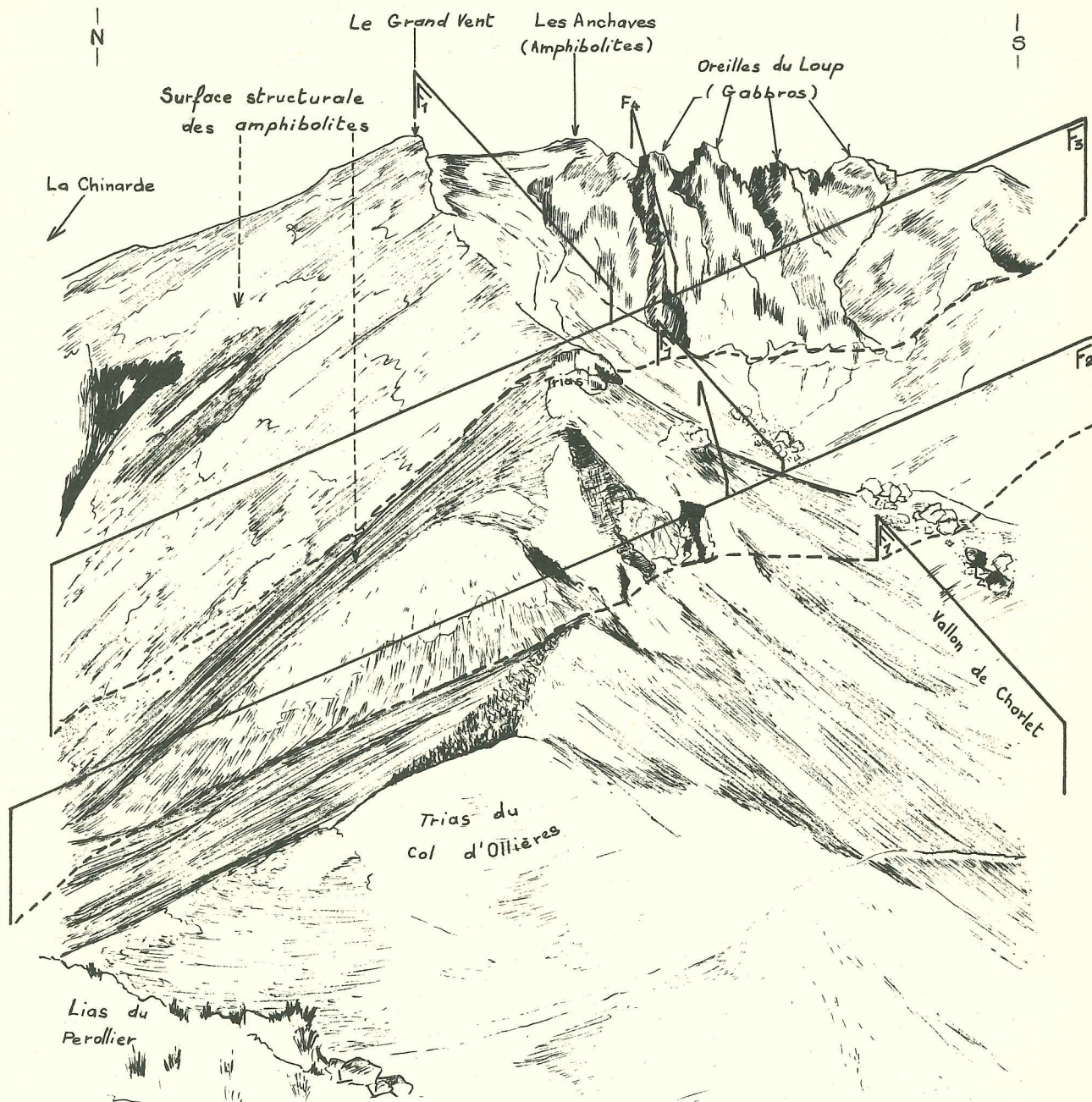


Figure 25 - Structure de la partie Nord du Massif du Tabor.

a) Localisation

En dehors de la crête même du Tabor, les gabbros forment les Oreilles du Loup, une partie de la butte de la Chinarde et des pâturages de Serriou et l'extrémité sud de l'arête de Fodan.

Une bonne part de ces affleurements avait déjà été reconnue par P. Termier (1911) pour qui les gabbros et serpentines se présentent en amas de toutes tailles interstratifiés dans des gneiss basiques, c'est-à-dire amphiboliques ou pyroxéniques. Cette liaison, pour lui, prouverait l'influence des gabbros sur la basicité de la série métamorphique et il en déduit qu'il n'y a jamais de serpentines et de gabbros en dehors des gneiss basiques. P. Termier avait montré l'identité des gabbros du Tabor avec ceux du Massif de Chamrousse. Cette analogie a été confirmée par L. Duparc qui, pour sa part, a étudié des échantillons provenant de la crête du Tabor et des Oreilles du Loup.

b) Description

Conformément aux observations de L. Duparc, on constate que les gabbros du sommet du Tabor, du Col d'Ollières et des Oreilles du Loup présentent une altération assez importante.

Le diallage qui est en grands cristaux est assez mal conservé. Il est en effet presque totalement remplacé par de la hornblende. Cette ouralitisaiton s'accompagne de la formation très abondante de magnétite. Lorsque l'ouralitisaiton est très avancée, tout le pyroxène est remplacé par l'amphibole qui forme alors de véritables nids. Ce faciès est très caractéristique et permet ainsi que l'indique L. Duparc, de distinguer l'origine dioritique ou gabbroïque de la roche, chose qu'il serait difficile de faire autrement, les feldspaths étant le plus souvent complètement séricitisés et indéterminables.

G. Choubert qui a, lui aussi, constaté l'intense séricitisation des feldspaths et l'ouralitisaiton des pyroxènes originels, a pu cependant déterminer la nature de quelques plagioclases dont la composition varie de l'andésine An 35 au labrador An 55.

La séricitisation s'accompagne fréquemment de la formation de zoïsite. Sur certains échantillons, on voit même, comme l'avait fait G. Choubert, s'amorcer une serpentinitisation qui se superpose à l'ouralitisaiton. Les échantillons que nous avons prélevés dans l'arête de Fodan (point 1881) nous ont montré un passage pratiquement continu des gabbros à diallage aux diallagites.

En résumé, les gabbros du Tabor qui sont calco-ferro-magnésiens sont presque toujours altérés et passent d'autre part latéralement à des roches ultrabasiques, elles aussi altérées. Ce caractère d'altération différencie les gabbros du Tabor de ceux de Chamrousse et des lacs Roberts qui sont beaucoup plus frais.

c) Interprétation

L'ouralitisaiton des gabbros que l'on observe ne peut être due qu'à des phénomènes de métamorphisme. Pour G. Choubert, la mise en place du magma gabbroïque est antérieure au métamorphisme général qui a affecté le Massif de Belledonne. Bien que P. Termier ait estimé que le métamorphisme des gneiss basiques était dû à l'intrusion du magma gabbroïque, nous pensons, pour notre part, que l'hypothèse de Choubert est la bonne. Le métamorphisme qui a affecté les gabbros semble bien être de même intensité que celui qui a affecté la série cristallophyllienne, qu'elle soit acide ou basique⁽¹⁾.

L'existence d'une serpentinitisation superposée à l'ouralitisaiton fait d'ailleurs penser qu'il existe deux métamorphismes.

Le premier métamorphisme général appartiendrait à la zone méso tandis que le second, moins intense, appartiendrait à la zone épi. Le mérite de cette découverte revient à G. Choubert qui n'a malheureusement pas pu dater ces métamorphismes par rapport aux mouvements hercyniens ou alpins. E. Den Tex a d'ailleurs retrouvé les mêmes phénomènes de métamorphisme dans les massifs de gabbrodiorites des Lacs Roberts et ses conclusions ne diffèrent pas beaucoup, dans les grandes lignes, de celles de G. Choubert.

Il n'en demeure pas moins que les rapports entre les gabbros et la série cristallophyllienne sont pratiquement indéchiffrables sur le terrain. Tous les contacts des gabbros avec les roches

(1) Rive gauche du Grand Riou de Séchilienne, sur la conduite Keller, on observe des gneiss qui, au microscope, montrent sous une structure orientée : du quartz, un feldspath entièrement séricitisé, de la chlorite, de la phengite et des nodules de serpentine très abondants qui semblent provenir d'anciens grenats encore reconnaissables. On peut se demander si les grenats sont dus à l'intrusion des gabbros (phénomène de contact) ou sont dus au métamorphisme général. Dans le premier cas, on aurait une preuve de l'intrusion des gabbros avant la phase principale de métamorphisme.

crystallophylliennes avoisinantes sont tectoniques. Les affleurements de l'arête de Fodan aussi bien que ceux des Oreilles du Loup sont limités par des failles qui ont remonté le massif de gabbros par rapport aux roches crystallophylliennes qui forment son enveloppe (figure 25).

Dans le Sud du Massif du Tabor également, tous les contacts entre roches de nature différente sont tectoniques et l'on peut se demander si l'on assiste à un ennoyage brutal des gabbros vers le Sud ou si les contacts anormaux observés ne sont que le rejeu des contacts d'intrusion des gabbros dans la série crystallophyllienne.

Bien que nous soyons tenté d'attribuer une grande part à la tectonique dans l'explication de la structure du Massif du Tabor, il faut cependant reconnaître que seuls les arguments pétrographiques peuvent fournir des indices sur la mise en place du massif et c'est pour cela que nous poursuivrons l'étude de la série de la bordure est par celle des roches ultrabasiqes.

ROCHES ULTRABASIQUES

Ces roches, qui ne sont rien d'autre que des variations de faciès des gabbros, forment des amas très importants dans le Massif du Tabor. Elles résultent soit d'une différenciation magmatique originelle, soit de degrés d'altération ou de transformation différents. Nous étudierons successivement les pyroxénolites, les hornblendites et enfin les serpentines.

A - Les pyroxénolites - Diallagites

Ce sont elles qui forment toute l'arête de Fodan, au Nord de la Chinarde dont elles constituent également une bonne partie. Il s'agit de roches sombres, vert brunâtre, dont l'aspect bronzé est dû à la présence de diallage : ce sont donc des diallagites, dont l'extrémité est de la crête de la Chinarde montre de beaux affleurements.

Au microscope, on voit comme l'avait indiqué G. Choubert que les cristaux de diallage sont recoupés parallèlement aux traces de clivage par un autre minéral qui les interpénètre. Ce minéral, actuellement complètement transformé en bastite, est probablement orthorhombique (hypersthène ?). Le diallage est en bonne partie transformé en ouralite, c'est-à-dire en hornblende verte (figure 26). L'ouralite passe même à de la serpentine que nous étudierons plus loin.

Les diallagites du cirque de Roumayoux qui prolongent celles de l'arête de Fodan et dont la surface structurale plonge à l'W-SW sont formées de cristaux de diallage englobés dans d'énormes plages de hornblende. Pour G. Choubert, une partie de ces amphiboles est d'origine primaire, l'autre étant d'origine secondaire. Cette impression se retrouve dans les lames que nous avons faites sur des échantillons provenant en particulier de l'arête de Fodan. La trame de la roche est formée de pyroxènes qui sont des diallages. De la serpentine (chrysotile et antigorite) se forme au centre des cristaux de pyroxènes. On note cependant la présence, en grande quantité, d'actinote et de hornblende brune qui semblent s'être formées postérieurement au diallage. Il existe un peu de quartz microcristallin, secondaire vraisemblablement, mais jamais de feldspaths. Les minéraux accessoires sont représentés par de la magnétite et de la calcite.

D'une manière générale, les diallagites du Tabor sont assez riches en magnétite et en chromite, ce qui est normal pour des roches ultrabasiqes.

Le caractère dominant des pyroxénites du Massif du Tabor est cependant leur altération : le diallage se transforme en ouralite et un pyroxène orthorhombique indéterminé en bastite.

Ces phénomènes relèvent encore indiscutablement d'un métamorphisme des roches originelles mais lorsqu'ils sont très poussés il devient très difficile de distinguer les pyroxénolites des hornblendites.

B - Les hornblendites - Diallagites ouralitisées

Nous désignons sous ce nom aussi bien des hornblendites vraies que les diallagites ouralitisées, roches qui avaient été désignées sous le nom d'amphibolites non feldspathiques par G. Choubert ou d'amphibolites à pyroxènes par L. Duparc. E. Den Tex en a d'ailleurs désigné toutes ces roches sous le nom de hornblendites (type IC).

On peut fixer le passage des diallagites aux hornblendites au moment où l'on ne distingue plus que les fantômes de pyroxènes.

Les hornblendites affleurent au Nord et au Sud de Saint-Barthélémy de Séchilienne. Il existe évidemment des termes de passage aux diallagites : ainsi L. Duparc a décrit des échantillons provenant du pont entre Saint-Barthélémy et Séchilienne de la manière suivante : l'amphibole est l'élément dominant; elle forme des prismes courts; ses teintes de pléochroïsme permettent d'en faire une amphibole verte. Le pyroxène est du diopside et paraît moulé par l'amphibole qui n'en provient

certainement pas par ouralitisations car il n'offre aucune trace d'altération. Un peu de séricite accompagne ces minéraux.

Ici le diallage est encore visible, mais au Sud de Saint-Barthélémy et en particulier dans l'éperon qui sépare la Combe de l'Ours du Grand Riou, il n'en est plus de même. C'est ainsi que les échantillons que nous avons prélevés au niveau de la conduite Keller montrent essentiellement des prismes de hornblende verte associés à des restes de pyroxènes complètement détruits. On note la présence d'un peu de talc, d'épidote et de zoisite. Il n'y a ni feldspath, ni quartz.

Plus au Sud encore, sur le flanc est de la Chinarde, G. Choubert a décrit des roches à faciès de hornblendites qui dériveraient selon lui de diallagites. Les plages de hornblende sont souvent schillerisées et l'existence de plusieurs faciès d'amphibole pourrait correspondre à plusieurs étapes de transformation du diallage. Ces caractères se retrouvent dans les roches qui constituent les falaises au-dessus du Villard de Lavalens. On ne trouve cependant plus trace de diallage et il se pourrait qu'une partie des amphiboles soit primaire, dérivant d'une variation magmatique de pyroxénolites. Il semble d'ailleurs qu'il en soit de même pour les amphibolites non feldspathiques que l'on trouve sur la crête de la Chinarde, dans le Riou Froid, au cirque de Roumayoux et en lambeaux sur la crête du Tabor.

On y observe en effet de l'actinote et de la hornblende à côté de fantômes de diallages ouralitisés. La structure est granoblastique et litée. G. Choubert voulait que ces amphibolites non feldspathiques représentent l'équivalent granoblastique des diallagites ouralitisées mais il se pourrait bien que la roche originelle ait contenu un mélange de diallage et d'amphibole de par sa constitution.

Quoiqu'il en soit nous voyons apparaître comme pour les diallagites, un métamorphisme qui est responsable de la transformation de la roche originelle. Celle-ci possédait un caractère basique très marqué, mais se rattachait au même magma que les gabbros dont nous allons étudier une forme d'altération par métamorphisme avec les serpentines.

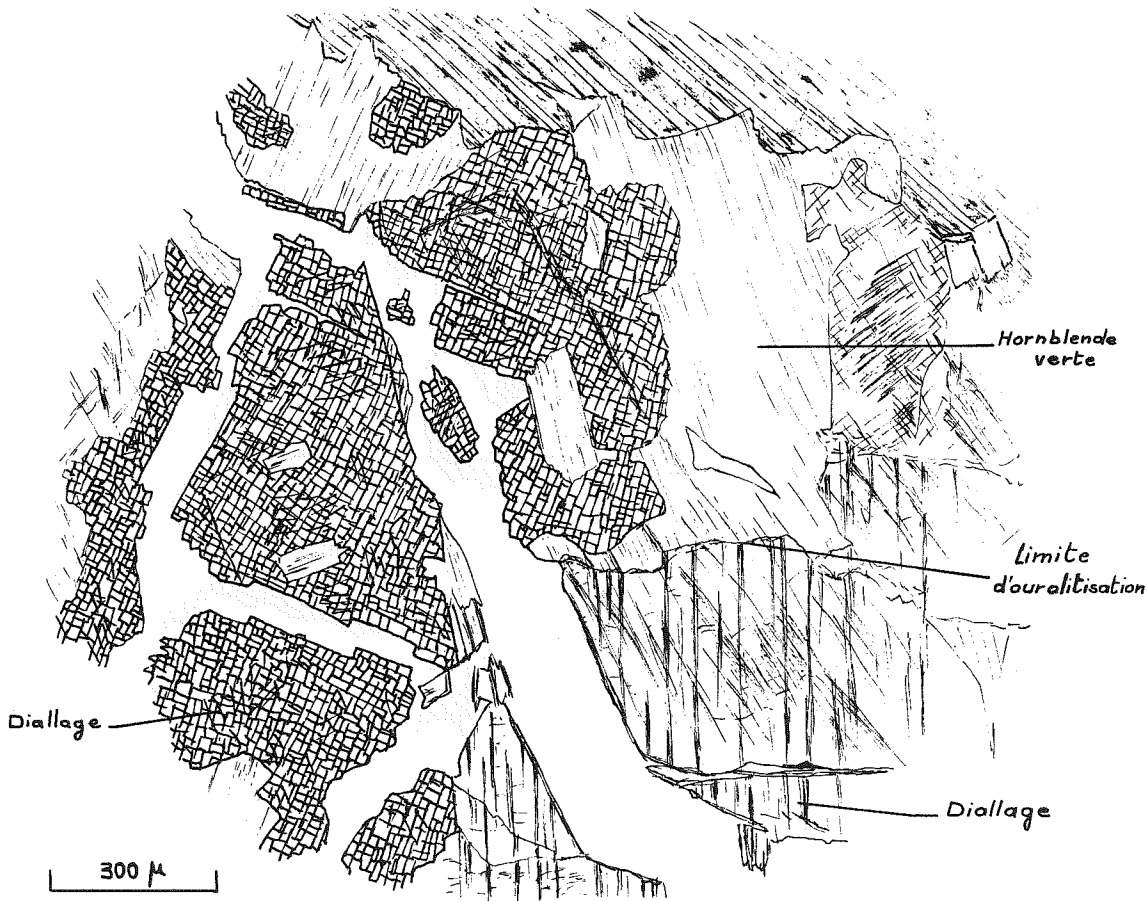


Figure 26 - Ouralitisations des diallagites de l'arête de Fodan (vue en lumière naturelle).

C - Les serpentines

Ces roches, qui correspondent aux termes les plus basiques du massif du Tabor, ayant déjà été étudiées très en détail par G. Choubert nous n'en avons pas repris une étude complète qui se situerait d'ailleurs dans un cadre un peu différent de celui de notre travail. Du point de vue descriptif, nous nous bornerons donc, après avoir donné les résultats fournis par les divers auteurs, à signaler quelques gisements nouveaux, mais nous essaierons surtout de replacer la formation de nos serpentines dans le contexte des roches déjà étudiées.

a) Localisation

Comme l'a indiqué G. Choubert, les serpentines constituent tout le plateau de Serriou au Nord du Tabor. Elles sont bien développées dans l'arête de la Chinarde où se trouve d'ailleurs une ancienne carrière de marbre ainsi que dans le cirque de la Vacherie et une partie du cirque de Roumayoux (figure 27).

On les trouve aussi à l'Ouest de La Morte, sous le Désert, dans la gorge du Grand Riou. Enfin elles constituent des lambeaux isolés tout au long de l'arête des Oreilles du Loup et du Tabor.

Nombre de ces gisements étaient connus depuis longtemps puisqu'ils ont été décrits très anciennement.

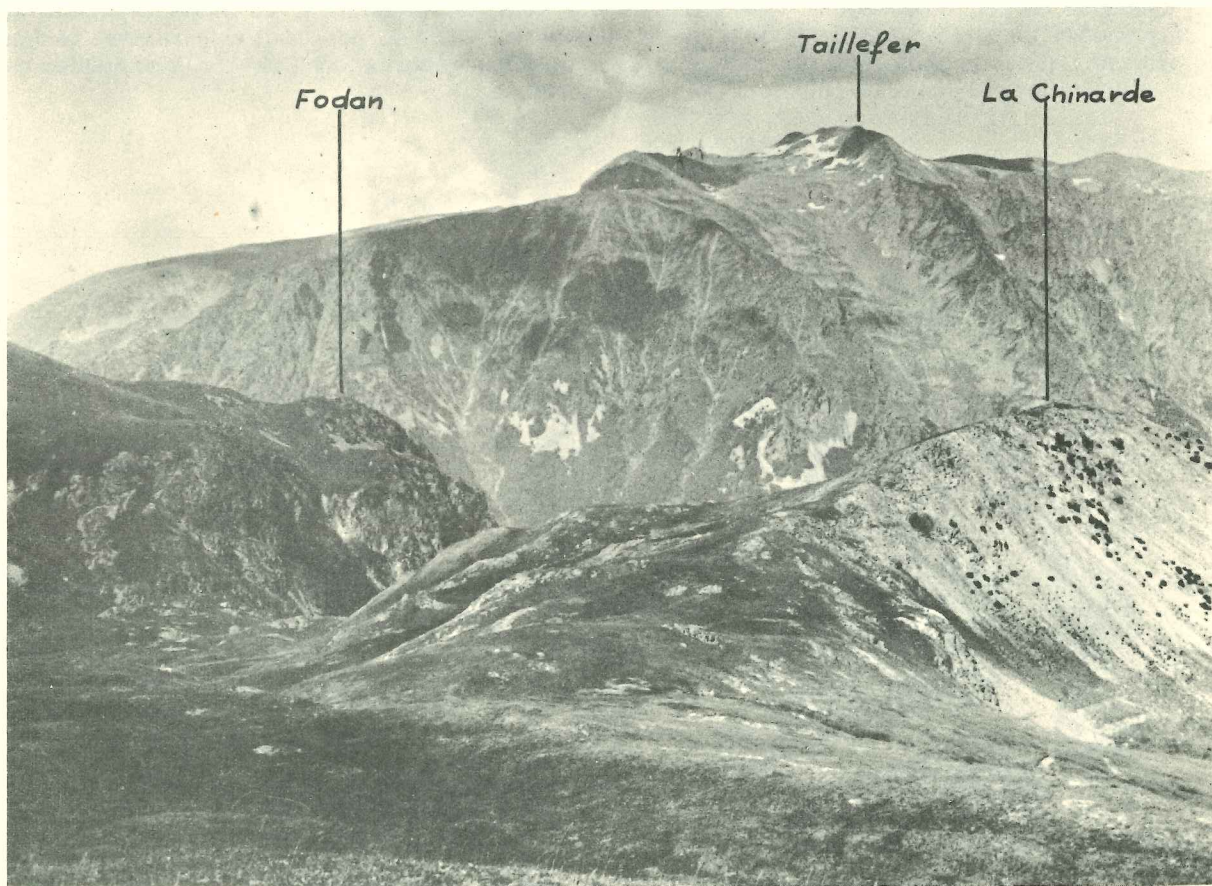


Figure 27 - Les serpentines de la Chinarde et les gabbros de l'arête de Fodan. Au premier plan : à droite carrière de serpentine de Serriou et massif de la Chinarde, à gauche épaulement de gabbro de l'arête de Fodan surmontée de trias et de lias. Au dernier plan au-delà de la vallée de la Morte arêtes de Brouffier et du Taillefer formées de micaschistes et de leptynites.

b) Description

Charles Lory a en effet signalé que les euphotides de Lavaldens passaient à des serpentines qui constituaient tout le plateau de Serriou. Il signalait même un filon de serpentine tendre, fendillée, passant à la stéatite dans une faille séparant d'un côté les gneiss amphiboliques du Rameau interne et de l'autre les schistes du Lias du Rameau externe au niveau de la gorge du Grand Riou sous le Désert. Pour lui, les serpentines y seraient le résultat de la réaction du magma basique sur les calcaires du Lias.

Cet affleurement est bien visible sur la berge droite du Grand Riou de Séchilienne au niveau de la conduite Keller. Les échantillons que nous y avons prélevés sont essentiellement formés de chrysotile et d'antigorite séparant des résidus d'amphiboles et de pyroxènes avec un peu de calcite.

Si le contact est tectonique entre les deux Rameaux de Belledonne dans cette zone, il semble bien que les serpentines n'aient aucune relation avec les roches du Rameau externe. Elles passent plus ou moins progressivement à des gabbros et à des amphibolites. P. Termier s'était d'ailleurs aperçu de cette erreur de Ch. Lory sur les relations entre serpentines et Lias et avait montré l'âge antéstéphanien des serpentines.

L. Duparc, pour sa part, a étudié des échantillons de serpentines provenant du Désert et de la Chinarde dont toute la masse est formée de chrysotile à disposition alvéolaire à laquelle s'ajoutent de la magnétite et de la chromite en grande abondance. Un peu de calcite secondaire s'observe de loin en loin. Pour L. Duparc la serpentine provient incontestablement de diallagés. Les observations de G. Choubert sont plus précises. Il a pu distinguer deux variétés de serpentines :

- la serpentine verte a une structure maillée caractérisée par un remplissage fibreux des centres des mailles. Celles-ci sont limitées par des rubans d'antigorite. La magnétite et la chromite sont très abondantes. La calcite n'est pas rare;

- la serpentine noire est très différente. La structure est fibreuse : la magnétite constitue des veinules entrecroisées avec des fibres d'antigorite. Il arrive fréquemment que l'on passe de la structure maillée à la structure fibreuse et que la serpentine passe même localement à de la bastite qui est un produit de serpentinitisation des pyroxènes ou des amphiboles ou à du talc qui est parfois assez abondant et forme des bancs.

On observe de loin en loin, à côté de restes d'amphiboles ou de pyroxènes, des chlorites qui proviennent de la serpentinitisation de ces minéraux. Ces chlorites correspondent vraisemblablement à un clinocllore magnésien. Ainsi les serpentines du Tabor représenteraient le terme entièrement magnésien, dépourvu de chaux et d'alumine de la transformation d'un magma lui-même ultrabasique que G. Choubert estime correspondre à un massif péridotique constitué essentiellement par de la dunite.

Avant de discuter les caractères chimiques du magma originel et du mode de formation de la serpentine du Tabor, nous examinerons ses rapports avec les roches encaissantes.

c) Rapport des serpentines et des roches encaissantes

Les contacts des serpentines avec les autres roches du Massif du Tabor sont le plus souvent tectoniques. Il semble que les zones de serpentine aient fourni les zones de rupture du massif, à moins qu'elles n'en soient le résultat.

Il existe en particulier des zones de serpentine sur des accidents E-W tel celui qui se trouve au Nord du Désert de La Morte mais on ne peut invoquer un dynamométamorphisme pour expliquer leur formation. Il semble d'ailleurs que le socle se soit fracturé dans ses zones les plus tendres sans que l'on puisse cependant admettre le point de vue de G. Choubert selon lequel les serpentines, par suite de leur faible résistance par rapport à celles des gabbros sous-jacents, se seraient trouvées entraînées par le glissement de la couverture sédimentaire et se seraient décollées de leur substratum. La couverture sédimentaire, comme nous le verrons, n'est pas en effet décollée mais autochtone. G. Choubert a d'ailleurs reconnu que la position tectonique complexe des lambeaux de serpentine qui jalonnent la crête du Tabor était due à une fragmentation des affleurements antérieure au Trias.

Lorsque les affleurements deviennent lenticulaires, leur interprétation est extrêmement délicate. Il est ainsi difficile de dire si la lentille de serpentine du Villard de Lavaldens qui est très étroite, subverticale et allongée Nord-Sud sur plus de 100 m, se trouve en position originelle ou tectonique par rapport aux amphibolites et aux gabbros qui l'encaissent.

Pour connaître les rapports originels des serpentines et des roches encaissantes, il est donc nécessaire de rechercher leur mode de formation probable et les relations magmatiques qu'elles présentent avec le reste du massif.

d) Origine des serpentines du Tabor

Il est classique de faire dériver les serpentines de la transformation d'un massif péridotique. C'est ce qui a amené G. Choubert à envisager que les serpentines du Tabor dériveraient d'un massif de dunite, c'est-à-dire d'une roche essentiellement formée d'olivine et de chromite ou de magnétite.

On peut alors se demander s'il ne serait pas plus normal, pour se ménager une transition avec les diallagites et gabbros du Tabor, de faire appel à un massif de wehrilite, roche essentiellement formée d'olivine et de diallage, ce dernier minéral se transformant comme l'olivine.

Mais une objection majeure se présente contre cette hypothèse. On n'a pratiquement jamais rencontré d'olivine dans le Massif du Tabor. Il en est de même dans le Massif de Chamrousse. E. Den Tex estime que celle-ci peut se déduire de l'allure des serpentines, talc, magnétite, etc., et des analyses chimiques mais il avoue n'en avoir jamais observé de cristaux. Il paraît donc très curieux que l'on observe encore dans les serpentines des restes d'amphiboles et de pyroxènes très reconnaissables et que l'on ne trouve même pas un fantôme d'olivine. A notre avis, cet argument est très important et impose la recherche d'une origine où l'olivine ne serait peut-être pas le minéral d'où proviennent les serpentines. Les conditions d'équilibre des minéraux peuvent peut-être nous fournir des indices à ce sujet.

La Chaîne Belledonne ayant été soumise, comme nous l'a montré l'étude du Rameau externe, à deux phases de métamorphisme : la première correspondant à la zone méso de Grubenmann et la deuxième à la zone épi, on pourrait voir là une première raison de l'absence de l'olivine qui n'est pas stable dans ces zones.

G. Choubert admettait d'ailleurs que la mise en place du magma basique et la différenciation d'un massif péridotique au sein des gabbros se sont effectuées avant le métamorphisme général qui a donné naissance à la série cristallophyllienne. Ce métamorphisme que l'on sait antéhercynien depuis P. Termier est de type méso. Il aurait favorisé la formation d'amphiboles et de plagioclases et la destruction des pyroxènes et de l'olivine. Les diorites et les gabbros seraient ainsi transformés en amphibolites et les péridotites en serpentines.

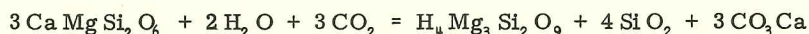
Le deuxième métamorphisme, de type épi, aurait donné l'albitisation des plagioclases et les serpentinisations finales. La serpentinisation des amphiboles est en effet généralement postérieure non seulement à l'ouralitisaiton des pyroxènes, mais aussi à la recristallisation de l'ouralite.

La formation de chlorite semble en liaison avec ce deuxième métamorphisme. On aurait donc deux phases de serpentinisation en liaison avec les deux phases de métamorphisme.

Les réactions entre minéraux seraient alors les suivantes :

- l'olivine donne de l'antigorite et de la magnétite;
- le diallage de la bastite et de la clinozoisite;
- la hornblende de la chlorite et de la trémolite.

Sans nier les observations de G. Choubert on peut cependant, comme l'a fait Den Tex, considérer la réaction de décomposition du diallage :



qui nous donne de la serpentine et de la calcite..

On peut alors se demander s'il est nécessaire de faire appel à un magma péridotique dont on n'a ni besoin, ni trace pour arriver aux serpentines et si un magma gabbroïque riche en diallage n'est pas suffisant pour expliquer leur formation. Il se peut qu'une partie des serpentines dérive de péridotites, mais pour nous, la plus grande part provient de diallagites avec lesquelles on les voit d'ailleurs en contact et parfois en passage progressif. La transformation a pu être directe ou se faire en deux temps en passant par le stade intermédiaire de l'ouralitisaiton.

Ainsi les serpentines du Tabor seraient un des termes de la série gabbroïque qui constitue toute la partie nord du Rameau interne de Belledonne.

CARACTERES GENERAUX DES ROCHES DU TABOR

Les roches qui constituent le Massif du Tabor et les Portes de l'Oisans résultent toutes de l'activité d'un magma basique qui s'est différencié, sous forme de diorites, de gabbros ou de diallagites et peut-être de basaltes et de projections volcaniques.

Ces roches ont subi deux métamorphismes :

lors d'un premier stade les roches originelles ont donné des amphibolites ainsi que des gabbros et diallagites ouralitisés. Des serpentines ont pu se former, mais elles semblent surtout être apparues aux dépens des roches déjà transformées lors du deuxième stade de métamorphisme moins intense que le précédent;

lors de ce stade rétrograde, les minéraux ouralitisés ont recristallisé et on a eu apparition de chlorite par altération des amphiboles. Il s'est également produit une altération des amphibolites qui a conduit à la formation de prasinites.

Ainsi les roches du Tabor auraient subi les mêmes transformations que celles du Rameau externe de Belledonne et que celles de la partie sud de la bordure est que nous allons étudier maintenant.

MICASCHISTES ET LEPTYNITES DE L'EXTREMITÉ SUD DE LA BORDURE EST DE LA MATHEYSINE : PIQUET DE NANTES, COIRO, VET

Si, dans la région de Séchillienne, le flanc est du Rameau externe de Belledonne était chevauché par le Rameau interne, vers le Sud ce chevauchement s'atténue pour même disparaître au niveau de la vallée de la Jonche.

Au Sud de cette vallée qui, comme nous le verrons, correspond à un grand accident transverse, nous retrouvons un chevauchement très prononcé des deux rameaux, chevauchement qui va à nouveau s'atténuer peu à peu vers le Sud en direction d'Entraigues. L'atténuation du chevauchement correspond à un ennoyage au Sud du Rameau interne, disposition qui va nous permettre de retrouver dans la terminaison sud de celui-ci les roches constitutives du Dôme de La Mure proprement dit. Les micaschistes et gneiss acides ont été signalés depuis longtemps, en effet, dans les pentes du Coiro et du Vet où les amphibolites et roches basiques ne sont pratiquement plus représentées. L'ennoyage de ces roches est facilité par l'existence d'accidents du type de celui décrit à Font de France par P. Bordet qui favorisent l'apparition d'une structure en festons dans le socle cristallophyllien.

1 - REPARTITION GEOGRAPHIQUE

Quelle que soit la raison tectonique de cette disposition, on retrouve dans les régions de La Valette, Oris, Valbonnais et Entraigues les roches constitutives du Rameau externe de Belledonne. C'est ainsi que nous avons pu trouver au-dessus d'Oris-en-Rattier, au-dessus des séries mésozoïque et paléozoïque renversées et également en position inverse, une alternance de micaschistes albitisés, de leptynites et de schistes carburés. Ces roches affleurent très franchement et de bonnes coupes sont fournies par les Combes de Sillonières, de Teissonières, de la Fournache ainsi que par l'arête de Côte Belle qui, du Col de Plan Collet s'élève vers le sommet du Coiro (figure 28). Cette série se retrouve dans les pentes du Vet où J. Vernet (1954) a décrit des bandes de schistes carburés pincés dans la série cristallophyllienne.

Nous verrons ultérieurement que cette série a subi d'importantes transformations dans la région d'Entraigues en Valbonnais au contact d'un granite intrusif tardif.

P. Lory (1922-1952) pour sa part a signalé la présence des schistes carburés au Coiro où ils alternent avec des schistes à séricite de couleur claire surmontant des schistes micacés et des "cornéennes" (Type 5 de E. den Tex) qui sont des leptynites.

2 - DESCRIPTION

La description de quelques lames minces suffira à montrer l'identité des roches de cette zone et de celle du Dôme de La Mure proprement dit.

C 405 - Combe de Sillonières cote 1250. Micaschiste feldspathique albitisé.
Structure orientée - micas flexueux - chlorobiotite - quartz - feldspaths altérés et albite An 4 maclée Carlsbad très fraiche.

C 406 - Combe de Sillonières cote 1450. Micaschiste.
Structure orientée - micas flexueux - séricite - chlorite - quartz - magnétite - ilménite

Côte Belle cote 1600. Micaschiste.
Structure orientée - quartz xénomorphes - paillettes de phengite.

Oris-en-Rattier Cote 1246

Au-dessus des mines de charbon, on observe des bancs de leptynite contenant très peu de micas et non albitisée, qui alternent avec des schistes. On a là un faciès très analogue aux schistes de Neyza décrits par J. Lameyre dans les Grandes Rousses.

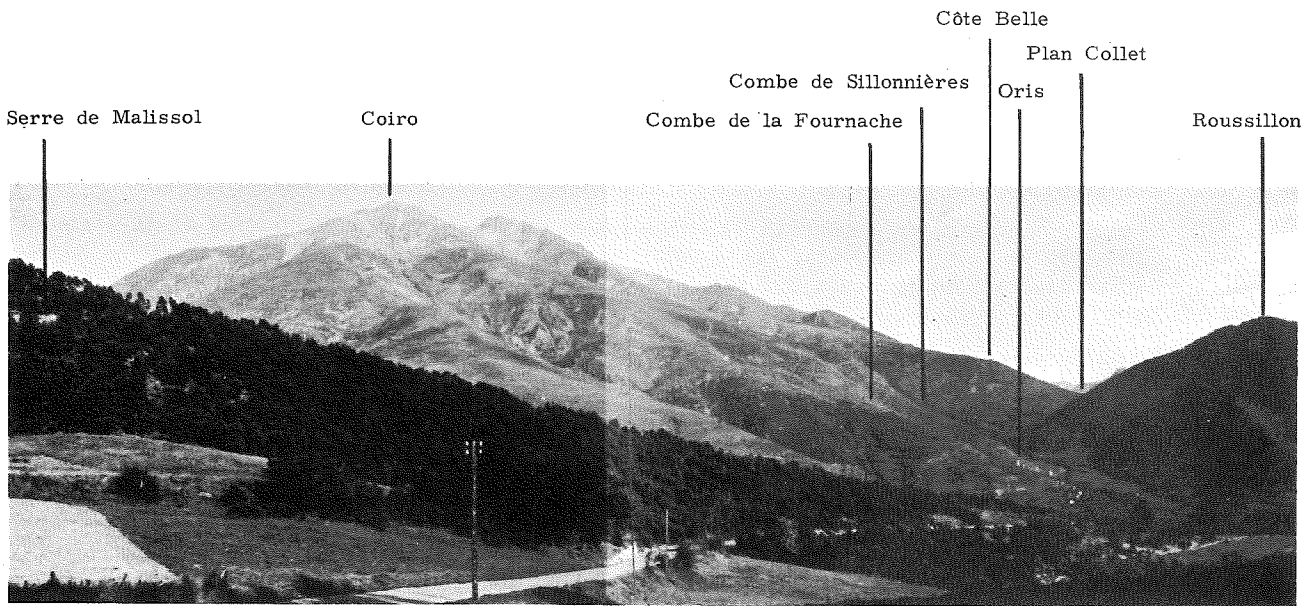


Figure 28 - Le Massif du Coiro et le Col de Plan Collet. Le massif du Coiro, formé de micaschistes et de leptynites, chevauche le Houiller d'Oris et de Plan Collet déversé lui-même sur la série mésozoïque du Serre de Malissol et du Roussillon.

Combe de la Fournache Cote 1300. Gneiss albitique.

Structure orientée - quartz microcristallin - feldspaths pyroclastiques (microcline) - phénoblastes d'albite poecilitique.

Cote 1580. Micaschiste à faciès schiste carburé.

Structure orientée - quartz - chlorite - séricite - phase argileuse noirâtre - magnétite - ilménite - tourmaline - rutile.

Cote 1780. Gneiss albitique.

Structure orientée. Pâte microcristalline - feldspaths altérés - gros porphyroblastes d'albite maculée albite.

Quartz corrodés en doigts de gant groupés en amas - chlorite - séricite. Il s'agit vraisemblablement ici d'une ancienne arkose contenant des résidus pyroclastiques très analogues aux graywackes du groupe du Lac Blanc de J. Lameyre.

Combe de la Fournache à 1220 m (C 193). Schiste carburé dans les micaschistes d'Oris-en-Rattier.

Séricite - quartz recristallisé - matière argileuse - magnétite ilménité.

Lorsqu'on s'élève sur l'arête qui borde au Nord la Combe de la Fournache, on retrouve plusieurs fois les alternances de schistes carburés, de micaschistes et de gneiss sans toutefois pouvoir affirmer que l'on a là une série plissée ou non. Au-dessus de l'Eperon d'Oris-en-Rattier, les schistes carburés alternent avec des gneiss à grain fin.

De même, tous les grands arrachements de la Combe de Sillonières se trouvent dans une série formée de schistes carburés alternant avec des schistes chloriteux. Vers le haut de la Combe on passe à des schistes verts très chloriteux et même à des schistes à biotite (phlogopite).

Les micaschistes de l'arête de Côte Belle sont plissotés. Les passées chloriteuses et peut-être même amphiboliques y alternent avec les schistes carburés que nous retrouvons à Gragnolet en amont d'Entraigues, dans les pentes du Vet où l'on a la roche suivante :

Schiste carburé de Gragnolet L 56.

Schiste ferrugineux peu métamorphique - quartz recristallisé - muscovite - séricite - phase argileuse riche en oligiste.

3 - INTERPRETATION

La composition pétrographique des contreforts des massifs du Coiro et du Vet est donc totalement identique à celle du Dôme de La Mure proprement dit : il en est de même des contreforts du Piquet de Nantes au Sud du sommet et dans les pentes au-dessus de La Valette. Le sommet de la Scia est formé, lui aussi, de micaschistes. La seule anomalie que l'on y observe est la bande d'amphibolites et de prasinites du Rocher Noir et de La Valette qui, comme nous l'avons vu antérieurement, est probablement formée par d'anciens filons de diorite intrusive métamorphisée.

Dans tous ces massifs on observe des alternances de micaschistes, de leptynites et de schistes carburés albitisés ou non et dont tous les caractères sont ceux de la zone des Micaschistes supérieurs; il s'agit pourtant de roches ayant subi une première transformation dans la zone des Micaschistes inférieurs.

4 - PROLONGEMENTS DE LA SERIE VERS LE NORD ET VERS LE SUD

Les séries de micaschistes et leptynites que nous venons d'étudier se retrouvent en arrière du Massif du Tabor, dans la vallée de la Roizonne et dans le Massif de l'Armet.

P. Lory a reconnu depuis longtemps des séricitoschistes et des cornéennes (leptynites) dans les pentes de l'Armet qu'elles constituent. Il y a également trouvé des filons de minette intrusive.

Les échantillons que nous avons prélevés dans la vallée de la Roizonne nous ont montré les compositions suivantes :

Pont des Echaux, près de Moulin Vieux

La roche est un schiste chloriteux nettement orienté. L'albitisation est assez importante. L'albite poecilitique est accompagnée de calcite. Le quartz, la chlorite, la calcite, la séricite et la phengite s'accompagnent parfois de tourmaline.

Rocher 1107, au Nord des Mazoirs

La roche est un micaschiste chloriteux contenant de vieux plagioclases altérés et un peu de calcite.

La série cristallophyllienne acide du Coiro se poursuit donc vers le Nord en direction du Taillefer dont elle constitue, semble-t-il une bonne partie.

Vers le Sud, il nous faut signaler que l'affleurement de schistes cristallins de Beaufin sur le Drac est formé, lui aussi; des roches constitutives du Rameau externe et du Sud du Rameau interne. On y observe en effet des micaschistes à deux micas albitisés et rétrotransformés (C 193, Pont du Loup). Ainsi se confirme de plus en plus la position anticlinale de la série basique de Belledonne, au sein de cette chaîne, le Massif du Tabor séparant les deux massifs acides du Taillefer et de La Mure qui ont, eux, une valeur synclinale.

V - ROCHES INTRUSIVES

Les roches intrusives autres que les gabbros sont nombreuses, dans la série cristallophyllienne du Dôme de La Mure et du Rameau interne de Belledonne :

roches filoniennes telles que diorites et granulites amphiboliques mais surtout les minettes ou microsyténites à faciès lamprophyrique et les albitophyres;

ou bien roches massives, tel le granite d'Entraigues.

Nous étudierons successivement ces deux groupes de roches.

ROCHES INTRUSIVES FILONIENNES

LES DIORITES

Nous avons vu que les diorites vraies ont été décrites par L. Duparc et G. Choubert. Elles sont filoniennes et constituent plusieurs bandes qui affleurent sur des surfaces assez réduites, recoupant le massif de gabbros. L. Duparc a étudié deux échantillons provenant de filons qui recoupent l'arête Sud du Tabor. La roche est essentiellement formée de feldspaths très altérés correspondant à un labrador acide et de hornblende verte. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, le sphène.

La structure de la roche diffère beaucoup de celle des gabbros ouralitisés avec lesquels on pourrait la confondre. En effet, l'amphibole n'est pas en nids mais au contraire disséminés dans toute la roche.

G. Choubert a décrit un autre type de diorite : diorite micacée qui peut servir en quelque sorte de terme de passage entre les diorites et les minettes que nous étudierons plus loin.

Le filon observé par Choubert se trouve à l'Ouest de la carrière de Serriou, sur le flanc sud de la Chinarde (cote 1905). Cette roche qui se présente au milieu des serpentines comme une roche blanchâtre est formée de grands cristaux d'oligoclase-andésine entourés de biotite. Le mica est entouré de grains d'ilménite et d'aiguilles de rutile. Les plagioclases sont séricitisés.

Cette roche qui doit se ranger dans les diorites du fait de la nature de son plagioclase présente une structure que nous retrouverons d'une manière très nette chez les microsyténites. La teneur élevée en biotite et surtout en zircon est un caractère commun aux deux roches, qui pourrait montrer une origine identique.

GRANULITE AMPHIBOLIQUE

Le sommet même du Tabor est formé d'un banc assez dur correspondant vraisemblablement à un filon qui avait été étudié par L. Duparc. Celui-ci décrit la roche comme formée essentiellement de quartz, d'albite maclée albite, en grandes plages, de biotite, de chlorite et de hornblende. L'apatite, le zircon, le sphène et la magnétite constituent les minéraux accessoires.

Pour notre part, un échantillon de cette roche nous a montré outre les minéraux décrits par L. Duparc, la présence d'un ancien feldspath saussuritisé qui pourrait être du microcline et les restes d'un pyroxène indéterminable. La roche a une structure granoblastique. Il semble donc que le filon corresponde à une roche transformée et laminée qui pourrait avoir été à l'origine un filon de diorite quartzifère. Malheureusement il manque certains éléments caractéristiques pour une détermination certaine.

LES MINETTES

Les minettes ou microsyénites, ainsi que l'indique la carte géologique au 1/80 000, 2ème édition due à P. Termier qui les a décrites et cartographiées, forment de très nombreux filons dans le versant sud du Taillefer, des filons moins nombreux mais plus continus au Tabor; ils sont rares à l'Armet et près d'Entraigues. Le type dominant est un lamprophyre alcalin caractérisé par l'abondance du mica noir et l'alcalinité des feldspaths. Les filons ne sont connus que dans le socle cristallophyllien et les roches vertes associées.

Ces roches avaient été décrites par P. Termier & P. Lory dans le massif de Chaillol et P. Lory a signalé des filons de minette recoupant les schistes carburés du Coiro et de l'Armet, mais c'est P. Termier (1911) qui, le premier, donna une étude importante des minettes du Taillefer et du Tabor.

Il y signale quelques filons vers Entraigues et une trentaine dans le Massif du Tabor. Il a pu montrer leur âge antétriasique et, par analogie avec les minettes du Massif Central, il leur attribue un âge carbonifère.

Du point de vue pétrographique, P. Termier distingue deux types de minettes : *Type A* de couleur sombre, riche en mica noir, en ankérite et en feldspaths; au microscope on y observe de la hornblende verte et de la chlorite. La biotite est très riche en rutile, ilménite, sphène. Le feldspath alcalin est de l'orthose ou de l'albite. L'apatite est peu abondante ainsi que le quartz. Cette roche est très proche de la granulite amphibolique décrite ci-dessus. Le *type B* le plus fréquent au Tabor est de teinte plus claire. La biotite est encore abondante mais chloritisée. Au microscope, la structure se montre porphyroïde, la biotite formant le premier temps de recristallisation dont les cristaux sont moulés par les feldspaths et le quartz. L'ankérite et l'amphibole sont très rares. Le quartz est assez abondant. Le feldspath est représenté par l'orthose et l'albite en égales proportions.

Ces descriptions ont permis à P. Termier de souligner la différence de ces minettes avec les orthophyres des Massifs cristallins externes ou d'autres roches telles que la syénite du Lauvitel.

Pour notre part, nous avons eu la chance de découvrir des affleurements très frais de minettes se rapprochant du type B de P. Termier, en trois points principaux :

- le long de la route d'Entraigues au Périer, sur la rive droite de la Malsanne au point $x = 885,3$; $y = 296,9$; $z = 827$;

- dans la combe des Roberts, sur les pentes du Vet;

- sous le Pont du Loup, sur la route qui rejoint le Motty à Beaufin.

1/ Etude des gisements et pétrographie

- Minette d'Entraigues (route du Périer à Entraigues (figure 29)

Le filon que nous avons étudié a été repéré au cours d'une prospection radioactive en compagnie de J. Vernet. La roche présente en effet une assez forte radioactivité due, comme nous le verrons, à la présence de zircons très abondants ($\beta + \gamma = 846$ cph; $\gamma = 180$ cph).

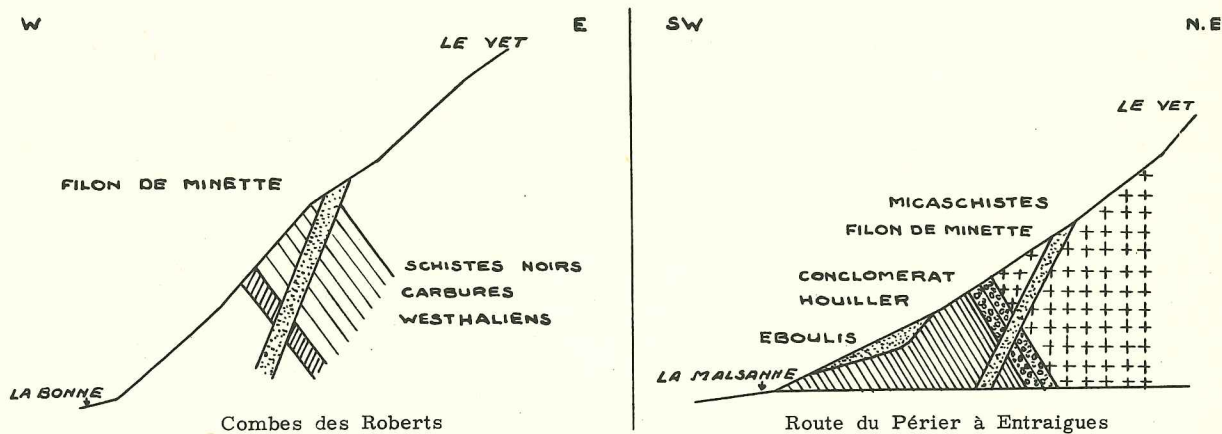


Figure 29 - Filons de minettes intrusifs (Combe des Roberts et route du Périer).

La roche se présente en filon d'environ deux mètres d'épaisseur recoupant la série cristallophyllienne du Vet et les conglomérats et schistes du Westphalien D. Le pendage est subvertical et la direction sensiblement Nord Ouest-Sud Est.

A l'œil nu, la roche est d'un gris sombre et montre de très nombreuses paillettes de micas qui s'altèrent en oxyde de fer rouge.

En lame mince, la biotite forme le minéral le plus abondant. C'est elle qui moule les feldspaths. Ceux-ci sont mal individualisés et on ne peut que mesurer un angle d'extinction nul. Les feldspaths forment de petites spérules. On note une grande abondance d'apatite et de zircon ainsi que la présence de sagénite. On trouve un tout petit peu de calcite et de quartz en lame mince.

L'étude de la nature du feldspath faite aux Rayons X, par diffraction selon la méthode de Debye-Scherrer, nous a montré la présence presque exclusive d'anorthose ainsi que d'une manière douteuse d'un peu d'oligoclase. Cette analyse a été faite sur une fraction flottée de poudre de la roche à la radiation du cuivre, sur une caméra de 360 millimètres de circonférence (figure 30).

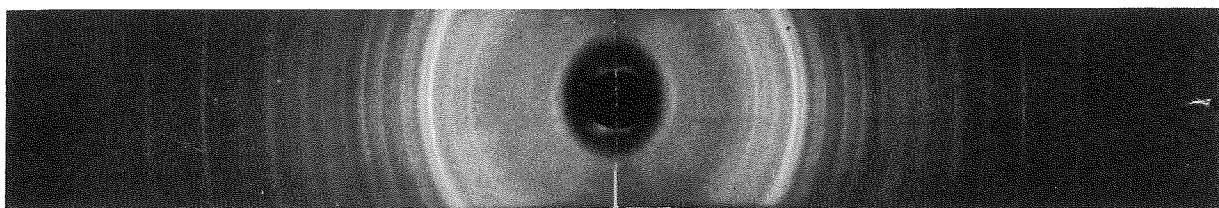


Figure 30 - Anorthose dans un filon de minette d'Entraigues λ : Cu α

Nous nous trouvons donc en présence d'une roche à faciès lamprophyrique très proche d'un microgranite, mais dont la très faible teneur en quartz oblige à faire une microsyrénite. On a là une syénite alcaline typique dont la biotite appartient peut-être au groupe lépidomélane.

Rappelons que la structure rappelle celle du diorite micacé de G. Choubert.

- Minette de la Combe des Roberts (figure 29)

L'affleurement se situe dans l'axe de la Combe des Roberts où le filon de minette, prolongement vraisemblable de celui de la route du Périer, détermine une petite cascade. Le filon recoupe en effet dans cette zone les schistes et grès du Westphalien appelés schistes carburés par J. Vernet. La roche est encore une microsyrénite à faciès lamprophyrique où l'on note une grande abondance d'apatite et de zircon. Le feldspath appartient encore ici à la série potassique. Le filon se trouve à la cote 980 et a un pendage subvertical.

- Affleurement du Pont du Loup

Le filon de minette du Pont du Loup recoupe les micaschistes qui constituent les appuis du Pont. Le filon se voit très bien dans le Drac où son pendage est vertical et sa direction sensiblement Nord-Sud.

A l'œil nu, la roche est grisâtre, marquée d'un grand nombre de points ferrugineux qui la font ressembler à un spilite du Trias.

En lame mince, on observe des feldspaths séricitisés automorphes moulés par la biotite qui est parfois chloritisée en pennine. L'apatite et le zircon sont abondants ainsi que la calcite. Le quartz est rare. Les cristaux de feldspaths ont un angle d'axe $2V = -48^\circ$. On a donc affaire à de l'anorthose. Cette détermination a été confirmée par l'étude aux Rayons X.

La roche est donc une microsyrénite à faciès lamprophyrique identique aux deux échantillons décrits précédemment et qui relèvent d'une série très potassique.

2/ Interprétation

Outre la constance de la composition de la roche dont l'anorthose non encore signalée dans la région est un élément important et normal pour une syénite alcaline et l'ordre de cristallisation des minéraux, à savoir : feldspath, puis mica noir, typique d'une minette, il est intéressant de noter la constance des directions filoniennes de nos gisements, indice d'une mise en place au cours d'une même phase orogénique.

Nos minettes semblent être d'âge carbonifère. Elles recourent le Westphalien D et on n'en connaît pas dans le Stéphanien. Elles pourraient donc correspondre à une activité magmatique liée à la phase asturienne, mais elles semblent indépendantes tant comme composition que comme âge, des orthophyres des Massifs cristallins externes. Il nous faut en effet signaler l'absence d'orthophyres dans notre région, assez curieuse du fait de l'abondance de ceux-ci dans le Massif des Grandes Rousses et de leur présence signalée par A.C. Tobi dans la Chaîne de Belledonne. Les orthophyres correspondraient d'ailleurs à une activité magmatique plus récente que les minettes; ils seraient peut-être stéphaniens.

LES ALBITOPHYRES

Nous emploierons ce terme, qui pour les anciens auteurs correspondait à des trachytes anciens à albite, pour désigner toute une catégorie de roches très abondantes dans notre région et qui se manifestent par des filons dans le socle cristallophyllien ou des coulées intercalées dans la série sédimentaire triasique.

Le terme d'albitophyre qui désigne aussi bien les spilites appelés aussi à tort mélaphyres, que les kératophyres, correspond à des roches volcaniques ne contenant que des minéraux de basse température où les plagioclases sont remplacés par un mélange d'albite et de calcite, les minéraux ferromagnésiens étant remplacés par la serpentine, l'épidote et la chlorite.

L'âge triasique de ces roches, qui est bien connu, devrait nous amener à ne les étudier qu'avec les assises de même âge, mais la découverte de nombreux affleurements de caractère filonien dans le socle cristallophyllien acide ou basique de la bordure est de la Matheysine va nous permettre d'essayer d'établir la nature originelle de ces laves énigmatiques et les rapports entre le magma originel et les autres magmas.

Nous nous bornerons donc à l'étude pétrographique des spilites renvoyant le problème de leur répartition verticale et horizontale au chapitre Trias. Nous indiquerons donc seulement le mode de gisement des filons rencontrés, avant de passer à l'étude pétrographique.

A - Albitophyres à caractère filonien

R. Michel et J. Vernet ont décrit récemment une cheminée volcanique d'âge triasico-liasique à l'Aiguille Fourchée, dans le Massif du Pelvoux. Il s'agit là d'un dyke subvertical de direction Nord-Sud, traversant les gneiss. En lame mince, la roche est formée par un feutrage de microlites d'albite-oligoclase An 10 qui renferment des paillettes de chlorite et de la calcite. Celle-ci est également présente dans la pâte de la roche qui est formée essentiellement de chlorite vert pâle. La structure est doléritique intersertale. Les auteurs ont désigné cette roche sous le nom de Porphyrite.

C'est d'ailleurs sous le nom de porphyrite micacé que L. Duparc avait signalé dans notre région un filon provenant de la crête sud du Tabor. Les cristaux du premier temps sont formés de plagioclases maclés albite correspondant à de l'albite (l'extinction de np se produit sur g1 à 20° de la trace de p). Le deuxième temps est formé de microlites très courts d'albite qui sont associés à des lamelles de chlorite verte qui provient peut-être de l'épigénie d'un mica. On note une assez grande quantité d'épidote et un peu de quartz.

La composition de cette roche est donc sans conteste celle d'un albitophyre.

Pour notre part, nous avons pu reconnaître plusieurs gisements filoniens d'albitophyres dans la série cristallophyllienne qui doivent être considérés comme des cheminées par où se sont épanchés les spilites triasiques.

Au Sud du sommet du Tabor, les rochers qui forment le sommet même du Piquet de Nantes sont constitués par une lave filonienne dont la structure est soit doléritique soit microgrenue. Les plagioclases semblent provenir de deux temps de cristallisation; ils se présentent soit en gros cristaux, soit en microlites. Ces plagioclases qui présentent la macle de l'albite parfois en écharde ont un relief négatif et les caractères optiques de l'albite. La chlorite verte forme le ciment de la roche avec de la calcite en plages assez grandes. La roche contient très peu de quartz, mais par contre une assez forte proportion de magnétite. Certains échantillons de ces albitophyres présentent parfois des plages séricitisées.

Un échantillon prélevé au col, entre les deux sommets du Coiro, par J. Haudour, montre une structure doléritique. On note surtout des microlites d'albite très altérée de même que tous les autres cristaux, des phénoblastes d'albite séricitisés, de la pennine, un peu de quartz xénomorphe. Nous avons là encore une cheminée par où ont pu remonter les spilites.

Un dernier gisement particulièrement intéressant se trouve dans la Combe de la Fournache, au-dessus d'Oris-en-Rattier.

Là, à la cote 1680, un banc plus dur que les micaschistes encaissants présente une teinte verdâtre et une structure assez massive.

Au microscope, cette roche qui forme un filon subvertical plus ou moins écrasé et déformé par les plissements alpins, montre encore deux temps de cristallisation. Une première phase correspond à de grands phénoblastes d'albite ($2V = +72^\circ$). Le deuxième temps correspond à des microlites d'albite soit en lattes, soit très courts. Les microlites sont parfois tordus. La pâte est formée de chlorite. On note de l'épidote, du leucoxène et un peu de quartz. La structure est intersertale.

Nous avons là à nouveau une lave intrusive dans la série cristallophyllienne qui forme certainement une ancienne cheminée de spilites. Cet albitophyre présente cependant un autre intérêt : l'existence de deux temps de cristallisation et l'absence de résidus qu'aurait donné un feldspath plus basique lors d'un métamorphisme ultérieur ne permettent plus de douter que l'albite soit primaire dans la roche.

On sait que pour beaucoup d'auteurs les albitophyres dérivent de laves du type basalte par altération des feldspaths et des éléments ferromagnésiens. Il semble bien que l'existence de cette cheminée et sa nature imposent la présence, dès la phase originelle, des minéraux observés. Il est donc incorrect de classer les albitophyres parmi les basaltes ou même les andésites puisque les minéraux virtuels sur lesquels on fonde ces déterminations sont déduits uniquement des analyses chimiques et n'ont pas d'existence réelle. On sait d'autre part qu'il existe des spilites potassiques d'âge triasique. L. Moret, R. Michel puis C. Alsac en ont décrit provenant des conglomérats de St-Offenge et du Dôme de Remollon. Ces roches à orthose, désignées sous le nom d'orthoalbitophyres, sont extrêmement rares. Elles ne peuvent correspondre à un magma basaltique et puisqu'on les trouve associées aux spilites normaux, il semble difficile que ceux-ci en dérivent.

Le faciès vacuolaire se rencontre très rarement dans les filons que nous avons étudiés. Ce caractère rapproche nos albitophyres des orthophyres du Houiller qui sont des trachytes, selon P. Termier.

En ce qui concerne nos albitophyres, il semble que ce soit la nature des feldspaths du premier temps qui puisse varier de l'orthose à l'albite, les minéraux du deuxième temps étant assez constants.

Nous discuterons plus loin à la lumière des travaux de P. Termier et de P. Bellair des origines et de la nature du magma originel des spilites. Nous allons auparavant étudier les albitophyres à caractère effusif.

B - *Albitophyres* à caractère effusif

Il s'agit ici des coulées de laves triasiques désignées le plus souvent sous le nom de spilites et de mélaphyres.

- Historique -

Les premières études de ces coulées datent d'E. Gueymard, qui, dès 1850, en a donné des analyses chimiques et une description détaillée.

Ch. Lory, dans sa description du Dauphiné, les a longuement étudiés. Il les considérait comme des roches éruptives caractérisées par leur forte teneur en calcite et leur structure vacuolaire très fréquente. "Les spilites renferment une pâte feldspathique comparable à celle des diorites, un pyroxène ou une amphibole et une chlorite ainsi que de la calcite". Pour cet auteur, les spilites forment des filons couches d'origine éruptive. Il signale les énormes masses de spilites des gisements d'Aspres-les-Corps et de Beauvin. Pour lui, les spilites seraient issus du même magma que les diorites, mais leur composition aurait changé sous l'influence du milieu dans lequel ils s'épanchaient. Cette comparaison erronée devait l'amener à affirmer que, dans la région du Tabor, les diorites et gabbros passaient aux spilites et que l'ensemble de ces roches était triasique ou liasique. Nous avons vu que P. Termier a montré l'erreur de Ch. Lory dans la région du Col d'Ollières.

P. Termier a en effet étudié très en détail les spilites de la bordure du Pelvoux. Il en a publié de nombreuses analyses (cf. tableau) qui lui ont permis de constater une "décalcification des mélaphyres". Il attribuait cette élimination de la chaux à une métasomatose sous l'action des agents atmosphériques ou des eaux des transgressions. Cette élimination de la chaux par métasomatose était un caractère commun aux roches basiques du Massif du Pelvoux découvert par P. Termier qui instituait une répartition chronologique parmi les roches intrusives du cycle hercynien :

- 1/ Porphyrites du Houiller suivies des orthophyres, puis plus tard des microgranulites ;
- 2/ Porphyrites permienes ;
- 3/ Mélaphyres du Keuper accompagnées de tufs et de scories volcaniques.

Analyses de Mélaphyres

4 échantillons in P. Termier 1893, C.R.A.S., t.116, p. 900

	1	2	3	4
SiO ₂	48,6	50,8	45,6	46,1
Al ₂ O ₃	16,5	18,7	13,4	18,3
Fe ₂ O ₃	10,6	11,4	21	14,3
CaO	4,1	3,83	2,7	1,8
MgO	9,4	3,4	6,8	6,7
K ₂ O	0,52	0,96	0,63	0,93
Na ₂ O	5,47	6,2	4,84	3,61
Perte au feu	3,96	4,7	4,9	4,56
	99,15	99,99	99,87	99,3

W. Kilian a confirmé l'âge triasique des coulées de spilite mais n'a guère apporté de faits nouveaux sur la pétrographie de ces roches. Il donne néanmoins une chronologie des venues éruptives assez analogue à celle de P. Termier.

P. Bellair a étudié pour sa part les spilites du Massif de Pelvoux. En lames minces, il a observé des restes de minéraux tels que la néphéline ou l'augite et des zéolithes, ainsi qu'en d'autres points (Préclos) de l'orthose associées à de l'andésine. Tout en reconnaissant la difficulté d'interprétation d'analyses chimiques faites sur des roches plus ou moins altérées, il donne un grand nombre d'analyses et en déduit que la roche présente un déficit en chaux. Ce résultat connu de P. Termier est complété par le fait que la teneur en alcalis n'aurait pas varié au cours de la transformation de la roche. Il déduit de ses analyses et de ses observations que les spilites du Trias ne sont pas d'origine basaltique mais proviennent d'andésite à olivine. Ainsi la pauvreté ori-

ginelle en chaux des roches du Massif du Pelvoux s'accompagnerait d'un enrichissement progressif du socle en soude au cours du cycle hercynien.

M. Vuagnat (1953), à la suite d'études sur les spilites du Pelvoux et les diabases suisses, nie les idées de P. Termier sur la métasomatose par l'eau météorique et établit une distinction entre les diverses laves suivant leur profondeur de formation : laves en coussins s'épanchant dans les sédiments profonds et laves de plateaux continentaux ou épicontinentaux. Cette distinction explique bien les différences de structure mais non pas la composition des spilites.

E. den Tex a étudié des échantillons provenant de coulées de spilites du Massif de Chamrousse et de celui du Tabor (cirque de la Vacherie). Dans ces échantillons, on observe de l'albite maclée albite ($2V = +74^\circ$), de la chlorite, de la calcite, du quartz, bref uniquement des minéraux de la zone épi. La structure est intersertale. Les échantillons étudiés n'étaient pas vacuolaires, mais massifs. Den Tex déduit de son étude que les spilites correspondent au refroidissement du magma qui a donné les minettes et les orthophyres.

L. Moret et R. Michel, à la suite de l'étude d'échantillons provenant du Massif d'Allevard, arrivent à des conclusions analogues. Les roches recueillies qui correspondent à une alternance de coulées et de projection, les coulées étant vacuolaires ou non, présentent la paragénèse albite-chlorite-leucoxène-calcite, entièrement primaire. Pour eux, il s'agit ici d'une différenciation de basse température d'un magma à potentiel andésitique.

Cl. Alsac a pu confirmer ce point de vue lors de son étude des gisements de spilites du Dôme de Remollon.

Les affleurements de spilite que nous avons observés dans le Dôme de La Mure montrent généralement une alternance de coulées scoriacées et de coulées massives avec parfois des passées correspondant à des projections volcaniques. Ces diverses variétés sont très bien représentées dans la région d'Oris-en-Rattier (figure 31) et en de nombreux autres points que nous verrons lors de la description stratigraphique des assises du Trias. Nous donnerons ici les résultats de l'étude de chacune des variétés.

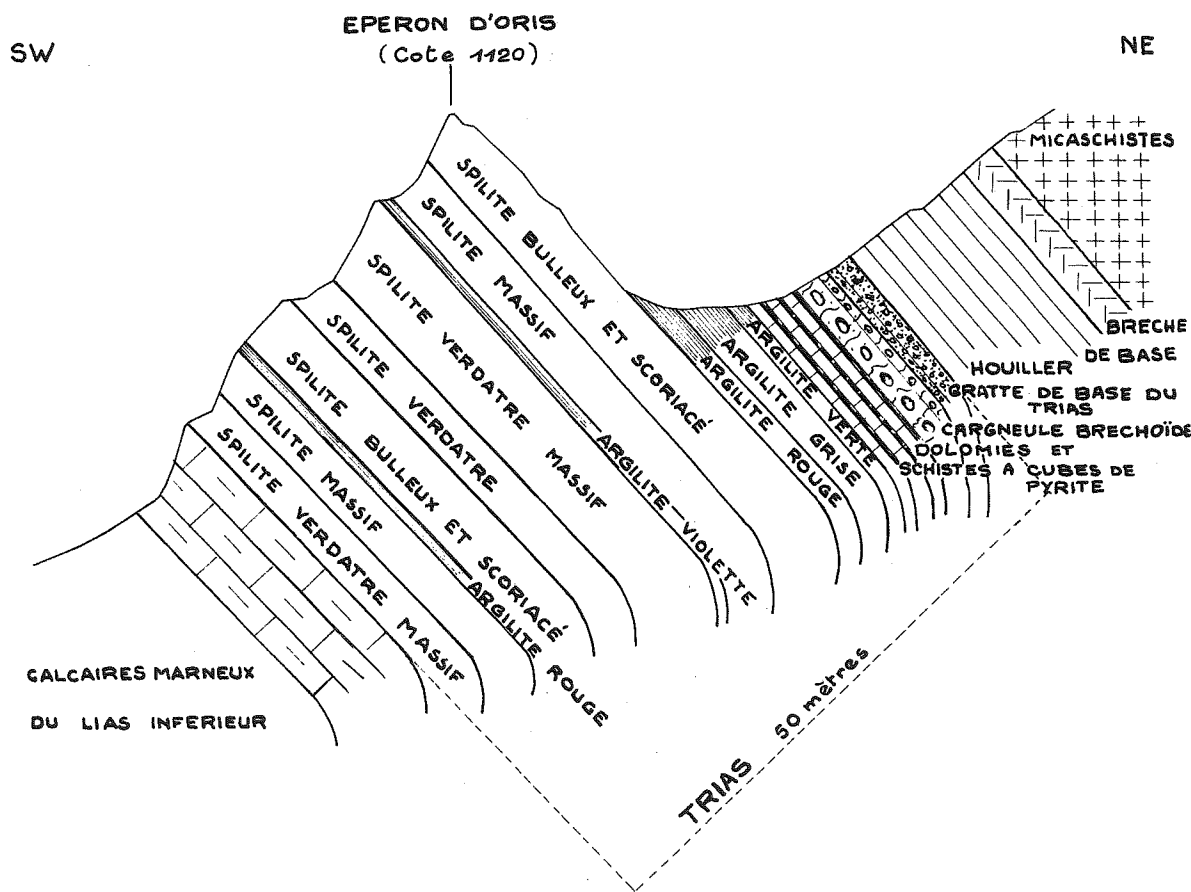


Figure 31 - Coupe des coulées de spilite d'Oris-en-Rattier.

— Description —

a) Coulées vacuolaires et scoriacées

Les bancs les plus hauts stratigraphiquement dans les spilites d'Oris sont verdâtres et scoriacés.

L'échantillon C 89 nous a montré une structure intersertale formée de microlites d'albite maclée albite, feutrés. On note un peu de quartz spongieux entre les microlites et automorphe autour de pustules de calcite. Le reste de la lame est formé par un peu de chlorite.

L'arrangement des quartz automorphes d'une manière rayonnée autour des vacuoles de calcite est très remarquable et fréquent. Dans les spilites potassiques décrits par L. Moret, l'auréole des pustules de calcite est formée de chlorite. Il y a vraisemblablement là une inversion des ordres de cristallisation.

Au Thaud, dans la région située à l'Ouest de Mens, on observe la même alternance de coulées qu'à Oris-en-Rattier. On note cependant que les microlites de feldspaths sont très petits et que l'on peut distinguer quelques restes d'olivine et de pyroxène. La calcite forme toujours des pustules bordées de quartz rayonnants. La chlorite vert pâle forme encore le fond de la lame. Il s'agit vraisemblablement de pennine. Sur l'arête qui monte vers l'Est, depuis le Col de Mayres en direction du Serre de Lorizon, on observe toujours la présence de microlites d'albite et de pustules de calcite ainsi que de chlorite, mais on note une forte teneur en magnétite et la présence d'un peu de serpentine.

Au Serre de Lorizon même, la barre des spilites montre plusieurs variétés. A côté d'échantillons très riches en pustules de calcite, on voit des échantillons moins riches en vacuoles qui, en lame mince, montrent à côté de microlites d'albite des cristaux d'olivine automorphes. L'olivine est parfois serpentinisée et les microlites moulent les autres éléments. Ils appartiennent donc au deuxième temps de cristallisation. Une assez forte quantité d'oligiste imprègne la roche. Enfin, les couches de spilites intercalées au sommet du Trias sous le Château de la Motte-les-Bains montrent une structure microlitique. Le plagioclase est de l'albite maclée albite. Le fond de la roche est formé de pennine et la calcite s'accompagne d'ankérite, ce qui est normal étant donné la teneur assez élevée en oligiste et magnétite.

Sur le flanc Est du Seneppey, sur le chemin qui monte au Col de Mayres, on observe des coulées de spilites alternativement scoriacées ou massives. L'albite forme de gros microlites; la chlorite est abondante. On note un peu de calcite, du sphène ou leucoxène, de la limonite et un peu de quartz au milieu d'une plage de chlorite. La structure est doléritique.

b) Coulées non vacuolaires

Un peu en-dessous des spilites scoriacées d'Oris, nous trouvons des bancs massifs de couleur violacée qui, en lame mince, montrent une structure intersertale divergente selon la définition de Vuagnat. Les microlites sont formés d'albite maclée albite. La chlorite et la calcite sont diffuses dans la roche. De la serpentine épigénèse des cristaux représentant les formes et les craquelures de l'olivine. La magnétite et l'ilménite sont abondantes (figure 32).

Un autre banc très dur et massif presque à la base de la coulée et qui forme le rebord de la corniche d'Oris (la coulée est renversée) montre la même composition avec des restes d'olivine serpentinisée. Les microlites de feldspaths moulent encore les autres éléments.

La barre des spilites d'Oris se prolonge dans les flancs du Piquet de Nantes où elle recoupe la Combe des Girauds vers la cote 1500. La pâte y est microlitique et formée d'albite. La chlorite est d'un vert extrêmement vif. On note de nombreux fantômes correspondant peut-être à de l'olivine ou à des pyroxènes. La serpentine est présente. Les microlites moulent les autres éléments, mais il semble exister deux générations de microlite de taille différente.

Plus en aval, dans la Combe des Girauds, au niveau de la maison Félix, on observe toujours l'existence d'une chlorite de teinte très vive. Les restes d'olivine semblent transformés en bastite. On note de la calcite, de la magnétite et de l'ilménite, mais il semble que les chlorites, cette fois, moulent les autres éléments.

Au Sud du Dôme de La Mure, dans la région de Beaufin, gîte classique des spilites depuis Charles Lory, nous avons pu trouver au sein des nombreuses coulées superposées, des échantillons qui montrent en lame mince une structure intersertale. Les microlites d'albite présentent la macle de l'albite. On note la présence d'augite titanifère et d'olivine. Les minéraux sont très frais et semblent bien être les minéraux originels. On peut se demander s'il ne s'agit pas là d'une lave rejetée alors qu'elle était déjà consolidée, ce qui expliquerait la fraîcheur des ferromagnésiens.

c) Projections volcaniques et tufs spilitiques

On connaît de longue date des assises schisteuses vertes ou rouges qui accompagnent les coulées de spilites et s'intercalent avec elles. Elles ont fréquemment reçu le nom de cinérites. Ce nom n'est pas toujours justifié car nous avons pu montrer que nombre de ces assises étaient en réalité d'anciennes argiles essentiellement illitiques ne pouvant donc dériver de laves qui auraient donné des montmorillonites ou kaolinites. Il existe cependant des niveaux intercalés dans les coulées ou à leur voisinage, formés soit d'argilites soit de dolomies, qui présentent des traces indiscutables d'une certaine activité aérienne volcanique. C'est ainsi que L. Moret et R. Michel ont pu signaler des tufs spilitiques dans la galerie de reconnaissance de la chute d'Allevard. La roche est très compacte et a une couleur verdâtre. En lame mince, elle montre à côté de quartz détritiques anguleux, des microlites de plagioclases très altérés et des chlorites pseudomorphosant d'anciens minéraux ferromagnésiens. La pâte de la roche est formée de ciment dolomitique ou siliceux. Cette roche correspond donc à des retombées d'anciennes projections volcaniques.

Pour notre part, nous avons pu observer un niveau très analogue à la base de la série des spilites d'Oris-en-Rattier. La série étant renversée, la roche étudiée se trouve au sommet de l'affleurement des spilites.

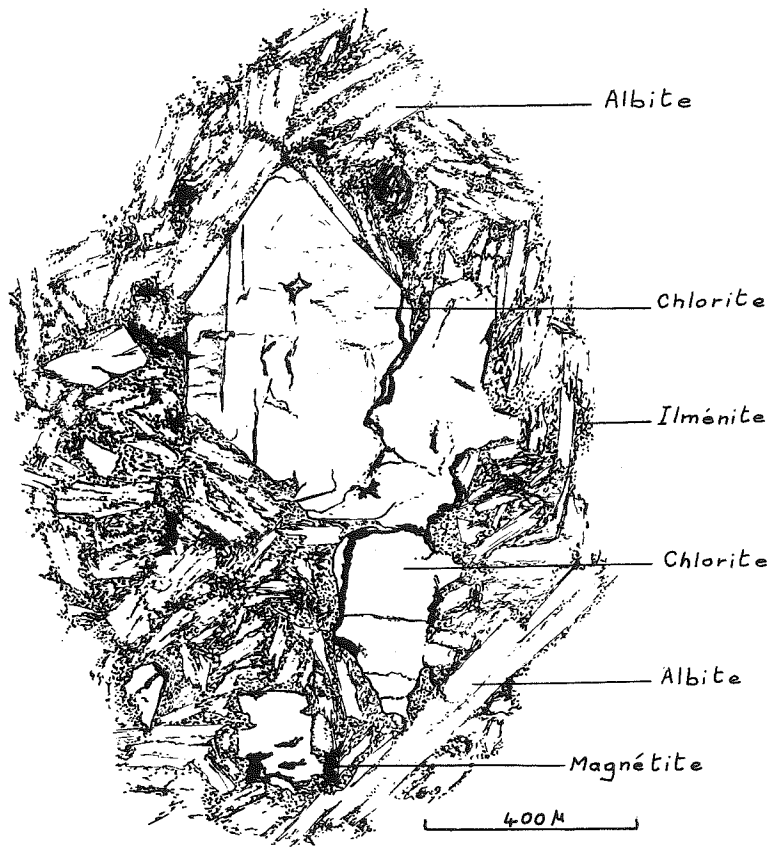


Figure 32 - Fantôme d'olivine dans un spilite (vue en lumière naturelle). Coulée d'Oris-en-Rattier.

Une fois de plus l'albite se manifeste bien comme un minéral primaire et non pas d'altération ou de métasomatose.

Enfin, au Thaud, dans des bancs alternant avec ceux que nous avons décrits plus haut, on note la présence de microlites d'albite, d'un peu de quartz, d'olivine et de fantômes de pyroxènes orthorhombiques passant à de la chlorite. Il existe un peu de serpentine. L'oligiste et la magnétite sont assez développées. La structure est peu nette et à tendance fluidale.

La roche (C 93) est formée d'un fond dolomitique et siliceux où l'on distingue des zones de silice spongieuse en sphérules. Il existe quelques fragments de quartz détritiques. La couleur verdâtre de la roche est déterminée par un peu de chlorite qui pourrait être d'origine volcanique de même que la silice spongieuse.

Nous avons retrouvé des échantillons à composition analogue associés aux spilites qui forment le soubassement du rocher de l'Aigle, près du Col de Mayres (C 80 bis). La roche est encore formée d'un ciment dolomitique montrant des zones de silice spongieuse. Il existe des grains de quartz roulés et corrodés ainsi que des paillettes de chlorite provenant d'éléments volcaniques. A l'œil nu, la roche est très typique, c'est une roche verdâtre à pâte extrêmement fine montrant seulement quelques fragments de quartz et ne réagissant pas à l'acide chlorhydrique dilué.

Un autre échantillon provenant des Combes de Champ, près de Vizille, montre en plus des éléments cités plus haut, quelques microlites de plagioclases. On peut encore considérer cette roche comme un tuf spilitique.

Les tufs spilitiques n'ont donc pas du tout le même faciès que les argilites d'origine continentales intercalées entre les coulées ou à leur voisinage. Il s'agit de dolomies siliceuses et chloriteuses qui montrent que les premières manifestations du volcanisme spilitique du Trias ont été des projections, assez peu développées il est vrai, qui sont retombées dans les eaux de lagune triasiques riches en éléments magnésiens.

Les zones d'affleurement de ces roches sont d'ailleurs relativement restreintes et comme nous le verrons il existe de nombreux points où la série spilitique débute sans l'intermédiaire de tufs. En effet, les coulées se sont peut-être épanchées plus loin que ne sont allées les quelques projections du début de l'activité volcanique.

Cl. Alsac a retrouvé des formations analogues à nos tufs spilitiques dans le Dôme de Remollon où il les a désignées sous le nom de dolomies vert pistache, auxquelles il attribue aussi une origine mixte.

C - Conclusions sur les albitophyres

On peut résumer l'ensemble du problème des albitophyres de la façon suivante : ces roches se manifestent dans notre région par des filons correspondant vraisemblablement aux cheminées d'éruption, des coulées intercalées d'une manière quasi constante au sommet du Trias et des tufs spilitiques représentés par des niveaux dolomitiques imprégnés d'éléments volcaniques.

Nous étudierons plus loin la composition du magma originel d'où dérivent les albitophyres et les relations de ce magma avec les autres éléments de la région, mais on peut affirmer d'une manière catégorique que dans notre région, correspondant aux deux Rameaux de Belledonne, la nature albitique du feldspath n'est pas due à une transformation secondaire mais que cette albite presque pure est primaire, comme le montre la constance de sa composition et l'absence de tout autre feldspath. La présence d'éléments ferromagnésiens est moins nette. Nous avons la certitude de l'existence d'olivine dans un certain nombre de lames et d'augite dans une seule lame prise dans un affleurement dont le caractère est bien particulier. Partout ailleurs nous ne voyons que des fantômes attribuables à des pyroxènes. Le seul minéral dont on puisse affirmer l'origine d'altération est la serpentine.

On notera que les cristaux d'olivine ou de pyroxènes sont surtout nets dans les coulées non vacuolaires qui, a priori, sont plus chaudes et moins riches en gaz carbonique que les coulées vacuolaires et scoriacées. On peut donc se demander si l'on ne se trouve pas plutôt en présence de minéraux incomplètement formés originellement qu'altérés secondairement. Les minéraux des spilites sont en effet épimigmatiques et il se pourrait que les autres minéraux qui appartiennent à des zones plus profondes (?) ne se soient formés que dans le cas où le magma était un peu plus chaud.

L'absence de niveaux importants de tufs plaide d'ailleurs pour l'existence d'un magma assez froid. On peut donc considérer que la paragenèse albite-chlorite-calcite est primaire et principale dans notre région. Le nom d'albitophyre définit donc parfaitement ces roches et la détermination d'un autre type de roche fondée sur les analyses chimiques et l'emploi de paramètres ou de normes quelles qu'elles soient, ne peut rendre compte de la véritable nature des laves étudiées puisqu'elles font appel à des minéraux virtuels et des magmas potentiels.

LES FILONS METALLIFERES

Les filons métallifères constituent une espèce de roche filonienne intrusive intéressante mais leur présence se trouvant liée aussi directement aux efforts tectoniques qu'aux activités mag-

matiques, nous les étudierons dans un chapitre à part : métallogénie et tectonique. Signalons cependant qu'il s'agit surtout de filons hydrothermaux du type méso ou épi, B.P.G. ou B.P.G.G. Quelques gîtes à Ni, Co et Cr un peu plus chauds semblent cependant en liaison avec un magma basique du type de celui du Tabor.

ROCHES INTRUSIVES MASSIVES

LE GRANITE D'ENTRAIGUES

Si les gabbros et amphibolites du Tabor peuvent être considérés comme des roches intrusives, leurs caractères se fondent tellement avec ceux de la série cristallophyllienne que l'on peut les considérer comme nous l'avons fait, comme en faisant partie intégrante.

Il n'en est pas de même du massif de granite d'Entraigues que les auteurs de la carte au 80 000e décrivent ainsi : "granite alcalin du type granite du Pelvoux, généralement aplitique, souvent écrasé et laminé, de couleur claire avec des joints verdis par la chlorite, formant un massif étendu près de Livet et Rioupéroux, profondément coupé par la Romanche et un autre massif très petit fortement écrasé près d'Entraigues".

a) Historique

Ce massif d'Entraigues n'était considéré par Ch. Lory que comme formé des mêmes éléments que le soubassement du Piquet de Nantes et le Dôme de La Mure proprement dit, c'est-à-dire les schistes cristallins.

P. Termier qui a décrit le granite d'Entraigues le compare à celui du Pelvoux, caractérisé par sa composition: quartz, microperthite, albite et mica noir chloritisé. Ce granite, pauvre en chaux et en magnésie, a, comme l'indique P. Termier, modifié à son contact les schistes cristallins peu métamorphiques, mais il est resté sans action sur les roches qui l'encaissent là où ces roches avaient déjà subi, avant son arrivée, une gneissification régionale.

Les observations en restèrent là jusqu'aux travaux de P. Bellair sur le Massif du Pelvoux où il devait découvrir l'existence de deux granites d'âges différents; l'un ancien, vraisemblablement antérieur aux dernières phases hercyniennes et au granite du Pelvoux proprement dit, l'autre, le granite du Pelvoux d'âge hercynien est un granite alcalin à la limite des branches orthosiques et orthoalbitiques, les variétés les plus sodiques étant situées à la périphérie du massif.

Pour P. Bellair, le granite d'Entraigues pourrait être postérieur au granite du Pelvoux. Celui-ci serait ségalunien et les microgranites auxquels se rattachent le granite d'Entraigues seraient allobrogiens. D'ailleurs P. Bellair confirme les observations de P. Termier sur les phénomènes d'exomorphisme lors de la mise en place de ce granite qui, en présence de schistes non métamorphiques, se manifeste par des microgranites et des phénomènes de contact, tandis qu'en présence de roches basiques on assiste à une injection lit par lit.

En 1951, N. Llopis Llado publia une note très courte mais extrêmement importante, puisqu'il montrait que le granite d'Entraigues, pauvre en quartz et riche en muscovite, formait une coupole perçant les schistes cristallins et un synclinal carbonifère. Les assises du Carbonifère sont métamorphosées progressivement jusqu'à passer à des embréchites. Le passage du faciès normal au faciès métamorphique est très visible. La transformation se fait sur 500 m environ. Tout près du tunnel du canal du Beaumont, la roche prend un faciès d'anatexite et devient un véritable schiste cristallin. Ce serait le granite d'Entraigues qui serait responsable du métamorphisme observé, métamorphisme d'âge postwestphalien : asturien ou saalien plus précisément. Le métamorphisme n'atteint que des roches à moins de 500 m de la coupole granitique. Les roches cristallines environnantes ont donc pris le même faciès que les schistes houillers métamorphiques dont on a de la peine à les distinguer.

Ces observations, malheureusement trop brièvement exposées, ont amené P. Lory et J. Debelmas à répondre à la note de N. Llopis Llado en niant l'existence d'un métamorphisme de contact et en expliquant la présence de schistes noirs métamorphiques et de conglomérats au voisinage du granite par l'attribution de cet ensemble à l'ancienne série cristallophyllienne. Nous verrons plus loin ce qu'il faut penser des schistes carburés de la région d'Entraigues qui ne sont en réalité que des schistes du Westphalien supérieur.

Dès 1954, J. Vernet rectifiait d'ailleurs un certain nombre d'observations de P. Lory et J. Debelmas concernant les rapports du Permien et du socle cristallophyllien, mais reprenait à son compte leur détermination de schistes carburés et de conglomérats métamorphiques antéhouillers pour les assises décrites par N. Llopis Llado comme Houiller métamorphique. Pour tous ces auteurs, le granite d'Entraigues était donc d'âge antéhouiller.

En 1952, P. Bellair avait mis en doute les interprétations de N. Llopis Llado, se retranchant derrière les difficultés d'observation réelles dues aux éboulis et à la végétation ainsi qu'à la topographie. Il se bornait à constater que le granite d'Entraigues est très feldspathique, pauvre en quartz et riche en muscovite, renvoyant à son interprétation antérieure en ce qui concerne l'âge du granite.

Pour notre part, nous avons publié en 1956 une étude provisoire portant sur le Houiller et le granite d'Entraigues dans le cadre plus général de l'extension des terrains houillers et de leurs rapports avec le socle cristallophyllien. Cette étude entreprise avec J. Haudour a été poursuivie par la suite. De nombreuses études de lames minces et une visite sur le terrain ont été faites avec R. Michel, et dernièrement une visite avec Messieurs les doyens Moret et Pruvost nous a permis de confirmer les premiers résultats obtenus. Sans rappeler les faits établis antérieurement, nous donnerons donc les principaux résultats de nos observations, et pour cela nous rappellerons la constitution de Granite d'Entraigues.

b) Description

- Granite d'Entraigues, Constitution minéralogique et pétrographique.

Les faciès du granite d'Entraigues variant très rapidement nous étudierons un certain nombre d'échantillons prélevés.

Il est bon de remarquer cependant que, comme l'a montré J. Vernet, l'extension du Granite d'Entraigues est moins importante que ne l'avait signalé P. Termier. Le granite franc affleure très largement entre les Engelas et le hameau de Chabrand, avec cependant une ou deux passées de roches métamorphiques. A la Roche, on retrouve, au-delà du synclinal permohouiller des Prats, le granite qui s'élève dans la falaise au-dessus de la Roche, jusqu'à la cote du sommet des Ferrières. Le granite franc est accompagné de filons d'aplite et de faciès de bordures qui rendent très difficile sa délimitation; c'est ainsi que nous trouvons des roches à faciès de granulite et de gneiss un peu partout dans l'énorme bosse située au Sud d'Entraigues. Ce fait est remarquable, car nous avons là un faciès nouveau de gneiss qui est un élément hétérogène dans la série cristallophyllienne que nous avons vu être, d'ordinaire, formée de micaschistes et leptynites de la zone des Micaschistes.

- Granite d'Entraigues C 505 : extrémité nord du canal du Beaumont au-dessus d'Entraigues.

Quartz à extinction onduleuse. Microcline avec microperthite abondante. Albite maclée albite ($2V = +78^\circ$); albite non maclée ($2V = +80^\circ$). 1 section oligoclase ($2V = +88^\circ$). La roche est fortement écrasée et la structure se trouve légèrement orientée. L'albite en échiquier dans le microcline est très nette. Séricite. Phengite.

Nous désignons sous le nom de phengite un mica qui, comme l'indique R. Michel, a un angle d'axe très petit et est très peu pléochroïque.

Une analyse radiocristallographique a été faite sur un échantillon prélevé près de Chabrand et présentant de belles plages de ce mica.

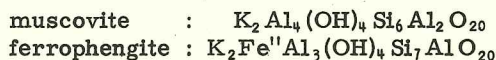
Si en effet il est difficile de suivre le massif de granite dans la falaise abrupte qui termine au Nord la tête de Combe Large, il est plus facile de l'étudier dans la région comprise entre Chabrand et les Engelas.

c) La Phengite

Vers Chabrand, au point 1103 (C 111), on peut observer un affleurement de granite à très grands cristaux de micas. Le quartz est en grandes plages entourées de mica non pléochroïque et à petit angle d'axe. En lumière polarisée, ce mica polarise dans les jaunes bronze. Les plagioclases assez altérés, sont analogues à ceux de la lame précédente, mais le faciès à microperthite est plus rare. On note des bourgeons de mirmékte dans les feldspaths. L'examen radiocristallographique à la radiation du cuivre sur une caméra de 360 millimètres de circonférence, d'une poudre faite à partir de quelques paillettes de mica nous a fourni des équidistances réticulaires analogues à celles de la muscovite mais dont les intensités sont très différentes.

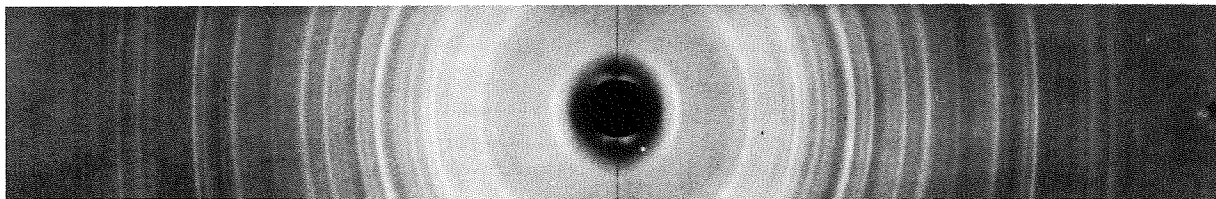
Les clichés ci-joints (figure 33) faits sur la phengite d'Entraigues d'une part, et sur celle décrite par R. Michel dans le Massif du Grand Paradis, permettent de comparer les intensités des raies, les équidistances réticulaires étant identiques. Il faut noter cependant que la phengite de Ribordone provenant des gneiss minuti s'écarte un peu de la phengite théorique.

Si l'on considère les formules de la muscovite et de la ferrophengite, on a, d'après Winchell :

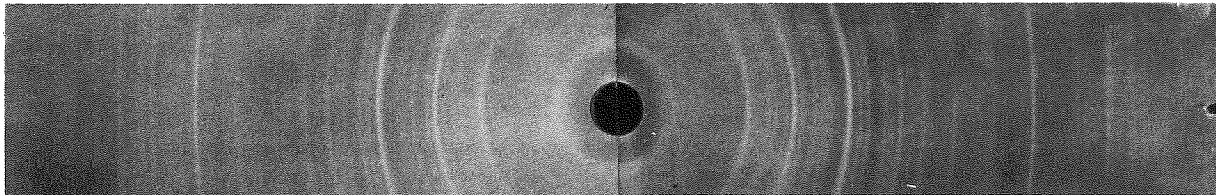


Phengite d'Entraigues

d angströms	Intensité	d	Intensité
10	F	2,38	m
5,04	F	2,24	m
4,44	TF	2,19	m
3,90	m	2,13	TF
3,74	m	2,06	f
3,48	m	2,00	F
3,35	TF	1,87	f
3,17	m	1,81	m
2,99	m	1,737	f
2,86	m	1,71	f
2,78	m	1,65	F
2,58	TF	1,502	TF
2,465	m	1,52	m



1



2

Figure 33 - 1. Phengite du groupe de Sparone (Grand Paradis) λ : $\text{Cu}\alpha$.
2. Phengite dans le granite d'Entraigues λ : $\text{Cu}\alpha$.

Les angles $2V$ sont de -47° pour la muscovite et de -15° pour la ferrophengite. Les deux corps ont sensiblement la même structure, les écartements des plans réticulaires restant pratiquement inchangés par substitution d'ions de rayons très voisins. Seuls les contenus des plans réticulaires vont changer et par suite l'intensité des raies de diffraction, ce que nous avons observé. Mais E. W. Heinrich et A. Levinson (Studies in the mica group, Polymetamorphism among the high silica sericites. The American Mineralogist, t. 40, 1955, p. 983) ont signalé l'existence de deux types de structure pour la ferrophengite se traduisant par des angles $2V$ de -15° ou nuls, suivant que l'on a affaire aux structures 2M ou 3T. Si $2V = 0^\circ$ c'est que l'on a la structure 3T. Nous pouvons donc admettre que nos micas représentent une variété de phengite qui présente par ailleurs des caractères de séricite. Elle traduit une tendance potassique du magma mais bien que, comme l'a souligné F. Ellenberger, la paragénèse albite phengite soit liée à un équilibre chimique et non pas forcément à un type de métamorphisme, la différence de nature entre les micas du Granite d'Entraigues et ceux des Micaschistes mérite d'être soulignée.

Un autre échantillon de granite, prélevé près de Chabrand, montre à côté de quartz à extinction onduleuse, de la muscovite, phengite, biotite, chlorobiotite, de l'ilménite, et de la pyrite. Les plagioclases sont complètement séricitisés et on ne voit pas de microcline.

Enfin, les grandes falaises qui dominent les Engelas sont formées de granite qui a la composition suivante : quartz, muscovite, chlorobiotite, albite soit poecilitique soit maclée albite. La structure est ici nettement grenue.

d) Interprétation

Si l'on conserve l'ancienne détermination de granulite aux granites à mica blanc contenant ou non des quartz automorphes, le Granite d'Entraigues est une granulite. Certains échantillons pourraient même être considérés comme des granulites protogneissiques ou mieux comme des granites hololeucocrates à tendance aplitique. Ils sont hyperalumineux et très pauvres en chaux. Nos observations confirment donc la diagnose de P. Termier et semblent permettre d'associer le granite d'Entraigues à celui du Pelvoux, mais elles mettent en évidence d'autres phénomènes.

La décomposition des biotites et la séricitisation des feldspaths montrent en effet l'existence d'un métamorphisme postérieur à la mise en place du granite. Ce métamorphisme s'accompagne très vraisemblablement d'une albitisation comme semble l'indiquer la présence de phénoblastes d'albite extrêmement frais à côté d'autres cristaux d'albite altérés et déchiétés.

Le Granite d'Entraigues aurait donc subi vraisemblablement la phase de métamorphisme épi accompagnée d'albitisation qui a atteint toutes les roches de la région.

On peut d'autre part essayer de rattacher le Granite d'Entraigues aux roches homologues du Massif de Belledonne ou de celui des Grandes Rousses.

Le Granite de Livet présente, selon P. Berthet et R. Michel une structure et une composition assez différentes de celle du Granite d'Entraigues, mais ces différences peuvent s'expliquer, comme nous le verrons, par la différence de nature du milieu intrusé. Etant donné l'analogie des modes de gisement de ces deux groupes, il est difficile de ne pas voir en eux les produits d'une activité magmatique tardive.

On pourrait également comparer notre "granite" à la granulite de Notre-Dame-de-Briançon décrite par Cl. Bordet, ou enfin à la granulite des Rousses décrite par P. Giraud et dont P. Bordet admet une origine tardive. La granulite des Rousses est d'ailleurs considérée par J. Lameyre comme une granulite protogneissique et syntectonique.

L'écrasement et l'orientation du Granite d'Entraigues pourraient plaider pour une hypothèse identique mais avant de conclure à ce sujet, nous allons étudier les faciès de bordure de ce granite et les phénomènes de métamorphisme de contact signalés par N. Llopis Llado.

LES FACIES DE BORDURE DU GRANITE D'ENTRAIGUES

Le Granite d'Entraigues semble se modifier sur ses bordures pour donner des roches à aspect divers.

Aplite des Prats, C 109. Au-dessus des Prats on observe un faciès de granite qui tient à la fois de l'aplite et de la mylonite; le quartz très abondant et broyé y est accompagné de biotite et de chlorite. On note la présence d'albite et de calcite.

Gneiss du canal du Beaumont, au-dessus des Prats. La roche est formée de gros cristaux d'andésine à la limite d'oligoclase, maclés albite ou non, brisés et recimentés par du quartz. Les feldspaths sont séricitisés. On note de la séricite et de la phengite ainsi que quelques zircons.

Gneiss, carrefour de Chabrand, C 510. Structure orientée. Pennine et chlorite dérivant d'une amphibole très abondante, quartz, albite.

Nous nous trouvons là en présence d'un faciès à grain fin du granite du Pelvoux, qui se manifeste par une grande abondance des chlorites.

Gneiss, Chabrand, C 509. Ce deuxième échantillon nous montre d'ailleurs le passage du faciès très chloriteux à grain fin à la granulite classique, par l'intermédiaire d'une zone où les minéraux sont cataclasés. Il y a encore un peu de chlorite et les plagioclases sont réunis par du quartz recristallisé. J. Vernet a d'ailleurs signalé que l'on observe des gneiss à biotite et des gneiss œillés sur l'éperon nord de la tête de Combe Large, des gneiss amygdalaires au-dessus de la Roche, traversés par des filons d'aplite au-dessus des Ferrières. Ces roches s'intriquent avec les faciès carburés et conglomératiques et s'enrichissent de plus en plus en muscovite au voisinage des affleurements de granite.

On peut penser que ces gneiss sont plus des faciès légèrement orientés du granite que des roches transformées par métamorphisme.

LE METAMORPHISME DE CONTACT DU GRANITE D'ENTRAIGUES

Les roches que l'on observe au contact du Granite d'Entraigues sont plus ou moins transformées mais présentent tous les symptômes très nets d'un métamorphisme de contact.

La figure 34 montre la succession des roches rencontrées du Nord au Sud sur le canal du Beaumont, entre Entraigues et le Villard, depuis le granite.

Les premières roches au contact sont formées de lits ayant l'aspect de cornéennes (C 506). Au microscope, la roche présente une structure orientée. On observe des yeux de quartz et de feldspaths repoussant les micas. Ceux-ci sont représentés par une biotite chloritisée et de la phengite qui présente les mêmes caractères que celle du granite.

Les feldspaths sont représentés par de l'albite An 4 ($2V = +74^\circ$). Celle-ci est souvent poecilitique et contient des aiguilles de tourmaline.

On se trouve en présence d'un micaschiste à deux micas albitisé et rétomorphosé. A la différence des autres micaschistes albitisés que nous connaissons déjà, il semble que l'albite provienne du granite. En se dirigeant vers le Sud, on passe (C 185) à une cornéenne schisteuse légèrement feldspathisée formée de quartz, séricite, chlorite et présentant quelques phénoblastes d'albite.

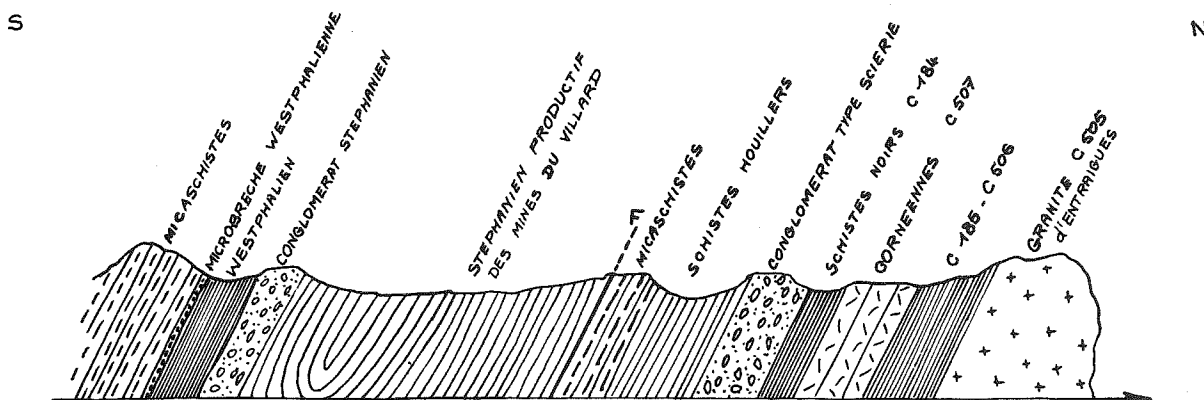


Figure 34 - Coupe suivant le canal du Beaumont.

L'échantillon C 507, prélevé un peu plus loin du granite, présente aussi un faciès de cornéenne mais est, à l'œil nu, assez riche en muscovite. Au microscope, on observe à côté de quartz à extinction onduleuse, de nombreux plagioclases qui sont de l'albite maclée albite. La structure est orientée. On note un peu de muscovite, de la phengite et surtout une biotite fraîche qui n'existe pas dans le reste de notre série et qui rappelle étrangement les biotites des cornéennes. On observe de nombreux grenats qui semblent correspondre à l'almandin et l'on sait que lors du métamorphisme de contact, si le schiste originel contient un excès de chlorite, il peut se former un grenat de métamorphisme. On est donc en présence de micaschistes à grenats, métapélitiques, albitisés.

Il faut signaler que P. Berthet a observé des micaschistes à grenats et biotite assez semblables aux nôtres, entre granulites et migmatites dans la série de l'Aveyna, et, que Cl. Bordet a montré dans la chaîne de Belledonne la présence de schistes à grenats en relation avec des granulites. C'est ainsi que des schistes à muscovite forment l'auréole de contact des granulites qui injectent localement les schistes verts (Forêt de Ner Char, au Sud du Planay d'Arèches) et que l'on observe des schistes tachetés sans andalousite mais à séricite et chlorite au contact du granite de l'Outray.

Enfin des schistes à grenats, biotite et muscovite seraient liés à un filon de granulite recoupant les migmatites qui forme le sommet du mont Bellachat.

Au-delà de ces roches que l'on peut désigner sous le nom de cornéennes micacées à grenats plutôt que comme schistes tachetés, nous trouvons des schistes noirs (C 184) à aspect métamorphique, qui ressemblent aux schistes carburés et appartiennent vraisemblablement au Westphalien D (les cornéennes pourraient alors représenter les grès et la brèche de base du Westphalien). La

structure est orientée. On a affaire à des schistes sériciteux et chloriteux où la biotite se trouve altérée en pennine. Ils sont légèrement feldspathisés, et nettement paramétamorphiques. Il est très rare de trouver un faciès aussi métamorphique dans les schistes carburés habituels. Il semble donc que l'on se trouve en présence de schistes ayant subi un métamorphisme plus intense que celui du groupe où ils se trouvent normalement.

Au-dessus de ces schistes, un conglomérat à galets de quartz, plus rarement de micaschistes ou d'amphibolites, présente tous les caractères de la brèche de base du Stéphanien et limite le flanc occidental du synclinal stéphanien des mines du Villard. Sa pâte est nettement cristallisée et métamorphique, caractère que ne présente pas le conglomérat dans l'affleurement du flanc oriental du synclinal du Villard. Mais cette transformation est plus importante et plus facile à étudier dans la tranchée de la route en face de la scierie d'Entraigues (figure 35).

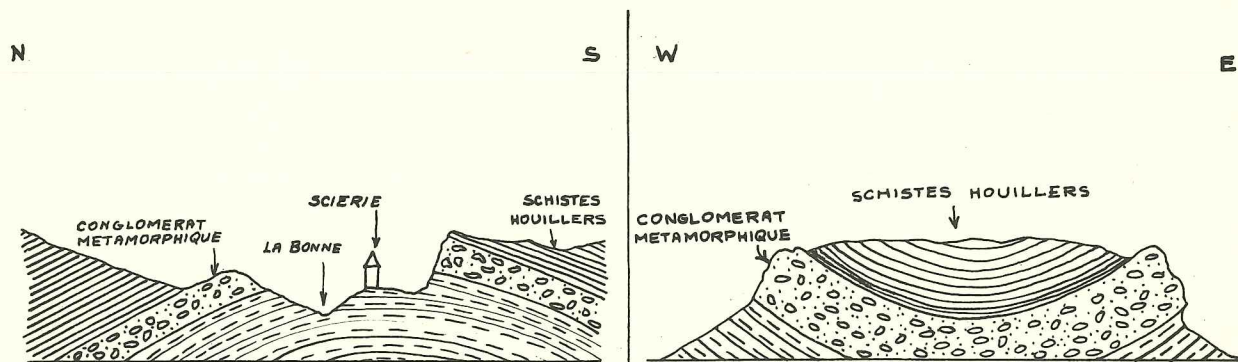


Figure 35 - Coupe de l'Eperon de la scierie d'Entraigues.

Là le conglomérat (C 172) (figure 61) est formé de galets de toutes tailles mais en moyenne de 4 à 5 centimètres de diamètre, de nature variée mais surtout quartzeux ou gneissiques. J. Vernet y a signalé quelques galets de granite. S'il existe quelques gros blocs, l'ensemble des éléments du conglomérat est en effet surtout formé de galets. La matrice du conglomérat est assez importante. Elle est luisante sur cassure fraîche et de teinte sombre dans son ensemble. Elle est nettement cristallisée et légèrement orientée.

Au microscope (figure 36), on note dans la pâte du conglomérat de la biotite très fraîche, en baguettes avec des grenats formant des lits. Il existe des nodules de séricite épigénisant des phénoblastes d'albite ($2V = +68^\circ$). La pâte est filée et feldspathisée. L'albite maclée albite ou poecilitique est altérée, les inclusions sont formées par du quartz. Des assemblages de séricite et de chlorite semblent pouvoir être attribués à de la pinite provenant de l'altération de cordiérite. Dans la pâte, on observe également du quartz à extinction onduleuse. L'hématite est recristallisée. La tourmaline est assez fréquente et associée à la biotite. La structure est un peu orientée mais la biotite, orientée dans plusieurs directions, semble postérieure aux grenats dont elle remplit certaines fissures.

Nous nous trouvons donc en présence d'un conglomérat atteint par le métamorphisme de contact imputable à la granulite.

Comme le long du canal du Beaumont, les schistes qui se trouvent sous la brèche stéphanienne métamorphisée sont, eux aussi, profondément transformés (C 512).

Leur pâte est microcristalline. On note des galets très effilés. Le quartz est recristallisé, la biotite est altérée en pennine. Des phénoblastes de feldspaths repoussent les chlorites mais parmi eux comme parmi les feldspaths du conglomérat métamorphique, on note deux générations d'albite, soit maclée albite, soit poecilitique. Il se pourrait que ces deux générations correspondent à des périodes de formation très différentes. On note un cristal de feldspath à structure microperthitique et quelques très grands quartz. On peut considérer cette roche comme un micaschiste feldspathisé ou comme un gneiss albitique, mais une fois de plus le métamorphisme de la roche est beaucoup plus marqué que dans les roches du Vet par exemple.

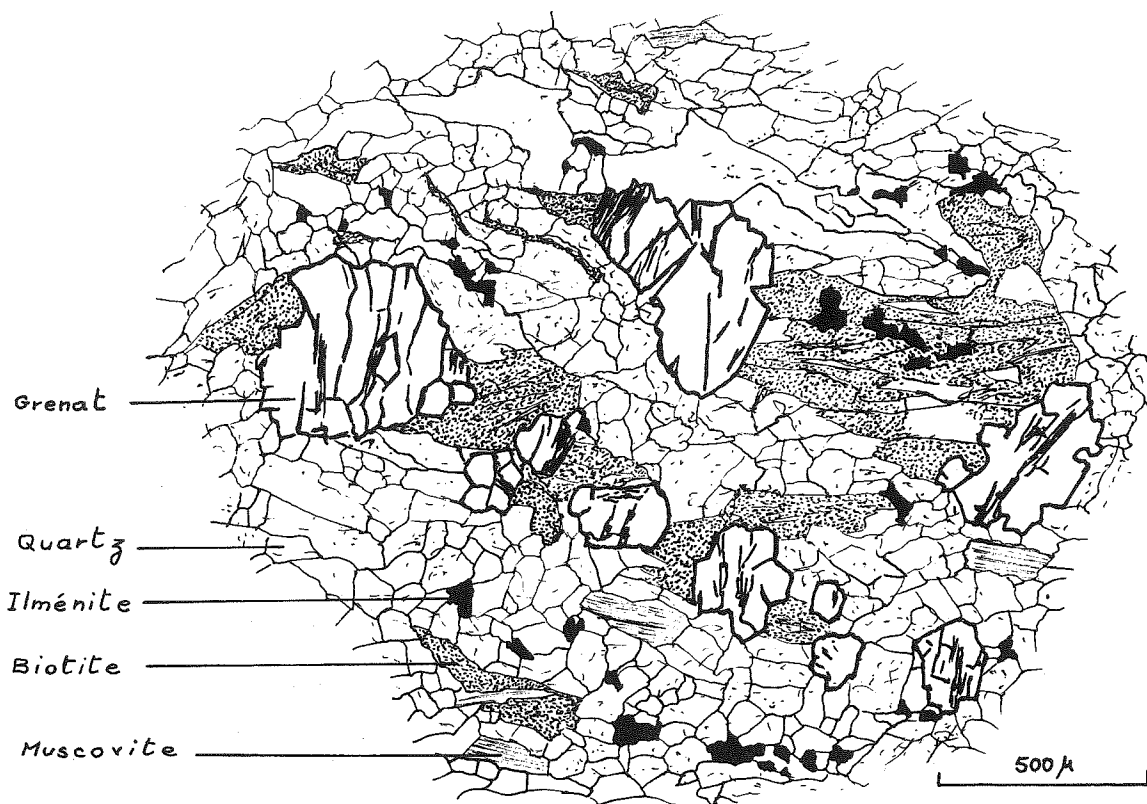


Figure 36 - Métamorphisme de contact du granite d'Entraigues. Pâte du conglomérat de la scierie d'Entraigues (vue en lumière naturelle).

On peut d'ailleurs comparer, du point de vue pétrographique, les deux aspects métamorphiques ou non du conglomérat de base du Stéphanien dans la région d'Entraigues. Nous avons vu la composition du conglomérat métamorphique, voyons maintenant celle du conglomérat à une certaine distance du granite d'Entraigues.

Un échantillon recueilli par J. Vernet sur la route d'Entraigues à Valjouffrey, à 1 km d'Entraigues, montre au microscope des micas flexueux dans une pâte quartzeuse microcristalline légèrement orientée. On y observe des galets de schistes noirs, quelques microlithes détritiques (orthophyres ?) et quelques phénoblastes d'albite qui proviennent peut-être d'une métagénèse. On n'observe ni biotite fraîche ni restes de cordiérite. La pâte est à l'œil nu beaucoup moins cristalline.

Sur la route du Désert en Valjouffrey, on retrouve un conglomérat stéphanien qui présente tout au plus une légère orientation due à la tectonique alpine mais qui ne présente ni feldspathisation ni métamorphisme important.

Au bord Nord Est du synclinal houiller des Prats par contre, les phénomènes de métamorphisme de contact affectent les schistes et les grès westphaliens et peut être même la brèche de base du Stéphanien dont un échantillon montre une pâte chloriteuse contenant du quartz détritique, des feldspaths brisés mais aussi une muscovite très fraîche à côté de chlorobiotites détritiques. Les mauvaises conditions de prélèvement ne permettent pas cependant d'avoir une certitude absolue sur l'âge de ce dernier échantillon.

CONCLUSIONS

Les observations que nous avons pu faire dans la région d'Entraigues-en-Valbonnais nous permettent d'affirmer que le granite que l'on y observe, très pauvre en chaux, s'apparente au granite du Pelvoux. Il s'est mis en place tardivement comme le montrent les phénomènes de contact qu'il détermine sur les assises de base du Houiller et présente par ailleurs des traces de métamorphisme et d'albitisation qui caractérisent toute la chaîne de Belledonne sensu lato.

VI. - CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LE SOCLE CRISTALLIN ET CRISTALLOPHYLLIEN DU DÔME DE LA MURE ET DE SES BORDURES

LA COMPOSITION

Si l'on se remémore les divers termes constitutifs du socle cristallin et cristallophyllien du Dôme de La Mure et de ses bordures en faisant abstraction de leur répartition géographique, on voit apparaître un certain nombre d'ensembles dont après les avoir énumérés nous résumerons les caractères communs et si possible les rapports.

Les termes les plus élevés de notre série cristallophyllienne sont représentés, semble-t-il par les schistes de la presqu'île de Petitchet et par les schistes carburés. Ces formations, peu métamorphiques, pourraient représenter des formations d'âge carbonifère transformées par un métamorphisme peu intense.

Sous cet ensemble peu métamorphique, vient se placer une série cristallophyllienne que nous appellerons série acide, composée de micaschistes et de leptynites plus ou moins albitisés. Nous avons là la série satinée de P. & Cl. Bordet qui se complèterait vers le haut par l'ensemble précédent.

Un nouvel ensemble, basique celui-ci, est constitué par les amphibolites et roches basiques de la bordure est de la Matheysine (figure 37). Si l'on s'en réfère à la position des amphibolites, définie par ailleurs dans le Massif de Belledonne, il semblerait qu'il convienne de placer cet ensemble sous la série acide. La position anticlinale occupée par cette série basique au niveau de la cluse de la Romanche plaide également en ce sens, mais cette interprétation pose le problème des rapports des amphibolites et des gabbros du Massif du Tabor que nous étudierons plus loin.

Recoupant ces ensembles, une grande diversité de roches intrusives se manifeste. D'âges différents, ces roches ont un caractère tardif marqué et ont en commun une certaine richesse en soude et une pauvreté en chaux très poussée : certaines, comme le granite d'Entraigues, ont donné des phénomènes de métamorphisme de contact, d'autres comme les minettes ou les spilites sont sans réaction sur les épontes, certaines comme les diorites ou peut-être les gabbros ont pu donner des phénomènes généraux que l'on ne peut plus observer aujourd'hui.

CARACTÈRES COMMUNS AUX DEUX SÉRIES CRISTALLOPHYLLIENNES ACIDE OU BASIQUE

1 - *POLYMETAMORPHISME*

Le premier caractère commun aux deux séries cristallophylliennes est le polymétamorphisme.

Les deux séries ont subi une première transformation dans la zone des Micaschistes Inférieurs et peut-être même dans la zone des Gneiss Supérieurs (zone méso de Grubenmann) puis au cours d'un métamorphisme plus récent se sont trouvées placées dans la zone des Micaschistes Supérieurs ou zone épi.

Cette rétomorphose s'est traduite par une dégradation de la biotite des micaschistes et la séricitisation des anciens feldspaths pour les leptynites. Les roches de la série basique qui avaient été transformées, elles, en amphibolites ou en diallagites, ont pu donner des serpentines au cours de la dernière phase de métamorphisme.

Cette rétomorphose se trouve liée, comme nous l'avons vu, à une albitisation importante.

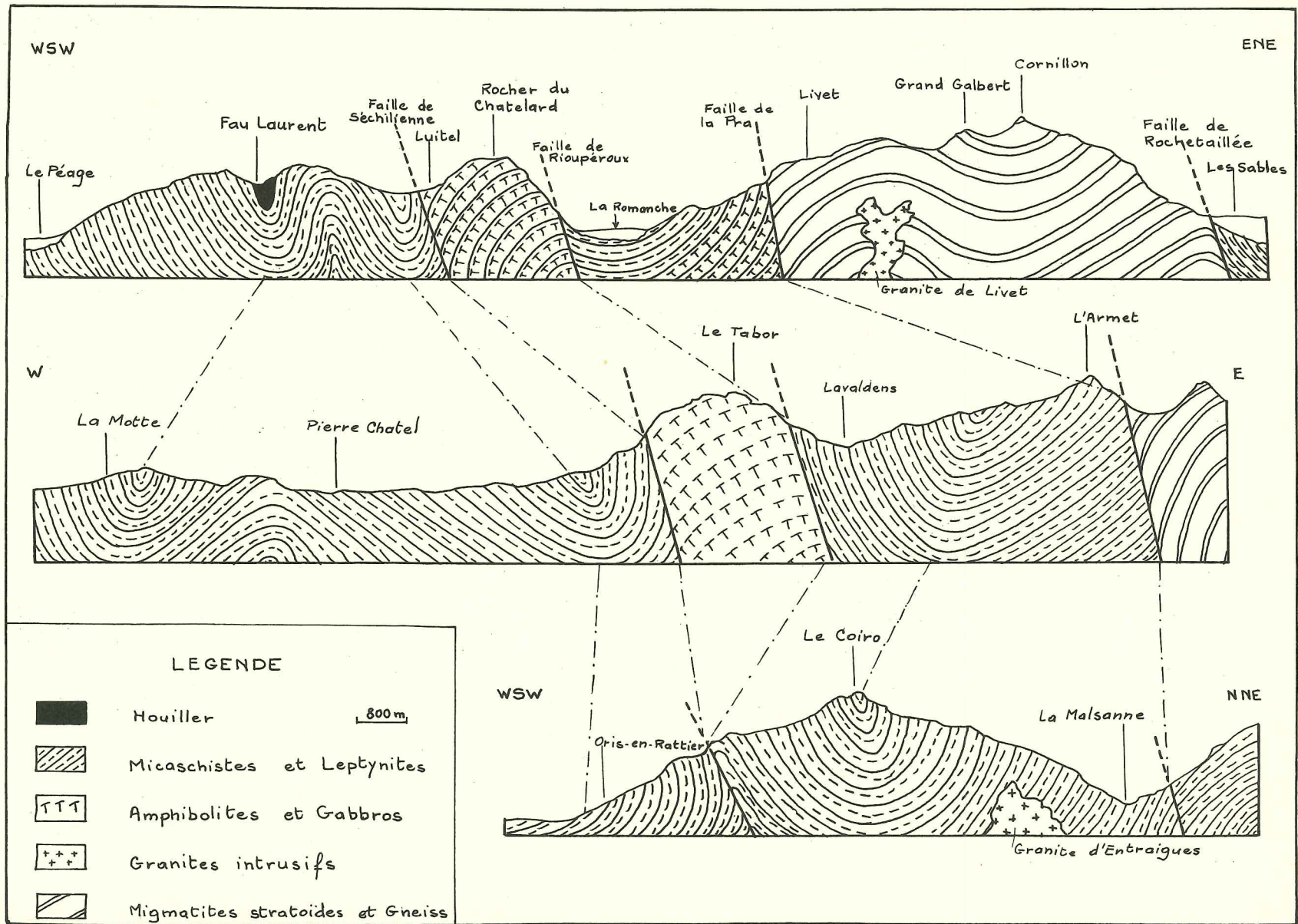


Figure 37 - Coupes interprétatives de la structure du socle cristallin dans la terminaison sud de Belledonne.

L'albitisation des séries polymétamorphiques est bien connue à l'heure actuelle dans les Alpes. Cette albitisation attribuée souvent à une métasomatose sodique importante est une conséquence presque directe de la rétro-morphose.

R. Michel, dans son étude du Grand Paradis, a montré qu'il est possible d'entrevoir une relation de cause à effet entre le polymétamorphisme ou la rétro-morphose dus à la superposition de deux cycles métamorphiques en liaison avec deux orogénèses successives et les phénomènes de métasomatose alcaline". Pour lui en effet, "le matériel sodique diffusé par la métasomatose alpine peut avoir, au moins en partie, une origine peu profonde qui se situerait dans le vieux socle migmatitique". "La reprise d'un vieux matériel migmatitique par un métamorphisme moins profond produirait une remobilisation des éléments parmi lesquels les ions Na, les plus aptes à migrer, diffuseraient largement vers le haut dans la couverture".

Ces phrases s'appliquent intégralement à notre région où, en plus de la liaison entre rétro-morphose et métasomatose sodique, nous observons également une liaison entre métasomatose sodique et front calcitique, les ions Ca étant chassés vers le haut par le front des ions Na.

Ce phénomène avait d'ailleurs été signalé par R. Michel dans la série des schistes lustrés de la bordure ouest du Grand Paradis et par F. Ellenberger (1949) en Vanoise, où il avait pu constater dans les ectinites métasomatiques que, si l'albite est tardive, englobant en effet les phyllites, elle s'accompagne d'un front cafémique. F. Ellenberger, s'appuyant sur des observations de H. Cornélius, estime que ce phénomène est normal, l'albitisation s'étant manifestée au sein d'un milieu riche en CO_2 , CO_3Na_2 et NaOH .

Là encore nos observations nous conduisent aux mêmes conclusions et les observations de M. Chenevoy sur la bordure est du Massif Central, au sein de la série cristallophyllienne du Mont Pilat où l'albitisation semble contemporaine de la chloritisation des biotites et de la formation de tourmaline montrent la généralité du phénomène d'albitisation lié à la rétro-morphose.

a) Origine de l'albitisation

Nous venons de voir que pour R. Michel et F. Ellenberger, l'albitisation était liée à des apports. Il semble bien que l'importance et la généralité du phénomène obligent à une telle conclusion mais il faut souligner que ces apports ne sont pas nécessairement lointains et que l'on pourrait rechercher tout au moins dans notre région l'origine du sodium nécessaire à la formation d'albite in situ ou tout au plus dans une remobilisation de la soude du vieux socle cristallin de la région.

b) Age de l'albitisation

Ce problème est très complexe et, comme nous l'avons vu, ne peut être résolu que par l'étude de la couverture paléozoïque et mésozoïque de la région. La présence d'albite dans certaines zones du Houiller et du Trias et plus particulièrement dans celles qui se trouvent pincées plus ou moins profondément dans le socle, tend à démontrer l'âge alpin de cette albitisation.

Il s'agit bien entendu ici de la dernière phase d'albitisation, la plus importante.

Il existe en effet certainement plusieurs générations d'albite : l'une serait peut-être saalienne et se manifeste par de gros porphyroblastes altérés comme on en rencontre à Entraigues; l'autre serait alpine et se manifeste par des cristaux très frais à inclusions poecilites et sigmoïdes, fréquemment maclés Carlsbad. Si l'on estime avec Bellair que le métamorphisme antéhouiller est déjà une rétro-morphose, on verrait se poursuivre la liaison entre les phénomènes d'albitisation et de rétro-morphose.

Les phénomènes d'albitisation sont d'ailleurs très généraux puisque celle-ci s'étend non seulement à la série acide mais aussi à la série basique. La formation de prasinites par albitisation d'amphibolites ou de diorites en est l'exemple le plus frappant.

ORIGINE ET RAPPORTS DES DEUX SERIES CRISTALLOPHYLLIENNES

Si l'on est à peu près certain de l'origine purement sédimentaire de la série métamorphique acide, il n'en est pas de même de la série basique. Il est probable, en effet, que ces roches dérivent pour une grande part d'une série plutonique ou volcanique mais on peut se poser des questions presque insolubles sur le mode et la période de leur mise en place. Le problème peut se résumer ainsi : les amphibolites des Portes de l'Oisans appartiennent-elles à une série cristallophyllienne dérivant de niveaux calcaires, comme P. Bellair pense que c'est le cas dans le Pelvoux, et sont-elles alors injectées par le massif de gabbros ou ne sont-elles qu'une dépendance de ce magma.

La résolution de ce problème est importante car si, comme l'ont admis P. Berthet & R. Michel, les amphibolites de l'Aveyna sont équivalentes des amphibolites des Portes de l'Oisans comme origine, on pose là tout le problème de la formation de la série verte de P. et Cl. Bordet.

Pour A.C. Tobi, l'activité basique intrusive ou extrusive a eu lieu avant la phase principale de métamorphisme qui a atteint les roches de la Chaîne de Belledonne. Ce point de vue admis par G. Choubert a été discuté par E. den Tex. Pour lui, le magma basique se serait plutôt mis en place dans une série déjà métamorphique mais il n'est pas certain du fait.

Nous pensons pour notre part que la série basique ayant subi les mêmes transformations que la série acide, l'intrusion des gabbros et diorites a dû se faire dans une série non métamorphique. Lors de cette intrusion, ou peu auparavant, vraisemblablement à la fin du cycle calédonien, des phénomènes éruptifs tels que coulées de laves ou projections volcaniques se sont produits et ont donné une série alternativement sédimentaire ou ignée. Sur l'ensemble formé par le massif gabbroïque et son enveloppe volcano-sédimentaire, est venu se déposer en discordance, si l'on s'en réfère aux travaux de P. et Cl. Bordet, une série de type flysch qui est devenue par la suite notre série acide. La discordance des deux séries qui pourrait correspondre à la phase bretonne de Stille est soulignée par l'absence, en de nombreux points, de la série verte supérieure décrite par P. et Cl. Bordet dans Belledonne et qui, comme le montre le tableau antérieur, n'a pas été observée dans le Sud de ce massif.

Le métamorphisme méso des deux séries aurait pu intervenir après la phase sudète responsable de leur plissement. C'est de cette époque que pourrait dater la migmatitisation de la série verte inférieure qui nous aurait donné les migmatites de l'Aveyna.

La figure 38 montre les conditions de dépôt des deux séries cristallophylliennes.

Après le métamorphisme principal, l'histoire géologique de la région devient très complexe.

Les phénomènes tectoniques qui font apparaître à l'heure actuelle les amphibolites ou les gabbros du massif du Tabor en position anticlinale entre le synclinal du Rameau externe et celui du Taillefer, lui-même séparé par l'anticlinal de l'Aveyna de celui de l'Eau d'Olle à la bordure des Grandes Rousses, ont provoqué des rejeux qui nous masquent les rapports primitifs des gabbros et des amphibolites.

L'action d'un deuxième métamorphisme épi, relativement récent et parfois difficile à déceler, lié à une albitisation, vient encore compliquer l'étude du socle cristallin de la région déjà rendue difficile par l'hétérogénéité des matériaux constitutifs et l'existence de relais de structures tectoniques. Par bonheur, on constate que la présence de roches intrusives est liée à d'anciens mouvements tectoniques dont elles sont souvent les témoins les plus marquants, ceci qu'elles soient filoniennes et liées à des failles ou intrusives en masse et liées à des structures plus ou moins nettes. On peut ainsi essayer d'en établir une chronologie et suivre par là même l'évolution du magma de la région.

Les roches intrusives de la région semblent en effet dériver de deux magmas : un magma basique, celui du Tabor et un magma acide celui du Pelvoux.

Au magma basique sont liés les diorites et granulites amphibolites dont la mise en place aurait pu se faire lors de la phase sudète et qui montrent déjà un appauvrissement en chaux par rapport au magma gabbroïque.

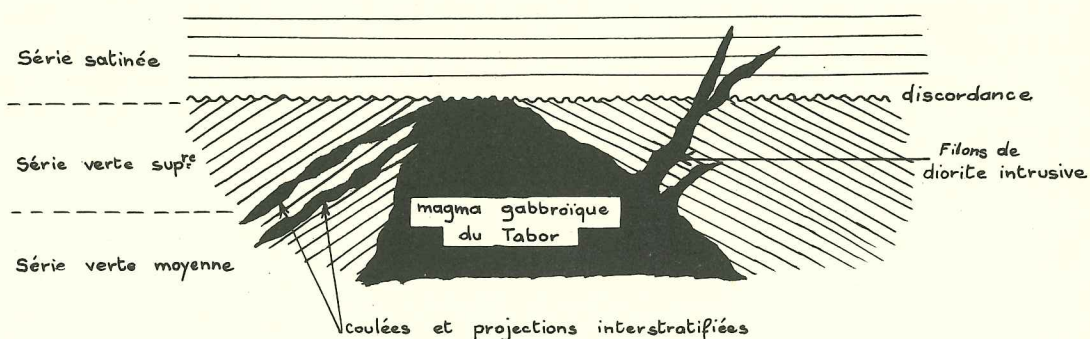


Figure 38 - Schéma interprétatif de la composition du socle cristallophyllien de la chaîne de Belledonne.

Les minettes, qui rappellent certaines structures de granulite amphibolique, se sont mises en place lors de la phase asturienne. Elles sont très riches en potasse mais peu à peu l'appauvrissement se fait sentir et le magma acide est caractérisé par sa pauvreté en Ca et en K.

Le magma n'est plus qu'alcalin dans la granulite d'Entraigues d'âge saalien, puis dans les albitophyres du Trias liés à la tectonique finitriasique.

Cet appauvrissement, dû à une difficulté de diffusion des ions autres que le sodium qui caractérise déjà nos séries métamorphiques, correspond peut-être à un refroidissement du magma plus qu'à une variation de composition chimique.

On voit donc apparaître une unité d'évolution du magma et de la série cristallophyllienne qui, riches en Ca et K à leur origine, s'appauvrissent apparemment par suite de la difficulté croissante de diffusions des ions.

Un exemple typique de ces faits est fourni par le Granite d'Entraigues dont les phénomènes de contact sont très nets contrairement au Granite de Livet, les séries amphiboliques étant beaucoup plus réfractaires aux phénomènes de diffusion que les séries pélitiques, mais où les silicates typiques tels que l'andalousite ou l'orthose font défaut par manque de Ca et K.

En résumé, le socle cristallin et cristallophyllien du Dôme de La Mure se montre composé comme tout le reste de la Chaîne de Belledonne d'une série cristallophyllienne basique (série verte) surmontée d'une série cristallophyllienne acide (série satinée) recoupée par des roches intrusives acides ou basiques.

Tous ces termes manifestent soit par les phénomènes d'albitisation et de polymétamorphisme, soit par l'appauvrissement en chaux des laves, une diminution de l'activité magmatique au cours des orogènes successifs que l'étude de la couverture sédimentaire de cette région va nous permettre de détailler.

DEUXIÈME PARTIE

LA COUVERTURE PALÉOZOÏQUE DU DÔME DE LA MURE

La couverture paléozoïque du Dôme de La Mure est constituée, comme celle de tous les Massifs cristallins externes, par les assises du Carbonifère et du Permien.

Si le premier de ces terrains présente dans notre région de nombreux et vastes affleurements qui ont donné naissance à des exploitations, le Permien n'est représenté qu'en marge de notre région dans les zones d'Entraigues et des Rouchoux.

Nous étudierons successivement les deux terrains dont l'importance est très différente sur le plan pratique mais qui nous fourniront tous les deux des indications importantes sur la tectonique hercynienne et la terminaison sud de la Chaîne de Belledonne.

I. - LE CARBONIFÈRE

Nous avons vu antérieurement que les assises du Carbonifère du Dôme de La Mure appartenaient au grand arc houiller externe qui s'étend avec quelques interruptions, tout le long de la Chaîne de Belledonne, depuis les Aiguilles Rouges, et se prolonge dans le Massif de l'Argentera-Mercantour. Elles sont séparées de celles du Massif des Grandes Rousses par le Rameau interne de Belledonne (figure 39).

C'est dans la région de La Mure que ces assises sont les mieux développées. Elles forment là un vaste bassin beaucoup moins plissé que les bassins houillers de l'arc interne ou que les autres bassins de l'arc externe et beaucoup plus étendu que celui des Grandes Rousses. Il est donc beaucoup plus riche et beaucoup plus facile à étudier.

LOCALISATION DES PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS

Les assises du Carbonifère peuvent se suivre en affleurements dans notre région, depuis la latitude de Vizille au Nord jusqu'à celle de Beaufin au Sud.

Les assises du Houiller sont en effet visibles à Fau Laurent au Nord de la Romanche. On les retrouve au Sud de ce cours d'eau dans la région de Saint-Barthélémy de Séchilienne (Les Moilles) et dans celle du Lac Mort à l'Est de Laffrey. Dans cette zone, le Houiller est largement représenté entre le Lac Mort et le Sappey. Le Houiller est visible sur les bords du Grand Lac de Laffrey sous la statue de Napoléon et en bordure du Lac de Petitchet. Il disparaît au Sud sous la couverture mésozoïque et quaternaire, pour réapparaître au Sud de Petitchet, aux Gonthéaumes. Il se développe là très largement pour venir former le bassin des Mottes, prolongé par le gisement des Béthoux qui a été largement exploité.

Au Sud du Col de la Festinière, sur la bordure ouest de la Matheysine, le Houiller affleure en lambeaux vers Pierre Rochette, le Barioux et les Granges du Replon, ainsi que sous Leysson, mais il se développe très largement dans la région de Bramefarine et surtout du Psychagnard où ses assises constituent l'extrémité nord des formations exploitées actuellement en profondeur dans la région du Villaret.

De petits affleurements jalonnent ensuite le bassin houiller : ce sont ceux de la Crouillonne, de Grange Blain, des Chuzins, de Simane, des Rioux, de Prunières. Quelques schistes houillers représentent enfin au Thaud, à l'Ouest de Mens, les derniers affleurements de cette partie du Bassin qui va s'envoyer sous le Dévoluy.

Sur la bordure est de la Matheysine, les assises carbonifères sont représentées d'une manière quasi continue depuis les pentes du Piquet de Nantes, au-dessus de la Valette, jusqu'à Entraigues. On peut en effet les suivre en continuité à Oris où elles ont été exploitées, Plan Collet, Valbonnais et Entraigues. Vers le Sud, cette zone se prolonge en direction de Préclos et d'Aspres-les-Corps. Enfin à Beaufin, il existe d'importants affleurements qui marquent la disparition du Houiller sur la bordure ouest du Pelvoux (Valgaudemar).

A l'Est du Massif du Tabor, à Chane Noire, au-dessus de Lavaldens, sur les pentes qui dominent la Roizonne rive gauche, il existe d'autre part des schistes et grès qui peuvent être attribués avec une grande probabilité au Houiller.

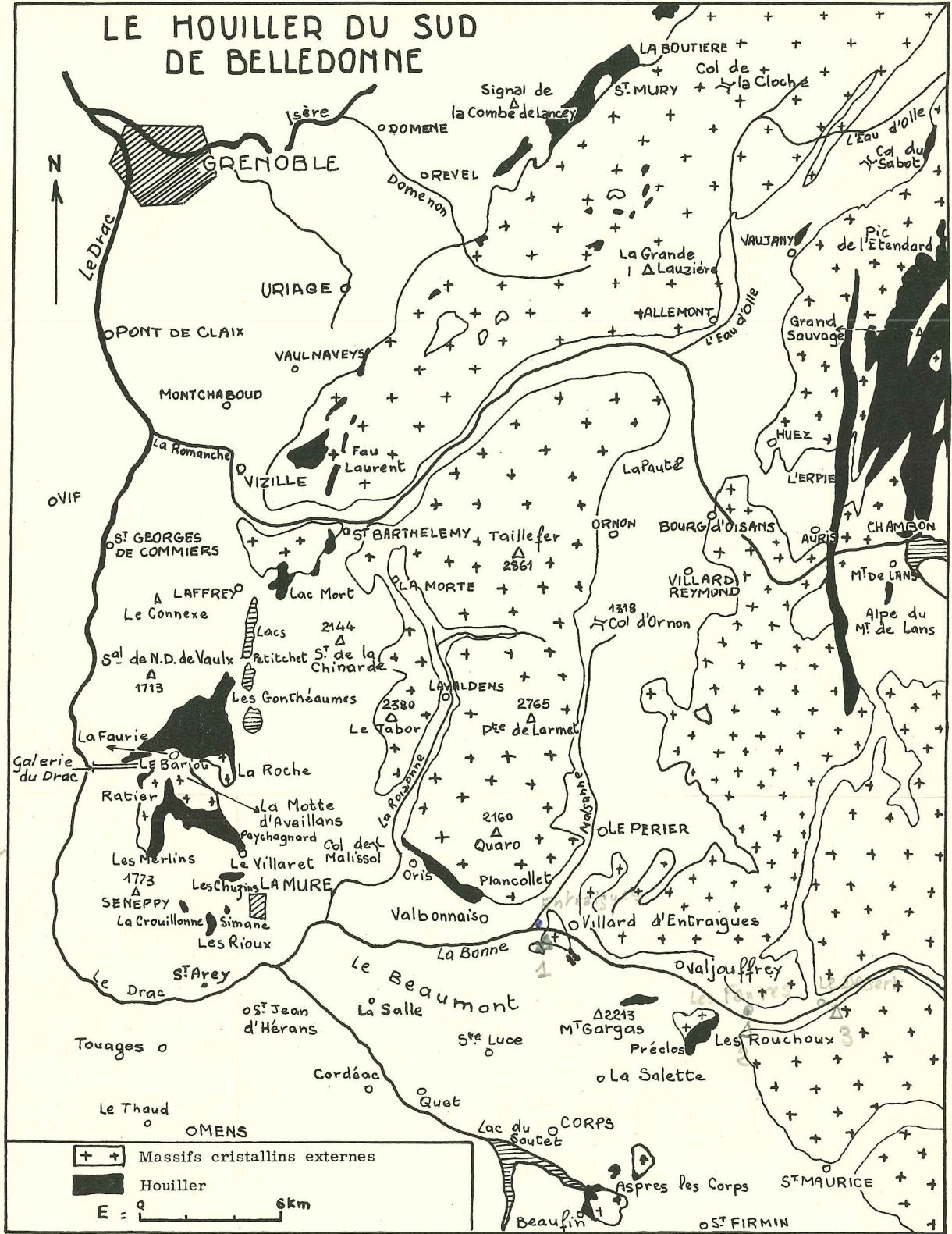


Figure 39 - Schéma du Houiller du Sud de Belledonne.

L'EXTENSION DU BASSIN HOULLER RECONNUE PAR SONDAGES

Les sondages et galeries qui ont été entrepris depuis de nombreuses années ont permis de reconnaître, sous la couverture mésozoïque ou quaternaire la présence du Houiller à :

- Saint-Jean d'Hérans à 1 250 m de profondeur, cote -440;
- Cagnet à 158 m de profondeur, cote 371;
- Saint-Arey à 265 m de profondeur, cote 504;
- La Sauzie à 220 m de profondeur, cote 850;
- au Villaret (sondage du Razier) à 278 m, cote 611;
- à la Centrale du Villaret à 35 m, cote 857;
- à Pierre Chatel à 106 m de profondeur (sondage Charvet 1908), cote 794;
- à Petitchet à 30 m de profondeur : sondages PE 1, 2, 3, cote 875;
- au Trois-Moulins à 110 m de profondeur, cote 480;
- au Vivier à 71 m de profondeur, cote 578;
- au sondage de Monteynard à 1 100 m de profondeur, cote -259;
- au Pont de Vaulx à 121 m de profondeur, cote 678;
- aux Perrins à 240 m (sondages des Perrins et sondage Chavanne), cote 760;
- à Cornage à 50 m de profondeur d'après Mortier, cote 235.

Les galeries de St-Arey et du Drac ont également permis de voir que le Houiller se prolongeait en profondeur au moins jusqu'aux rives du Drac. La galerie du Péage a montré, elle, le prolongement nord du Houiller des Moilles dans la cicatrice de Séchilienne.

On trouve donc à des cotes très diverses dans notre région des gisements de Houiller, mais nous verrons, compte tenu des plis du Houiller, que ce phénomène correspond à un ennoyage de la couverture paléozoïque tout autour du Dôme de La Mure proprement dit, ennoyage qui se présente d'une manière discontinue du fait des mouvements tectoniques et des érosions successives. Des séries de gradins tant dans le sens Nord-Sud que dans le sens Est-Ouest délimitent en effet à l'heure actuelle les gisements.

LES GITES EXPLOITES. LIMITES DES CONCESSIONS

La grande extension des assises du Houiller et leur richesse relative en couches productives d'anthracite ont provoqué de nombreuses recherches et travaux d'exploitation. Le premier document faisant mention de ces travaux date de 1261. Les exploitations ont eu leurs origines dans les affleurements de couches situées au Nord et au Sud du Col de la Festinière. En effet, c'est là qu'affleurent, mises à jour par les érosions glaciaires, les plus vastes zones de terrains productifs. Au Sud, l'ennoyage du Houiller n'a permis la mise à jour de réserves importantes que lors de l'apparition de moyens mécaniques puissants de reconnaissance et d'exploitation.

Les premières extractions furent extrêmement désordonnées et la mise en ordre des travaux n'apparut que dans les cadres des concessions créées à partir de 1805 par le Service des Mines.

Les concessions d'anthracite, autrefois fort nombreuses, sont pour un certain nombre abandonnées soit par suite de leur pauvreté, soit par suite de leur épuisement.

On a compté au cours des temps les concessions suivantes : (figure 40)

- au Nord : concessions de Laffrey et concessions de St-Barthélémy de Séchilienne;
- au Centre : concessions du Majeuil, de Comberamis, de St-Théoffrey, du Chatelard, du Mollard, de la Grande Draye, de Putteville, des Béthoux, de Serre-Leycon, des Boines, du Peychagnard, des Chuzins, du Marais, de Prunières;
- au Sud : la concession de la Jonche;
- au Sud-Est : la concession du Villard d'Entraigues.

Les gisements d'Oris et de Valbonnais ont été exploités sans concessions pendant la guerre avec un permis de recherche exclusif.

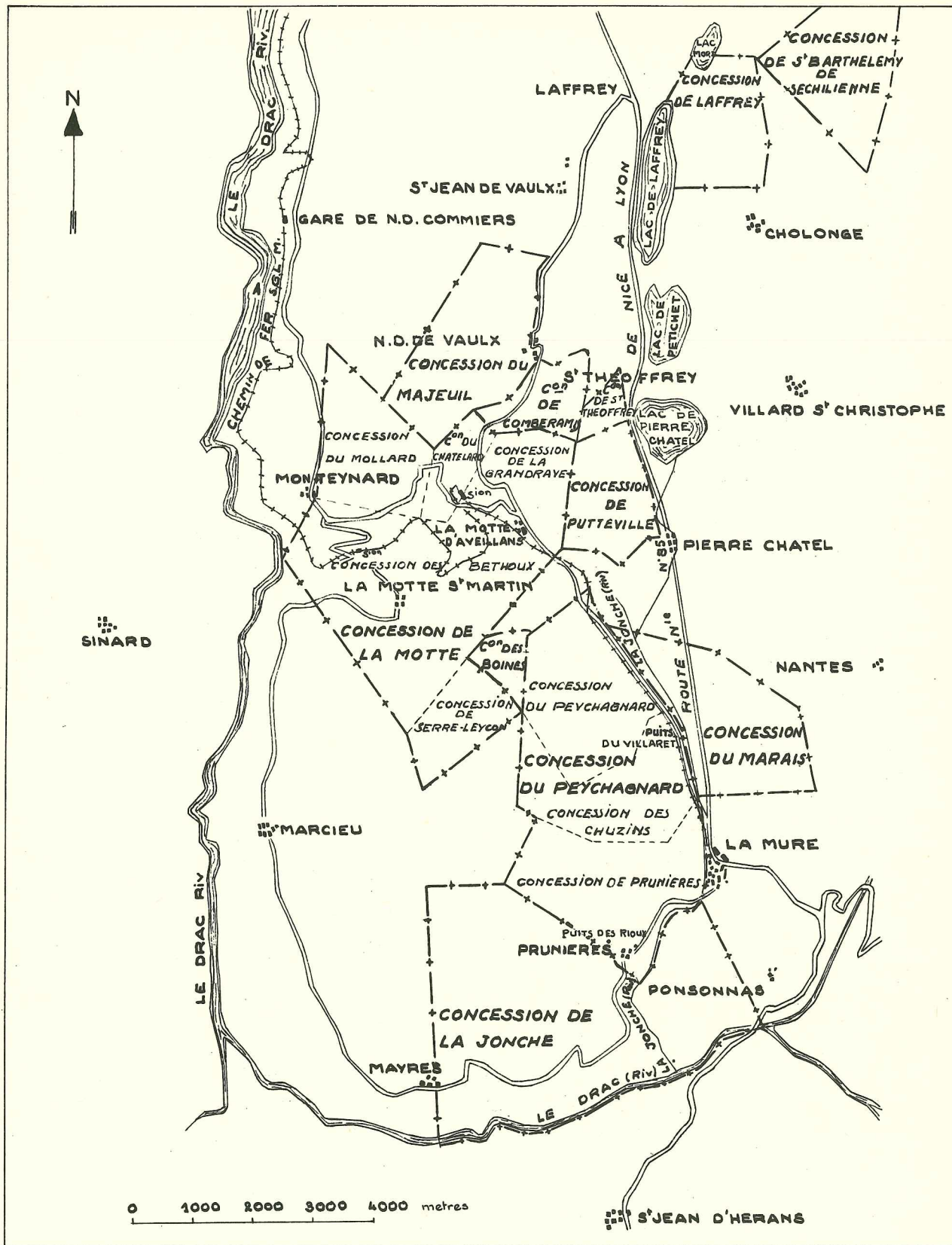


Figure 40 - Les concessions du Houiller du Dôme de La Mure.

A l'heure actuelle, les Houillères du Bassin du Dauphiné exploitent les anciennes concessions de la Compagnie des Mines de La Mure qui avaient été regroupées de la façon suivante :

- concessions de la Grande Draye, du Chatelard, des Béthoux, de Serre Leycon et du Molard sous le nom de concession de La Motte;
- concessions de Prunières, des Chuzins et du Peychagnard sous le nom de concession du Peychagnard-Villaret.

Avant de procéder à l'étude des assises du Houiller dans ces concessions, nous allons faire l'historique des principales études sur le Houiller de la région.

HISTORIQUE DES RECHERCHES

Les assises du Houiller de La Mure étant riches en couches d'anhracite, l'histoire des recherches géologiques se confond bien souvent avec celle des exploitations.

Nous avons vu antérieurement que ce sont surtout les ingénieurs des Mines qui ont d'abord étudié et reconnu les assises du Carbonifère dans notre région. On trouve des descriptions partielles des gisements dans les ouvrages de Guettard, Dolomieu, Héricart de Thury puis E. Gueymard. C'est avec E. Giroud, Scipion Gras et Roger qu'apparaissent les premières descriptions détaillées des exploitations houillères. Si en effet la distinction des autres niveaux stratigraphiques fut très longue à établir dans les Alpes, la connaissance des "grès à anhracite" y était bien nette. Les découvertes de flore et de faune permettent à Gaudry et Fournet de paralléliser les divers gisements des Alpes avec les autres bassins houillers et de présenter des synthèses sur les terrains anhracifères dans les Alpes.

Charles Lory démontre pour sa part l'identité des plantes fossiles recueillies dans les grès à anhracite des Massifs cristallins externes avec celles du bassin houiller de la Loire. C'est lui qui décrira la plupart des gîtes de notre région en donnant une stratigraphie succincte des assises productives. Il s'est en effet aperçu que toutes les couches exploitées peuvent se ramener à cinq couches distinctes que l'on retrouve d'un gisement à l'autre; ce sont :

- une petite couche de 60 centimètres d'épaisseur;
- la Grande Couche dont la puissance peut atteindre 15 mètres;
- la couche Henriette qui a 1 mètre de puissance;
- la couche du Bois de Bataille (3 bancs) de 3 mètres d'épaisseur;
- la cinquième couche de 60 centimètres d'épaisseur.

Il donnera également quelques coupes des gisements exploités alors. Ferrand complètera les données sur les assises exploitées à La Mure.

Si jusqu'alors les auteurs se sont intéressés uniquement au charbon, à la flore ou aux rapports des grès à anhracite avec les terrains adjacents, les premières études pétrographiques des grès et schistes du Houiller seront l'œuvre de L. Duparc et Ritter. P. Termier qui a effectué un travail très important sur le Houiller des Grandes Rousses ne s'est guère intéressé au Houiller du Dôme de La Mure qui a fait, par contre, l'objet de nombreux travaux de la part de Kilian et Revil.

W. Kilian a en effet constamment collaboré aux travaux de recherche dans la région de La Mure pour guider les prospections et établir des corrélations entre gisements. Il est l'auteur d'une multitude de rapports privés établis pour les diverses compagnies concessionnaires. Il préconise la prospection du Houiller de la vallée de Vaulx et des reconnaissances tant sous le Massif du Connexe que dans le Dôme du Beaumont. Il publie d'ailleurs quelques notes sur les mines de Notre-Dame-de-Vaulx, de Saint-Théoffrey et Puteville.

Du point de vue général, il montre à la Motte d'Aveillans, grâce à une brèche décrite en collaboration avec P. Termier, la discordance du Houiller sur les schistes à sérécite. Il envisage d'autre part une grande extension pour les gisements de la région de La Mure qui devaient selon lui faire partie d'un vaste bassin morcelé par des mouvements tectoniques au Permien, au Trias, puis au Tertiaire.

Dans son ouvrage avec J. Revil, il présente une synthèse des connaissances de l'époque sur les bassins houillers des Alpes. Il décrit en détail les gîtes du bord occidental de Belledonne dont celui de La Mure est le plus important. Il en précise la stratigraphie et fournit de nombreuses listes de la flore fossile de La Mure, déterminée soit par Grand-Eury, soit par Zeiller. Ce sont eux en effet qui ont établi toutes les déterminations utilisées par les auteurs de leur époque.

L'un de ceux-ci, A. Badoureau, ingénieur en chef des Mines de l'arrondissement de Chambéry, va fournir en 1903 l'étude la plus précise des gisements exploités dans la région de La Mure. Dans un inventaire détaillé des ressources de la région, il fournit une étude des mines du bassin houiller du Drac ou de La Mure qui comprend outre une liste des fossiles déterminés par Grand Eury une succession des assises exploitées : couche Inférieure, couche de Trois Bancs, couche Henriette, Grande Couche, et Couche Rolland. Son étude comporte une carte des principaux affleurements et travaux où il a identifié les couches existantes ou prévues ainsi que des coupes des concessions de Laffrey, Saint-Théoffrey, Comberamis, Le Châtelard, la Grande Draye, Puteville, les Béthoux et le Peychagnard.

Il fournit des renseignements sur chaque concession et nous reprendrons ces résultats dans l'étude des travaux.

P. Lory, lui, ne s'est guère occupé du Houiller du Dôme de La Mure, bien qu'il ait étudié le Houiller de Saint-Mury et de Freydières. Ses travaux ont porté surtout sur la couverture mésozoïque de cette région.

En 1924, L. Moulinier a repris une étude d'ensemble des bassins houillers des Alpes, mais a porté ses efforts plus sur la reconstitution des liaisons entre le bassin des Alpes et celui de la Loire que sur des études de détail.

Avec P. Bertrand, en 1926, commence la période des recherches de stratigraphie détaillée. Il suit en effet tous les sondages d'exploration des compagnies minières et effectue une révision de toutes les espèces végétales rencontrées dans les exploitations. Il découvre, surtout en surface, l'existence d'assises à *Mixoneura ovata* qui, pour lui, caractérise le Westphalien D de la Sarre Lorraine. Cette détermination bouleversait les idées admises jusqu'alors selon lesquelles le gisement était Stéphanien. Nous verrons par la suite l'explication de cette divergence de détermination qui va se retrouver avec les études de A. Bouroz (1950) qui, lui, utilise les déterminations de P. Corsin pour rétablir le gisement de La Mure comme stéphanien. Son étude a porté uniquement sur les exploitations du Villaret et il a pu y mettre en évidence, avec J. Haudour, l'existence d'un Banc repère entre la Grande Couche et la couche Henriette. Il donne également un essai d'interprétation tectonique du gisement de La Mure.

A la même époque, R. Feys et Ch. Greber font l'étude des gisements houillers d'Oris-en-Valbonnais et d'Entraigues.

A. Duparque (1949) étudie, lui, la nature pétrographique des anthracites de La Mure qu'il considère comme alluvionnaires.

Angelier (1940), dans une étude géographique du Bassin de La Mure, résumera les travaux antérieurs.

M. Gignoux et L. Moret (1952), dans la "Géologie dauphinoise" résument les connaissances sur la région de La Mure tout en soulignant l'importance de la présence des *Mixoneura ovata* qui permettent de relier le gisement de La Mure aux chapeaux houillers de Belledonne où L. Moret a découvert le Westphalien D.

Pour notre part, nous confirmerons l'existence simultanée du Stéphanien et du Westphalien D dans tous les massifs cristallins externes des Alpes, en collaboration avec J. Haudour et L. Moret. De nombreuses notes seront d'ailleurs publiées en collaboration avec J. Haudour, au fur et à mesure de la découverte de faits nouveaux, tant sur la radioactivité des roches de La Mure que sur la stratigraphie, la paléontologie et la tectonique. Nous reprendrons la plupart de ces résultats dans notre exposé ainsi que ceux de l'étude des Pécoptéridées du Dôme de La Mure effectuée par Mlle S. Martin.

Signalons enfin, avant de dresser l'inventaire des travaux anciens ou actuels qui nous permettront d'établir une série stratigraphique moyenne, qu'un ouvrage récent de Ch. de Marliave résume l'histoire des recherches, de l'exploitation et de la vie économique de l'ancienne Compagnie des Mines de La Mure.

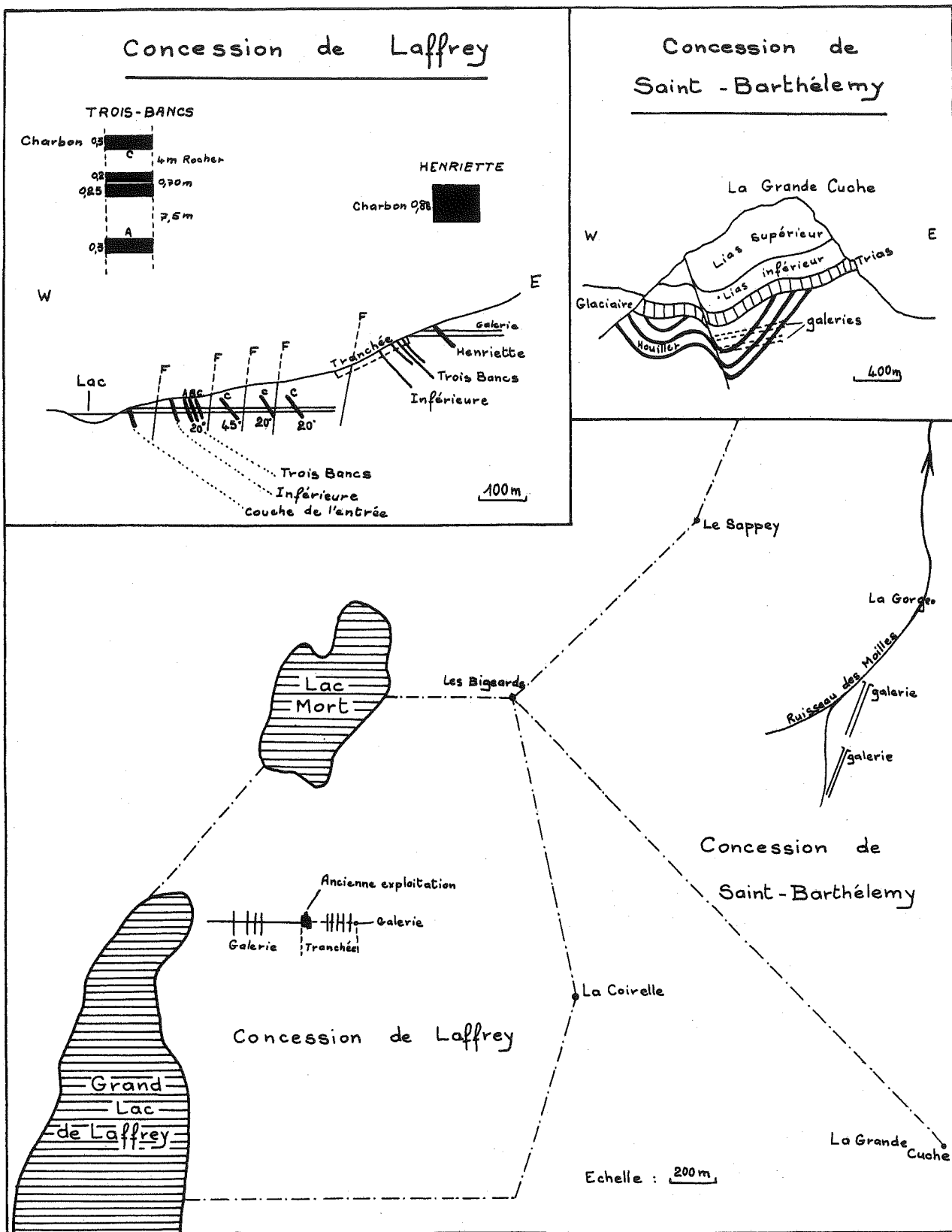


Figure 41 - Coupes et plans des concessions de Laffrey et de Saint-Barthélemy de Séchillienne selon les archives du Service des Mines.

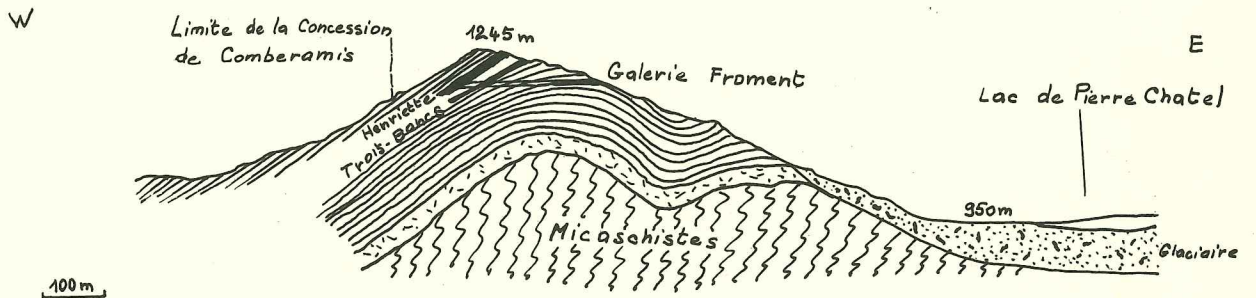
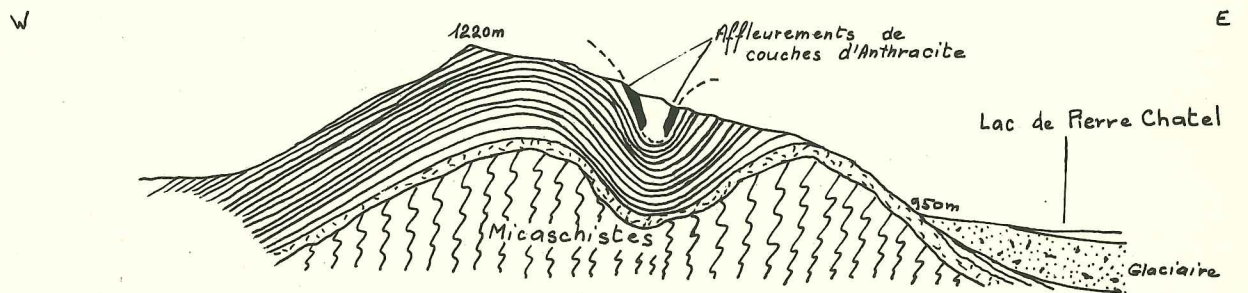
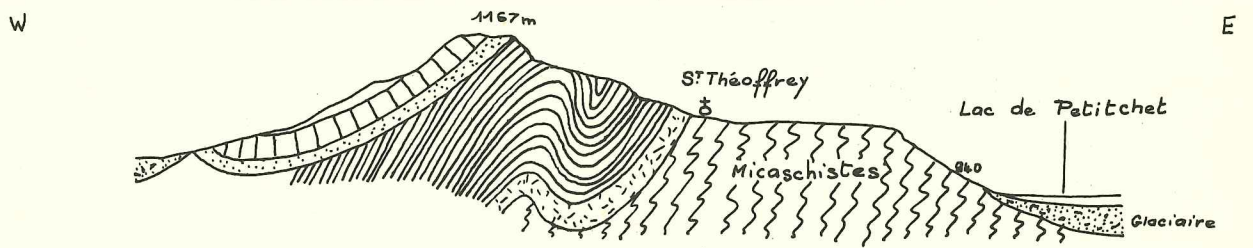
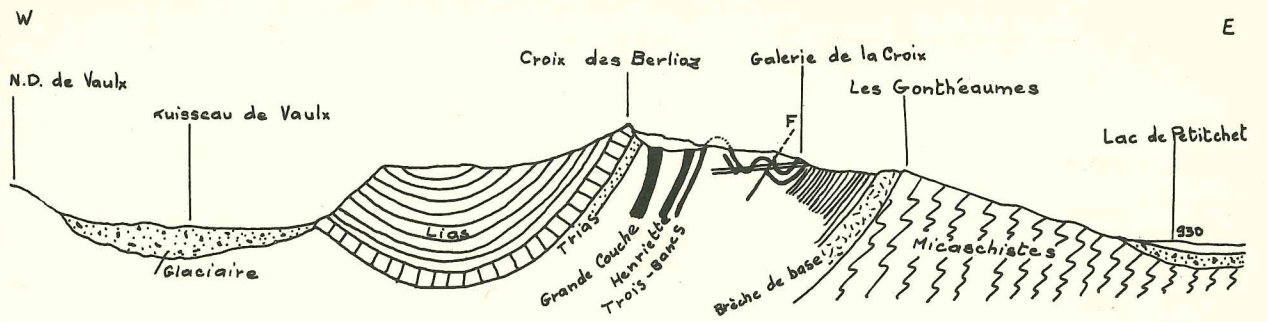


Figure 42 - Coupes dans la concession de Saint-Théoffrey, pro-parte, d'après Badoureau et Kilian.

INVENTAIRE DES TRAVAUX ANCIENS ET ACTUELS

Nous ne ferons pas ici l'étude détaillée de tous les travaux miniers de la Matheysine, qui sera faite dans l'ouvrage "Les travaux souterrains". Nous indiquerons simplement les principaux travaux effectués dans chaque concession et les résultats concernant le Houiller qu'ils ont apportés.

CONCESSION DE SAINT-BARTHELEMY DE SECHILLENNE (figure 41)

Cette concession assez peu riche a fait l'objet de travaux dans la région des Moilles où deux travers-bancs (galerie Lucie et galerie des Granges) ont été creusés. On y a exploité vers les années 1900 deux couches non identifiées très broyées par des failles.

CONCESSION DE LAFFREY

Cette concession, créée le 26 septembre 1843, est située à l'Est du Grand Lac. De petites couches que l'on peut attribuer pour une part à l'Inférieure, pour l'autre aux Trois-Bancs (figure 41) furent reconnues par une galerie partant du bord du lac et une tranchée de 370 mètres de long et 5 à 7 mètres de profondeur. Un travers-bancs de 355 mètres de long, creusé un peu en amont, après avoir rencontré la couche Henriette avec un pendage de 15° vers l'Est, resta ensuite dans des bancs horizontaux stériles. Le gisement se révéla inexploitable.

CONCESSION DE SAINT-THEOFFREY (figure 42)

Explorée entre 1909 et 1914, cette concession ne montre guère, selon W. Kilian, que du Houiller stérile. 750 mètres de galerie furent creusés sans grand succès puisqu'ils ne trouvèrent qu'une petite couche de 0,50 mètre de puissance. Cette concession correspond à l'extrémité nord du synclinal de Puteville qui n'est plus marqué que par de petits affleurements dans un chemin. Sur la bordure ouest de cette concession, à la limite de la concession de Comberamis, on retrouve cependant la retombée ouest d'un anticlinal qui se raccorde à l'Est au synclinal de Puteville. C'est dans cette zone que la galerie Froment a rencontré, avec un pendage ouest, les Trois-Bancs et la couche Henriette qui plongent dans les concessions voisines. La galerie de la Croix des Berlioz destinée à reconnaître ces couches dans la partie Nord de la concession ne les a pas atteintes.

CONCESSION DE PUTEVILLE (figure 43)

Cette concession, aujourd'hui abandonnée, comprend un petit synclinal dans lequel les galeries de Sainte-Anne et de Chantemerle ont permis de reconnaître et d'exploiter la couche Inférieure

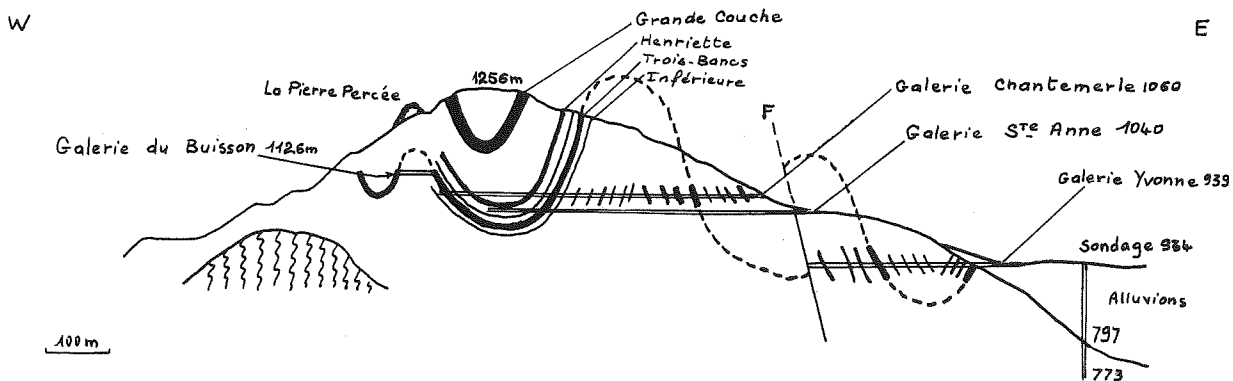


Figure 43 - Coupe dans la concession de Puteville, pro-parte, d'après Badoureau et Kilian.

(0,20 m), les Trois Bancs (1,80 m), la couche Henriette (0,90) et la Grande Couche (12 à 15 m). Le Travers Banc du Buisson a reconnu, lui, la retombée ouest de l'anticlinal de la couche des 3 Bancs. Enfin la couche Inférieure et les 3 Bancs ont été retrouvés par la galerie Yvonne. Un sondage foré dans la partie est de la concession à la cote 939 n'a rencontré que le Houiller stérile, puis les micaschistes.

CONCESSION DE COMBERAMIS (figure 44)

Cette concession qui, comme nous l'avons vu, prolonge à l'Ouest celle de Saint-Théoffrey, a fourni à Badoureau une excellente série stratigraphique, qui est complète depuis la brèche de base jusqu'à la couche Rolland. Badoureau a pu y distinguer un Banc de Mur de la Grande Couche de 0,50 à 1 mètre de puissance, et un Banc de Toit de Grande Couche de 1 à 3 m de puissance. La Grande Couche, qui présente deux ou trois ondulations, est disloquée dans le Centre de la concession par un horst de Houiller stérile.

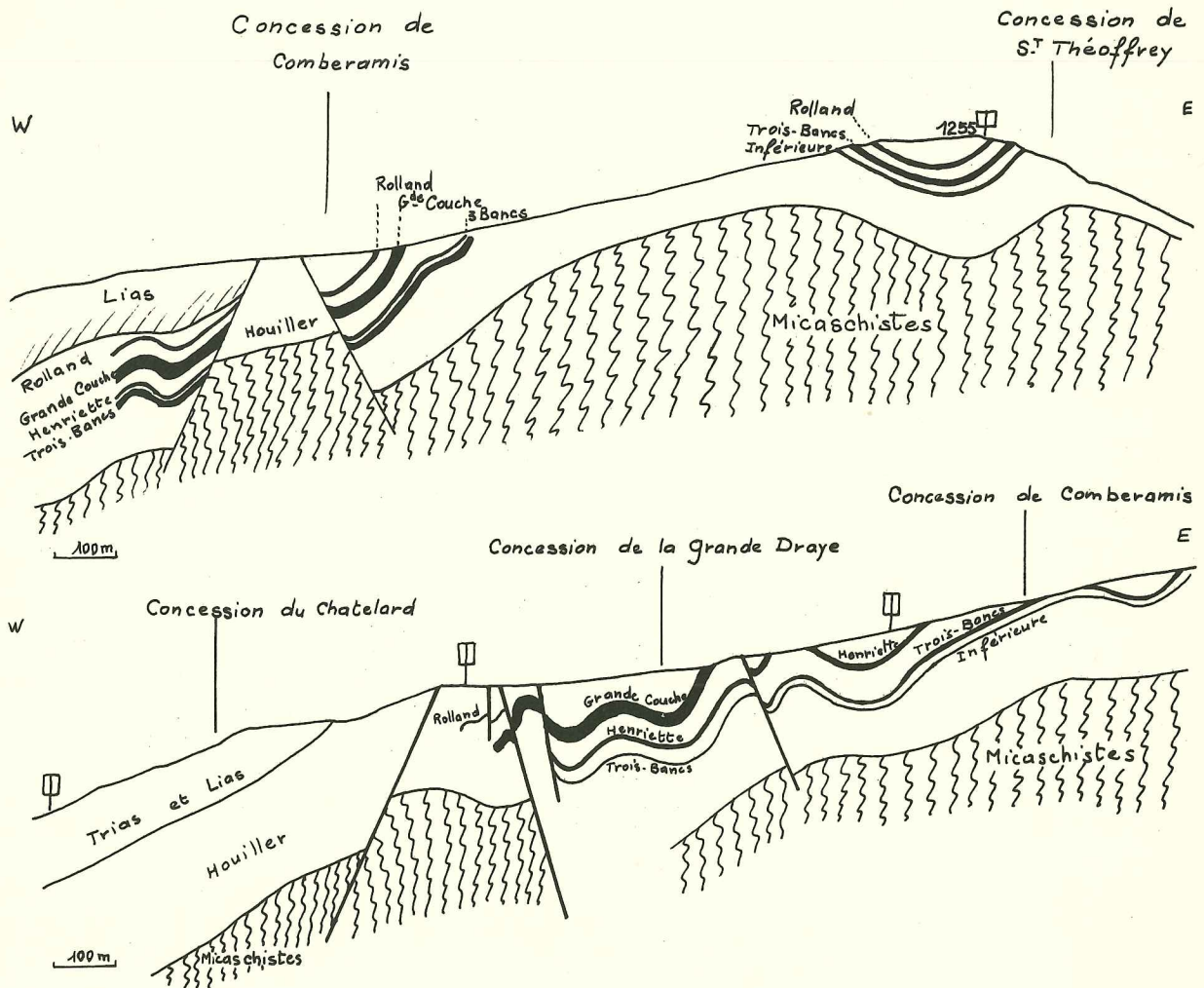


Figure 44 - Coupes dans les concessions de Comberamis et la Grande Draye, d'après W. Kilian.

CONCESSION DU MAJEUIL

Actuellement inexploitée, cette concession a été reprise par la Compagnie des Mines de La Mure à la suite de la défection de la Société Vaulxoise qui y avait entrepris des recherches. De nombreux sondages ont atteint le Houiller. Grand Eury y a même reconnu la couche Henriette, à 132 m au sondage de l'église de Notre-Dame-de-Vaulx, mais il s'agit d'une écaille et aucune couche continue n'a pu être reconnue et exploitée. Il semble bien que l'envoyage très rapide du Houiller à l'Ouest sous une épaisse couverture mésozoïque soit la cause principale de l'insuccès des travaux entrepris.

CONCESSION DES BOINES

Dans cette petite concession, on a reconnu très anciennement par de petites galeries, les Trois-Bancs et la couche Henriette qui plongent vers le Sud, mais les travaux ont été rapidement abandonnés.

CONCESSION DE SERRE LEYCON

Cette concession, bien que rattachée à la division de La Motte des Houillères du Bassin du Dauphiné, est très proche, du point de vue gisement, de celle du Psychagnard. On y a reconnu les Trois-Bancs et l'Henriette qui plongent elles aussi vers le Sud, ceci par les galeries dites galeries Berthier aux cotes 1240 et 1268. Les exploitations furent très brèves vu les difficultés d'accès. Plus récemment, la galerie des Merlins ou de Clarafin venant d'une part de la concession du Psychagnard et d'autre part de la concession des Boines, a pénétré dans la concession de Serre Leycon. Mais alors qu'elle avait reconnu la Grande Couche et peut-être la couche Henriette dans sa partie est, dans la concession de Serre Leycon, elle est entièrement dans les assises du Trias.

CONCESSION DE LA MOTTE (figure 45)

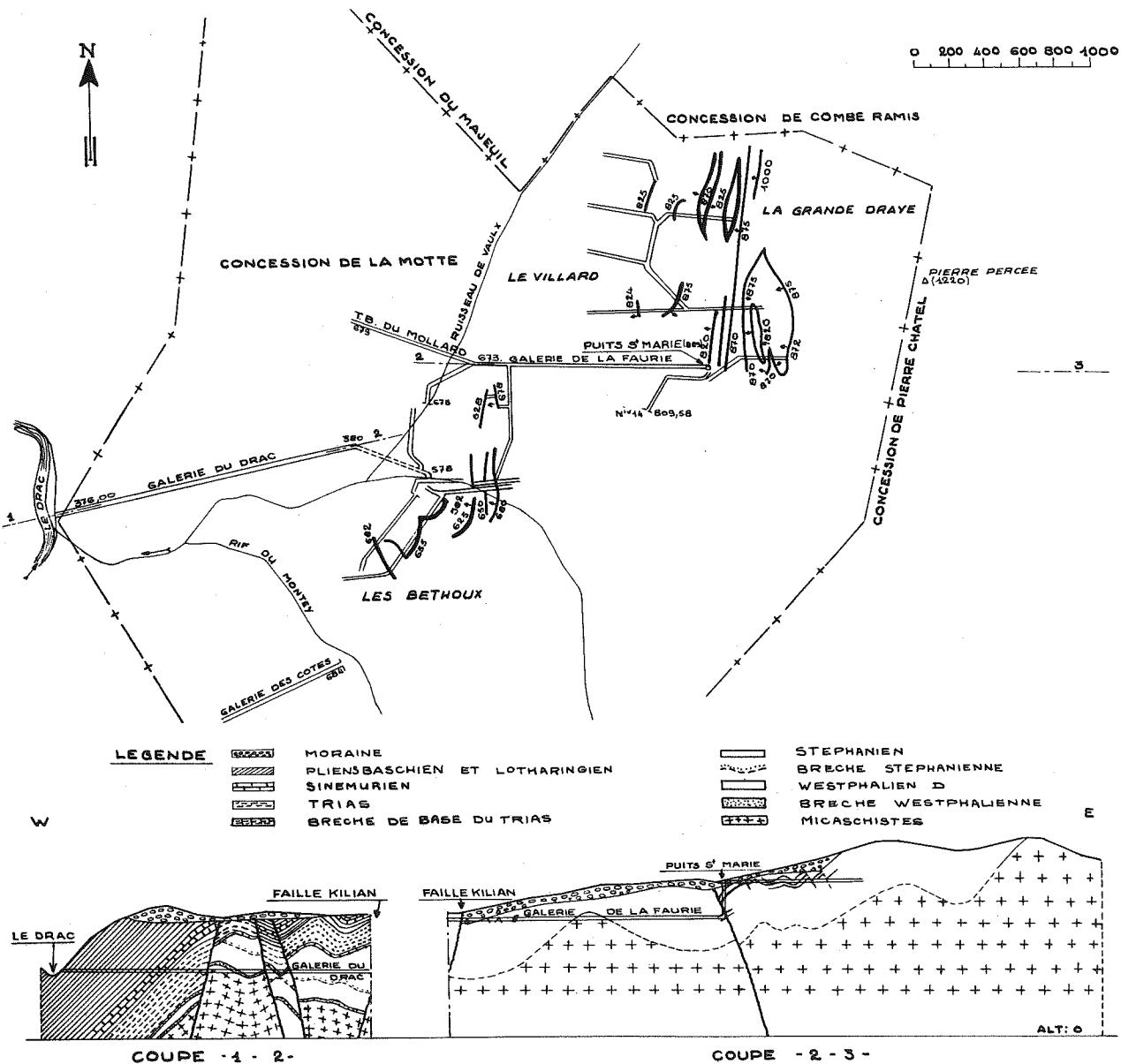


Figure 45 - Plan et coupe d'ensemble de la concession de la Motte.

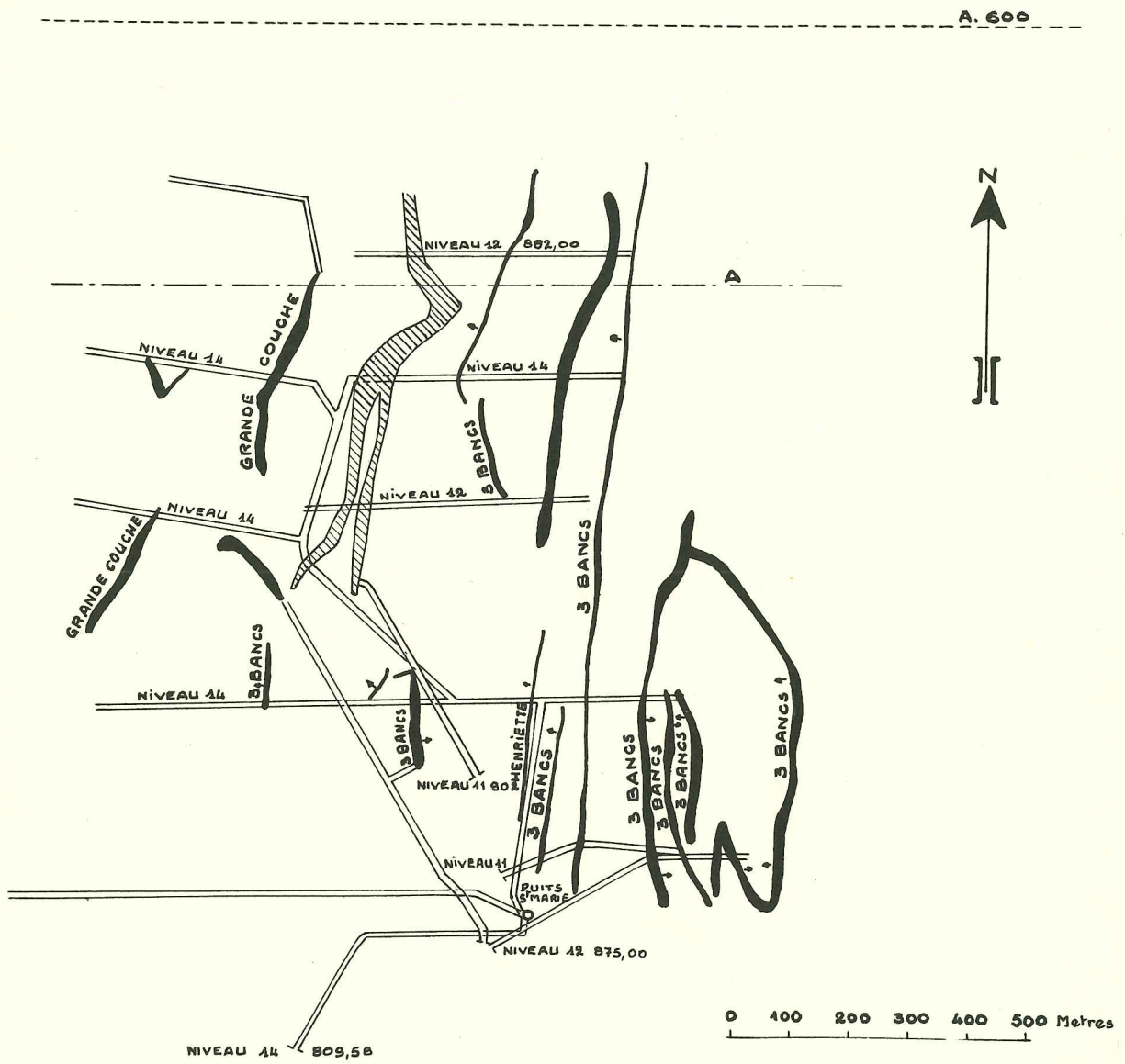
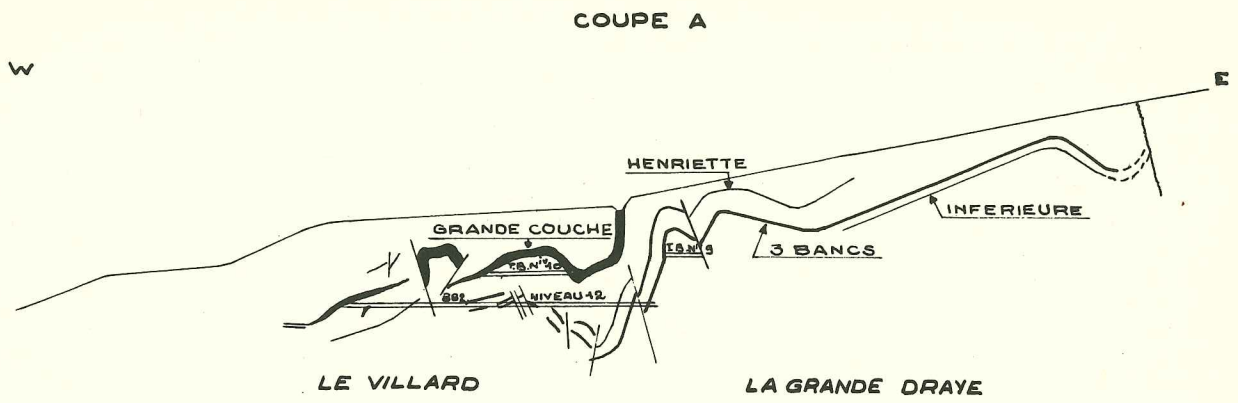


Figure 46 - Plan et coupe des travaux de la concession de la Motte.

Nous n'étudierons pas séparément les travaux des anciennes concessions de la Grande Draye, du Chatelard et du Mollard, l'ensemble des concessions ayant été repris dans l'exploitation de La Motte.

Nous étudierons cependant à part la concession des Béthoux qui forme un gisement isolé bien distinct.

Actuellement les deux gisements de La Motte et des Béthoux sont abandonnés parce qu'épuisés; il ne reste plus en effet comme charbon en place que les stots de protection des constructions et du chemin de fer de La Mure à Saint-Georges-de-Commiers, nécessaires, car à la Motte d'Aveillans, la Grande Couche affleure en de nombreux points, certains immeubles ayant même leurs caves dans les couches de charbon.

Le plan et la coupe (figure 45) montrent l'allure du gisement de La Motte où l'extraction se faisait à partir du puits Sainte-Marie par travers-bancs et galeries. La galerie de La Faurie joignant les gisements des Béthoux et de La Motte, servait à l'évacuation du charbon des Béthoux.

Dans cette concession de La Motte où l'on a exploité activement la Grande Couche et les Trois Bancs, la couche Inférieure est séparée de la Couche des Trois Bancs par 15 ou 20 mètres de grès à gros éléments analogues à la gratte de base. Le Banc de Mur est représenté, de même que la couche Rolland.

L'ensemble de ces couches prolonge celui de la concession de Comberamis au Nord, mais vers le Sud, l'érosion a entamé les couches et les fait disparaître. Du point de vue structural, on a d'Est en Ouest un anticlinal formé par les couches inférieures, puis un petit synclinal et un nouvel anticlinal qui, faillé sur son flanc ouest, fait place au synclinal du Villard. Celui-ci, dans sa partie supérieure, comporte la Grande Couche qui, après un anticlinal complexe, va s'envoyer à l'Ouest sous la concession du Mollard (figure 46).

CONCESSION DES BETHOUX

Cette concession, rattachée du point de vue exploitation à celle de La Motte, en est nettement séparée du point de vue gisement.

Elle se trouve au Sud-Ouest d'un Dôme de micaschistes recoupé par la galerie de La Faurie qui joint les deux gisements. Cette galerie a recoupé, comme nous le verrons, sous la série productive classique, les assises du Westphalien qui comportent une petite couche de charbon.

La structure du gisement des Béthoux est en gros celle d'un vaste synclinal affecté de replis et surtout de failles qui provoquent d'Est en Ouest des rejets successifs des compartiments productifs. On y a exploité les Trois-Bancs et la Grande Couche. L'Inférieure et Rolland sont présents mais la couche Henriette semble manquer.

Ce gisement est séparé au Nord de celui de la Motte d'Aveillans par les micaschistes de La Faurie et au Sud du Cristallin du Barioux par la faille de la Festinière. L'envoyage de ce gisement vers l'Ouest est assez rapide. Il a été reconnu par les travaux de la Galerie du Drac qui ont retrouvé le Houiller de base stérile.

CONCESSIONS DU PEYCHAGNARD, DE PRUNIERES, DES CHUZINS, DU MARAIS ET DE LA JONCHE (figure 48)

Nous étudierons ensemble toutes ces concessions qui sont groupées, à l'heure actuelle, dans la division du Villaret-Peychagnard des Houillères du Bassin du Dauphiné.

Dans toute cette région qui est limitée au Sud par le Drac, à l'Ouest par le Senepy et au Nord par le Col de la Festinière, les travaux ont permis de reconnaître toute une série de plis (figure 48).

Toutes les couches ont été reconnues dans cette zone, à l'exception de la couche Inférieure qui semble inconnue. La Grande Couche forme généralement trois bancs : la Grande Couche proprement dite, le Banc de Toit et le Banc de Mur.

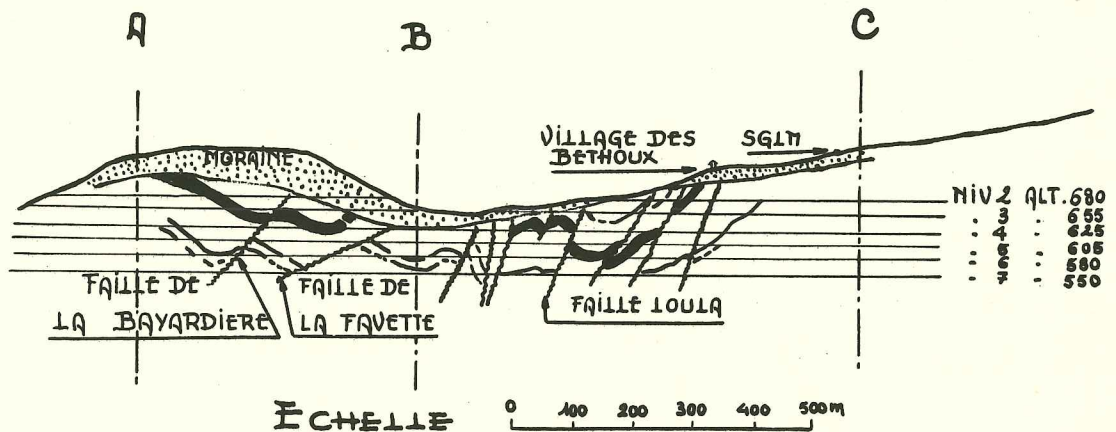
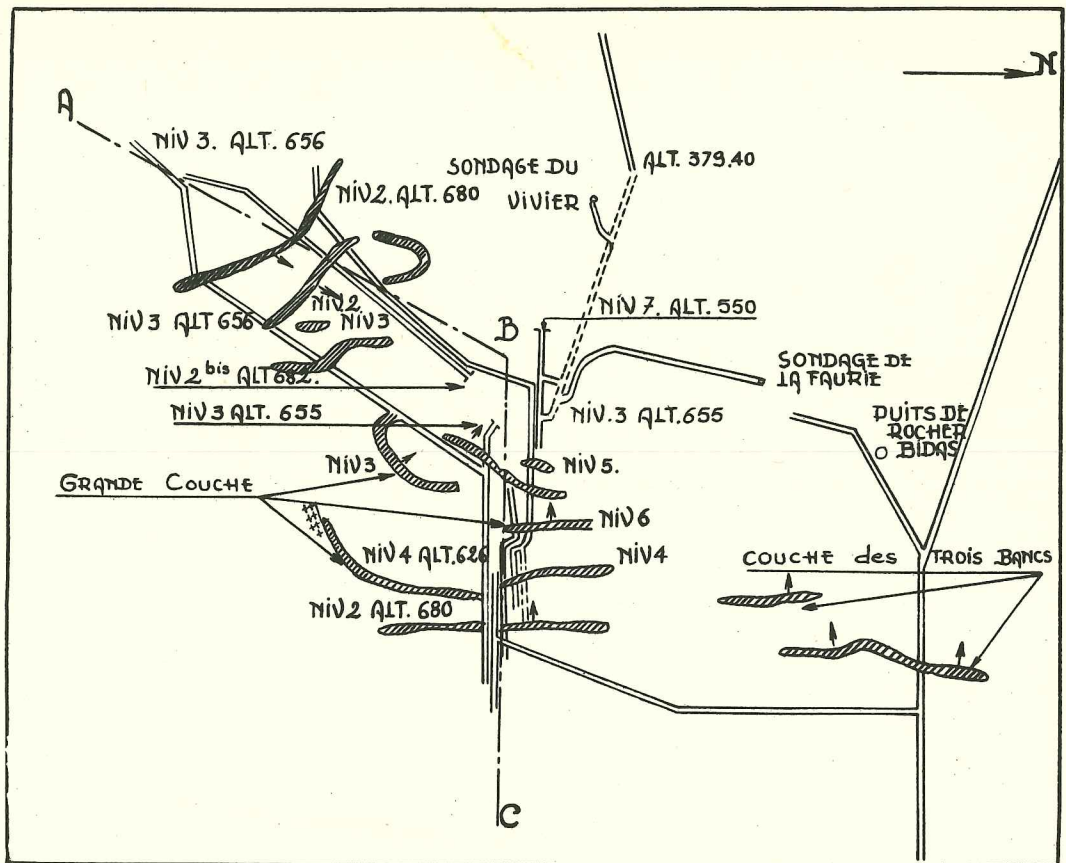


Figure 47 - Plan et coupe des travaux de la concession des Béthoux.

La figure 49 donne les coupes des deux travers-bancs principaux du gisement du Villaret.

Si aucun travail n'a été fait dans les concessions du Marais qui est la plus orientale, il n'en est pas de même des autres concessions.

On connaît ainsi dans la partie nord de la concession, les vieux travaux du Psychagnard.

A la latitude du Puits du Villaret, on connaît (figure 50) :

- l'anticlinal du Poullardit ou Villaret 2, très ouvert, plongeant d'environ 30° au Sud et limité à l'Ouest par une étroite;

- le synclinal du Villaret 1 plongeant lui aussi vers le Sud;

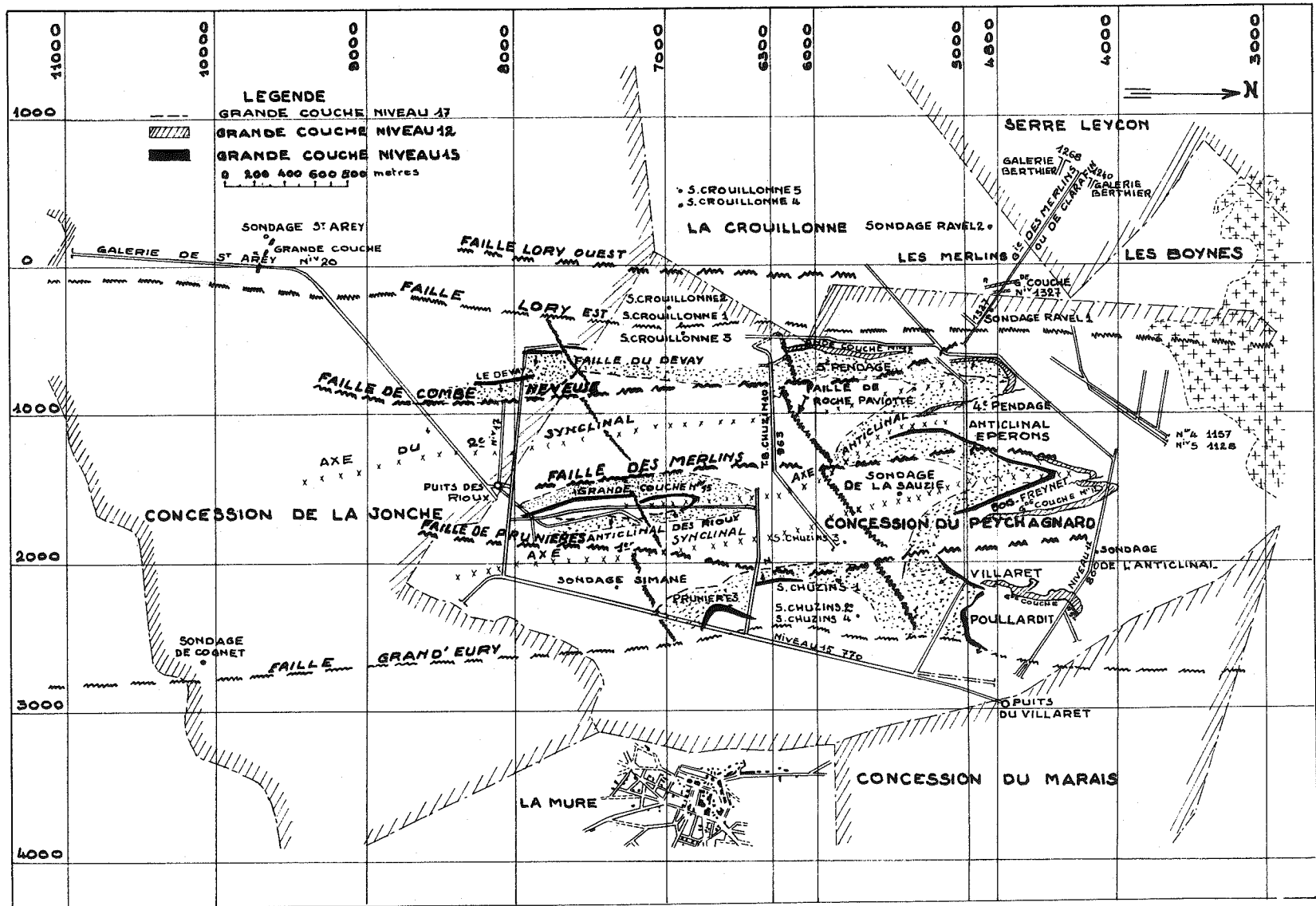
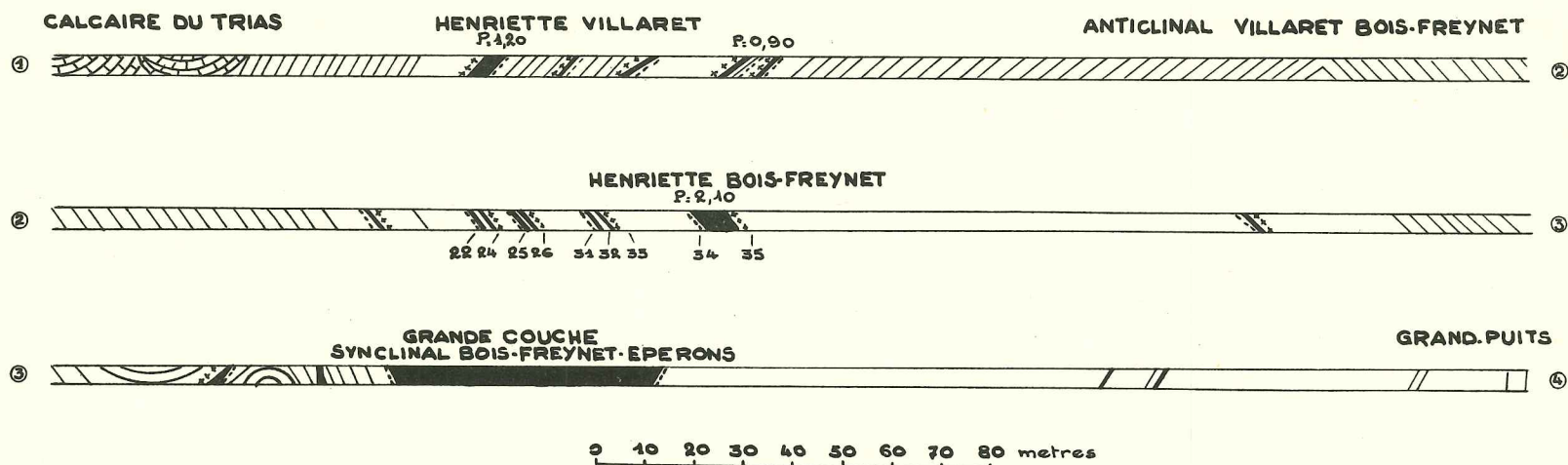


Figure 48 - Plan des exploitations du Villaret.

Coupe suivant le travers bancs du niveau 12 (A₀)



Coupe suivant le travers-bancs du niveau 15 (A₂)

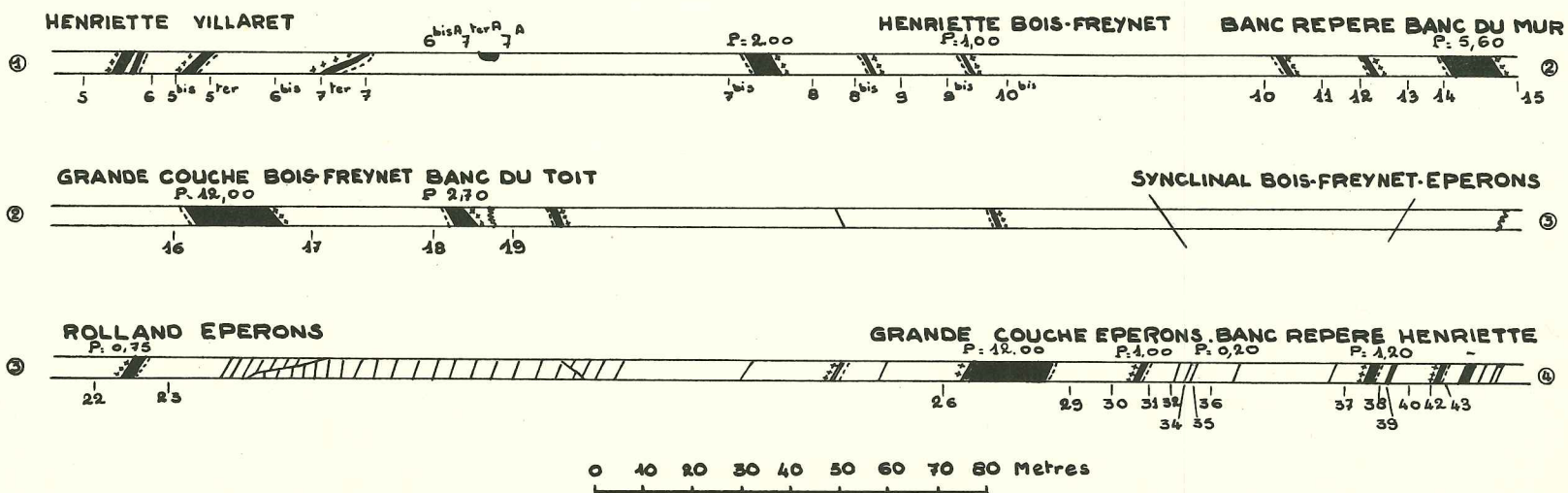


Figure 49 - Coupes des travers bancs des niveaux 12 et 15 de la concession du Villaret. Les numéros d'échantillons seront repris dans l'étude de la radioactivité des stamps du bassin houiller de La Mure.

- l'anticlinal du Villaret 1-Bois Freynet, rompu par une faille et érodé à son sommet;
- le synclinal Bois Freynet-Eperons, assez ouvert, pendant au Sud;
- l'anticlinal Eperons 4e pendage, très aigu, fortement laminé et érodé à son sommet;
- le synclinal 4e-5e pendage, assez ouvert et plongeant lui aussi au Sud;
- plus à l'Est, un 6e pendage a été reconnu par la galerie des Merlins, les sondages de la Crouillonne ainsi que par les sondages de Ravel 1 et 2 (la galerie de Ravel située un peu en contrebas de celle des Merlins se trouve dans un compartiment glissé);
- à la latitude de La Mure, on observe l'anticlinal de Prunières suivi du synclinal de Simane, puis de l'anticlinal des Rioux auquel fait suite le synclinal des Rioux-Devay, puis l'anticlinal du Devay;

- au Sud-Ouest du Devay, la Grande Couche a été retrouvée par la galerie de Saint-Arey vraisemblablement dans le prolongement du 6e pendage. Cette galerie a en effet recoupé une série très complète dans la partie sud, située à l'Ouest de la faille Lory.

Tous les plis que nous venons de signaler sont compliqués par des failles tant Nord-Sud qu'Est-Ouest que nous étudierons en détail dans le chapitre tectonique.

Nous terminerons le tableau des travaux de recherche par l'étude des recherches d'Oris-en-Rattier et de la concession du Villard d'Entraigues.

ORIS-EN-RATTIER

Des recherches y furent faites dès 1820. Il s'agit d'une bande de Houiller chevauchée par la série cristallophyllienne du Coiro, puis du Vet. Elle se poursuit depuis La Valette jusqu'au Sud d'Entraigues. On y observe la brèche de base du Houiller, puis des grès et schistes contenant quelques couches d'antracite.

En 1888, une galerie faite à la cote 1260 a découvert une couche de 3,25 m de puissance.

En 1901, un travers-bancs creusé à la cote 1138 a trouvé une couche de 3 m de puissance; un autre travers-bancs, à la cote 1080 semble avoir été moins heureux.

En 1943, une descenderie en couche depuis la cote 1138 a atteint la cote 1118 d'où l'on a tracé deux galeries. La couche trouvée dans les anciens travaux est vraisemblablement celle des Trois-Bancs, comme l'avait indiqué Badoureau et comme semble le montrer la flore à *O. Reichi* recueillie, qui caractérise les Trois Bancs au Villaret.

CONCESSION DU VILLARD D'ENTRAIGUES

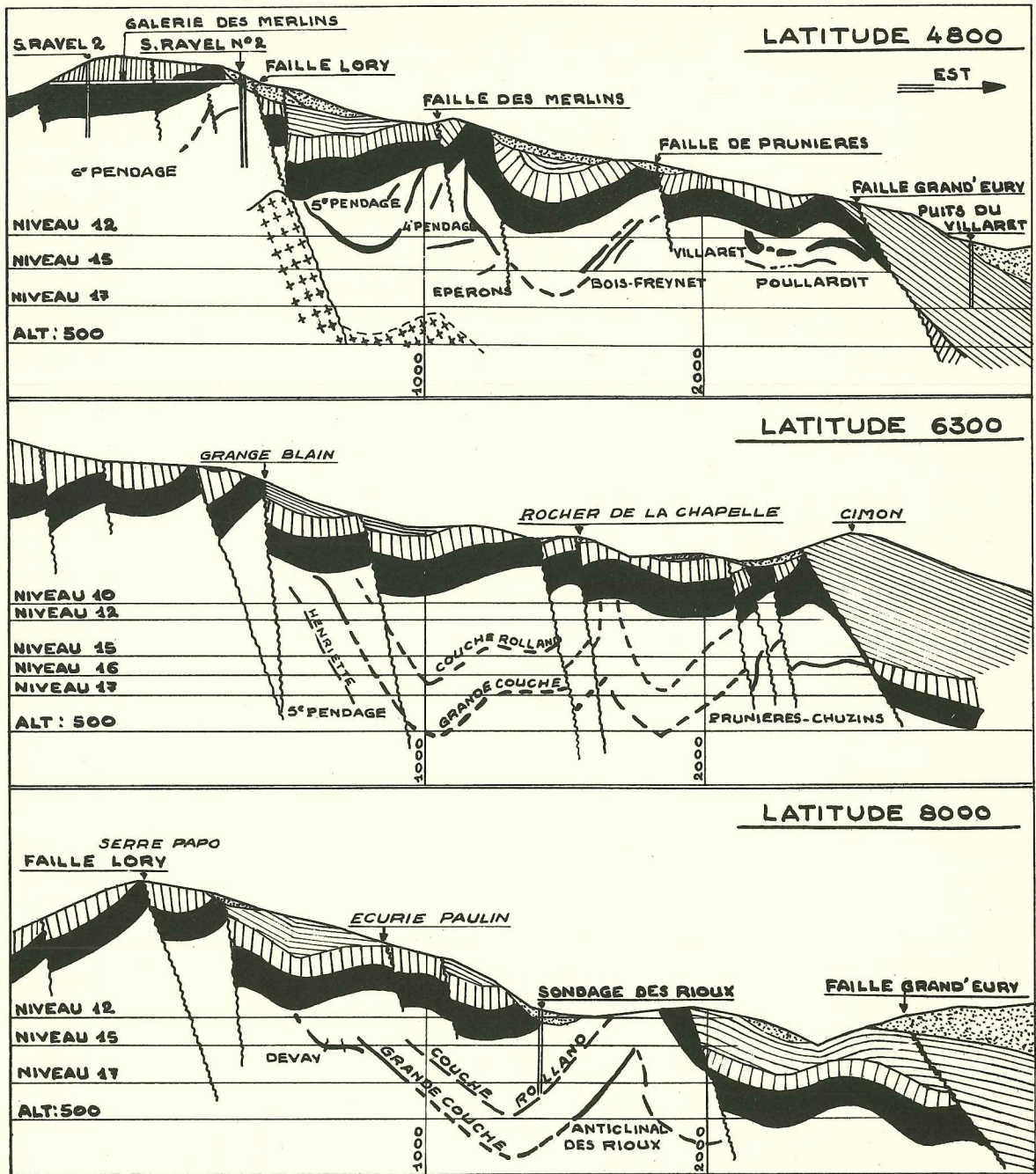
Elle a été créée en 1869, puis reprise en 1914 et 1942. On y a fait :

- une galerie à la cote 895 qui a trouvé une couche de 0,5 à 1 mètre de puissance avec un pendage de 45° vers le SE;
- une galerie à la cote 909;
- une galerie à la cote 916;
- une galerie à la cote 945.

Les rares couches trouvées semblent appartenir aux petites couches de la base de la série productive. Leurs épontes ont fourni une flore à *Odontopteris Reichi*, *P. oreopteridia*, *P. pluckenetti*, *P. polymorpha*.

Des recherches furent faites à Préclos (Les Rouchoux) et Aspres-les-Corps (La Citadelle) où l'on peut encore voir deux galeries mais on possède peu de renseignements à leur sujet du point de vue géologique.

L'existence d'un certain nombre de couches communes à toutes les concessions montre que nous sommes en présence d'un vaste bassin assez régulier, ce qui va nous permettre d'établir une série stratigraphique moyenne du Houiller du Dôme de La Mure à partir de laquelle nous pourrions étudier les variations de faciès et d'épaisseur d'un point à un autre. Pour la série productive, nous choisirons notre série moyenne dans la série reconnue au pendage Eperons Niveau 12 des Houillères du Bassin du Dauphiné.



- | | | | |
|--|------------|--|-------------------|
| | CRISTALLIN | | LIAS |
| | HOULLER | | AALÉNIEN BAJOCIEN |
| | TRIAS | | QUATERNAIRE |

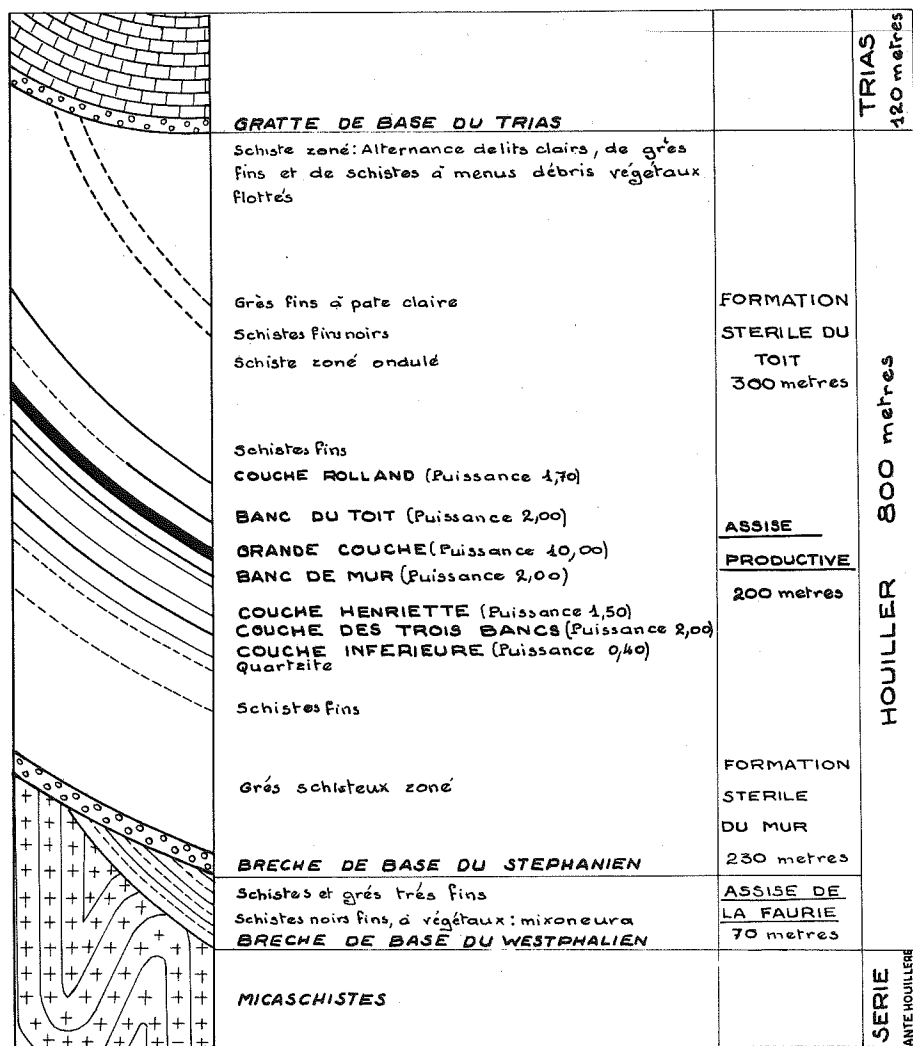
0 400 800 1200 1600 Metres

Figure 50 - Coupes Est-Ouest du Gisement du Villaret.

SÉRIE STRATIGRAPHIQUE MOYENNE ET VARIATIONS LATÉRALES DE FACIÉS

Les connaissances actuelles permettent de donner une série stratigraphique moyenne qui est représentée dans son ensemble par la figure 51 et par la figure 53 pour ce qui concerne l'assise productive elle-même.

Nous allons détailler ces séries, mais pour ne pas allonger les descriptions nous réserverons les descriptions pétrographiques ou paléontologiques pour des paragraphes séparés.

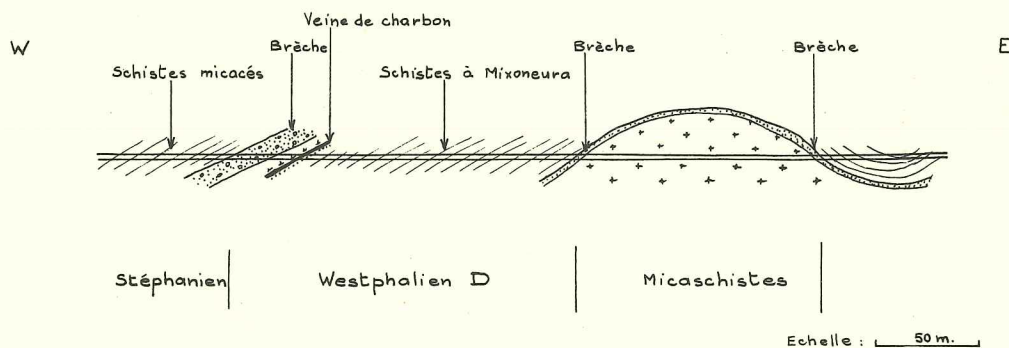


0 100 200 300 mètres

Figure 51 - Série stratigraphique du Houiller du Dôme de La Mure.

A - ASSISE DE LA FAURIE (figure 52)

Sur le socle de micaschistes qui forme le substratum du Dôme de La Mure, on observe en certains points et en particulier dans la galerie de La Faurie l'existence d'une assise formée de schistes et de grès très fins, dont l'épaisseur peut atteindre 70 mètres, que nous appellerons assise de La Faurie. Elle repose sur le socle par l'intermédiaire d'une brèche à petits éléments bien roulés dont l'épaisseur varie de 20 à 40 centimètres. Sur la brèche on observe des grès micacés durs, parfois un peu feldspathiques, puis des schistes fins bitumineux à nombreux débris végétaux et en particulier : *Mixoneura ovata*. En règle générale, les fossiles de ce niveau sont presque toujours pyriteux et ceci a été trouvé dans d'autres régions par le professeur Bode. Dans le sondage de La Crouillonne n°4, une série de schistes rubannés alterne à ce niveau avec des grès zonés et quelques bancs de schistes fins qui ont fourni *P. Blott*.



L'assise de La Faurie comporte parfois de petits lits charbonneux (15 cm à La Faurie). Elle s'observe à l'Eperon de Rattier, au Travers Bancs des Merlins des H. B. D., à Petichet, dans l'anticlinal du Villaret, à Oris, Préclos et Saint-Barthélémy de Séchillienne ainsi qu'au sondage de La Crouillonne n°4.

B - ASSISE PRODUCTIVE (figure 53)

- Conglomérat de base -

Au-dessus de l'assise de La Faurie, on observe un niveau de conglomérat dont l'épaisseur est généralement d'une vingtaine de mètres et qui forme la base d'une nouvelle assise que nous appelons "l'assise productive". Ce conglomérat repose tantôt sur les couches de l'assise de La Faurie et est alors surtout une brèche à éléments anguleux (brèche des Merlins), tantôt sur les micascistes du substratum et est alors formé de galets roulés (conglomérat de la Festinière). On observe le premier de ces types au Travers-Bancs des Merlins, à Oris, Saint-Barthélémy de Séchillienne, Entraigues et les Rouchoux. Le deuxième s'observe au Barioux et à la Roche près de la Motte d'Aveillans. Nous reviendrons plus loin sur les variations de faciès de ce conglomérat et sur les rapports des deux séries.

- Formation stérile du mur -

Au-dessus du conglomérat de base de l'assise productive, on observe une épaisse série stérile du Mur dont l'épaisseur atteint environ 200 mètres. Elle est formée de grès schisteux zonés comportant quelques passées de schistes fins et des quartzites. Les grès deviennent peu à peu de plus en plus fins et un premier filet de schistes noirs dit Filet au Mur de l'Inférieure annonce une sédimentation plus calme.

Lui font suite 12 m de schistes gréseux qui se terminent par un filet charbonneux dont le toit contient des clayats et des empreintes d'*Estheria cebennensis*. Il s'agit du premier Filet au Mur de l'Inférieure désigné dans la zone du Villaret où l'Inférieure semble manquer sous le nom de Banc au Mur de la Formation. Celui-ci se caractérise en effet par la présence d'écailles et de dents de Poisson, *E. cebennensis*, *Anthraconia* et de petits nodules de CO_3Fe dans un banc de schistes rubannés à rayure gris bleuté.

- Couche Inférieure -

Des schistes micacés durs dont la puissance est de 18 mètres, précèdent la Couche Inférieure dont le Mur montre des radicelles perforantes.

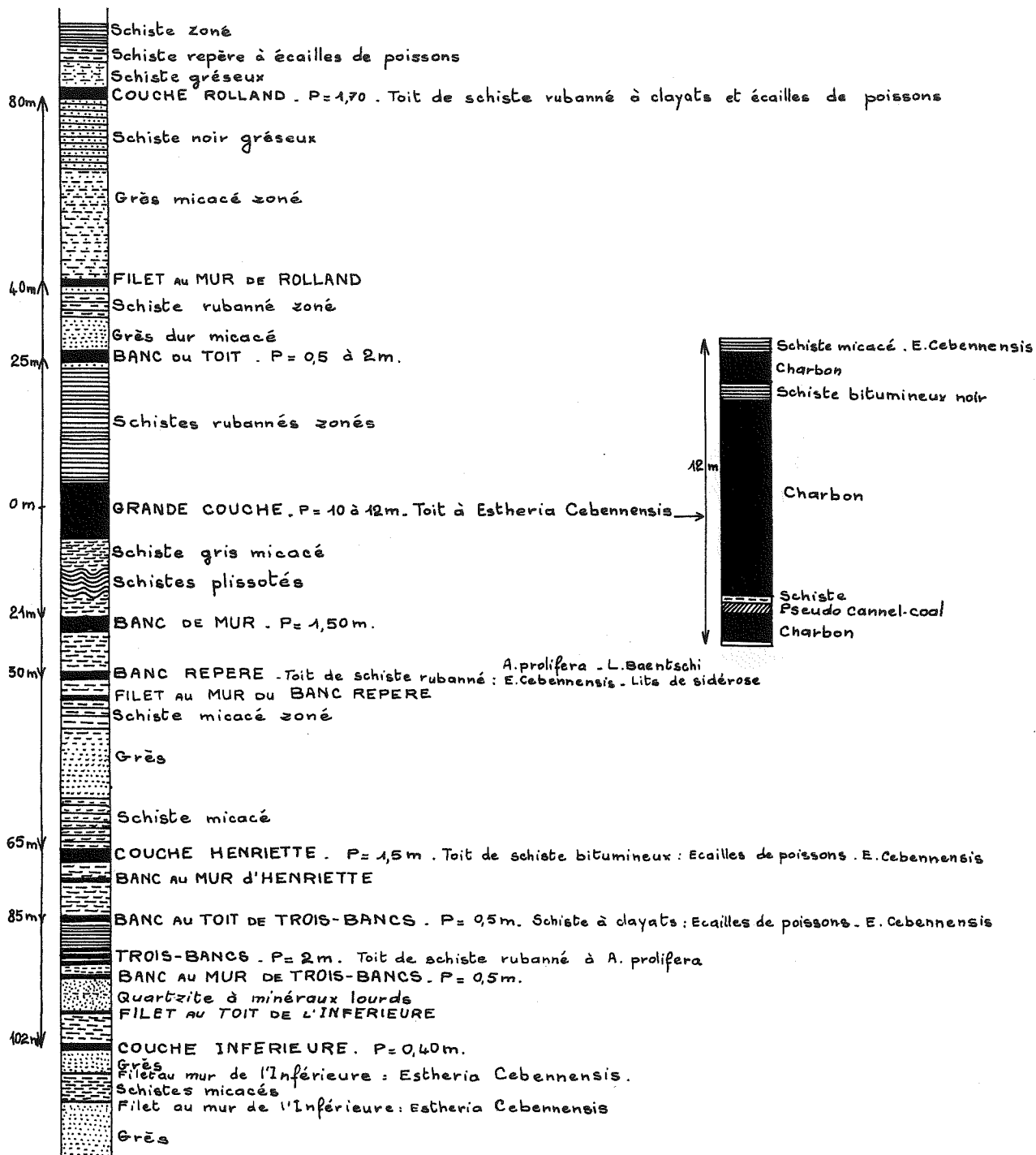


Figure 53 - Série stratigraphique de la formation productive pendage Eperons.

A Comberamis et la Grande Draye, la couche Inférieure est divisée en trois bandes de 20, 30 et 40 cm par des intercalaires de schistes. Dans la concession des Béthoux, la couche est interrompue en certains points par 4 intercalaires. L'intercalaire supérieur a 10 centimètres d'épaisseur; c'est un tonstein qui contient une flore assez abondante. Le 2e intercalaire argileux a 4 centimètres d'épaisseur (51N36). Le 3e intercalaire est un intercalaire de schistes pyriteux. Le 4e intercalaire est un tonstein de 3 centimètres d'épaisseur (52N36) mais le plus souvent on ne note la présence que de 2 intercalaires qui sont des tonstein. Au Toit de la couche, on trouve des filets de 3 centimètres de charbon séparés par des schistes qui sont des sols de végétation à radicelles. Le Toit proprement dit est formé par des schistes gris noirs micacés riches en Pécop-téris auxquels succèdent des schistes zonés alternativement clairs et sombres. Après 6 mètres de ces schistes, on trouve un filet charbonneux de 10 centimètres d'épaisseur, le Filet au Toit de l'Inférieure dont le Toit contient des Pécop-téridées et *Odontopteris Reichi*. Il s'agit là d'un niveau repère très constant.

Au-delà, on retrouve 8 mètres de schistes gréseux micacés dans lesquels sont intercalés des quartzites à minéraux lourds, puis un banc de 35 à 50 centimètres de charbon : le Banc au Mur de Trois Bancs qui comporte un intercalaire. Son toit, riche en flore, est un schiste noir qui se poursuit sur deux mètres par des grès qui constituent le Mur de la Couche des Trois Bancs.

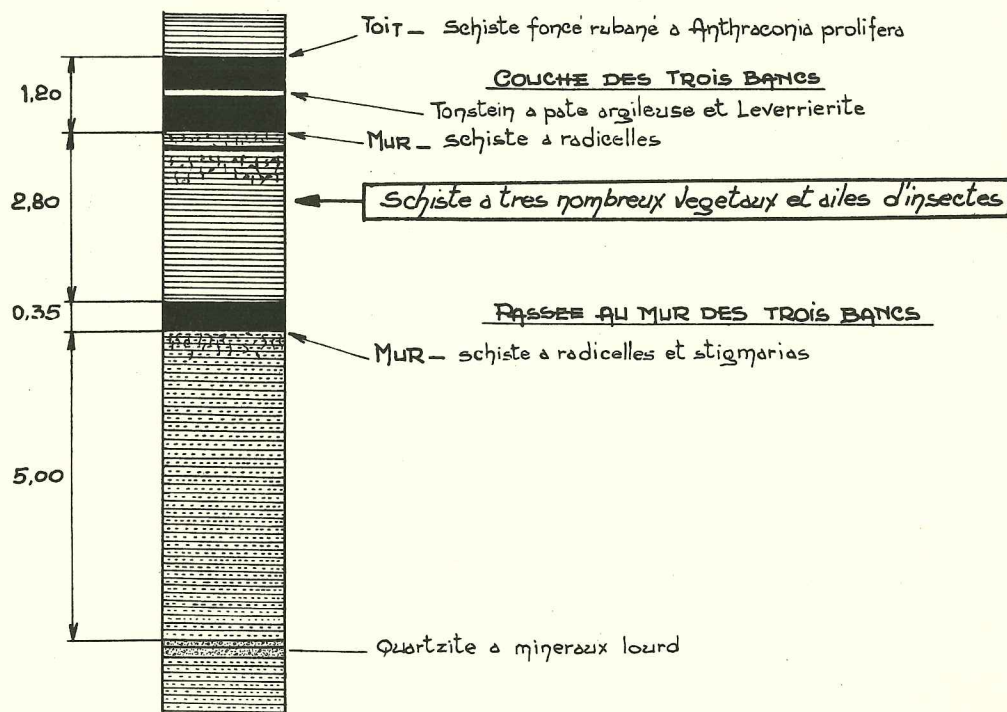


Figure 54 - Coupe détaillée de la formation au Mur des Trois Bancs au pendage Eperons.

- Couche des Trois Bancs (figure 54) -

Cette couche est divisée, comme son nom l'indique, par des intercalaires qui peuvent être plus ou moins épais. On a généralement trois bancs principaux de charbon séparés par deux intercalaires principaux stériles qui peuvent parfois disparaître et d'autres plus petits. Au sein de chaque banc, on peut trouver des intercalaires argileux qui sont des tonstein.

A Laffrey, les bancs sont au nombre de 4 (figure 41). Aux Béthoux (figure 55) où la couche des Trois Bancs a une puissance exceptionnelle (près de 7 mètres) on peut voir 2 bancs principaux et deux filets à la base de la couche, le banc principal pouvant être divisé en deux par une passée

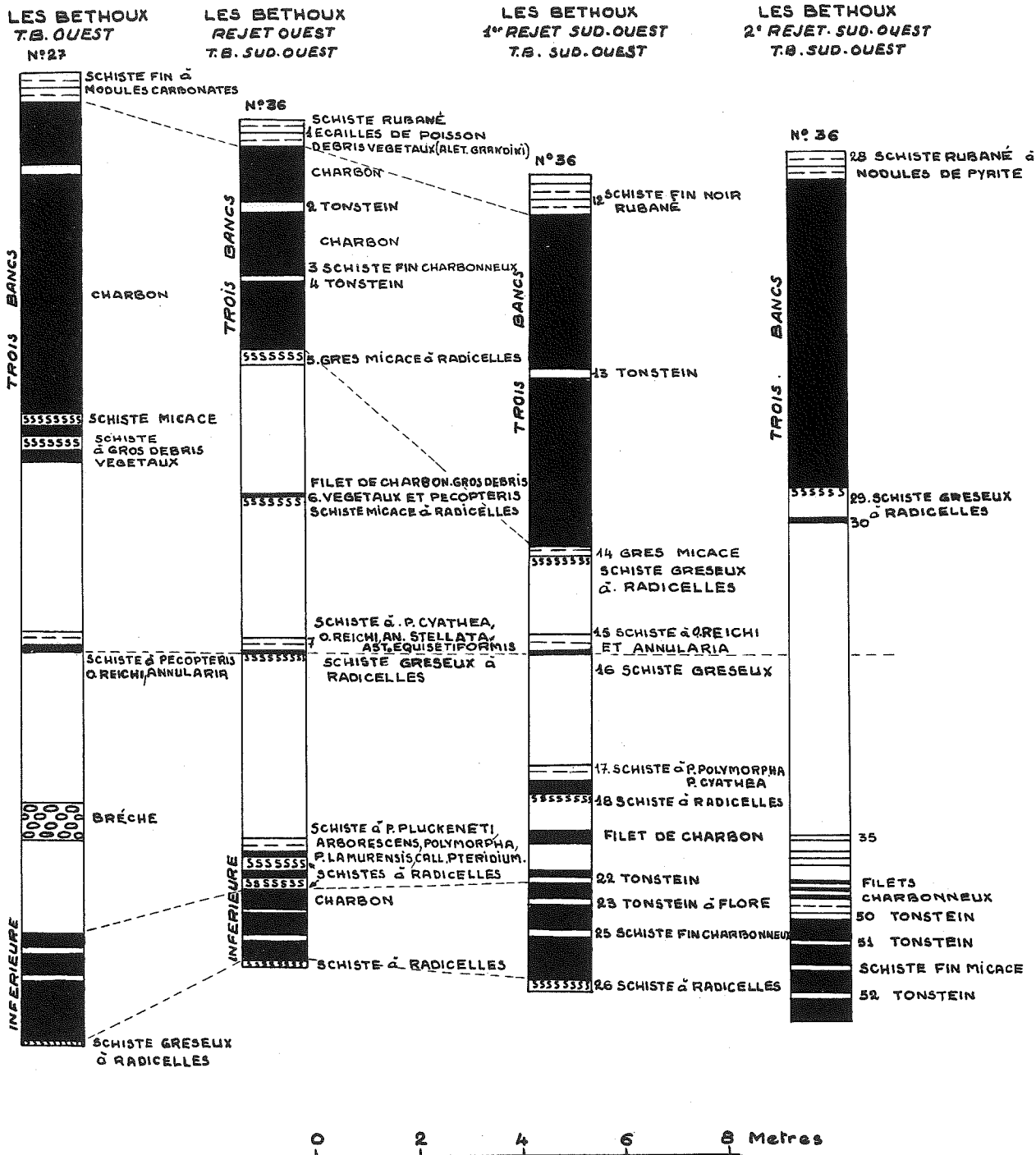


Figure 55 - Variations de faciès des Trois-Bancs et de l'Inférieure dans la concession des Béthoux.

de schistes gréseux. Ailleurs, on note la présence, entre les trois bancs, de deux intercalaires qui sont des tonstein. Dans la partie W du gisement les intercalaires disparaissent peu à peu

A la Grande Draye et à Comberamis, la couche comprend trois bancs : l'un de 1,5 mètre, le deuxième de 0,4 barré par des schistes et un troisième de 0,8 mètre. Ces bancs sont séparés par deux intercalaires : l'inférieur est formé de grès schisteux, le supérieur de schistes.

Au Villaret, on note généralement la présence de quatre intercalaires dont trois sont des tonstein mais ici encore certains intercalaires peuvent disparaître comme c'est le cas aux Eperons.

Au-dessus de la couche des Trois-Bancs dont le Toit est formé de schistes fins, on trouve 6 mètres de schistes fins auxquels fait suite le Banc au Toit de Trois Bancs dont l'épaisseur est de 50 centimètres et qui présente aussi un intercalaire qui est un tonstein.

9 mètres de schistes gris séparent ce banc du Banc au Mur d'Henriette dont l'épaisseur est de 0,2 mètre. Ce banc est lui-même séparé de la couche Henriette par 3 mètres de schistes noirs gréseux.

- Couche Henriette -

La couche Henriette a 1,6 mètre de puissance. Elle est formée de charbon massif. Son mur est formé de schistes micacés durs tandis que son toit est formé de schistes noirs bitumineux à écailles de Poisson. Au-dessus de ces schistes viennent 34 mètres de schistes micacés et de grès grossiers qui se terminent par un filet charbonneux : le Filet au Mur du Banc repère qui a 8 à 10 m d'épaisseur. Il est séparé du Banc repère par 1,5 mètre de schistes micacés.

- Le Banc repère -

Le Banc repère qui comporte une vingtaine de centimètres de charbon est très intéressant du point de vue stratigraphique, car ses épontes sont caractéristiques. Son mur est formé de schistes gréseux à radicules perforantes tandis que le toit montre des schistes noirs très fins, alternant avec un lit de pyrite et sidérose très net. La faune à *Leala Baentschi*, *Anthraconala prolifera* et *Es-theria cebennensis* est assez abondante. Cet horizon découvert assez récemment a passé inaperçu dans les anciens travaux, mais il est vraisemblable, vu sa continuité dans le gisement du Villaret, qu'il existe partout.

Huit mètres de schistes gréseux séparent le Banc repère du Banc de Mur de Grande Couche.

- Banc de Mur -

Le Banc de Mur de Grande Couche, dont l'épaisseur est généralement de 1,5 mètre, n'est pas absolument constant dans tout le gisement. Dans la partie ouest du gisement du Villaret, le Banc de Mur est simple et sa puissance est de 1 mètre (figure 56) mais vers l'Est, il se dédouble en deux niveaux : le Banc de Mur A qui a 80 centimètres au Bois Freynet et le Banc de Mur B dont l'épaisseur est de 5, 6 mètres. Ces deux bancs sont alors séparés par un intercalaire schisteux assez épais. Il semble d'ailleurs que dans le quartier du Villaret, le Banc de Mur B disparaisse à nouveau. A la partie supérieure du Banc de Mur, on a un tonstein.

Le Banc de Mur est normalement séparé de la Grande Couche par 16 mètres de schistes micacés gris, mais dans la partie supérieure de ces schistes, on observe dans la partie du gisement située à l'Est du pendage Eperons, un niveau extrêmement caractéristique : il s'agit d'un schiste plissoté de 4 à 5 centimètres d'épaisseur qui résulte de phénomènes de slumping par écoulement de vases non encore consolidées. Ces schistes rubannés sont formés d'alternance de lits argileux et carbonatés (sidérose). Dans le banc, on observe même des nodules carbonatés qui montrent des plissements dans leur masse.

- La Grande Couche -

La Grande Couche dont la puissance est d'une dizaine de mètres en moyenne comporte fréquemment des intercalaires stériles. Ces intercalaires peuvent être des tonstein mais le plus souvent il s'agit de schistes bitumineux ou de lits de pyrite.

Dans la zone du Bois Freynet, on voit apparaître quelques filets charbonneux au Mur même de la Grande Couche.

- Le Banc de Toit -

Au Toit de la Grande Couche, on observe la présence de vingt mètres de grès schisteux, auxquels succède le Banc de Toit de la Grande Couche dont la puissance est d'environ 60 centimètres. Elle atteint 1 mètre aux Eperons et 2,7 mètres au Bois Freynet. Les épontes de ce banc sont très

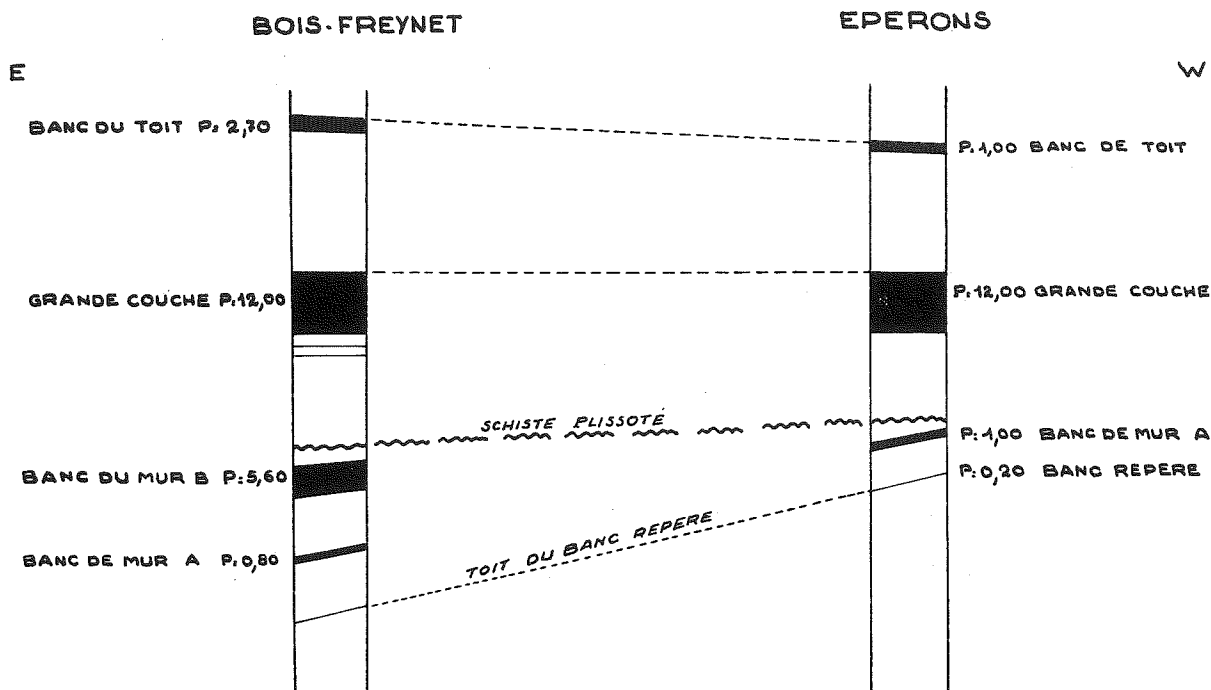


Figure 56 - Variations latérales des bancs au mur de la Grande Couche dans le synclinal Bois-Freynet Eperons.

franchement gréseuses. Le régime gréseux persiste sur une quinzaine de mètres. Il est alors coupé par un filet charbonneux : le Filet au Mur de Rolland dont le toit est formé de schistes micacés qui deviennent de plus en plus gréseux.

- La Couche Rolland -

Après une quarantaine de mètres de ces grès mêlés de schistes noirs, on trouve la couche Rolland dont l'épaisseur est généralement de 1,5 mètre, et dont le toit formé de schistes bitumineux noirs, auxquels font suite des schistes de plus en plus gréseux, contient une faune limnique assez abondante.

- Formation stérile du Toit -

Au Toit de la couche Rolland, commencent les stampes de la formation stérile du Toit qui peuvent atteindre 300 mètres lorsque l'érosion ne les a pas attaquées. On y constate une succession de schistes plissotés et de schistes zonés formés de lits clairs de grès fins et de lits sombres de schistes noirs. Cette série à faciès flysch comporte quelques passées de schistes fins noirs ou de grès fins à pâte claire.

D'une manière générale, la formation stérile du Toit, qui est recouverte en discordance par la brèche de base du Trias et exceptionnellement par les assises du Saxonien est beaucoup plus schisteuse et plus fine que l'assise stérile du Mur.

Si celle-ci représente une série de comblement après des mouvements orogéniques assez importants, l'assise productive correspond à une série subsidente, et, l'assise stérile du Toit à une série de comblement extrêmement calme, sans mouvements susceptibles de provoquer la formation d'une couche de charbon.

C - VARIATIONS DE FACIES

La série houillère que nous avons décrite est une série moyenne qui ne correspond pas, évidemment, à toutes celles rencontrées dans les divers points du Bassin houiller du Dôme de La Mure et de ses bordures, même lorsque l'on fait abstraction des lacunes dues aux mouvements tectoniques récents ou aux érosions.

L'étude détaillée des traversées successives par les travaux miniers de l'assise productive a permis de mettre en évidence des variations importantes d'épaisseur des sédiments qui la constituent.

On constate un épaissement des séries en allant de l'Ouest vers l'Est. Le fait est particulièrement net dans le gisement du Villaret (figure 57) où l'on connaît les assises productives sur une grande distance. L'épaississement observé porte parfois sur les couches de charbon, mais celui-ci est insignifiant par rapport à l'épaississement des stériles intercalaires. Cet épaissement s'accompagne de variations de composition de la série par suite de phénomènes de subsidence très nets au cours de la période de sédimentation.

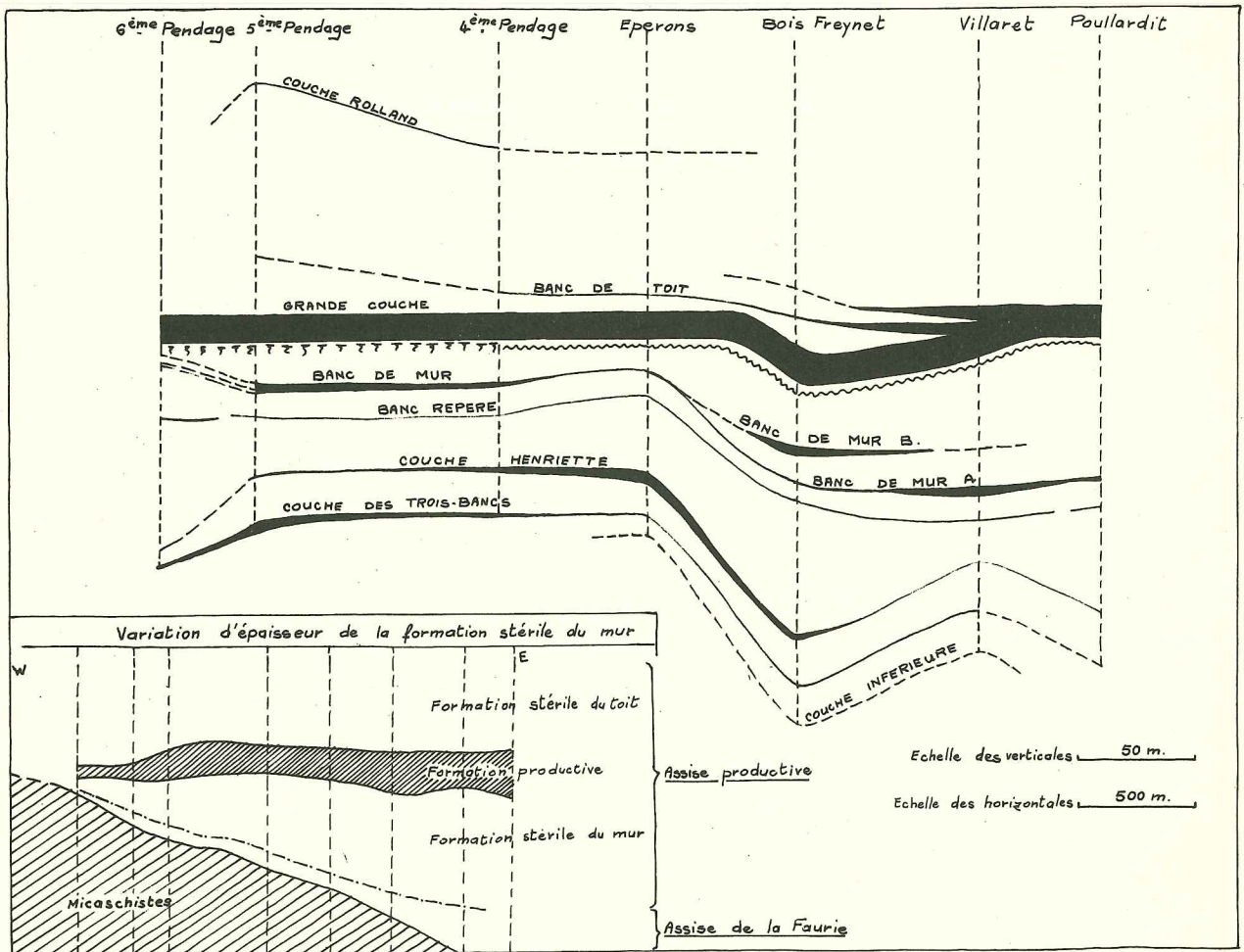


Figure 57 - Variation de la formation productive dans la concession Psychagnard-Villaret.

On peut paralléliser les variations d'épaisseur des séries entre les Béthoux et la Grande Draye (figure 58) avec ceux observés dans le gisement du Villaret; il est très difficile de faire des corrélations avec les autres gisements, les observations y étant trop incomplètes.

Il semblerait cependant que, sur la bordure est de la Matheysine, à Oris et Entraigues, on assiste à une réduction stratigraphique de l'épaisseur de la série mais les phénomènes tectoniques sont trop importants pour permettre des conclusions certaines dans ce domaine.

Si les variations d'épaisseur de l'assise productive sont très nettes dans le sens Est-Ouest, les observations faites dans le gisement du Villaret ne permettent pas de déceler une variation de faciès ou d'épaisseur des séries du Nord au Sud et les renseignements sur les autres gisements sont trop peu nombreux pour permettre une comparaison. Notons cependant que les couches de Saint-Arey sont assez comparables, au point de vue épaisseur, à celles des Eperons. Ce fait pourrait correspondre à un épaississement de la série vers le Sud, puisque les couches de Saint-Arey sont équivalentes du point de vue structural de celles du 6e Pendage, plus minces que celles des Eperons. Les résultats des sondages de Cognet et de Saint-Jean-d'Hérans laissent supposer également que la série stérile du Toit s'enrichit en filets charbonneux vers le Sud, tandis que la discordance de l'assise productive sur l'assise de La Faurie aurait tendance à s'estomper et à n'être plus marquée que par des schistes tourbillonnaires.

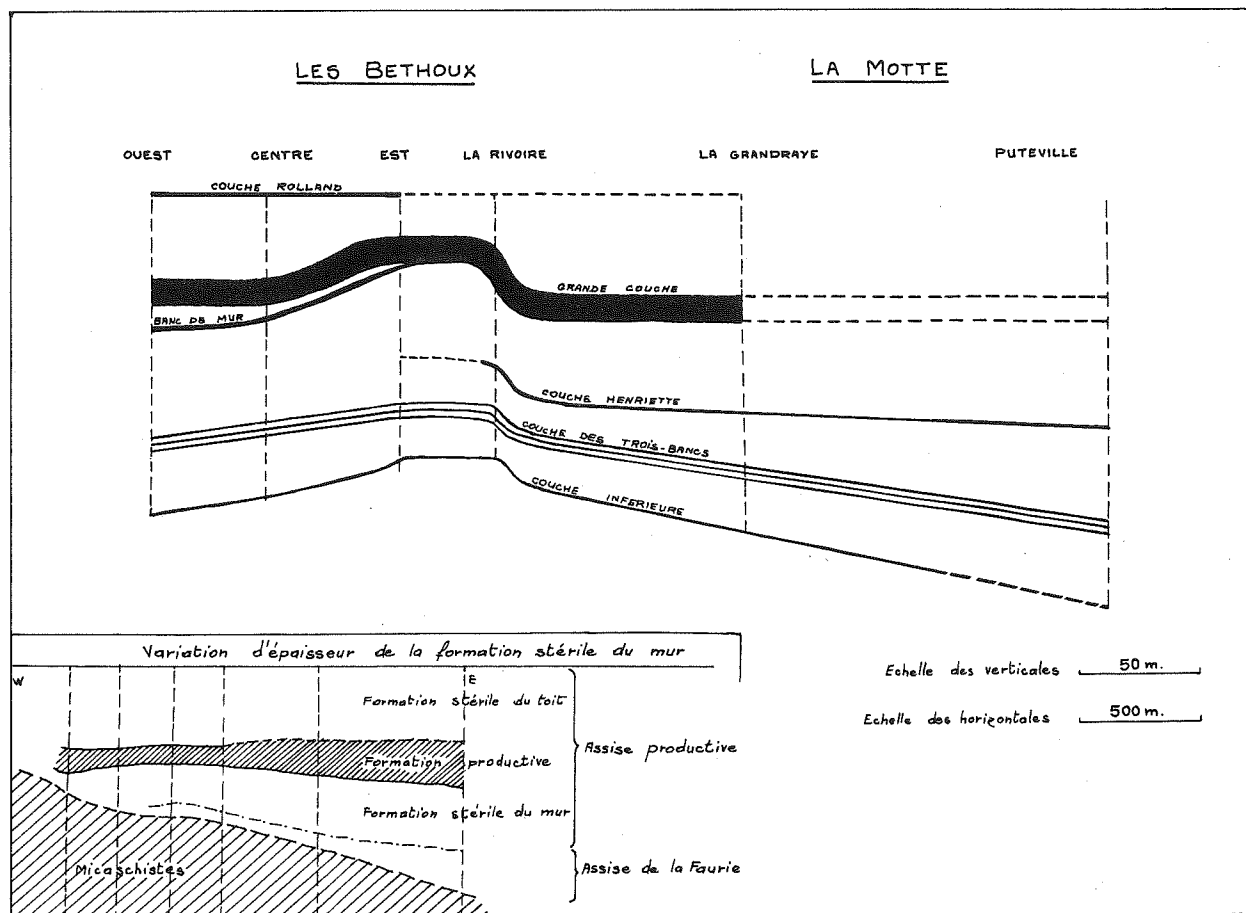


Figure 58 - Variation de la formation productive dans les concessions des Béthoux, La Motte et Puteville.

Du point de vue de la composition de la série stratigraphique, nous avons vu que l'on avait une variation latérale de certains niveaux tels les grès et schistes situés entre Banc de Mur et Grande Couche : passage de schistes et grès réguliers à des schistes rubannés plissotés.

Des variations importantes de composition affectent également les couches de charbon et nous reviendrons sur ce sujet lors de leur étude, mais les principales variations observées tendent à montrer la présence d'un bord du bassin de sédimentation originel assez près de la bordure ouest du Dôme de La Mure, tandis que vers l'Est, on se rapproche d'une zone s'enfonçant lentement par mouvements de subsidence.

Si l'on se rappelle que cette zone se trouve sensiblement dans l'axe du synclinal du Rameau externe de Belledonne, on constate la persistance au cours des temps géologiques des zones faibles du point de vue tectonique.

Les caractéristiques générales de la série houillère du Dôme de La Mure étant établies, nous allons étudier la composition pétrographique et paléontologique de ses éléments.

Nous étudierons donc successivement la nature des brèches, des grès, des schistes, des tonstein et des charbons de notre région. Nous donnerons leurs constantes radioactives qui ont permis d'établir des corrélations entre niveaux. Nous étudierons ensuite la flore et la faune des divers horizons.

L'ensemble de ces connaissances nous permettra d'établir l'âge des séries étudiées, leurs rapports entre elles et avec le socle cristallophyllien.

CARACTÈRES DES ROCHES DE LA SÉRIE HOUILLÈRE DU DOME DE LA MURE

A - LES BRECHES

Nous avons vu qu'il existe dans la série houillère, deux niveaux principaux de brèches : la brèche de base de l'assise de La Faurie et la brèche de base de l'assise productive. Fréquemment, et c'est le cas aux Béthoux, il existe des niveaux bréchiqes au Toit de l'Inférieure et jusqu'au Mur des Trois-Bancs. La série houillère est enfin couronnée par la brèche de base du Trias, désignée sous le nom de gratte.

BRECHE DE BASE DE L'ASSISE DE LA FAURIE

La brèche de base de l'assise de La Faurie est en réalité un conglomérat polygénique de 20 à 40 centimètres d'épaisseur, à petits éléments ne dépassant pas 5 mm, de quartz, de micaschistes et de roches vertes (rares galets d'amphibolites) enrobés dans une pâte très micacée où les grains de quartz sont peu roulés. Sauf cas exceptionnel, cet horizon ne présente pas d'autre caractère de métamorphisme que ceux de ses éléments détritiques.

En lame mince, la brèche de base de l'assise de La Faurie, dans la galerie de La Faurie, montre des galets de quartz et de micaschistes enrobés dans une pâte argileuse brune, isotrope et donc non métamorphique.

Parfois, comme à Oris et dans la Combe des Roberts, au-dessus d'Entraigues, la pâte est grossière et devient arkosique ou psammitique.

Il semble que cette roche se soit formée en eau calme avec des matériaux bien triés empruntés aux roches affleurant à l'époque dans la région même.

BRECHE DE BASE DE L'ASSISE PRODUCTIVE

Nous avons vu que cet horizon pouvait prendre soit le faciès conglomérat, soit un faciès nettement bréchiqes.

C'est au faciès bréchiqes, que nous appelons "Brèche des Merlins" (figure 59) du nom du Travers Bancs où nous l'avons reconnu, qu'originellement Ch. Lory a donné le nom de "grauwacke" déjà employé par Sc. Gras. La grauwacke d'Entraigues de Ch. Lory est une brèche formée de fragments pratiquement non roulés de quartz de 2 à 30 mm enrobés dans une pâte schisteuse noire très abondante. Par extension, ces deux auteurs ont désigné sous le nom de grauwacke le conglomérat de base de l'assise productive qui a été décrit par W. Kilian (1897) à la Roche, au-dessus de la Motte d'Aveillans.

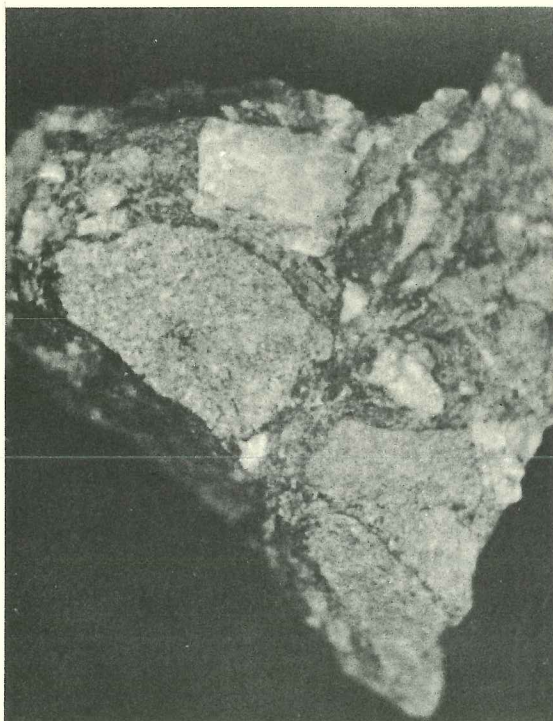
Un autre affleurement de cette brèche a été décrit par W. Kilian à l'extrémité nord de la montagne de Barioux, au-dessus de la Motte-Saint-Martin à la cote 1350 où les micaschistes pendent de 60° vers le NE et le Houiller de 15° vers le SW. La brèche repose donc en discordance sur les micaschistes.

"Cette brèche est formée par des fragments et des blocs anguleux de schistes à séricite de dimensions très variables et d'orientation quelconque. Ces éléments sont reliés par un ciment également sériciteux. Les fragments de schistes sont absolument identiques à la roche qui supporte le Houiller en discordance".

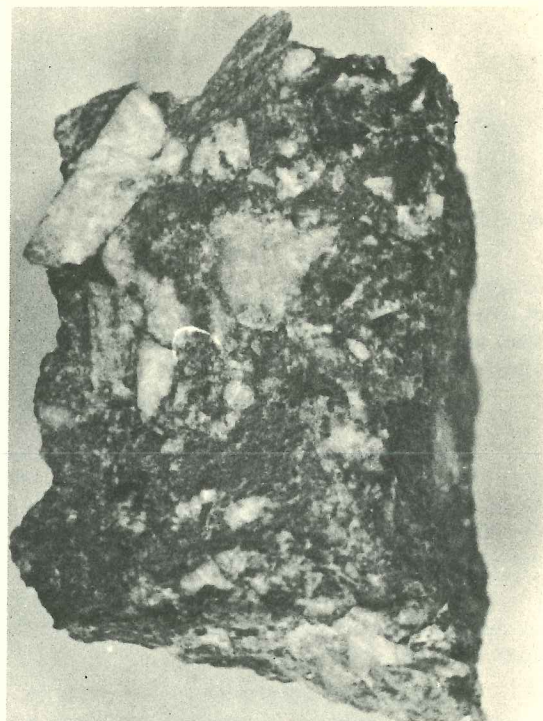
Pour notre part, nous avons observé dans le faciès bréchiqes des morceaux ou des galets de quartz, de schistes houillers, parfois de micaschistes ou de gneiss et plus rarement de roches vertes. La pâte est abondante. Elle est argilo-gréseuse et riche en limonite.

Cet horizon passe latéralement, par appauvrissement en gros éléments de quartz, disparition des galets houillers, ainsi que par réduction de l'importance de la phase argileuse, à un conglomérat de gneiss et de micaschistes qui repose alors en discordance sur les micaschistes du socle comme à la Roche ou aux Barioux (conglomérat de la Festinière) (figure 60).

Il y a appel des faciès : sur les schistes de l'assise de La Faurie se forme une brèche à pâte argileuse et sur les schistes cristallophylliens un conglomérat à éléments cristallophylliens. Ce n'est qu'exceptionnellement, comme à la scierie d'Entraigues (figure 61) que cet horizon est nettement métamorphique car tout près de là, dans les pentes du Coiro et du Vet, elle ne l'est pas.



x1



x1

Figure 59 - Brèche des Merlins : base de l'assise productive.

Partout où nous avons pu observer la brèche, aussi bien au travers-bancs des Merlins que dans la gorge de Saint-Barthélémy de Séchilienne ou à Petitchet, à Beaufin qu'au Lac Mort, à Préclos qu'à Oris ou à Entraigues, elle se caractérise par l'origine locale de ses éléments constitutifs.

L'examen des éléments de la brèche et les variations de leur granulométrie montrent que celle-ci s'est formée sans grands transports à la suite de mouvements tectoniques qui ont provoqué une érosion assez violente mais locale, à laquelle a succédé une sédimentation d'abord grossière, puis de plus en plus fine avec les grès de la base de la série productive que nous allons étudier avec tous les autres grès du bassin.

B - LES GRES

Les grès représentent en épaisseur 14% de la série houillère du Dôme de La Mure. C'est pourtant leur présence qui a valu le nom de "grès à anthracite" aux formations houillères de cette région. Ils constituent en effet une part relativement importante non seulement des formations stériles du Toit et du Mur, mais aussi des intercalaires entre couches.

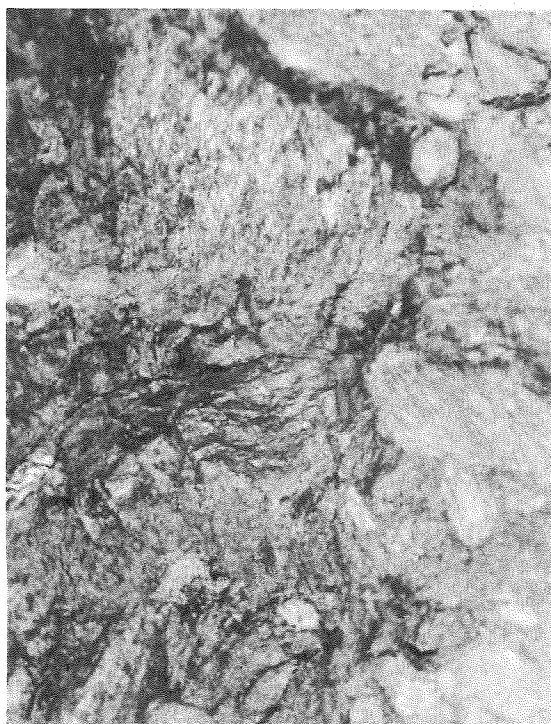
Nous plaçons la limite des grès et des schistes au point où l'œil ne distingue plus le grain de la roche. Il existe évidemment tous les types intermédiaires entre les grès et les schistes.

On peut classer les grès suivant leur aspect extérieur : grès zonés, grès clairs, etc., ou leur granulométrie : grès grossiers, grès fins mais ces définitions n'ont pas de limites bien nettes et c'est pourquoi nous classerons les grès selon leur composition minéralogique.

GRES FELDSPATHIQUES

Certains niveaux comme ceux rencontrés aux T.B. des Merlins (S 282-1), au-dessus de la brèche de base de l'assise productive, montrent de nombreux plagioclases détritiques à côté de quartz à extinction onduleuse.

On trouve également un grès feldspathique montrant un peu de mica dans les assises du Westphalien entre le Villard d'Entraigues et les Mines le long du canal du Beaumont (C 177). Mais les niveaux feldspathiques sont relativement peu développés et cantonnés surtout à la base de la série (assise de La Faurie et stériles du Mur).



x1/2

Figure 60 - Conglomérat de la Festinière.



x1/2

Figure 61 - Conglomérat de la scierie d'Entraigues.

QUARTZITES

Nous distinguons sous ce nom des grès à ciment siliceux formés presque exclusivement de grains de quartz. Ces roches constituent une bonne part des grès clairs que l'on rencontre dans la série houillère et il existe une variété de ces quartzites qui est très riche en minéraux lourds.

Une lame mince taillée dans un de ces quartzites a montré à côté de quartz dont les dimensions varient de 2/10 mm à 3/100 mm, enchevêtrés et à contours arrondis, un peu de muscovite et de biotite chloritisée mais surtout des minéraux lourds : tourmaline, sphène, épidote, la tourmaline étant de loin la plus abondante.

On trouve parfois un peu de sidérose dans ces minéraux lourds mais il semble qu'elle soit tardive.

Nous avons vu qu'un horizon typique de quartzite à minéraux lourds se trouvait dans les séries normales au toit de la Couche inférieure et au Mur du Banc au Mur de Trois Bancs.

GRES MICACES

Il s'agit là de la formation la plus abondante de tous les grès. Nous désignons sous ce nom des roches contenant en égales proportions du quartz et des micas détritiques altérés ou non.

Les grès micacés abondent au Mur de la formation mais on les retrouve très abondants et zonés, c'est-à-dire sous forme d'une alternance de bancs clairs et sombres, plus fins, et plus grossiers, au Mur de la Couche Rolland.

GRES PYRITEUX

Ce type de roche est parfois un bon repère stratigraphique. On trouve un de ces horizons en intercalaire dans la Couche Inférieure et au Mur de la Grande Couche dans la concession de La Motte.

Psammites

Ces roches, très rares dans le bassin de La Mure, font le passage des grès aux schistes.

On en observe quelques passées au Mur du Banc repère. Il faut noter cependant que de nombreux joints entre lits de grès ou de schistes, formés de micas détritiques, sont fréquemment désignés sous ce nom qu'ils ne méritent guère n'ayant pratiquement pas d'épaisseur.

D'une manière générale, à l'exception de certains grès zonés ou de quartzites à minéraux lourds qui ne peuvent être reconnus qu'au microscope, les grès ne constituent pas un élément intéressant du point de vue stratigraphique. Leur signification est purement sédimentologique. Ils apparaissent en effet dans la série lors de mouvements tectoniques ou de subsidence.

C'est ainsi que parfois au toit d'une couche qui marque un épisode de subsidence, on trouve au-dessus de quelques centimètres de schistes constituant le toit proprement dit, des grès qui correspondent au comblement de la dépression qui s'est créée. Ils deviennent généralement de plus en plus fins et passent progressivement aux schistes dont la nature correspond à une période de sédimentation argileuse plus calme que celle des grès. Il ne faut pas cependant oublier à ce point de vue que des crues ont pu se produire à la suite d'orages et ont pu troubler temporairement les eaux des lagunes houillères.

C - LES SCHISTES

Nous ne ferons pas une étude détaillée de la sédimentologie des schistes du Houiller, celle-ci faisant l'objet d'une étude particulière de J. Haudour, mais nous décrirons cependant les principaux types de schistes rencontrés dans le bassin de La Mure où ils constituent les roches les plus importantes tant du point de vue épaisseur (82% de la série houillère) que par suite de leur valeur stratigraphique.

Ils servent en effet souvent de niveaux repères soit par eux-mêmes soit par la flore et la faune qu'ils contiennent. Pratiquement tous les toits et les murs immédiats des couches exploitées sont des schistes qui forment soit des sols de végétation soit des toits à empreintes végétales ou animales. Ils forment également les intercalaires dans les couches de charbon. La composition minéralogique déterminée au microscope ou aux Rayons X ne permet pas de distinguer les schistes entre eux.

Tous les schistes houillers du Bassin de La Mure ont en effet une phase argileuse dont les analyses montrent la nature illitique. Celle-ci s'accompagne d'un peu de quartz, parfois de séricite et d'un peu de chlorite ainsi que de quelques résidus de feldspaths.

Cette composition qui correspond à un milieu de formation limnique ne permet pas de classification commode, aussi avons-nous répartis nos schistes suivant des critères assez arbitraires, mais adaptés aux types connus dans le bassin.

SCHISTES GRÉSEUX ET MICACÉS

Ces schistes forment le passage avec les grès que nous avons vu antérieurement. Ils se caractérisent par une grande importance de la phase argileuse, mais aussi la présence décelable à l'œil nu ou au microscope d'éléments détritiques tels que quartz ou micas. Il est commode de désigner sous ce nom des horizons qui présentent un litage marqué, ce que l'on ne devrait pas observer dans un grès, mais trop souvent on ne tient pas compte de la proportion de la phase argileuse et on désigne sous le nom de schistes gréseux et micacés des grès lités.

Les schistes de l'assise de La Faurie tels qu'on les a rencontrés au Travers-Bancs des Merlins sont de ce type. Ils montrent une phase argileuse noirâtre très abondante dans laquelle on observe de très petits cristaux de quartz détritiques et de séricite (19A13).

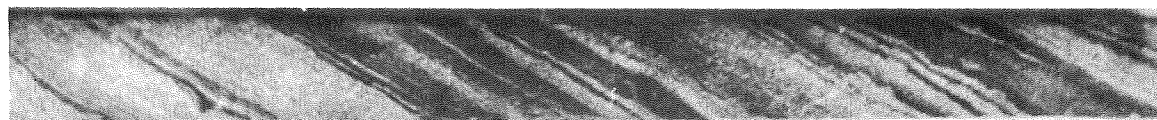
Le même type de schiste, mais avec un grain plus fin, se retrouve au même niveau dans le sondage de Crouillonne 4 à 633, 5. L'extrême finesse des éléments détritiques donne un schiste fin luisant.

Des passées plus grossières s'observent dans le Houiller de Côte Belle, au-dessus de Plan Collet.

D'une manière générale, les schistes gréseux et micacés représentent la plus grande part des schistes du Bassin houiller de La Mure. Si leur origine, par précipitation chimique de la phase argileuse essentiellement illitique est indubitable, les apports détritiques caractérisent ce type de roche.

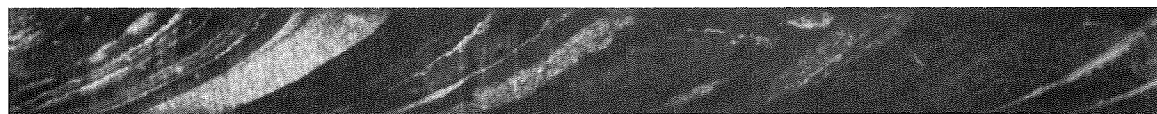
Le nom pétrographique qui convient pour désigner ces schistes est celui de pélites puisqu'il s'agit d'anciennes boues consolidées par compactage, la phase argileuse colloïdale agglomérant les fins matériaux détritiques. Nous avons ici des pélites argileuses dont la rayure est d'autant plus blanche que leur teneur en quartz est plus élevée.

Dans le bassin de La Mure, ces schistes sont souvent désignés par leur faciès; schistes zonés, schistes plissotés. Il s'agit là de dénominations commodes mais qui ne changent rien à la composition fondamentale (figure 62).



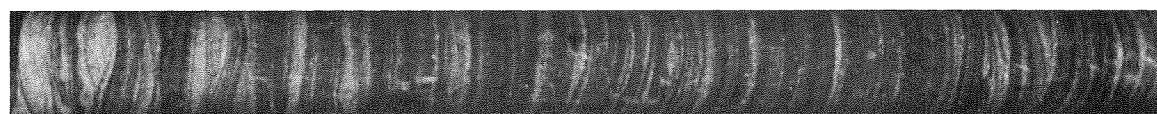
Grès zonés

x1/2



Schistes à intercalations gréseuses

x1/2



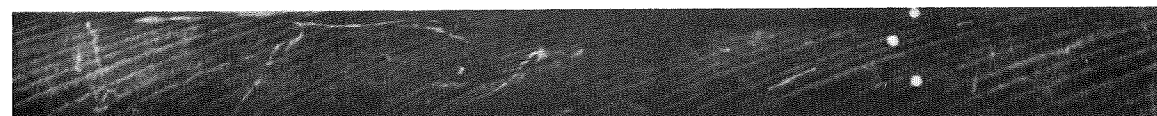
Grès et schistes à stratification entrecroisée

x1/2



Schistes zonés plissotés

x1/2



Schistes gréseux varvés

x1/2

Figure 62 - Associations de schistes et de grès dans la série houillère du Dôme de La Mure.

SCHISTES BITUMINEUX

On désigne sous ce nom des schistes qui ne contiennent guère de composés hydrocarbonés mais qui sont cependant très riches en matière organique et contiennent fréquemment des débris animaux tels qu'écaillés ou dents de Poissons, empreintes d'Estheries. Ils sont pauvres en débris végétaux; ceux-ci, lorsqu'ils sont présents, sont macérés et flottés. Il s'agit là de schistes très noirs, à rayure noire grasse, qui ne contiennent pratiquement plus d'éléments détritiques décelables. Ils sont fréquemment associés aux niveaux carbonatés et l'alternance de ces niveaux est désignée sous le nom de schistes rubannés.

On trouve ces horizons au Toit de la couche Henriette, au sommet de la Grande Couche ainsi qu'au Toit de Rolland.

SCHISTES PYRITEUX

Cet horizon est représenté dans notre série et forme le Toit du Banc au Mur d'Henriette. Il s'agit de schistes grisâtres où la pyrite est soit de la pyrite jaune, soit de la marcassite.

Avec les schistes se manifeste une tendance à la formation de roches de précipitation chimique ou à fond argileux très important, tendance qui va se préciser avec les niveaux carbonatés et les tonstein que nous allons étudier.

D - NIVEAUX CARBONATES ET CLAYATS

Ces horizons qui correspondent à un épisode de précipitation chimique des sels minéraux dissous, en milieu carbonique et par conséquent à un type de sédimentation très évolué pour un bassin limnique, sont représentés par des nodules appelés clayats et des lits de sidérose. Certains clayats sont formés uniquement de pyrite ou surtout de marcassite, mais d'autres qui représentent en milieu lacustre l'équivalent des chailles ou silex en milieu marin, sont formés de sidérose CO_3Fe .

Les niveaux carbonatés continus sont assez fréquents dans la série stratigraphique où ils sont associés à des schistes très fins qui contiennent souvent de la faune, signe de conditions de vie et donc de milieu, bien particuliers. Ils correspondent aux périodes les plus calmes de la sédimentation.

Certains sont très caractéristiques. Ainsi on observe un lit pratiquement continu de sidérose qui s'accompagne parfois de pyrite au Toit du Banc repère. Les clayats, eux, sont beaucoup plus fréquents. On en trouve au Toit de la Couche Rolland, au Mur de Grande Couche, au Toit d'Henriette et au Toit de Trois-Bancs.

E - TENEUR EN BORE DES SCHISTES A FAUNE DU BASSIN HOULLER DE LA MURE

Très récemment, des études ont été entreprises dans les bassins houillers d'Europe pour rechercher les conditions de salinité des eaux du bassin de sédimentation grâce à la teneur en bore contenue dans les sédiments houillers et en particulier dans les schistes fins. Landergreen & Goldschmidt ont en effet montré que la teneur en bore était liée à la salinité de l'eau de mer et que cette teneur en bore se transmettait aux sédiments déposés dans un tel milieu.

Les Docteurs Ernst, Staldler et Werner, du Service géologique de Rhénanie-Westphalie à Krefeld, ont bien voulu étudier quelques échantillons provenant du bassin houiller de La Mure. Il s'agit de schistes fins à faune (*Anthraconaia prolifera*). Les résultats obtenus sont les suivants :

32A2	Toit Banc repère Eperons	B_2O_3	0,037%
			0,035%
47A12	Toit Banc repère 4e Pendage	B_2O_3	0,051%
	Toit Banc repère Villaret 2	B_2O_3	0,057%
	Toit Trois Bancs Eperons		0,053%
	Toit du Filet au Mur de Trois-Bancs La Motte		0,024%
	Toit Trois Bancs 4e Pendage		0,035%

Du point de vue minéralogique, les schistes étudiés sont constitués d'après l'analyse aux Rayons X de muscovite-illite, de quartz et de très peu de kaolinite. Un échantillon montre cependant 50% de séricite; 25 à 35% de quartz; 15 à 25% de chlorite et 5% de feldspath (échantillon La Motte).

Lorsqu'on sait que la teneur en B_2O_3 est de :

- 0,036% pour un sédiment marin;
- 0,026 à 0,035% pour un sédiment paralique;
- 0,006 à 0,025% pour un sédiment limnique

on peut s'étonner des valeurs très fortes trouvées dans le bassin houiller de La Mure, réputé limnique. Il faut pourtant se souvenir que l'origine du bore peut être triple : absorption ou adsorption de bore par les illites, tourmaline détritique, tourmaline de métamorphisme.

Il est peu probable que les schistes étudiés aient subi un métamorphisme car ce phénomène est inconnu dans les secteurs de provenance des échantillons. On doit donc choisir entre les phénomènes détritiques et les phénomènes de précipitation chimique pour expliquer les teneurs anormales observées. Or celles-ci sont beaucoup plus fortes dans la partie est du bassin que dans la partie ouest pour certains niveaux et l'inverse se produit pour d'autres. On peut penser que les apports de tourmaline détritique viennent fausser les résultats des mesures. Il se peut d'ailleurs que les fortes teneurs en illite des sédiments, les apports détritiques et un léger métamorphisme, plus probable dans la partie ouest du gisement, interfèrent pour donner les teneurs anormales ob-

servées et rendre l'utilisation de cette méthode bien aléatoire pour une interprétation précise.

F - LES TONSTEIN

Ces roches, d'un type très particulier, jouent un rôle très important dans le Bassin de La Mure, pour les corrélations entre horizons stratigraphiques. P. Pruvost a pu montrer leur importance stratigraphique dans le bassin de Sarre Lorraine. Depuis, de nombreux auteurs ont pu montrer la continuité des niveaux de tonstein à travers le bassin houiller franco-belge et celui de Westphalie-Aix-la-Chapelle.

Les premières recherches sur les tonstein de La Mure sont dues à A. Bouroz et P. Dollé. Nous utiliserons leurs résultats pour la partie microscopique. Nous avons en effet entrepris l'étude systématique de la composition minéralogique aux Rayons X et de la radioactivité des tonstein de La Mure. Nous donnerons ces derniers résultats avec ceux de la radioactivité des Toits et des Murs des veines de charbon.

Nous ne rappellerons pas ici tous les détails sur la composition et l'origine des tonstein, ce problème ayant fait l'objet d'un mémoire antérieur. Nous rappellerons simplement que les "tonstein" sont des roches argileuses fréquemment intercalées dans les veines de charbon ou à leur voisinage et dont le minéral caractéristique est la leverriérite, "édifice épitaxique de kaolinite et de muscovite présentant un aspect vermiculé" (figures 63 et 64).

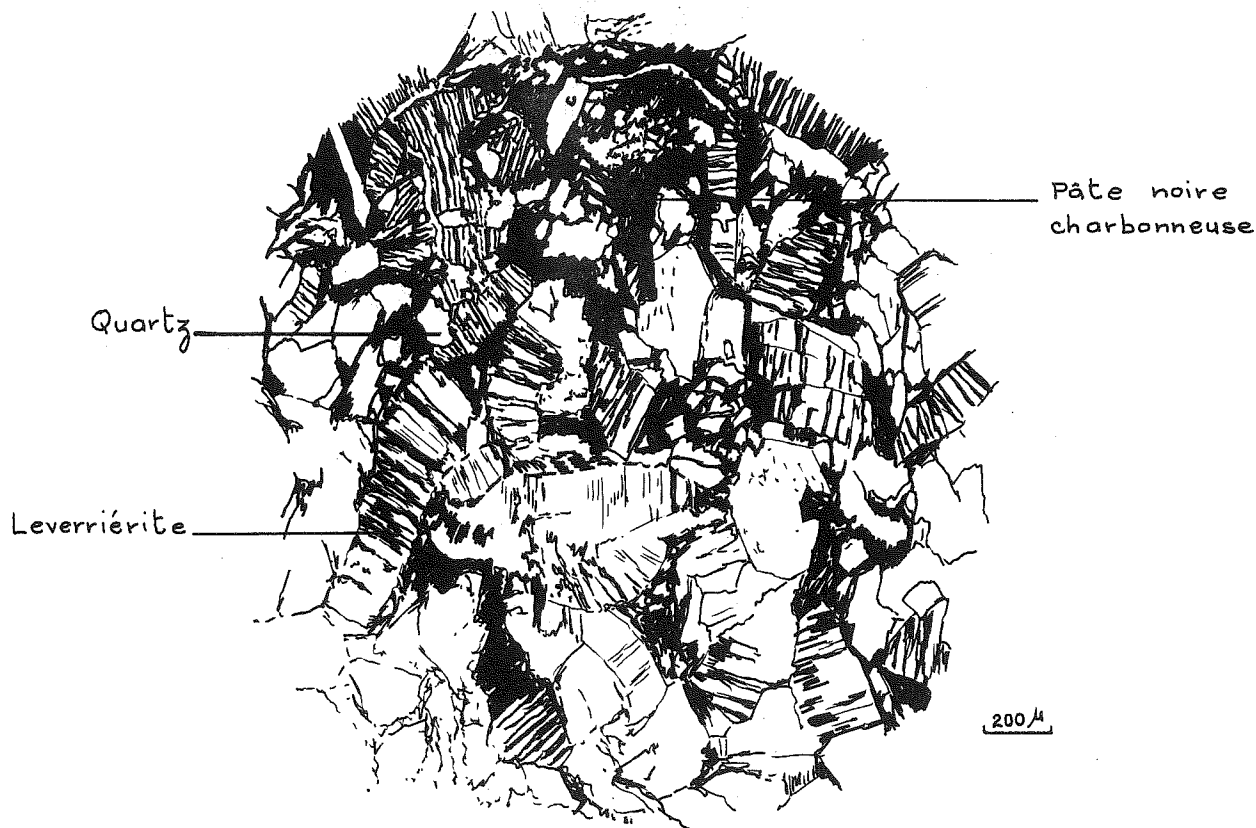


Figure 63 - Tonstein à leverriérite vermiculée et striée. Couche Inférieure. Les Béthoux (lumière naturelle).

Cette définition classique a été beaucoup discutée, la leverriérite, minéral réactif n'ayant pas toujours l'aspect vermiculé et certains tonstein, tels ceux de Belgique, de Rhur ou du Massif Central français se montrant composés surtout de kaolin sans leverriérite.

En pratique, nous avons pu montrer avec P. Dollé qu'il existait un certain nombre de types de tonstein plus ou moins caractéristiques d'un horizon qui, s'ils ne présentent pas toujours une composition minéralogique correspondant à la définition, présentent un grand intérêt stratigraphique.

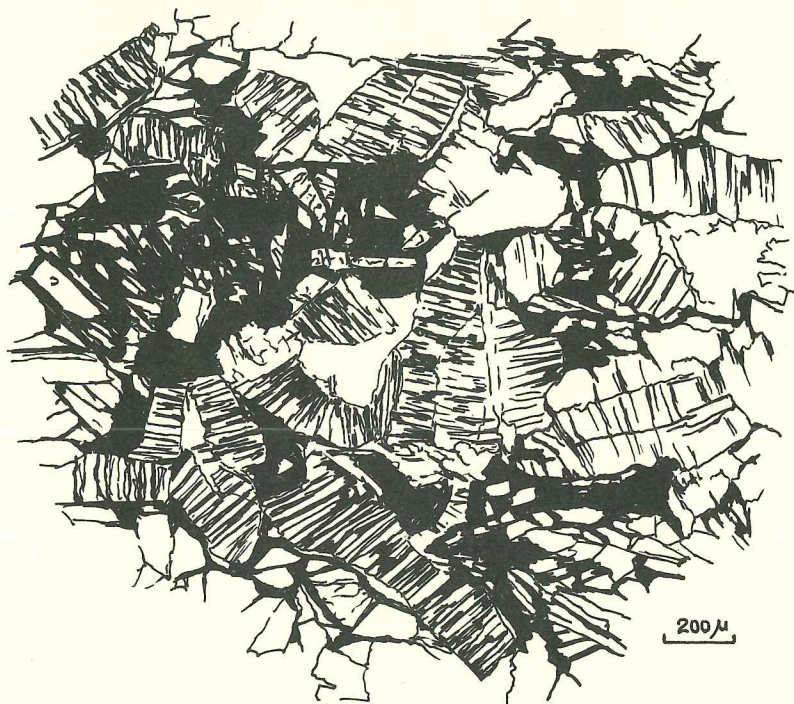


Figure 64 - Tonstein à leverriérite vermiculée et striée. Couche inférieure. Les Béthoux (lumière polarisée et analysée).

Du point de vue macroscopique, les tonstein du Bassin de La Mure se présentent comme des bancs argilo-schisteux de 2 à 10 centimètres d'épaisseur, généralement grisâtres, présentant une rayure typique blanc argent. Ces roches se délitent facilement à l'eau et deviennent plastiques.

Du point de vue minéralogique, ces roches sont constituées par une argile contenant de la leverriérite du type II de J. de Lapparent.

Les proportions des minéraux constitutifs et leur degré de cristallisation pouvant varier, nous pourrions définir plusieurs types de tonstein. Leur répartition stratigraphique est assez vaste puisqu'on en rencontre à presque tous les niveaux de la série. Les plus typiques sont cependant celui du Banc de Mur et ceux de la couche des Trois-Bancs. Précisons cependant que nos recherches n'ont porté que sur les zones des Béthoux et du Villaret-Peychagnard, seules accessibles lors de notre étude. L'étude en lames minces des tonstein avait été entreprise par P. Dollé. Nous en avons repris les principaux résultats à l'aide de nos propres observations.

- Couche Rolland -

Le tonstein de couche Rolland étudié en trois points différents au 5e Pendage se montre comme un tonstein à pâte noire, très pauvre en leverriérite vermiculée. Il est très pauvre en quartz détritique. Les diagrammes de Rayons X sont peu nets, décelant une faible cristallisation de la phase argileuse composée de kaolinite, muscovite et d'apatite (raie à 2,77 Å). La kaolinite est légèrement prédominante sur la muscovite. On ne décele pas de quartz par cette méthode. La radioactivité β et γ de ces échantillons varie de 160 à 172 cph.

- Grande Couche -

Le tonstein de Grande Couche est un tonstein difficile à différencier en lames minces comme à l'œil nu. C'est généralement un tonstein à pâte brune, pauvre en quartz, et dont la leverriérite est très polychroïque. Aux Rayons X, ce tonstein est assez caractéristique; il ne montre pratiquement pas de quartz. On note les raies de kaolinite et de muscovite avec légère prédominance de la muscovite sur la kaolinite. Les échantillons étudiés qui proviennent l'un du pendage Eperons, l'autre du 5e Pendage, présentent des radioactivités assez différentes :

300 cph aux Eperons

216 cph au 5e Pendage.

- Banc de Mur B -

L'étude des variations de faciès nous a montré qu'à l'Est du pendage Eperons, il existait entre la Grande Couche et le Banc de Mur classique, un autre banc que nous avons appelé Banc de Mur B. Il comporte un intercalaire qui est, lui aussi, un tonstein.

Il se caractérise, en lames minces, par une pâte opaque noire et une leverriérite abondante. Aux Rayons X, ce tonstein assez pauvre en quartz se montre très bien cristallisé et composé essentiellement de : kaolinite et muscovite en égales proportions. Ce tonstein, repéré au Villaret I. au Bois Freynet et aux Eperons, présente une radioactivité très variable, de 130 cph à 340 cph.

- Banc de Mur A -

Le Banc de Mur A comporte un intercalaire qui est un tonstein très caractéristique. C'est celui que nous avons le plus souvent rencontré dans les exploitations. On le connaît au Bois Freynet, aux 4e et 5e Pendages. En lames minces, il présente une pâte noire amorphe, des quartz anguleux assez nombreux. La leverriérite polychroïque est en vermicules fréquemment brisés et en nodules cryptocristallins. Aux Rayons X, ce tonstein montre la présence d'un peu de quartz mais surtout de leverriérite avec légère prédominance de la kaolinite sur la muscovite.

Les 15 radiogrammes effectués montrent une composition identique et le simple examen du diagramme permet l'identification de la couche. La radioactivité du tonstein du Banc de Mur A est remarquablement constante puisqu'à une exception près, tous les échantillons étudiés ont un rayonnement de 204 à 230 cpH (chocs par heure).

- Trois-Bancs -

La couche des Trois-Bancs comporte trois intercalaires qui sont des tonstein :

- le premier intercalaire est un tonstein à pâte grise ou noire contenant quelques gros quartz détritiques. La leverriérite forme des vermicules courts, mais très nets.

Aux Rayons X, ce tonstein se montre pauvre en quartz. La leverriérite est bien nette, avec cependant prédominance de la muscovite sur la kaolinite. La radioactivité de ce tonstein se situe aux environs de 275 cph. Il a été reconnu aux 4e et 5e Pendages, ainsi qu'aux Béthoux et à La Motte;

- le deuxième intercalaire est un tonstein à pâte noire. Les quartz détritiques sont abondants, la leverriérite polychroïque est finement vermiculée et riche en muscovite. Aux Rayons X, ce tonstein est très bien cristallisé, il montre une grande abondance de quartz.

Ce deuxième intercalaire est connu au 5e Pendage et aux Béthoux. Sa radioactivité est mal définie : entre 173 et 310 cph;

- le troisième intercalaire est un tonstein à pâte noire sans quartz. La leverriérite est striée ou vermiculée. Aux Rayons X on confirme l'absence de quartz et la prédominance de la muscovite sur la kaolinite.

Ce tonstein est absolument identique au premier intercalaire mais s'en différencie par une radioactivité de 130 cph. Il est connu au 5e Pendage, aux Béthoux, au Villaret I et au Bois Freynet.

Il existe peut-être un tonstein dans le Banc au Toit de Trois Bancs; mais les échantillons étudiés (68 bis et 74) provenant du Bois Freynet et du 5e Pendage, ne peuvent être déterminés avec certitude faute d'échantillon de référence. Il s'agit cependant d'un tonstein à leverriérite et apatite.

- Couche Inférieure -

La Couche Inférieure peut comporter quatre intercalaires dont trois sont des tonstein; mais le plus souvent les deux intercalaires inférieurs sont absents. Les échantillons étudiés proviennent tous de la concession des Béthoux.

- le premier intercalaire montre souvent des empreintes de Fougères fossiles et de radicules .

Aux Rayons X on ne voit pratiquement pas de quartz; la leverriérite est mal cristallisée. Il y a prédominance de la kaolinite sur la muscovite. La radioactivité de ce tonstein est de 215 cph;

- le deuxième intercalaire ressemble beaucoup au précédent mais est assez riche en quartz comme le montrent les radiogrammes étudiés.

Sa radioactivité est de 256 cph;

- le troisième intercalaire est formé de schistes fins charbonneux;

- le quatrième intercalaire est en tous points identique au premier intercalaire dont il ne se différencie que par sa radioactivité, 280 cph.

Il ne semble pas y avoir de tonstein dans le Banc de Toit ni dans la couche Henriette.

Si les tonstein ont souvent des compositions très voisines, le mélange qui les constitue est cependant de proportions bien particulières pour chaque tonstein, ce qui permet d'identifier celui-ci qualitativement par simple comparaison de son diagramme de Rayons X avec une série de références (figure 65).

Ce sont les conditions de formation qui sont responsables des diverses compositions, à savoir : prédominance de la kaolinite sur la muscovite ou inversement, ou encore présence ou absence de quartz ou d'apatite.

La radioactivité de ces roches est, elle aussi, en liaison avec leur composition. Elle varie très nettement avec la couleur de la pâte, c'est-à-dire avec la teneur en quartz, en kaolinite ou en matière colloïdale.

Il semble par ailleurs exister aussi bien en lames minces qu'en radioactivité une variation des caractères des tonstein d'Ouest en Est.

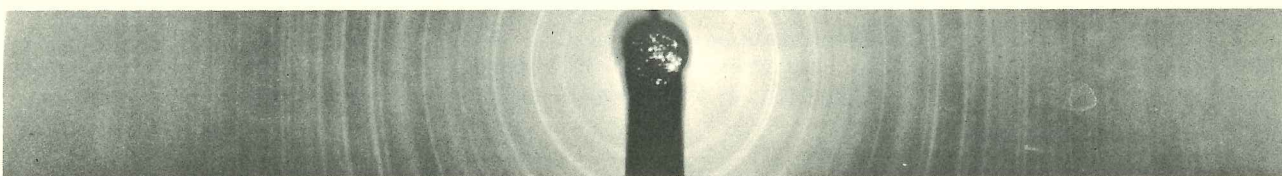
Dans le bassin de La Mure, le faciès particulier de la leverriérite a permis à P. Dollé de définir une leverriérite "type Dauphiné" qui se caractérise par une striation des paillettes et par un assez fort polychroïsme. On doit également noter que la leverriérite est moins bien cristallisée dans le haut de la série stratigraphique que dans le bas. Il est possible que le polychroïsme de la leverriérite, plus grand dans notre région que dans les autres bassins houillers, corresponde à un degré de transformation plus avancé des minéraux originels de la roche.



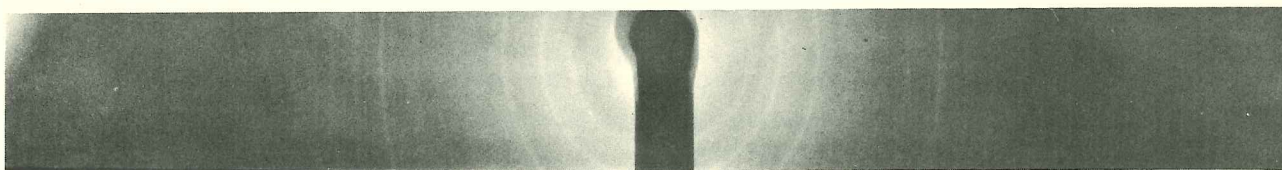
Tonstein du Banc de Mur B



Tonstein du Banc de Mur A



Tonstein des Trois Bancs (2ème intercalaire)



Tonstein de la Couche Inférieure

Figure 65 - Radiogrammes des tonstein types. λ Cu α . Caméra : 240 mm de circonférence.

Selon J. Scheere (1955), la leverriérite serait un minéral du groupe de l'illite, provenant d'une précipitation chimique. La présence de kaolinite dans ce minéral indique par ailleurs, selon les idées de G. Millot (1949), un dépôt dans un lac dont les eaux sont acides et réductrices.

La leverriérite se présente donc comme un ancien dépôt argileux dans un milieu dont le pH est déterminé par la présence de végétaux en décomposition. On peut penser que l'édifice épitaxial de la leverriérite se formait au moment même de la précipitation chimique dans la lagune houillère. Certains vermicules se sont alors trouvés conservés et d'autres brisés, mais tous ont été plus ou moins transformés ultérieurement.

Les clichés de Rayons X présentent des raies nettes au centre et floues aux grands angles, ce qui est le signe d'un minéral en voie de formation ou de transformation, les empilements de plans réticulaires d'indices élevés étant plus rares que ceux de faibles indices.

Ainsi les intercalaires que sont les tonstein qui ont remblayé la couche phytogène par suite d'un arrêt temporaire de subsidence ont été transformés avec le charbon qui les contenait.

Il est donc normal que l'on ait une leverriérite plus évoluée avec les anthracites qu'avec les houilles maigres du Nord. On pourrait de même admettre que l'absence de muscovite dans les tonstein de certains bassins belges ou allemands coïncide avec la présence de charbons gras correspondant à des conditions de formation et de transformation différentes de celles des anthracites de La Mure, mais il se pourrait aussi que la teneur plus ou moins grande des tonstein en muscovite soit liée à la teneur en potassium des végétaux ou à l'élévation de température correspondant à la formation du charbon.

Quoiqu'il en soit, les tonstein, que l'on connaît bien maintenant grâce aux mesures de radioactivité et de Rayons X, sont de bons repères dans le Bassin de La Mure dont nous allons maintenant étudier les charbons.

G - LE CHARBON

Le charbon constitue la richesse essentielle de la Région de La Mure. Nous avons vu quelle était l'épaisseur totale des bancs dans la description de la série stratigraphique. Le tonnage extrait actuellement est de 700 000 tonnes par an pour les Houillères du Bassin du Dauphiné.

Les réserves sont importantes puisqu'à la cadence actuelle d'extraction qui pourrait facilement être portée à un million de tonnes par an, les réserves reconnues sont de plus de 200 ans.

Soulignons que dans ces estimations on ne tient compte que de la Grande Couche et du Banc de Mur qui sont seuls d'exploitation certaine, mais on a fait des essais d'exploitation des Trois-Bancs au 5e Pendage et de Rolland dans le synclinal 4e-5e Pendage; on exploite aussi la Couche Henriette au Bois Freynet et le Banc de Toit dans le synclinal Eperons-Bois Freynet.

Nous allons voir quelles sont les caractéristiques de ce charbon et quelle est son origine, mais rappelons que nombre d'exploitations étant actuellement inaccessibles, nous n'avons pu étudier tous les gisements de notre région et notre étude a essentiellement porté sur le charbon exploité au siège du Villaret. Les quelques échantillons provenant des autres gisements tels la Motte, Oris, Aspres, que nous avons étudiés ne présentent guère de différence avec ceux du Villaret.

A - COMPOSITION CHIMIQUE ET MINÉRALOGIQUE

Les bonnes qualités de charbon du Bassin de La Mure se caractérisent par leur éclat vitreux et brillant, leur grande dureté et leur cassure conchoïdale.

Elles contiennent :

Carbone	89,5%
Matières volatiles	4,0%
Cendres	2,6%
Eau	3,9%

- Les cendres sont siliceuses ou dolomitiques avec une assez forte proportion de soufre.
- Le pouvoir calorifique est de 7 600 calories par kg;
- La densité varie de 1,6 à 1,7;
- La dureté varie de 2,5 à 3;
- Du fait de leur faible teneur en matières volatiles, ces charbons sont donc des anthracites.

Du point de vue minéralogique, A. Duparque qui a étudié plusieurs échantillons de ce charbon, a pu y distinguer des taches ligneuses ainsi que du fusain, du xylain et du xylovitrain, mais la masse fondamentale est formée de vitrain. Il s'agit donc de peranthracites de la classification de Duparque. Cette diagnose est confirmée par les analyses de Lebeau et Picon sur les échantillons provenant de la Grande Couche.

Lebeau a pu en effet montrer que les anthracites vrais contenaient du méthane, avaient un point d'inflammabilité inférieur à 600° et une grande résistivité, tandis que les peranthracites ou pyroanthracites ne contenaient pas de méthane, avaient un point d'inflammabilité supérieur à 600° et étaient conducteurs de l'électricité.

Les analyses des gaz obtenus par fractionnement thermique des charbons de La Mure (Grande Couche, Pendage Eperons) ont donné la composition centésimale suivante moyenne des matières volatiles dégagées à 1 000°).

CO₂ 5% CO 2,5% CH₄ 0% H₂ 92%.

La température d'inflammabilité étant de l'ordre de 750°, on a donc bien affaire à un peranthracite.

La densité relativement élevée de nos peranthracites est due pour une part à leur teneur en cendres, mais I. Ammosov vient de montrer (International Congress of Coal Petrology, Heerlen 1958, p.45) que le vitrain des anthracites était d'une densité toujours supérieure à 1,4. Les peranthracites ont une densité encore plus élevée.

La transformation du charbon en peranthracite se traduit par ailleurs par une cristallisation relativement poussée des matières carbonées qui tendent vers la structure du graphite. Dans la réalité, comme l'a souligné Duparque (1951) à la suite de M. Brusset (1949) on se trouve en présence de cristallites à arrangement graphitoïde qui sont peut-être des cristallites humiques mais de toute façon on constate que l'anisotropie croît avec la pauvreté en matières volatiles.

L. Capdecemme (1950) estime que cette anisotropie est due à l'apparition des feuillets hexagonaux à 3,5 angströms du graphite. Il a pu observer le phénomène sur les peranthracites des mines de l'Herpie (Grandes Rousses). Pour lui, au cours de la graphitisation, les matières volatiles se rassemblent en poches donnant des dégagements instantanés dont nous reparlerons ultérieurement.

Pour D.P. Riley (1948), le charbon serait constitué de micelles d'acides humiques de l'ordre de 200 Å assemblées en plus ou moins longues chaînes suivant le grade du charbon.

L'examen aux Rayons X montre en effet un noircissement aux petits angles de diffraction qui donne peu à peu les raies du graphite au fur et à mesure que le grade du charbon augmente. Ce phénomène avait déjà été mis en évidence par les travaux de Miss R. Franklin (1950).

Il semble donc que le charbon soit un haut polymère et que les charbons de grade supérieur sont les plus polymérisés. La polymérisation s'accompagnerait, selon Riley, d'une perte d'oxygène et d'hydrogène. Les anthracites anglais ou américains présentent des arrangements graphitoïdes et l'on peut globalement parler pour les peranthracites alpins d'un degré de graphitisation décelable aux Rayons X. La conductivité relativement élevée de notre peranthracite en est un bon indice.

Nous avons procédé pour notre part à des mesures d'indice de graphitisation sur les peranthracites de La Mure au moyen d'un monochromateur à la radiation du Cuivre par la méthode de Debye-Scherrer sur une chambre de 240 mm de circonférence.

Nous avons ainsi étudié 25 échantillons provenant des exploitations. Nous avons tout d'abord comparé les raies 101 et 100 du graphite à celles d'un anthracite moyen de La Mure, provenant de la Grande Couche, pendage Eperons, puis celles d'un charbon particulièrement mal cristallisé provenant d'une petite couche de charbon d'environ 25 centimètres de puissance qui affleure en surface au lieu-dit la Crouillonne⁽¹⁾.

(1) Notons que, pour le charbon de la Crouillonne on a : Cendres : 3,75%
Matières volatiles : 25%

la distillation donne :

T	20 à 50°	50 à 100°	100 à 150°	250°	350°	500°	700°
% CO ₂	1%	2%	35%	86%	95%	77%	25%

Nous avons comparé nos résultats à ceux d'anhracite du Gard et d'anhracite de Montgirod en Tarentaise.

La figure 66 montre les courbes photométriques intégrées des raies 101 et 100 pour des échantillons de graphite, de La Mure et de la Crouillonne. On constate que le charbon de la Grande Couche de La Mure est nettement cristallisé et graphitique tandis que le charbon de la Crouillonne est peu évolué. Les anhracites du Gard et de Montgirod encadrent sensiblement celui de La Mure.

La finesse et la netteté des raies qui peut s'exprimer par la hauteur de la raie au-dessus du fond continu rapporté à sa largeur à la moitié de sa hauteur, expriment assez bien le degré de cristallisation de la substance qui est ici l'indice de graphitisation. Les diagrammes observés sont analogues à ceux du graphite et certains sont parfaitement orientés. Comme l'indique Alexanian (1956) la finesse de la raie 100 nous permet de juger de l'extension des feuillets graphitoïdes, tandis que la raie 002 permet de juger de l'épaisseur des empilements.

Nous avons également comparé entre eux les divers échantillons de charbon prélevés dans les exploitations. Le tableau ci-dessous montre les principaux résultats obtenus par l'étude des raies :

002 à 3,35 Angströms
100 à 2,10 Angströms
101 à 2,01 Angströms

sur des échantillons prélevés dans diverses couches et divers quartiers, ainsi que sur la verticale d'une même couche dans une région de charnière synclinale (sommet, centre et base de la couche).

Provenance	002	100	101	Remarque
Grande Couche (synclinal Eperons-Bois Freynet)				
sommet	m	f	o	
milieu	m	f	o	
bas	F	m	f	
Grande Couche Chuzins	large & floue	o	o	
Grande Couche Rioux	F	m	m	
Grande Couche Rioux	F	m	m	Molle
Grande Couche Rioux	anneau flou			
Grande Couche St-Arey	F	F	f	Dégagement instantané
Grande Couche St-Arey	TF	F	m	Molle (D. I.)
Banc de Toit Bois Freynet	f	o	o	
Banc de Mur Bois Freynet	très large & floue	f	f	
Henriette Eperons	très large et floue			
Trois-Bancs Villaret	m	f	f	
Couche Rocher Blanc	m	o	o	
Couche La Crouillonne	f	o	o	
Graphitoïde Chardonnet	TF	F	m	

(TF = très forte; F = forte; m = moyenne; f = faible)

On constate une plus grande cristallisation du charbon dans les régions des Rioux et du Devay où l'on constate de nombreux dégagements instantanés. Ceci confirme donc le point de vue de L. Capdecombe, mais nous verrons que d'autres considérations entrent en jeu. Les mouvements tectoniques sont en effet en liaison avec cette cristallisation, comme le montre d'ailleurs le fait que la molle qui est constituée essentiellement de vitrain en petits grains recimentés par des minéraux secondaires, est plus cristallisée que le reste du charbon. De même, on constate une cristallisation différente entre la fibre sous tension et la fibre neutre ou la fibre comprimée.

Quoiqu'il en soit, il existe des variations de nature de charbon que nous allons retrouver dans les teneurs en cendres et teneurs en matières volatiles.

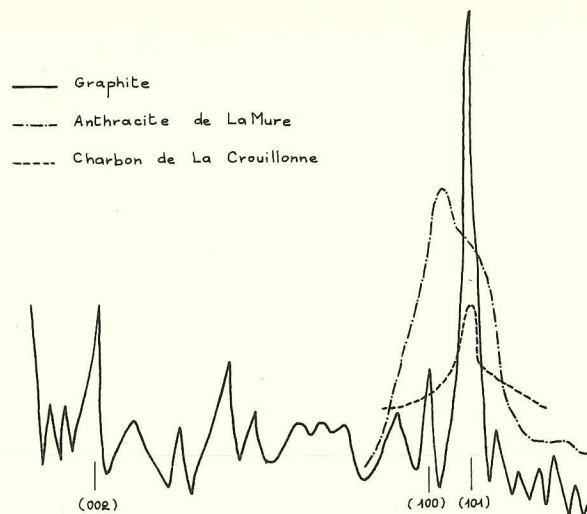


Figure 66 - Etude du grade des charbons de La Mure par comparaison des raies de diffraction X.

B - VARIATIONS ET CARACTERES DES CHARBONS

Les caractéristiques des bonnes qualités de charbon peuvent subir d'importantes variations tant d'une couche à l'autre qu'au sein d'une même couche. Ces variations tant latérales que verticales portent sur la teneur en cendres, la teneur en matières volatiles, la densité. Elles sont en liaison avec les conditions de dépôt du charbon, c'est-à-dire avec son origine.

1/ Variations verticales - Les phénomènes de subsidence

Au sein d'une même couche, on peut noter sur une même verticale des variations importantes tant de l'aspect que des propriétés du charbon. L'exploitant y distingue d'ailleurs :

- les anthracites dont la teneur en cendres peut varier de 0 à 20% avec évidemment des surcharges si la couche contient un intercalaire;
- les barrés dont la teneur en cendres varie de 30 à 50%;
- les pseudocannel coals qui se présentent en lits dans la veine de charbon. Leur aspect particulier très compact se caractérise par un éclat qui rappelle celui de l'acier, d'où le nom de "carreau d'acier" qui leur est donné. Leur teneur en matière volatile est plus élevée que la moyenne et leur teneur en cendres peut être assez importante. On ne connaît rien de l'origine de ces niveaux.

Pour expliquer des variations aussi nettes au sein d'une même couche (figure 67), il nous faut revenir sur les conditions de formation d'une couche de charbon qui sont liées, comme on le sait depuis P. Pruvost, aux mouvements de subsidence. Celui-ci, d'après ses observations dans le Nord de la France, estime que la formation d'une couche de charbon est consécutive à un mouvement épisodique, rapide, d'une certaine amplitude, suivi d'une période de repos pendant laquelle le bassin se comble. Mais ses observations dans le Bassin de Sarre-Lorraine lui ont montré : "que les affaissements du sol ont été lents, faibles et multiples, groupés seulement en périodes de paroxysme qui correspondent au toit des veines". Il n'existe donc pas qu'un seul mode de formation des couches de charbon et l'on est très souvent embarrassé pour placer la subsidence au toit ou au mur de la couche. S'il semble qu'à La Mure la subsidence se produise au toit de la couche, on peut cependant être tenté par la notion de subsidence lente et continue, le remplissage sédimentaire se produisant, lui, rythmiquement. Cette idée qui a été admise pour certains grands bassins peut être critiquée. On ne sait pas si l'on ne prend pas les effets pour la cause ou inversement, car elle ne rend pas compte de certains contacts francs entre toit et couche.

Il semble donc plus logique de se ranger à l'opinion de A. Bouroz (1958) qui, admettant que le fait essentiel pour la formation d'une couche est la hauteur d'eau dans le bassin, insiste, lui, sur la notion de vitesse critique de subsidence, vitesse pour laquelle l'accumulation phytogène augmente en épaisseur d'une quantité égale à celle dont l'aire de sédimentation s'est enfoncée pendant le même laps de temps.

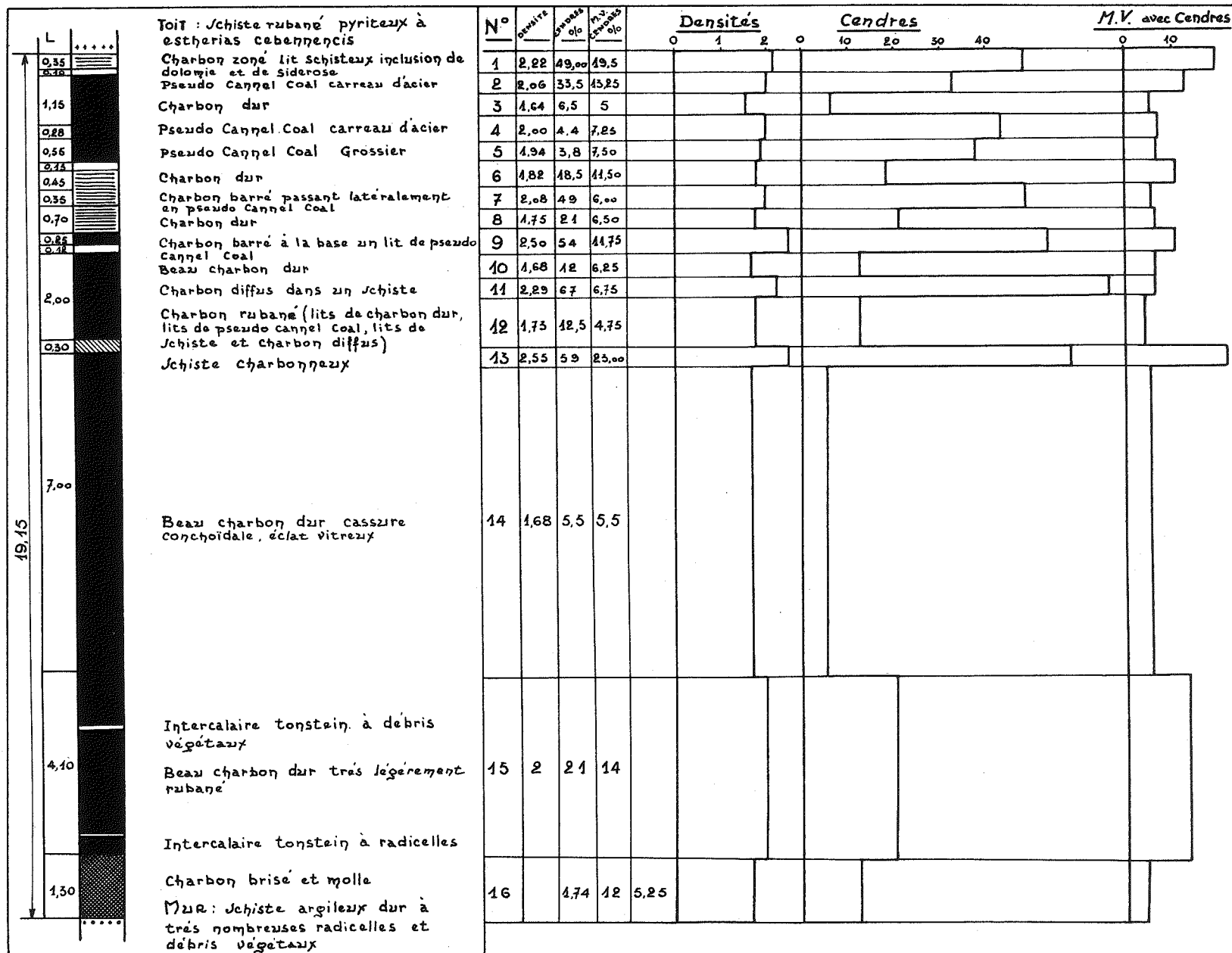


Figure 67 - Coupe de détail de la Grande Couche 5ème pendage T.B. des Chuzins.niveau 10.

Comme les mouvements du sol n'ont pas une vitesse constante surtout pendant la durée du dépôt d'une couche de charbon très épaisse, on va avoir des charbons plus ou moins riches en apports terrigènes, donc en cendres. Si la vitesse de subsidence est inférieure ou égale à la vitesse critique on aura un charbon autochtone très pur, mais si la vitesse de subsidence dépasse la vitesse critique, on passera progressivement à l'hypautochtonie, à l'allochtonie et à la limite à l'apport stérile de schistes, ou si la variation de vitesse est trop brutale, à un grès. Ceci ne tient pas compte de tous les paramètres possibles mais on peut dresser une courbe théorique dont la pente donnera les conditions limites de dépôt du charbon (figure 68).

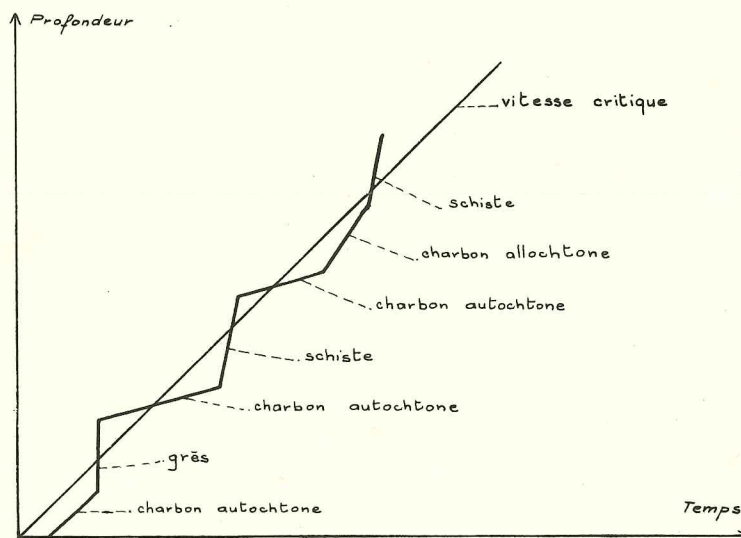


Figure 68 - Courbe de sédimentation dans un bassin houiller en fonction de la vitesse de subsidence.

Suivant la vitesse d'enfouissement de la matière végétale, les transformations chimiques pourraient être assez différentes et l'on pourrait peut-être expliquer l'existence des pseudocannelcoals par un épisode particulier au cours de la sédimentation, sans qu'il soit nécessaire de faire appel à une origine végétale différente.

Si les variations de qualité au sein d'une même couche sur une même verticale sont dues aux variations des conditions de sédimentation, il en est de même des variations que l'on observe d'Est en Ouest.

2/ Variations latérales - Le phénomène d'allochtonie

On constate en effet que le charbon est beaucoup moins riche en cendres, donc beaucoup plus propre, dans la partie ouest du gisement que dans la partie est. Si l'on doit tenir compte du fait que dans les zones tectonisées le charbon est sali par des recristallisations dans ses microfissures comme c'est le cas aux Béthoux et en de nombreux autres points où nous avons pu recueillir des paillettes de dolomie dans les interstices du charbon, certains niveaux de Grande Couche ont des teneurs en cendres qui varient de 5,5% au 6ème pendage à 6,5 au 5ème pendage, 9 au 4ème pendage, 12 aux Eperons et 14% au Bois Freynet pour retomber aux Villaret 1 et 2 vers 8 et 10%.

La principale cause de cette variation de la teneur en cendres du charbon doit être recherchée dans les variations des conditions de dépôt mises en évidence par J. Haudour et A. Bouroz pour la Grande Couche. D'autochtone ou hypautochtone à l'Ouest du gisement dans les quartiers du 4e, du 5e Pendage et des Eperons, le charbon devient allochtone à l'Est, à partir du pendage Bois Freynet. Alors qu'à l'Ouest le charbon est très pur et essentiellement constitué de vitrain, dans la partie est, on a, selon la détermination de A. Duparque, un sédiment où l'on observe une très fine sédimentation entrecroisée de charbon et de schiste. C'est ainsi qu'un échantillon provenant de la Grande Couche, pendage Eperons, plan 2, 4e tranche Sud, dont la teneur en matières volatiles est de 6,14% et la teneur en cendres de 22,64% a pu être qualifié par A. Duparque d'anhracite schisto-charbonneux (figure 69).



Figure 69 - Stratification entrecroisée de schiste et de vitrain. Coupe verticale d'anthracite : Grande Couche. Pend. Eperons. Pl.2. 4ème tranche Sud.

Le phénomène s'explique très bien lorsqu'on sait qu'à l'Ouest du gisement le Mur de Grande Couche est formé d'un sol de végétation à *Stigmaria* et Radicelles. Le charbon s'y est donc formé sur place. Dans la partie est du gisement, le Mur de la Grande Couche est formé par des schistes plissotés très caractéristiques que l'on peut attribuer à des slumpings et par des lentilles gréseuses. On est donc là dans une zone de sédimentation plus troublée où l'accumulation phytogène s'est enrichie de dépôts terrigènes et où le charbon a un caractère alluvial. Au pendage Eperons, le phénomène commence à se manifester et au Bois Freynet la couche ne comporte plus ni toit ni mur véritables.

D'ailleurs, dans la moitié ouest du gisement du Villaret, les intercalaires de Grande Couche sont des schistes fins à débris végétaux flottés, tandis que dans la partie est, les intercalaires sont plutôt des dépôts à sédimentation entrecroisés. Ces phénomènes sont à rapprocher de l'épaississement des stériles entre les couches que nous avons signalé dans l'étude des variations de faciès de la série stratigraphique, le Banc de Toit s'éloignant de la Grande Couche lorsque l'on se déplace de l'Ouest vers l'Est.

Sur la bordure est de la Matheysine, on retrouve semble-t-il une autre rive du bassin de sédimentation. La couche devient à nouveau autochtone et si le charbon y est très sale, c'est par suite des phénomènes tectoniques. Ainsi à Oris, où la teneur en cendres atteint 30%, le charbon se montre en section polie, uniquement formé de vitrain contenant quelques lits irréguliers de particules indéterminables parfois plissotées. Le vitrain est réduit en petits fragments. La structure est mylonitique. Les fissures sont remplies de quartz secondaires, à l'origine de la teneur élevée en cendres du charbon.

Si la teneur en cendres est en liaison avec les conditions de sédimentation et les mouvements tectoniques postérieurs, il en est de même pour la teneur en matières volatiles. Un véritable classement est cependant très délicat car la plupart des teneurs en matières volatiles dont nous disposons sont des teneurs globales et dans les conditions expérimentales de mesures de la station d'essai, les gaz recueillis correspondent aussi bien aux matières volatiles propres du charbon qu'aux gaz de décomposition des carbonates et des sulfures qui sont les constituants principaux des cendres.

Au cours de ces analyses, on se trouve d'autre part souvent en présence de phénomènes anormaux tels que des accumulations de CO_2 qui sont par ailleurs responsables des dégagements instantanés assez fréquents dans certains quartiers. L'analyse détaillée des matières volatiles du charbon de la Crouillonne est un bon exemple d'un de ces cas. On note :

$\text{CO}_2 = 32,3\%$; $\text{CO} = 41\%$; $\text{CH}_4 = 0,9\%$; $\text{H}_2 = 25,8\%$.

Cette proportion est due à une teneur en cendres assez élevée. Il est pratiquement impossible de déceler d'une manière sûre des variations tant verticales que latérales de la teneur en matières volatiles au sein du gisement aussi bien en ce qui concerne une couche qu'en ce qui concerne les différentes couches.

Il est en particulier impossible de vérifier la loi de Hilt suivant laquelle la teneur en matières volatiles diminue avec la profondeur.

La comparaison des courbes de teneur en cendres et de teneur en matières volatiles pour la même coupe verticale d'une couche est très instructive (figure 67). On voit les deux paramètres varier ensemble et dans le même sens. On est donc amené à attribuer une part des matières volatiles à la décomposition des cendres. On voit donc qu'avec les analyses faites avec les normes industrielles classiques et sans analyse centésimale, il est impossible d'étudier sérieusement la répartition des matières volatiles dans une couche de charbon. Il devient même très difficile d'apprécier les différences pourtant réelles de teneur en matières volatiles entre les pseudocannelscoals et l'anhracite normal. Les seuls paramètres valables pour l'étude des charbons de La Mure sont donc le degré de graphitisation et la teneur en cendres.

Le problème des matières volatiles présente cependant un aspect intéressant que l'on peut relier à la structure du charbon : les phénomènes de dégagements instantanés que nous allons étudier maintenant.

C - LES DÉGAGEMENTS INSTANTANÉS

Les dégagements gazeux instantanés particulièrement de CO_2 , sont fréquents dans tous les gisements d'anhracite. Ils sont bien connus dans le bassin du Gard et, le bassin houiller de La Mure n'en est pas exempt. Des accidents mortels lors des travaux en sont la preuve. Ces dégagements, qui s'observent surtout dans le quartier des Rioux et de Saint-Arey pour le Bassin de La Mure, correspondent au dégagement brutal de grandes quantités de gaz carbonique qui provoquent l'explosion du massif de charbon lorsque les travaux arrivent au voisinage de zones généralement broyées.

Il semble que plus le charbon est pur et bien cristallisé (développement du plan 002), plus il est sujet aux dégagements instantanés. Les molles, très cristallisées, comme nous l'avons vu, sont particulièrement sujettes à ce genre de manifestation.

Il semble que, comme l'a montré L. Capdecemme, au cours de la transformation de la substance végétale en anhracite, du CO_2 se trouve emmagasiné entre les plans hexagonaux de l'assemblage graphitoïde lorsque les liaisons entre ces plans sont suffisamment fortes. Le CO_2 peut résulter de la carbonisation de la houille, ou de la polymérisation des acides humiques. Il semble peu probable que le CO_2 provienne du socle métamorphique qui a pourtant donné des manifestations importantes de ce type.

Pour B. Alpern, seuls les efforts mécaniques subis par le charbon, qui sont générateurs de porosité et d'états de surface absorbants, interviennent dans la genèse des dégagements instantanés. Selon lui, tous les charbons d'une même série contiennent sensiblement la même quantité de gaz et il faut que le charbon ait été fracturé une première fois pour que le D.I. puisse se produire. Ceci nécessite l'existence d'une phase tectonique qui, pour les bassins français, est généralement la phase hercynienne.

C. Monomakhoff a pu montrer, dans le bassin du Gard, la liaison entre les D.I. et les failles plates hercyniennes.

Dans la région de La Mure, on constate d'ailleurs que tous les dégagements instantanés se localisent sur les zones de failles anciennes n'ayant pas rejoué ultérieurement. Les dégagements les plus graves sont localisés sur une faille hercynienne inverse, qui n'a pas rejoué aux mouvements alpins, celle des Rioux. Tous les points de dégagement se localisent sur les contacts de la Grande Couche et de la faille des Rioux; on est en effet tenté d'imputer à ce type d'accident la création de tensions susceptibles de favoriser la rétention du gaz, car alors que dans les zones qui ont rejoué lors des mouvements alpins le gaz a pu être éliminé naturellement, ici le gaz se dégage d'une manière soudaine et souvent brutale.

Conclusion

Il semble donc que les phénomènes générateurs du peranthracite soient les mêmes que ceux qui ont donné naissance aux accumulations de CO₂ responsables des dégagements instantanés, puisque le charbon et l'accumulation de gaz correspondent à une cristallisation des matières organiques primitives dans l'édifice du graphite. On peut être tenté alors de chercher l'origine de cette transformation dans les mouvements tectoniques générateurs de pression, si importants dans les Alpes et les autres bassins anthraciteux français. Le rôle du métamorphisme dans la genèse des anthracites, sans être à exclure, n'est vraisemblablement pas prépondérant, contrairement à l'opinion maintes fois formulée dans certains ouvrages.

Le charbon de La Mure a donc les caractères de tous les charbons alpins mais conserve une meilleure qualité du fait de l'importance de son bassin de sédimentation et surtout de la relative tranquillité de son gisement.

H - RADIOACTIVITE DES STAMPES

L'étude d'un gisement ou d'un bassin houiller étant souvent fort complexe, nous avons essayé de joindre aux caractères macroscopiques, microscopiques ou minéralogiques, pour l'identification des divers horizons, de nouveaux critères. Nous avons recherché à mesurer systématiquement la radioactivité naturelle de certains horizons pour nous aider dans notre étude stratigraphique. Nous avons donc étudié la radioactivité β et γ de tous les toits, de tous les intercalaires, surtout lorsqu'ils sont des tonstein, et de tous les murs que nous avons pu prélever d'une manière précise dans les travaux des Houillères du Bassin du Dauphiné. Là encore, notre étude se limite à celle du gisement du Villaret, encore que nous ayons pu étudier un certain nombre d'intercalaires provenant de la Motte d'Aveillans et des Béthoux. Ayant publié antérieurement des notes sur ce sujet, nous serons assez bref et ne ferons que rappeler les principes de la méthode de mesure et les résultats obtenus.

A - PRINCIPES DES MESURES

On sait que toutes les roches contiennent, dans des proportions plus ou moins grandes, des éléments radioactifs et que parmi les roches sédimentaires, à part quelques grès à minéraux lourds, ce sont les roches contenant des minéraux argileux qui présentent les plus fortes valeurs de radioactivité. Les roches calcaires ou les grès très purs présentent une radioactivité particulièrement faible. Il en est de même pour les charbons où le carbone absorbe la radioactivité des minéraux qu'ils contiennent, radioactivité qui est mesurable sur les cendres.

Les éléments radioactifs responsables de la radioactivité naturelle des sédiments sont essentiellement :

	Rayonnement	Période
Uranium U238	α	$4,5 \times 10^9$ ans
U235	$\alpha \gamma$	$7,07 \times 10^8$ ans
Thorium Th232	$\alpha \beta \gamma$	$1,4 \times 10^{10}$ ans
Potassium K 40	β	$4,5 \times 10^9$ ans
Rubidium Rb 87	$\beta \gamma$	6×10^{10} ans
Samarium Sm148	α	$2,5 \times 10^{11}$ ans
Lutecium Lu176	β	$2,4 \times 10^{10}$ ans

Ces éléments se trouvent parfois inclus dans des minéraux bien définis (minéraux lourds, Thorianite) mais le plus souvent on a affaire à des sels répandus à l'état diffus dans la matière argileuse.

Les trois causes principales de la radioactivité des roches sédimentaires sont en effet : l'accumulation des minéraux radioactifs dans les gîtes de type placer (grès à minéraux lourds), l'adsorption par les micelles colloïdales des argiles de sels radioactifs ou l'absorption de tels éléments par le réseau cristallin des minéraux phylliteux du type illite.

La forte radioactivité de certains grès houillers peut donc s'expliquer par une accumulation de minéraux lourds transportés par des cours d'eau locaux dans les marécages houillers (zircons des biotites, sphène, monazite).

Pour les roches alumineuses que sont les schistes dérivant d'argiles, il semble que les sédiments les plus fins ont la radioactivité la plus forte du fait que la teneur en éléments radioactifs est inversement proportionnelle à la vitesse de sédimentation. On sait en effet que les particules colloïdales constituant le sédiment argileux précipitent en adsorbant les sels radioactifs dissous dans l'eau du bassin de sédimentation, et ce, en d'autant plus forte quantité que la sédimentation est plus lente. La radioactivité se fixe sur les éléments dont les dimensions sont inférieures à 16μ , c'est-à-dire les micelles colloïdales des argiles et des schistes. Cette adsorption serait très importante dans les milieux réducteurs riches en matière organique, tels ceux des lagunes houillères. Dans ce phénomène, les ions phosphoriques jouent un rôle important car ils sont responsables de la précipitation des sels d'Uranium. La présence d'apatite dans nos sédiments de La Mure comme dans tous les autres bassins houillers est un élément permettant d'affirmer l'existence d'un milieu riche en ions phosphoriques.

La nature de la phase argileuse intervient cependant dans les phénomènes d'absorption et d'adsorption des sels radioactifs.

En dehors de l'état de surface qui joue un grand rôle dans les phénomènes d'adsorption et qui, favorable aux illites, est assez défavorable aux kaolinites par suite de la forme des cristallites, on sait à l'heure actuelle, que les argiles kaoliniques ont un pouvoir absorbant bien plus faible que celui des illites, du fait de la structure du réseau micacé.

Ces propriétés des illites, qui sont les minéraux-types des sédiments continentaux et sub-continentaux (lacustres ou lagunaires), permettent d'expliquer pourquoi ces sédiments sont plus radioactifs que les autres.

Les sédiments de la région de La Mure, très riches en illites, vont donc avoir une radioactivité assez forte et mesurable.

La teneur en potassium des sédiments joue par ailleurs un rôle important dans leur radioactivité naturelle. Si nous ne pouvons déceler dans le bassin limnique de La Mure des horizons marins riches en K 40, comme ceux qui ont été signalés dans le bassin houiller du Nord (Rimbert, Poissonnières, Bouxharmont et Quaregnon) qui est un bassin paralique, nous pouvons cependant mesurer des radioactivités naturelles pour chaque stampe et essayer d'en tirer des conclusions stratigraphiques en nous basant sur le principe que nous avons admis comme hypothèse de départ et qui s'est trouvé confirmé par l'expérience aussi bien dans le Bassin de La Mure que dans celui du Nord.

- "Une strate ou stampe a une radioactivité constante. Les variations latérales de la radioactivité d'une stampe sont infimes tandis que les variations verticales correspondant au passage d'une stampe à une autre sont très grandes et surtout très rapides, ce qui est essentiel puisque tout bon fossile a une grande extension latérale et une faible extension verticale". Il s'agit donc ici d'une méthode géophysique stratigraphique. Cette méthode, sous une forme différente, est d'ailleurs employée couramment dans l'industrie pétrolière.

B - TECHNIQUE DES MESURES

Les mesures ont été effectuées avec un compteur de Geiger-Müller à paroi mince, relié à un dispositif de numération et d'enregistrement. La durée de chaque mesure est de plusieurs heures avec contrôle fréquent du fond continu (back ground) dû au rayonnement cosmique.

Nous avons choisi de mesurer le rayonnement β et γ car les variations du seul rayonnement γ sont trop faibles pour permettre de séparer les divers niveaux. Les mesures faites au scintillomètre se sont révélées défectueuses du fait de l'instabilité de ce genre d'appareil pendant un laps de temps assez long. Si le rendement du compteur est mauvais en γ , le dispositif nous permet de connaître l'influence du K 40 qui joue parfois un rôle important dans les sédiments.

Notre dispositif (J. Sarrot-Reynauld, 1952) comporte une nacelle contenant 25 grammes de l'échantillon réduit en poudre de façon à avoir une substance à peu près homogène. La nacelle est placée sous la fenêtre du compteur.

Chaque résultat de mesure comprend donc la valeur de la radioactivité propre de l'échantillon augmentée de celle du back-ground.

Les résultats que nous donnons sont exprimés en coups ou chocs par heure (C/h) back-ground déduit. Le back-ground dû au cosmique étant en moyenne avec notre dispositif de 800 C/h, on a une

échelle de comparaison avec les autres auteurs. Le pourcentage d'erreur sur nos résultats, calculé suivant les normes du C.E.A., est au maximum de 9%. Les principales sources d'erreur sont les variations de tension ou des conditions géométriques d'une mesure à l'autre.

Avant de classer les stampes suivant leur radioactivité, nous avons utilisé les mesures de radioactivité pour doser rapidement la teneur en potassium de nos schistes et de nos grès. Nous ne reviendrons pas sur la méthode de ce dosage qui a été exposée par ailleurs; nous donnerons simplement nos résultats.

Il résulte de nos mesures sur les schistes et les grès de la région de La Mure que le potassium joue un rôle assez peu important dans la radioactivité β vis-à-vis de celle due à l'Uranium et au Thorium, mais que ce rôle est plus important dans les schistes que dans les grès. Certains tonstein présentent des teneurs du même ordre que celle des schistes :

Grès	K ₂ O	0,125%	Mur d'Henriette, pendage Eperons;
Schistes	K ₂ O	0,3%	Toit de Trois Bancs, pendage Eperons;
Tonstein	K ₂ O	0,3%	Banc de Mur de Prunières.

On peut doser par la même méthode le Thorium ou l'Uranium contenus dans les roches.

Nous avons ainsi pu déterminer que le grès du Mur d'Henriette avait une teneur en ThO₂, de 0,03%.

Lors de toutes nos mesures nous avons prélevé les échantillons de toit ou de mur à 10 cm du charbon sauf dans certains cas où nous avons prélevé à 10, 20, 30 cm du charbon. Pour les tonstein, les mesures portent sur toute la masse du tonstein qui a été broyé. La difficulté de prélèvement des échantillons dans les zones tectonisées ou masquées par les travaux miniers rend difficile l'interprétation de certains résultats qui se trouvent faussés.

C - RESULTATS

Nous ne reviendrons pas sur la description de chaque échantillon mesuré. Nous grouperons simplement en un tableau les résultats des mesures sur les toits et les murs, et les tonstein (figure 70). Nous en déduirons quelques indications générales concernant la continuité des stampes et le repérage possible qu'elles offrent.

Toutes nos mesures ont été effectuées sur des échantillons provenant du siège d'exploitation du Villaret, ainsi que sur quelques tonstein des Béthoux. Les résultats obtenus vérifient, à de rares exceptions près, notre hypothèse de départ sur la constance de la radioactivité d'une stampe. Celle-ci est d'autant meilleure que l'on a affaire à un schiste plutôt qu'à un grès. En effet, la radioactivité dans le premier cas est uniquement liée aux sels contenus dans le bassin de sédimentation, tandis que dans le second on a des minéraux lourds dont la répartition est liée aux apports plutôt qu'à la nature du milieu lui-même.

On peut tirer un certain nombre de conclusions :

1/ la constance latérale des épontes immédiates des couches de charbon et des intercalaires semble bien confirmée;

2/ les variations verticales sont très rapides au voisinage de la couche et les différences importantes entre toit et mur;

3/ on observe au toit et au mur de chaque couche l'existence de séquences ou microcyclothèmes qui semblent accompagner une époque de sédimentation spéciale qui correspond à la formation des veines de charbon. Ceci est mis en évidence par les variations de la radioactivité au fur et à mesure que l'on s'approche du toit ou du mur;

4/ les caractères des épontes se conservent même si l'épaisseur des sédiments intercalés entre elles varie ou si une nouvelle couche vient s'intercaler dans la série;

5/ lorsqu'une couche nouvelle comme le Banc de Mur B apparaît dans la série, elle se forme plus ou moins brusquement comme une lentille charbonneuse au sein de la série et non par anastomose d'une couche existante par division sur un coin stérile.

Le Banc de Mur B ne semble pas en effet provenir du dédoublement d'une couche, ce qui supposerait une variation latérale des caractéristiques des épontes qui n'a pas été observée, mais de l'apparition d'une couche nouvelle à la suite de phénomènes de subsidence.

Le fait que le mur d'une couche soit un sol de végétation dans une partie du bassin et passe à un sédiment banal ailleurs, comme c'est le cas pour la Grande Couche, ne devrait pas influencer

		Poulardit ou Villaret 2	Villaret 1	Bois Freynet	Eperons	4ème pendage	5ème pendage	La Motte
Rolland	Toit { 30 20 10				10C23 232 10C23 190 10C23 130	4A1 210 4A1 184 4A1 94	5A1 200 5A1 182 5A1 119	
	Tonstein Mur { 10 20 30				9C23 236 9C23 235 9C23 213	3 bis A1 248 3 bis A1 223 3 bis A1 97	5 bis A1 171 5 bis A1 213 5 bis A1 102 5 bis A1 103	
Banc de Toit	Toit Mur			19 bis A2 168 19 A2 166 18 A2 209 18 bis A2 196				
Grande Couche	Toit { 30 20 10			17A2 121	26A2 265 26A2 113 26A2 101		8A1 30	
	Tonstein Mur { 10 20 30			16A2 133	80 300 29A2 217 29A2 109 29A2 118		81 216 9A1 0	
Banc de Mur B	Toit Tonstein Mur	B163 127 B162 316 B161 259	64 130	15A2 127 68 212 14A2 267	79 210			
Banc de Mur A	Toit Tonstein Mur	66 204		13A2 256 72 200 12A2 122	30A2 262 31A2 176		71 208	
Banc Repère	Toit Mur			11A2 271 10A2 141	32A2 260 34A2 135			
Filet MBR	Toit Mur				35A2 155 36A2 132			
Henriette	Toit Mur		5A2 298	10 bis A2 : 235 35A0 : 198 9 bis A2 : 137 34A0 : 150				
Banc de Mur d'Henriette	Toit Inter Mur		6A2 240	9A2 : 132 33A0 : 123 32A0 : 220 8 bis A2 : 260 31A0 : 223	39A2 230 40A2 252			
Banc de Toit de 3 Bacs	Toit Mur		5 bis A2 260 5 ter A2 302		41A2 259 43A2 225			
Trois Bacs	Toit 1er Inter 2ème Inter 3ème Inter Mur		6 bis A2 279 7 ter A2 323 6 bis A2 113 7A2 219	3A2 249 25A0 144 7 bis A2 225	44A2 274 46A2 115		60 264 62 204 63 130	1051 300 1042 244
Banc de Mur de 3 Bacs	Toit Mur			24A0 315 22A0 200				
Inférieure	1er Inter 2ème Inter 3ème Inter 4ème Inter						3A13 280	50N36 215 51N36 256 52N36 280

Dans chaque colonne, premier chiffre avec lettre en italique : provenance; dans chaque colonne deuxième chiffre en caractères romains : radioactivité en C.P.H.
 "Les numéros d'échantillons correspondent à ceux de la figure 49. A0 T.B. du niveau 12 - A1 Prolongement du T.B. du niveau 12 - A2 T.B. du niveau 15 - B galerie de Prunières - C23 T.B. des Rioux".

Figure 70 - Tableau des radioactivités des stampes du bassin de La Mure.

sur la radioactivité du sédiment qui est en liaison avec la composition chimique du milieu, mais pour les couches épaisses on observe des anomalies des épontes du fait de la faiblesse mécanique que représentent de telles couches dans la série houillère.

La constance de caractères radioactifs des épontes des couches est liée aux microcyclothèmes entourant la couche elle-même. Un schiste quelconque pris n'importe où dans la série houillère dans la mesure où on pourrait le suivre à travers le bassin subirait peut-être des variations latérales plus importantes que les épontes étudiées.

Les phénomènes de sédimentation et de subsidence qui ont abouti à la formation d'une veine de charbon ont en effet augmenté la probabilité de dépôt d'un sédiment homogène et régulier à son voisinage. Les mêmes raisons impliquent la constance des caractères des tonstein qui, mieux réperables dans la série stratigraphique, se révèlent plus faciles à prélever et à étudier que les toits et les murs.

Du point de vue pratique, les mesures de radioactivité dans le Bassin houiller de La Mure nous ont permis d'identifier un certain nombre de couches indéterminées, ceci surtout grâce aux tonstein, de démontrer l'existence déjà pressentie de deux Bancs de Mur dans la partie ouest du gisement et de contrôler l'échelle des tonstein que nous avons pu mettre sur pied par l'étude aux Rayons X. A l'heure actuelle, les mesures de radioactivité des épontes nous permettent, en liaison avec les autres critères, tels que la faune et la flore, d'identifier dans la zone des exploitations une couche dans la plupart des cas rencontrés.

C'est là un fait important mais qui ne doit pas faire négliger l'étude de la flore et de la faune des assises du Houiller du Bassin de La Mure.

LA FLORE DU BASSIN HOUILLER DE LA MURE

La flore du Bassin houiller de La Mure est abondante et très diverse. Elle comprend un grand nombre d'espèces qui ont été reconnues souvent depuis fort longtemps.

Les déterminations paléontologiques ont été faites par Grand-Eury, Heer, Zeiller, P. Bertrand, P. Corsin, A. Bouroz, S. Martin.

De nombreuses listes de plantes ont d'ailleurs été publiées par Sc. Gras, Ch. Lory, E. Gueymard, W. Kilian, J. Revil, P. Corsin.

R. Feys et Ch. Greber ont étudié la flore des gisements d'Oris et d'Entraigues. J. Haudour a, lui, recueilli un très grand nombre d'échantillons dans les exploitations des Houillères du Bassin du Dauphiné et nous avons prospecté avec lui les gisements d'Oris, Entraigues, les Sagnereaux.

Nous utiliserons, pour les commodités de l'exposé, une classification paléontologique des espèces et nous donnerons à propos de chacune d'elles les indications sur sa position dans la série houillère du Dôme de La Mure.

THALLOPHYTES

CHANPIGNONS

De nombreuses empreintes de Fougères fossiles portent des traces de champignons parasites :

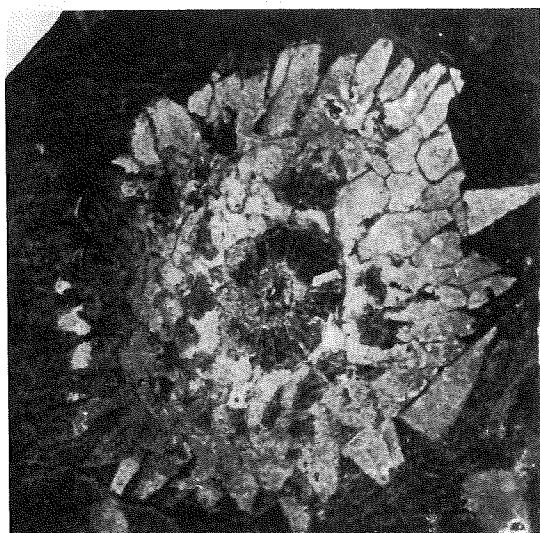
- *Excipulites Neesi* Goeppert. Ces nodules noirs très brillants dont le diamètre peut atteindre 0,2 à 0,5 mm s'observent sur les nervures, le limbe ou le rachis de divers *Pecopteris* provenant du Toit de la couche Inférieure des Béthoux.

PTERIDOPHYTES

1 - LYCOPODIALES

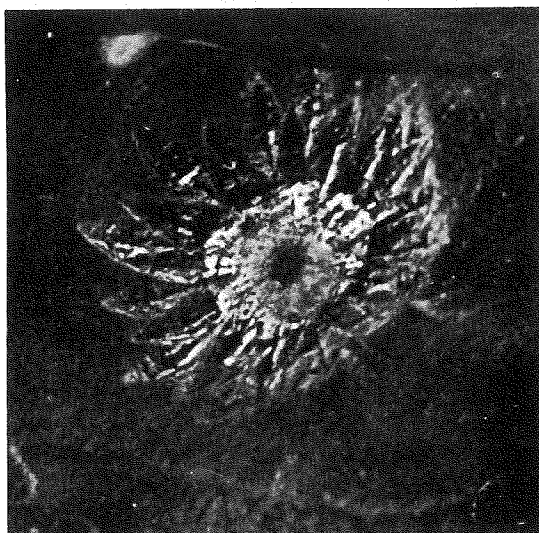
Dans le Bassin de La Mure, nous avons un certain nombre d'espèces :

- *Lepidodendron Sternbergi* déterminé par Grand-Eury;
- *Lepidostrobos hastatus* Lesq. Nous avons recueilli deux échantillons de ce cône fructifère, l'un dans le Houiller de La Motte, T.B. niveau 12 bis, l'autre dans le Houiller de Vaulnaveys. Celui de La Motte a un diamètre extérieur de 23 mm et intérieur de 8 mm. Celui de Vaulnaveys a un diamètre extérieur de 80 mm et intérieur de 18 mm (figure 71).
- *Syngodendron alternans*. Cette espèce a été déterminée autrefois par Grand-Eury.
- *Sigillariophyllum anthemis*. Cette espèce est très abondante dans l'assise de La Faurie (= vraisemblablement *Sigillariostrobus*).
- *Sigillaria spinulosa* Rost. Détermination Grand-Eury.
- *Sigillaria grastana* Brongniart. Détermination Grand-Eury.
- *Sigillaria monostigma* Lesq. Détermination Grand-Eury (La Motte d'Aveillans - La Mure).
- *Sigillaria Brardi* Brongniart. Cette espèce se rencontre dans la série productive et dans l'assise de La Faurie.
- *Sigillaria cf. tessellata* Zeiller. Cette espèce de Sigillaire cannelée se trouve dans l'assise de La Faurie, ainsi qu'au niveau des Trois-Bancs.
- *Stigmaria*. Les *Stigmaria* sont fréquentes dans toute la série productive. Elles se rencontrent dans presque tous les sols de végétation. On a pu y reconnaître :
 - *Stigmaria ficoides* Sternberg;
 - *Stigmaria minor* Brongniart.



Vaulnavveys

x1



La Motte

x2,5

Figure 71 - *Lepidostrobus hastatus*.

2 - Equisetales

a) Calamariacées

- *Calamites cisti* Brongniart. Espèce très fréquente dans la série de La Mure.
- *Calamites Suckowi* Brongniart.
- *Calamites cruciatus* Sternb. Espèce beaucoup plus rare qui a été trouvée dans les Trois-Bancs. On connaît le feuillage de cette espèce qui est :
 - *Annularia stellata* Schlotheim, espèce répandue dans toute la série mais assez rare dans l'assise de La Faurie; elle est surtout répandue dans le Toit de la Couche Henriette;
 - *Annularia sphenophylloides* Zenker. Elle est surtout très abondante dans l'assise de La Faurie, mais on en trouve également à la base de la formation productive. Elle disparaît avec la Grande Couche.
 - *Asterophyllites equisetiformis* Schlotheim est une espèce très répandue dans la base de la formation productive. Elle représente le feuillage de :
 - *Calamites Goeperti* Ettingshausen qui n'a pu être identifiée par ailleurs.

b) Sphénophyllacées.

- *Sphenophyllum oblongifolium* Germar. Cette espèce typique du Stéphanien est assez abondante dans la formation productive.
- *Sphenophyllum emarginatum* Sternberg. Cette espèce, présente dans la formation productive, est surtout abondante dans l'assise de La Faurie.
- *Sphenophyllum majus* Brongniart. Espèce abondante surtout dans l'assise de La Faurie.

3 - FOUGERES (Filicales et Ptéridospermées) (figures 72 et 73)

a) Les Pécoptéridées.

Cette famille, de loin la plus abondante dans le Bassin de La Mure, a fait l'objet d'une étude détaillée de S. Martin. Nous résumerons donc ses principaux résultats. Nous signalerons cependant que certaines espèces, telle *P. folschwillerensis*, n'a pu être retrouvée et sa présence est douteuse.

- *Pecopteris plumosa-dentata* Artis. Absent dans l'assise de La Faurie, c'est une espèce commune dans la zone inférieure de la formation productive et particulièrement dans la couche des Trois-Bancs. Il semble moins fréquent dans les couches supérieures.



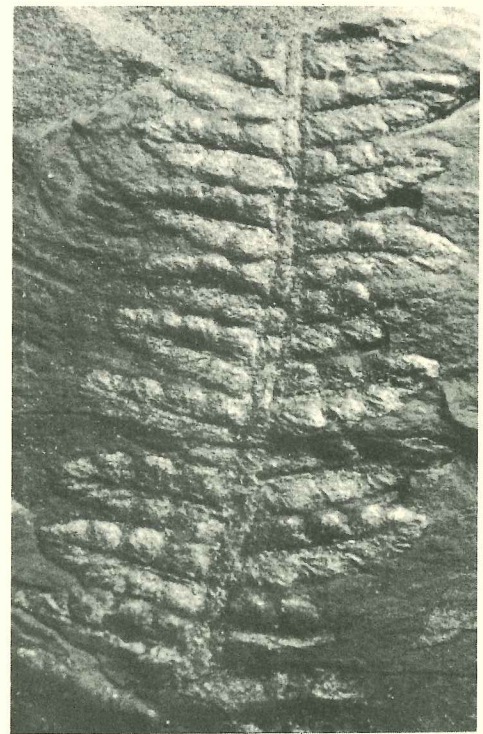
1. *Pecopteris Lamurensis* Heer x4



2. *Pecopteris Candollei* Brongniart x8

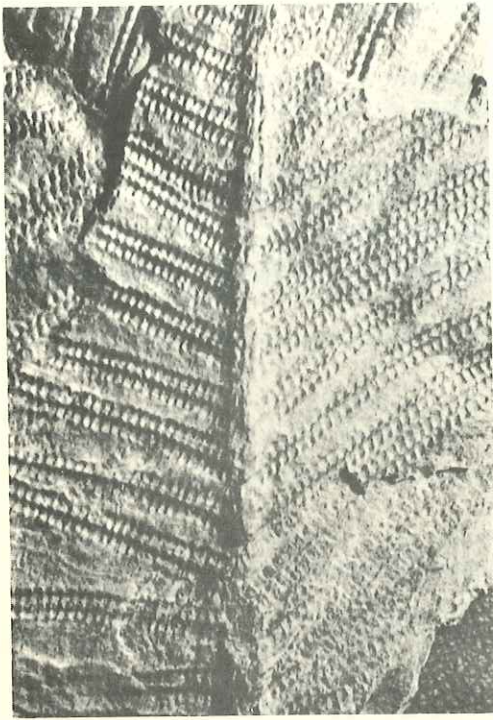


3. *Pecopteris polymorpha* Brongniart x2,5



4. *Pecopteris pinnatifida* Gutbier x4

Figure 72 - Pécoptéridées du Bassin de La Mure.



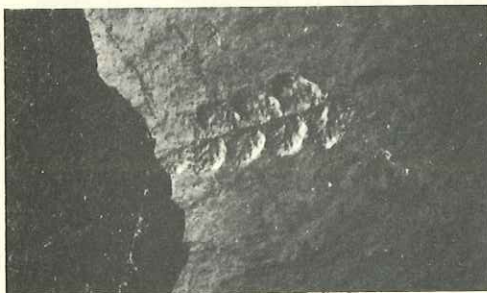
x2

1. *Pecopteris arborescens* Schlotheim



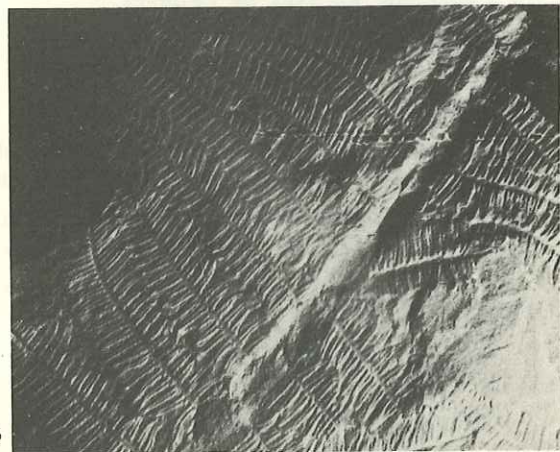
x1

4. *Pecopteris oreopteridia* Schlotheim



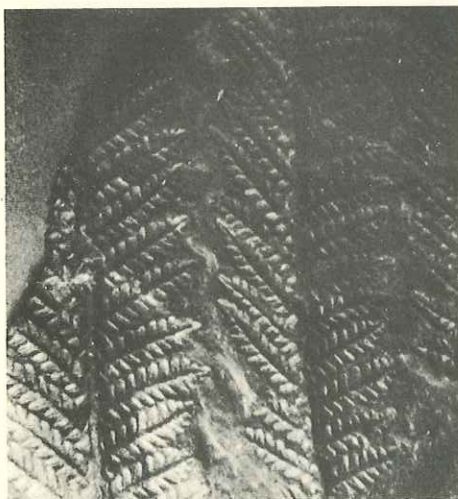
x2

2. *Pecopteris Bioti* Brongniart



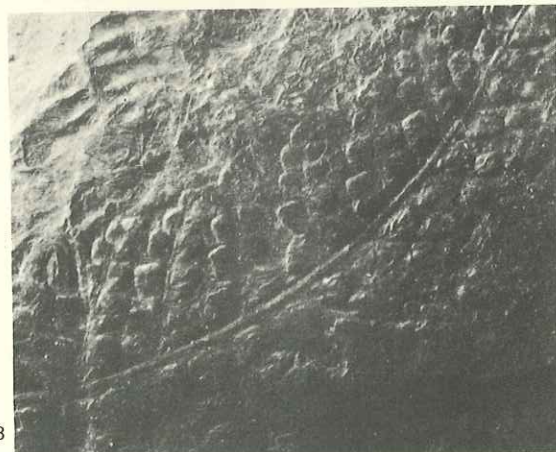
x0,5

5. *Pecopteris Platoni* Grand Eury



x0,5

3. *Pecopteris Bucklandi* Brongniart



x3

6. *Pecopteris Pluckenetii* Grand Eury

Figure 73 - Pécoptéridées du Bassin de La Mure.

- *Pecopteris acuta* Brongniart. Espèce relativement rare, uniquement limitée à l'assise de La Faurie (sondage de Cognet n°2, à 514,25 m).
- *Pecopteris Biotti* Brongniart. Espèce rare, limitée également à l'assise de La Faurie. A été trouvée à l'affleurement du chemin des Sagnereaux, au sondage de Crouillonne 4 et au Mur de la formation productive au pendage Eperons.
- *Pecopteris Platoni* Grand-Eury est une espèce commune que l'on rencontre dans tout le Bassin houiller de La Mure, dans toute la série productive. Il semble absent dans l'assise de La Faurie. Il est abondant au niveau des Trois-Bancs et du Banc de Mur.
- *Pecopteris saraefolia* P. Bertrand. Très abondante jusqu'à la couche Henriette qu'elle ne dépasse pas, cette espèce débute dans la partie supérieure de l'assise de La Faurie.
- *Pecopteris saraefolia* var. *lobata* P. Corsin. Cette espèce sporadique semble cantonnée entre le Banc-repère et la Grande Couche.
- *Pecopteris Bucklandi* Brongniart, commun à l'assise de La Faurie et à l'assise productive, est particulièrement fréquent au niveau des Trois-Bancs et au sommet de la formation productive.
- *Pecopteris villosa* Brongniart. Cette espèce commune à toute la formation productive marque un maximum de fréquence au niveau du Banc du Mur.
- *Pecopteris micro-Milioni* P. Bertrand. Espèce très rare dans le Bassin de La Mure, qui a néanmoins été trouvée aux Béthoux, dans le Toit de la Grande Couche et dans les sondages de Crouillonne 4 et Cognet 2.
- *Pecopteris pinnatifida* Gutbier. Espèce relativement rare dans la formation productive qui semble s'épanouir au Toit de celle-ci.
- *Pecopteris lamurensis* Heer. Espèce très abondante dont le génotype a été décrit à La Mure. Elle caractérise la formation productive et n'a pas été trouvée dans l'assise de La Faurie.
- *Pecopteris oreopteridia* Schlotheim. Peu fréquent, localisé dans la formation productive.
- *Pecopteris polymorpha* Brongniart. Très abondant dans tous les horizons, il débute dans l'assise de La Faurie et présente une fréquence maxima au niveau des Trois-Bancs.
- *Pecopteris pseudobucklandi* Andreae. Un échantillon de cette espèce a été décrit par S. Martin, provenant du Toit du Banc au Mur de Trois-Bancs, au pendage du Villaret.
- *Pecopteris arborescens* Schlotheim. Espèce très abondante dans tout le bassin. Elle débute dans l'assise de La Faurie et montre un maximum de fréquence au niveau des Trois-Bancs.
- *Pecopteris cyathea* Schlotheim. Espèce commune dans tous les sédiments houillers du Bassin de La Mure, aussi bien de l'assise de La Faurie que de la formation stérile du Toit.
- *Pecopteris affinis* Brongniart, peu abondant. Il est localisé dans la partie inférieure de la formation productive et plus particulièrement aux Trois-Bancs.
- *Pecopteris pilosa* Corsin. Très rare.
- *Pecopteris pectinata* Bertrand. Espèce très rare localisée à la partie supérieure de la formation productive.
- *Pecopteris lepidorachis* Brongniart. Commun dans toute la formation productive du Bassin.
- *Pecopteris hemitelloides* Brongniart. Commun dans l'assise de La Faurie et les niveaux inférieurs de la formation productive, il ne semble pas dépasser les Trois-Bancs.
- *Pecopteris candollei* Brongniart. Très abondant dans toute la série stratigraphique. Il est présent dans l'assise de La Faurie
- *Pecopteris unita* Brongniart. Cette espèce commune à l'assise de La Faurie et à la base de la formation productive, ne semble pas dépasser le niveau des Trois-Bancs.
- *Pecopteris feminaefermis* Schlotheim. Espèce rare qui apparaît au niveau du Banc-repère.
- *Pecopteris Pluckenetti* Schlotheim. Cette espèce, qui est une Ptéridospermée, est fréquente dans tous les niveaux de la formation productive et particulièrement abondante à la base de cette série.

Fructifications : il est assez fréquent que les Pécoptéridées du Bassin de La Mure présentent des fructifications qui sont des types *Dactylothea*, *Asterothea*, *Scolopteris* et *Phytocarpus*.

- *Alphlebia crispa* Gutbier. Cette espèce, citée par Zeiller, est généralement groupée avec les Pécoptéridées.

- *Diplotmema Ribeyroni* Renault et Zeiller. Cette espèce qui appartient à la famille des Ptéridospermées a été rapprochée des Pécoptéridées par Zeiller. On la trouve assez rarement dans la série productive.

- *Diplotmema Busqueti* Zeiller. Espèce relativement rare dans le Bassin de La Mure.

b) Aléthoptéridées (figure 74).

- *Alethopteris Serli* Brongniart. Espèce qui a été trouvée au mur des couches des Béthoux et au niveau des Trois-Bancs.

- *Alethopteris Grandini* Brongniart. Cette espèce est assez fréquente dans tout le Bassin de La Mure, mais semble surtout abondante à la base de la formation productive au niveau des Trois-Bancs.

- *Callipteridium pteridium* Schlotheim. Cette espèce caractéristique du Stéphanien inférieur est assez fréquente dans le Bassin de La Mure, dans la formation productive au niveau des Trois-Bancs.

- *Callipteridium gigas* Gutbier. Cette espèce, relativement rare, a sensiblement la même répartition que *C. pteridium*.

On connaît à La Motte, selon Grand-Eury, des graines d'*Alethopteris*: *Trigonocarpus Parkinsoni* Brongniart, désignées aussi parfois sous le nom de *Rhabdocarpus*.

c) Neuroptéridées (figure 74).

- *Neuropteris gigantea* Sternberg a été cité par W. Kilian mais n'a jamais pu être retrouvé dans le gisement de La Mure.

- *Linopteris Brongniarti* Gutbier. Espèce qui a été trouvée au Toit de Trois-Bancs. On connaît des graines de cette espèce: *Hexagonocarpus*, à la base de la formation productive.

- *Linopteris Corsini* Bouroz. Cette espèce a été trouvée au Toit du Filet au Mur de Grande Couche au 5e pendage.

- *Linopteris neuropteroides* Gutbier. Cette espèce se trouve dans l'assise de La Faurie, aux Sagnereaux. L'échantillon décrit sous ce nom par P. Bertrand au sondage de Cognet est, en réalité *Mixoneura ovata* Hoffmann.

- *Odontopteris Reichi* Gutbier. Cette espèce est presque exclusivement cantonnée dans les Trois-Bancs où elle est assez abondante. Elle a été trouvée à Oris, à peu près à ce niveau.

- *Odontopteris genuina* Grand-Eury. Cette espèce, relativement rare, se trouve associée à *O. Reichi*.

- *Odontopteris subcrenulata* Rost.

- *Mixoneura ovata* Hoffmann. Cette espèce très caractéristique est uniquement cantonnée dans l'assise de La Faurie qu'elle caractérise par son abondance.

- *Mixoneura flexuosa* Grand-Eury = *Mixoneura ovata* P. Bertrand.

- *Mixoneura sarana* var. de *M. ovata*.

- *Mixoneura deflinei* P. Bertrand, var. de *M. ovata*, parfois trouvée au Mur de Trois-Bancs.

- *Mixoneura alpina* var. de *M. ovata*.

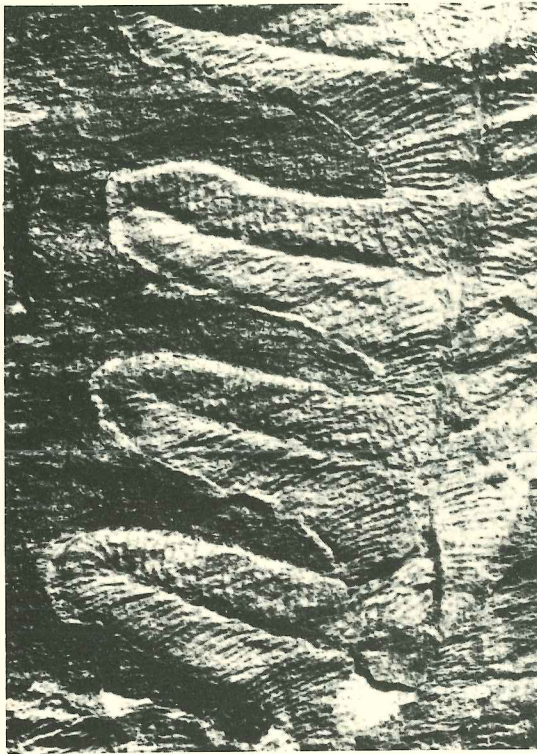
Tous les *Mixoneura* recueillis appartiennent au groupe de l'*ovata* et ont été prélevés à une ou deux exceptions près, dans l'assise de La Faurie.

d) Sphénoptéridées.

- *Sphenopteris Picandeti* Renault et Zeiller. Espèce très rare.

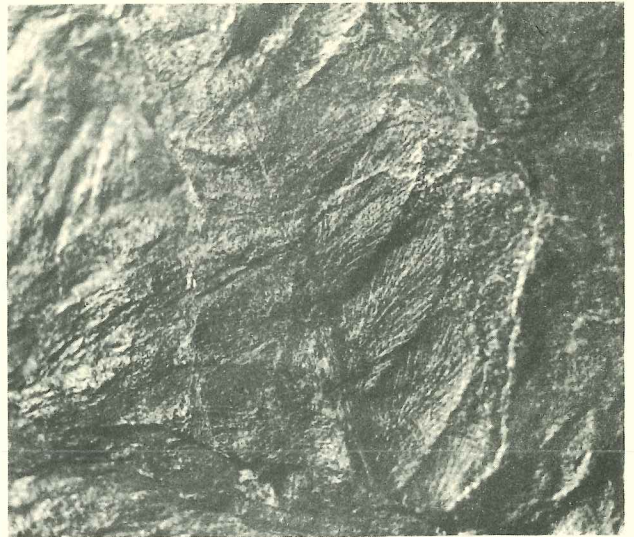
- *Sphenopteris cristata* Brongniart. Très rare également.

Rappelons pour mémoire dans ce groupe, le *Pecopteris Pluckenetti* Schlotheim. Cette dernière espèce montre, fréquemment, des fructifications.



Alethopteris Grandini Brongniart

x2



Odontopteris Reichi Gutbier

x2



Odontopteris Reichi Gutbier et
Annularia stellata Schlotheim

x2



Mixoneura ovata Hoffmann

x4

Figure 74 - Empreintes d'*Alethopteris*, *Odontopteris* et *Mixoneura* du Bassin de La Mure.

SPERMATOPHYTES

CORDAITALES

On connaît, dans le Bassin de La Mure, un certain nombre de *cordaites* :

- *Cordaites principalis* Grand-Eury. Cette espèce est connue par ses feuilles au Toit de la Couche Henriette.

- *Cordaites lingulatus* Grand-Eury.

On connaît de nombreuses graines de *cordaites* qui sont :

- *Cardiocarpus emarginatus* assez abondants au Mur des Trois-Bancs pendage Eperons et les inflorescences désignées sous le nom de *Cordaitanthus*.

Dans la série stratigraphique, on désigne souvent sous le nom de graines ailées des graines dont on ne peut pas préciser exactement l'identité mais qui proviennent vraisemblablement de *Cordaites*.

- *Dorycordaites palmaeformis* Goeppert. Cette espèce est connue dans les Trois-Bancs et dans l'Henriette.

On connaît de nombreuses graines de cette espèce, désignées sous le nom de *Samaropsis* au mur du Banc de Mur des Prunières.

- *Poacordaites*, La Motte, citée par Grand-Eury.

On connaît également sous le nom d'*Artisia* (Psychagnard) des moules internes de tiges de *Cordaites*.

La flore que nous venons de citer, à l'exception évidemment des *Stigmaria*, est surtout abondante dans le Toit des couches. Il en sera de même pour la faune.

FAUNE DU BASSIN DE LA MURE

La faune du Bassin de La Mure est essentiellement une faune limnique. On y compte un certain nombre d'espèces dont la répartition verticale est plus ou moins grande.

A - LAMELLIBRANCHES

- *Anthraconata prolifera* forme *valida* et forme *juvencis* Waterlot. Cette espèce est assez fréquente au Toit de la couche Henriette et au Toit des Trois-Bancs (figure 75).

- *Anthraconata palatina* Schmidt. Cette espèce a sensiblement la même répartition qu'*A. prolifera*.

Ces fossiles se trouvent dans des bancs bien délimités qui constituent des horizons repères.

B - SERPULIDES

On connaît de nombreuses pistes de vers dans les sédiments du Bassin de La Mure. L'espèce *Spirorbis pusillus* Martin, fixée sur une empreinte d'*Anthraconata*, a pu être identifiée par G. Waterlot.

C - CRUSTACES (figure 76)

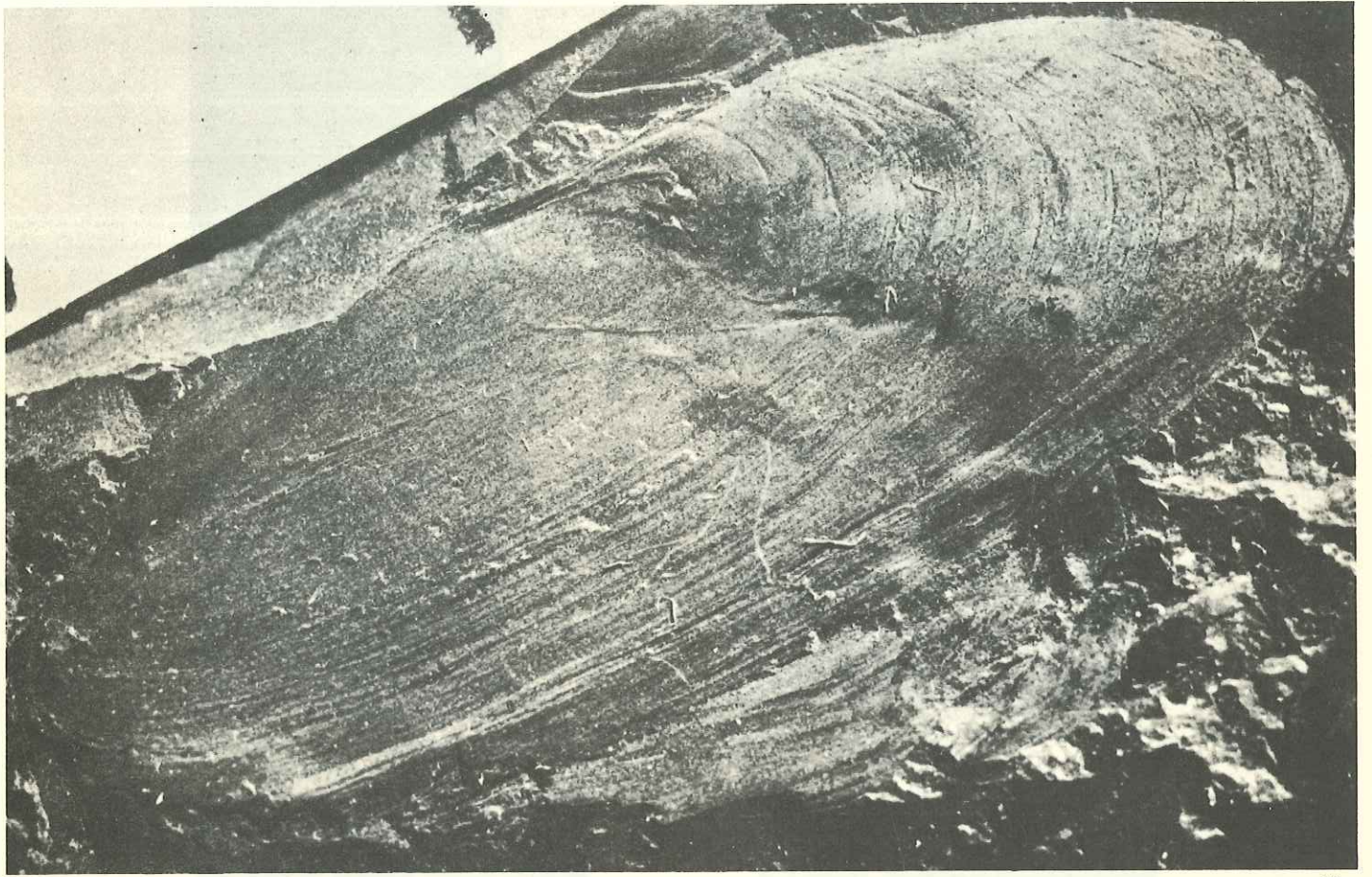
On ne connaît pas d'Ostracodes dans le Bassin houiller de La Mure. Les Phyllopes y sont, par contre, bien représentés.

- *Estheria cebennensis* Grand-Eury. Cette espèce est assez abondante dans la série de La Mure. Dans les stériles du Toit de la formation, on a plusieurs niveaux de schistes fins à *Estheria cebennensis*. Celle-ci se trouve : abondante au Toit de la couche Rolland et au Toit de la Grande Couche, rare au Toit du Banc de Mur, très abondante au Toit du Banc-repère où elle est associée à *A. prolifera*.

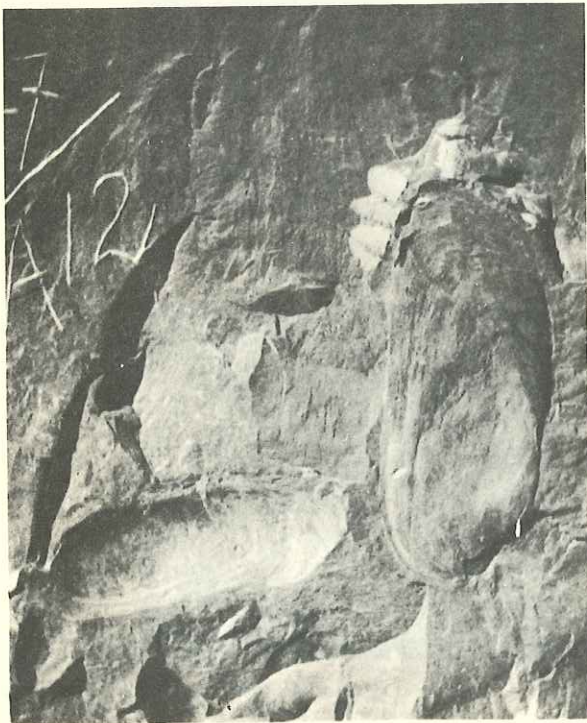
On trouve aussi *Estheria cebennensis* dans la formation stérile du Mur. Certaines empreintes trouvées dans l'assise de La Faurie pourraient être attribuées à *E. cebennensis*, mais en réalité elles présentent des caractères de forme et de taille particuliers qui poussent à les attribuer à une espèce différente. Parmi les formes normales, on distingue les deux types cycladiformes et télliniformes correspondant au dimorphisme sexuel.

- *Estheria* cf. *Simoni* Pruvost. Nous avons rapporté à cette espèce des empreintes provenant de l'assise de la Faurie au 5e pendage. Ces empreintes présentent en effet un limbe très important et un galbe très arondi. De plus grande taille que l'*Estheria Simoni* du Nord-Pas-de-Calais, on pourrait la désigner sous le nom d'*Estheria Simoni* forme *major*.

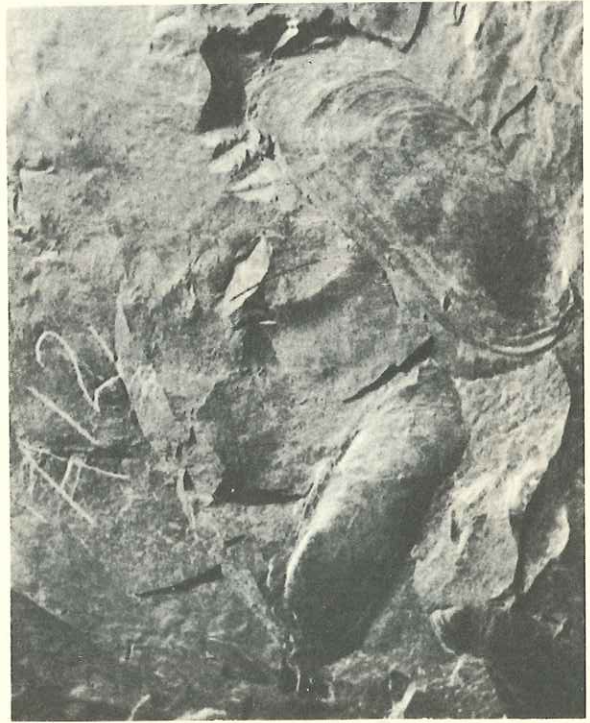
- *Leaia Baentschi* Beyrich. Ce phyllope de petite taille (5 mm) a été trouvé en un assez grand nombre d'exemplaires au Toit du Banc repère où il est associé à *Estheria cebennensis*. Il est beaucoup plus rare au Toit de la couche Rolland où il se présente sensiblement dans les mêmes conditions. L'étude détaillée de l'angle des carènes de cette espèce nous a permis de montrer que les différences apparentes mesurées, provenaient du dimorphisme sexuel de l'espèce et que cette différence disparaissait lorsque l'on mesurait l'angle des droites asymptotes aux carènes. On sait en effet depuis P. Pruvost qu'il s'agit là de la méthode de détermination des *Leaia* et que l'angle de la carène cardinale et de la carène antérieure plus grand que 90° caractérise les *Leaia* stéphaniennes.



x10



x2, 5



x2, 5

Figure 75 - *Anthaconaia prolifera* Waterlot.



x6

1. *Estheria* cf. *Simoni* Pruvost
(type cycladiforme)



x4

2. *Estheria* *cebennensis* Grand Eury
(type cycladiforme)



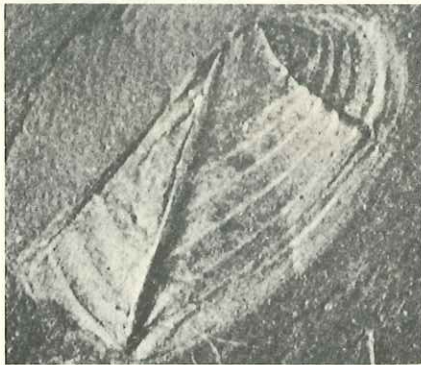
x6

3. *Estheria* *cebennensis* Grand Eury
(type cycladiforme)



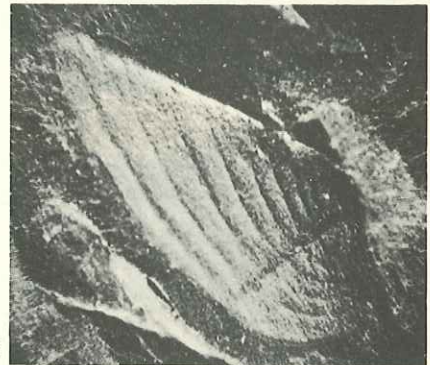
x4

4. *Estheria* *cebennensis* Grand Eury
(type telliniforme)



x12

5. *Leaia* *Baentschi* Beyrich
(type telliniforme)



x12

6. *Leaia* *Baentschi* Beyrich
(type telliniforme)



x12

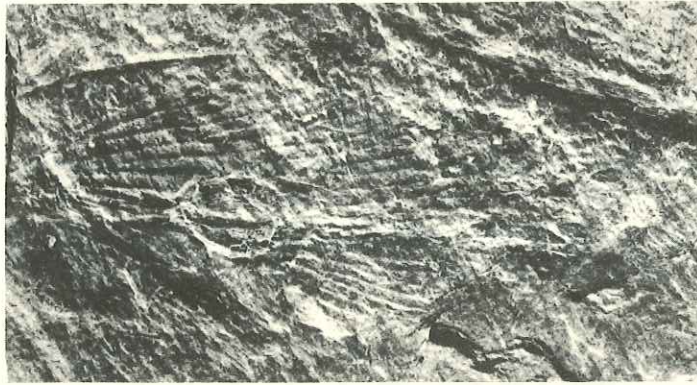
7. *Leaia* *Baentschi* Beyrich
(type telliniforme)



x15

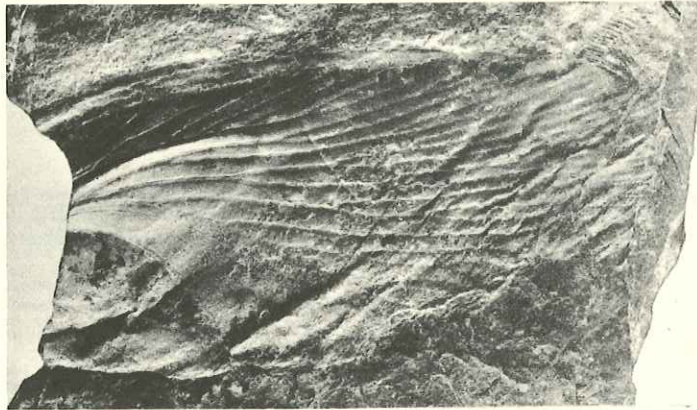
8. *Leaia* *Baentschi* Beyrich
(type cycladiforme)

Figure 76 - Phyllopes du Bassin Houiller de La Mure.



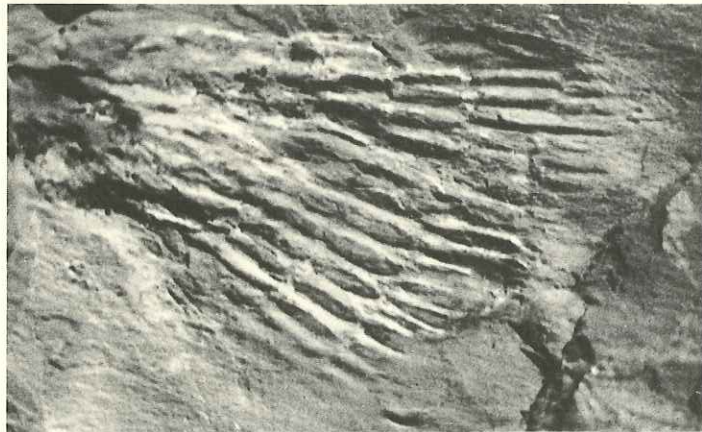
Necmylacris boulei Agnus

x2



Sterzelia lamurensis Laurentiaux

x2



Nageoire de poisson ??

x2

Figure 77 - Empreintes d'ailes d'insectes et de nageoire de poisson.

D - ARCHEOCRUSTACES

Xiphosures

- *Belinurus*. Un fragment de *Belinurus* a été trouvé par le sondage de Chuzins 3 dans un banc de schiste fin rubanné à 150 m au Toit de la Grande Couche.

- *Prestwichia*. Un bouclier céphalique de *Prestwichia* a pu être déterminé par G. Waterlot dans un schiste provenant du Toit du Banc-repère de la Galerie de Saint-Arey.

Un autre céphalothorax de xiphosure indéterminable a été trouvé au Toit du Banc repère, pendage Villaret (32A2).

E - INSECTES

Deux empreintes d'ailes d'Insectes (figure 77) ont été trouvées dans le gisement de La Mure. La figure 78 montre les conditions de gisement de ces deux empreintes localisées toutes deux au Mur de la Grande Couche des Trois-Bancs, dans un horizon assez caractéristique (figure 54).

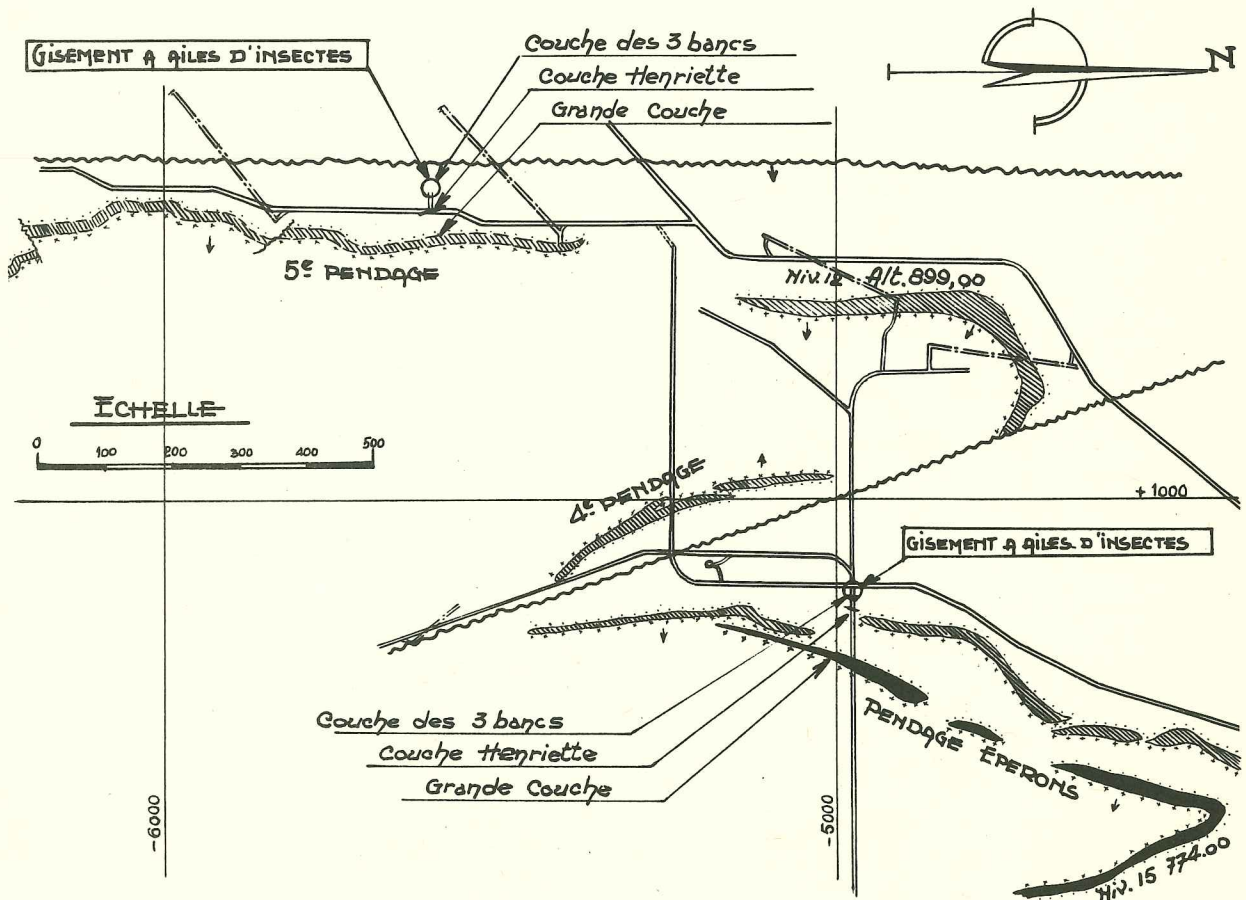


Figure 78 - Schéma de gisement des ailes d'insectes.

- *Sterzelia lamurensis* nov. sp. Laurentiaux. Cette espèce a des affinités nettement stéphaniennes.

- *Necymylacris Boulet* Agnus. L'échantillon recueilli est une empreinte terminale droite, et assez mal conservé.

Ce sont les seuls Insectes connus pour le moment dans le Bassin de La Mure où un fragment indéterminable d'aile de blatte a cependant été trouvé en 1948 par J. Haudour et A. Bouroz.

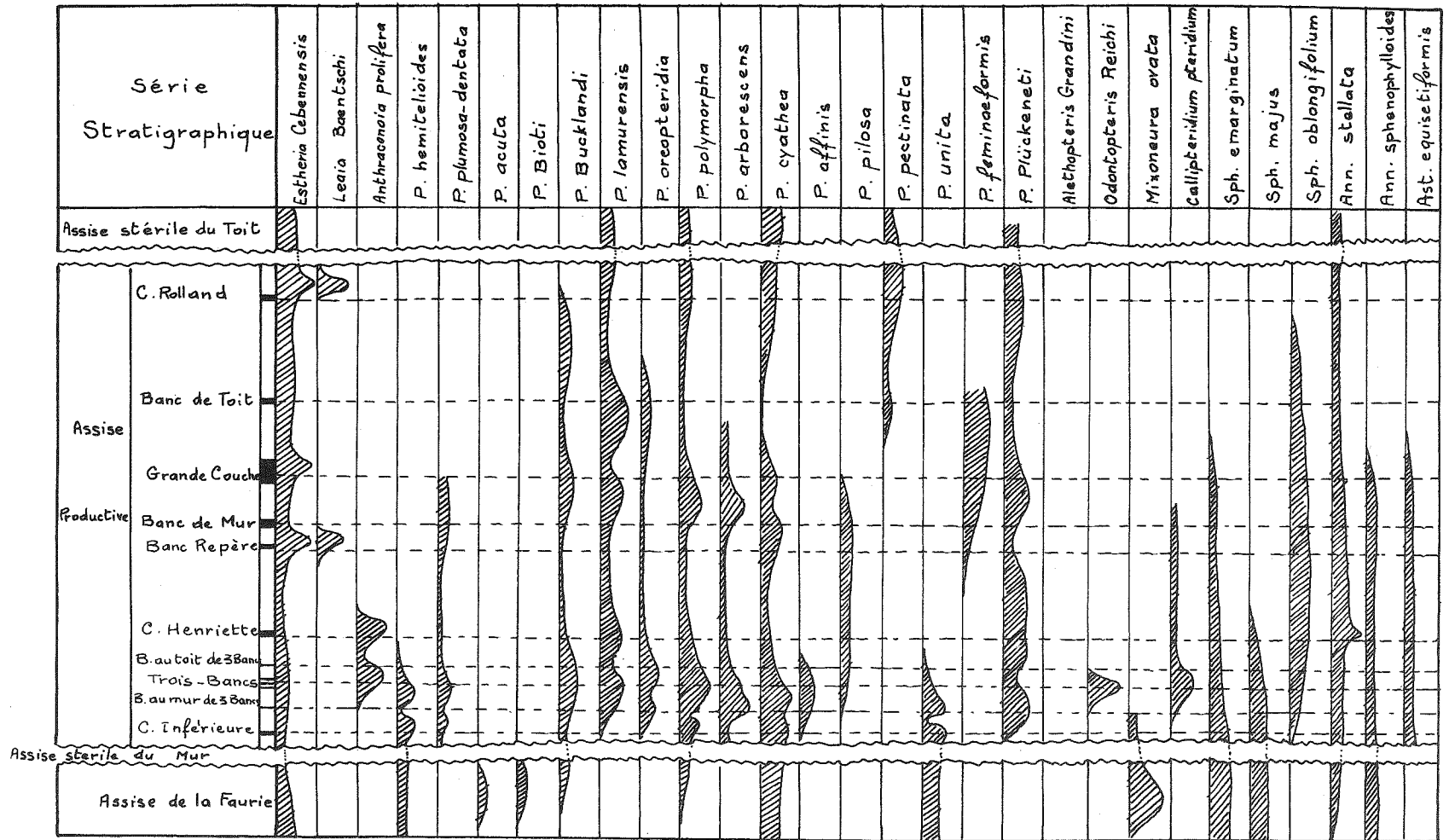


Figure 79 - Tableau de répartition des espèces guides du bassin houiller de La Mure.

F - LES POISSONS

Les débris provenant de poissons sont nombreux mais aucun poisson n'est suffisamment conservé pour fournir une détermination spécifique. Les écailles de Poissons paléoniscidés et de Poissons ganoïdes ont pu être observées. Les écailles cycloïdes sont fréquentes dans les niveaux de schistes noirs Bitumineux.

On a trouvé des épines de Sélaciens attribuées, par G. Waterlot, à *Pleuracanthus*. Des dents de Poissons très petites ont été observées, mais n'ont jamais pu être déterminées.

Une empreinte dont nous donnons la photo (figure 77) pourrait représenter enfin une nageoire de Poisson, mais cette diagnose est problématique.

Telle est la faune du Houiller du Bassin de La Mure qui est une faune d'eau douce, donc limnique, et qui se trouve concentrée en quelques horizons repères, signe que c'est seulement à ces époques que les conditions de vie étaient favorables à l'existence du règne animal. Il faut noter cependant que parmi les espèces animales, ce sont les Esthéries qui se rencontrent le plus fréquemment et dans le plus grand nombre d'horizons.

Nous allons voir maintenant, grâce à la flore et à la faune qui caractérisent chacune de nos assises, quel est l'âge de celles-ci.

INTERPRÉTATION GÉNÉRALE

AGE DES DEUX SERIES

A - L'ASSISE DE LA FAURIE

Cette assise, relativement réduite en épaisseur, comporte une flore caractéristique composée essentiellement de : *Mixoneura ovata*, *Pecopteris Bioti*, *Pecopteris acuta*, *Pecopteris polymorpha*, *Pecopteris arborescens*, *Pecopteris cyathea*, *Sphenophyllum majus*, *Sphenophyllum emarginatum*, *Annularia sphenophylloides*, *Sigillariophyllum anthemis* où les échantillons les plus abondants sont de loin ceux de *Mixoneura ovata*.

L'ensemble de cette flore correspond exactement à celle de la partie supérieure de l'assise de La Houve, datée du Westphalien D par P. Bertrand et P. Corsin.

Du point de vue de la faune, l'existence d'Esthéries du groupe de *Simoni* marque une différence très nette avec les niveaux classiques à *Estheria cebennensis*. Malheureusement, la répartition des Esthéries tant dans les bassins houillers français que dans les bassins nord-africains est trop mal connue pour que l'on puisse en tirer une conclusion stratigraphique.

Néanmoins, il semble bien que l'assise de La Faurie appartienne au Westphalien D. P. Bertrand, qui avait étudié les affleurements de Houiller du Bassin de La Mure, surtout entre le Villaret et la Motte d'Aveillans, et en particulier entre l'Eperon de Rattier et les Granges du Replon, avait d'ailleurs donné cet âge à toutes les assises du Bassin, l'existence de deux assises différentes lui ayant échappé de même qu'à ses successeurs qui, étudiant, eux, les échantillons provenant de l'assise productive, n'avaient pu y retrouver la profusion des *Mixoneura* si typique de l'assise de La Faurie. Cette assise justifie pleinement la définition de P. Bertrand (1927) selon laquelle le Westphalien D est marqué par l'explosion du genre *Mixoneura* qui disparaît avec lui.

Si les déterminations de P. Bertrand, qui rattachait au Westphalien D les assises de Molières et le stérile de Gagnères, dans le Gard, en raison de l'abondance dans ce bassin de la flore à *Mixoneura* et assimilait ainsi les assises du Gard à celles de La Mure et de la Sarre, ont pu être contestées par P. Pruvost et P. Corsin (1949) qui pensent que, par suite de la présence de *Callipteridium pteridium* et l'absence des Marioptéridées au sein des flores de Molières et de Gagnères, celles-ci appartiennent au Stéphanien inférieur, il ne peut en être de même en ce qui concerne l'assise de La Faurie où les *Pecopteris acuta* et *Bioti* correspondent bien à la composition de l'assise de la Houve. P. Guthörl a d'ailleurs montré qu'en Sarre le Westphalien D se caractérise par la présence presque exclusive de *Mixoneura ovata*, la disparition quasi totale des Marioptéridées et l'apparition en nombre limité de quelques espèces stéphaniennes. Les observations de H. Bode, dans toute l'Europe, confirment d'ailleurs ce point de vue.

Il semblerait en fin de compte plus logique de ne paralléliser que les bassins houillers de la Sarre et de La Mure, le synchronisme entre les assises inférieures du Gard et celles de La Mure n'étant pas prouvé.

La composition floristique du Bassin houiller du Gard dans sa partie inférieure, rappelle d'ailleurs celle du Westphalien E décrit par Jongmanns en Espagne et retrouvé par R. Wagner (1958) dans le même pays, où se trouvent mêlées la flore du Westphalien et des espèces nettement stéphaniennes comme *Callipteridium pteridium*. Les problèmes de corrélation de faune et de flore se trouveraient peut-être facilités par une telle interprétation.

Rappelons que des séries d'âge Westphalien D, identiques à notre assise de La Faurie, ont été reconnues par L. Moret (1945) aux sommets de Belledonne, P. Bertrand (1926) dans le Massif des Aiguilles Rouges, et que nous avons pu retrouver des ensembles identiques dans le Massif des Grandes Rousses et celui de l'Argentera-Mercantour, P. Bordet (1944) en ayant signalé pour sa part dans le Massif de l'Estérel.

Toutes ces assises comprises entre deux niveaux de conglomérats présentent une flore qui ne permet pas de douter de leur âge Westphalien D.

B - L'ASSISE PRODUCTIVE

L'assise productive présente une flore et une faune beaucoup plus variées que l'assise de La Faurie, mais parmi la flore en particulier, beaucoup d'espèces sont banales et sans signification stratigraphique. D'autres, par contre, ont une signification particulièrement nette : *Annularia stellata*, *Sphenophyllum oblongifolium*, *Pecopteris feminaeformis*, *Alethopteris Grandini*, *Callipteridium pteridium*, *Odontopteris Reichi*.

En ce qui concerne la faune : *Estheria cebennensis* mais surtout *Anthraconata prolifera* et *Lepta Baentschi* sont de bons fossiles.

Tous ces éléments sont typiques du Stéphanien et plus particulièrement du Stéphanien A : ce sont ceux des couches d'Ottweiler, de l'assise de Rive-de-Gier et de Saint-Jean-de-Valérisclé. Cet âge, qui n'a d'ailleurs jamais été contesté, correspond à la stratigraphie établie par Jongmanns en se basant sur l'échelle des faunes. Il ne semble donc y avoir aucune raison de classer le gisement de La Mure dans le Stéphanien B, comme l'ont fait R. Feys et Ch. Greber, se basant sur le gisement d'Oris et des corrélations d'ordre tectonique avec le Bassin briançonnais et le Bassin de Palencia, en Espagne, où, selon R. Wagner, la phase asturienne se situerait entre Stéphanien A et Stéphanien B.

Comme va nous le montrer l'étude des rapports des deux séries, il est plus normal de rapprocher la Brèche des Merlins du Conglomérat de Holz que de tout autre série, et c'est pourquoi nous pensons que les arguments paléontologiques doivent l'emporter dans la détermination de l'âge stéphanien A de l'assise productive.

Il se pourrait cependant que la couche Inférieure de l'assise productive qui n'est pas représentée dans tout le bassin et dont les roches encaissantes sont très riches en niveaux conglomératiques, surtout dans le quartier des Béthoux, représente un équivalent du Westphalien E. On y voit encore quelques *Mixoneura* et le renouvellement de la flore ne semble pas y être encore complet.

En résumé, l'assise de La Faurie représente, dans le Bassin de La Mure, le Westphalien D, et l'assise productive représente, elle, le Stéphanien A, la couche Inférieure pouvant représenter un terme de passage possible entre les deux séries discordantes l'une sur l'autre, comme va nous montrer l'étude des rapports des deux séries.

RAPPORTS DES SERIES WESTPHALIENNE ET STEPHANIENNE ENTRE ELLES ET AVEC LE SOCLE CRISTALLOPHYLLIEN. TECTONIQUE HERCYNIEENNE

Dans la région du Dôme de La Mure, l'assise westphalienne de La Faurie repose sur le socle cristallophyllien en discordance angulaire, sauf peut-être à Oris où l'on constate une accordance locale du Houiller et des Micaschistes, par l'intermédiaire d'un conglomérat à éléments fins et bien roulés qui caractérise une transgression postérieure à des mouvements orogéniques que l'on peut attribuer ici à la phase sudète. La finesse des éléments de ce conglomérat et leur nature montrent cependant que les mouvements tectoniques étaient apaisés depuis longtemps lors de la transgression du Westphalien D, ce qui explique par ailleurs l'homogénéité des sédiments de cette assise et l'oppose au caractère nettement grossier des premiers dépôts de l'assise stéphanienne. Le fait que les assises du Stéphanien reposent tantôt sur celles du Westphalien, tantôt sur le socle cristallophyllien, montre d'ailleurs une discordance très nette entre les deux séries.

La figure 80 montre un certain nombre de coupes prises aussi bien dans le Dôme de La Mure que dans les autres parties des massifs cristallins externes qui permettent de voir les rapports de la série stéphanienne et de son substratum. La discordance si nette au Barlioux et au Travers-Bancs des Merlins y est manifeste et les caractères de la brèche très épaisse et à gros éléments irréguliers qui sépare nos deux séries implique l'existence de mouvements orogéniques ou tout au moins épirogéniques importants entre le dépôt des deux séries. Une simple transgression continue des dépôts houillers sur eux-mêmes et sur le socle (P. Pruvost, 1956) ne se traduirait pas par un niveau bréchiq ue aussi épais et aussi constant, puisque cet horizon se retrouve sur les bordures du Dôme de La Mure, le Sud de Belledonne et tous les Massifs cristallins externes.

On peut donc penser qu'à la suite de mouvements correspondant vraisemblablement à la phase asturienne, le Westphalien D qui s'était déposé dans les dépressions du socle a été partiellement érodé et démantelé. On trouve en effet dans la brèche des Merlins des galets houillers qui témoignent de cette érosion tandis que le conglomérat auquel on passe latéralement lorsque la transgression se fait directement sur le socle cristallophyllien ne contient que des éléments de celui-ci.

Nous nous trouvons en présence d'un horizon tout à fait comparable au conglomérat de Holz qui recouvre à la fois le socle et le Westphalien de la Sarre-Lorraine.

Ainsi donc, alors que la série westphalienne montre une transgression lente et progressive sur le socle à la suite de l'inondation de régions peu troublées par les mouvements tectoniques, la base de la série stéphanienne nous montre l'existence de mouvements brusques ayant troublé profondément les conditions de sédimentation. Des modifications du relief s'accompagnant d'un bouleversement des conditions hydrologiques de la région ont provoqué un démantèlement énergique du Westphalien qui, placé dans une zone d'érosion, n'a subsisté que dans les zones déprimées. Ces conditions ont provoqué le dépôt d'alluvions postwestphaliennes qui, cimentées, constituent la brèche de base du Stéphanien dont les sédiments ne commenceront à se déposer que lorsqu'un certain équilibre statique aura été rétabli. On n'assistera plus alors qu'à de lents mouvements de subsidence qui permettront la formation de la série productive et de ses couches de charbon.

Si les caractères lithologiques de la base de la série stéphanienne montrent l'existence dans la région de mouvements asturiens qui se trouve confirmée, faute de points où l'on puisse noter une discordance angulaire, par une différence d'extension très importante entre les deux assises, il ne faut pas exagérer celle-ci. L'étude de ces formations montre en effet une persistance au cours du Stéphanien et du Westphalien des mêmes zones subsidentes qui laisse prévoir que l'extension du Westphalien est beaucoup plus grande en profondeur que ne le montrent les affleurements qui, pour la plupart, correspondent à des structures anticlinales et qu'entre ces points il existe des synclinaux plus étendus et vraisemblablement assez profonds. Les derniers sondages effectués dans la région sur les axes synclinaux de l'assise productive ont presque tous trouvé un Westphalien relativement épais sous le conglomérat des Merlins, ce qui tend à montrer que les synclinaux stéphanien s dont l'extension est bien connue grâce aux travaux miniers et aux sondages sont emboîtés dans les synclinaux westphaliens.

En résumé, l'étude des rapports des deux séries houillères du Bassin de La Mure entre elles et avec le socle montre l'existence de deux nouvelles phases orogéniques : sudète et asturienne

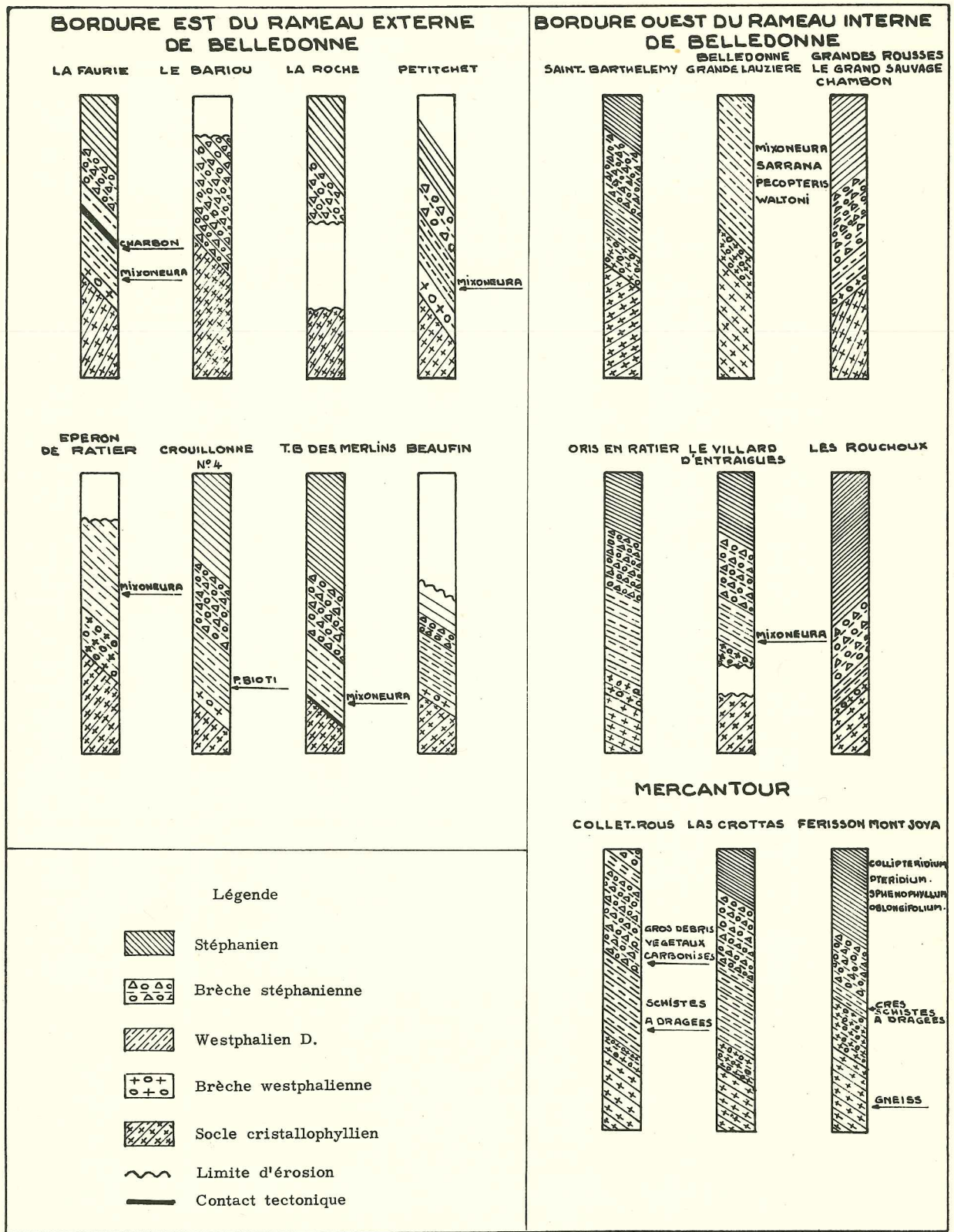


Figure 80 - Coupes de la base de la série houillère dans les massifs cristallins externes des Alpes occidentales.

dans cette partie des massifs cristallins externes, phases qui s'inscrivent normalement dans l'histoire de la chaîne alpine, comme nous le verrons. Il faut souligner enfin la persistance au cours de ces mouvements des directions tectoniques ou plus exactement des zones subsidentes montrée par l'emboîtement des synclinaux houillers qui se confirmera par la suite comme nous le montrera l'étude des sédiments permians et triasiques.

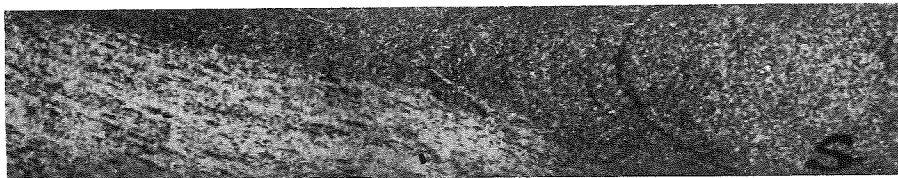
LE METAMORPHISME DU HOULLER

Si nous avons montré antérieurement que le Houiller du Dôme de La Mure qui, d'une manière générale, ne présente pas de caractères de métamorphisme, était parfois affecté par des phénomènes locaux comme le métamorphisme de contact du granite d'Entraigues il nous faut signaler cependant les manifestations d'un métamorphisme plus important, car elles ont un grand intérêt pour l'histoire géologique de la région.

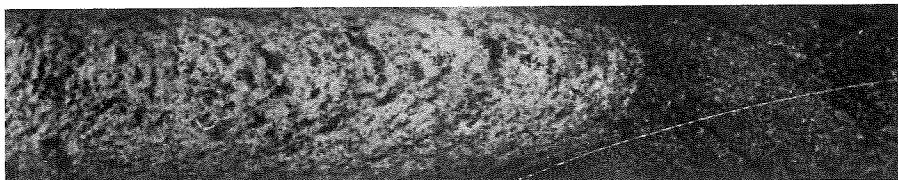
Signalons tout d'abord que l'on observe parfois un très léger métamorphisme de structure, ou dynamométamorphisme, dans les zones soumises à des efforts tectoniques violents telles les pentes du Vet ou la cicatrice de Séchillienne, entre les deux Rameaux de Belledonne, métamorphisme qui se traduit par la recristallisation et une très légère orientation des minéraux et le développement de séricite. Au vu de ces transformations, on peut se demander si les schistes carburés dont nous avons indiqué les caractères pétrographiques et qui se trouvent bien souvent liés au moins structurellement au Houiller, et en particulier au Westphalien, ne représentent pas ces sédiments qui, pris profondément dans le socle lors d'une phase tectonique, auraient été assimilés à celui-ci.

Si ces phénomènes de dynamométamorphisme sont difficiles à mettre en évidence, nous avons pu, par contre, observer les manifestations d'un métamorphisme poststéphanien qui sont particulièrement nettes.

Nous avons vu que la rétromorphose correspondant à une deuxième phase de métamorphisme qui affecte la série cristallophyllienne du Dôme de La Mure s'accompagne d'une métagénèse sodique et borée qui est liée à la rétromorphose elle-même. Or nous avons pu constater dans la zone du Travers-Bancs des Merlins qui, à l'Ouest du 5e pendage a recoupé la brèche des Merlins, l'assise de La Faurie et les micaschistes du Rameau externe, que l'albitisation n'affecte pas seulement la série cristallophyllienne mais également les sédiments houillers qui appartiennent au Westphalien D et au Stéphanien A. L'albitisation de ces sédiments s'accompagne, comme dans la série cristallophyllienne, de la formation d'un front carbonaté matérialisé par la présence quasi constante de calcite et d'ankérite en grandes plages au voisinage de l'albite qui est fréquemment limitée par elles.



x1



x1

Figure 81 - Schistes houillers atteints par le front de calcitisation T.B. des Merlins. S.282. A droite : grès houiller normal. A gauche : grès houiller imprégné de calcite.

Aussi bien sur les échantillons prélevés dans le Travers-Bancs que sur les carottes de sondage (figure 81) foré depuis celui-ci (S 282), on observe l'existence d'un front calcitique et siliceux qui digère complètement la stratification des sédiments houillers. En lame mince, la roche se montre complètement imprégnée de calcite et de quartz automorphes à inclusions poecilites. On ne distingue plus les lits originels.

Le Houiller limnique du Bassin de La Mure étant originellement exempt de roches carbonatées et la présence de ces minéraux ne pouvant provenir, dans le cas étudié, de minéralisations de type hydrothermal per ascensum ou per descensum à la faveur de fissures, nous sommes donc bien en présence d'un phénomène lié au métamorphisme général de la région.

Dans le détail, on observe d'ailleurs les faits suivants : les assises du Stéphanien inférieur de cette zone présentent un front carbonaté important, la brèche de base du Stéphanien et les assises du Westphalien montrent l'association de calcite et d'ankérite avec des phénoblastes d'albite poecilite. Les micaschistes du socle enfin sont, eux, franchement albitisés et calcitisés. Il faut noter que la tourmaline est présente dans l'ensemble de ces roches.

Nous sommes donc là en présence de l'ultime manifestation métasomatique des phénomènes de rétro-morphose que nous avons vu affecter l'ensemble de la région. Le fait que ces phénomènes affectent la série stéphanienne aussi peu que ce soit est une preuve incontestable de l'âge poststéphanien de la phase de métamorphisme rétrograde dans la région. L'étude des sédiments du Trias nous montrera que, dans la réalité, ce métamorphisme est encore plus récent et très vraisemblablement d'âge alpin mais nous n'avons jamais pu constater dans notre région l'existence d'un métamorphisme aussi important que celui qui se manifeste dans le Permo-Houiller de la Vanoise et est responsable de la transformation d'un conglomérat en migmatites (Le Sappey).

LE BASSIN HOULLER DE LA MURE DANS LE CADRE DE LA CHAÎNE ALPINE

A - EXTENSION DU BASSIN HOULLER DE LA MURE

Pour pouvoir comparer le Bassin houiller de La Mure aux autres bassins alpins, il faut rappeler très brièvement la structure et la composition de ces gisements.

Le Bassin de La Mure s'étend, comme nous l'avons vu, de Saint-Barthélémy de Séchilienne au Nord à Oris et Entraigues à l'Est, aux Rouchoux, Aspres-les-Corps et Beaufin au Sud. A l'Ouest, il s'ennoie rapidement sous la vallée du Drac.

On a donc là un gisement relativement vaste, dont la structure est assez complexe mais dont la série stratigraphique est très simple, puisque formée essentiellement du Westphalien D et du Stéphanien A.

Ce gisement n'est pas isolé au sein des Massifs cristallins externes puisqu'il se prolonge vers le Nord et vers le Sud.

B - LES GISEMENTS DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES

Le Houiller du Dôme de La Mure se prolonge au Nord de la Romanche par les gisements de Fau Laurent, de Vaulnaveys, Saint-Mury, La Boutière, sans oublier les sommets de la Grande Lauzière, de Roche Noire et de Roche Rousse.

En tous ces points on peut observer l'existence de deux séries westphalienne et stéphanienne bien datées et séparées par un conglomérat important.

A Saint-Mury, on exploite la Grande Couche; à la Boutière la couche des Trois-Bancs et la Couche Henriette, bien qu'exploitées dans des conditions difficiles ont pu être reconnues. Il semble d'ailleurs que la partie supérieure de la formation productive ait été érodée. Les phénomènes d'érosion intense et d'écrasements tectoniques caractérisent en effet tout le Houiller de cette région qui, pincé entre les deux Rameaux de Belledonne, devient même parfois métamorphique.

Plus au Nord, au-delà de l'accident de Font de France, le Houiller, bien que possédant toujours les mêmes caractères, ne forme plus d'ensembles réguliers.

A Bedina (Allevard), Prodins (Presles), Ugine (Gorges de l'Arly), Cevins, Feissons, Arèches, Fontanus (l'Outray), la Girotte (la Gitte), les Houches (le Coupeau), Prarion, Servoz, Pormenaz (la Moede), Vallorcine et Martigny (zone de Salvan), on rencontre des lambeaux de nos deux séries du Dôme de La Mure. Les flores y sont identiques à celles de La Mure, les séries lithologiques y sont très voisines et si les couches de charbon manquent le plus souvent, c'est que l'on ne connaît que les parties inférieures de l'assise productive. Les conglomérats intercalés entre les deux séries sont particulièrement nets à Prodins et le poudingue de Vallorcine est un magnifique équivalent du conglomérat de la Roche, dans le Bassin de La Mure. Les schistes de Cevins sont équivalents aux schistes de l'assise de La Faurie dont la flore, si riche en *Mixoneura ovata*, se retrouve dans le Massif des Aiguilles Rouges à Moede, au Coupeau et à Orcin-les-Granges (figure 82).

Au Sud de la Mure, on peut jalonner le prolongement du Houiller des Massifs cristallins externes par le petit pointement de Remollon, assez analogue au gisement de Beaufin, quoiqu'encore plus réduit. On y observe des conglomérats tout à fait analogues à ceux que nous connaissons plus au Nord et que nous retrouverons à Barles où les schistes et les grès de la série stéphanienne ont fourni une flore en tous points identique à celle de La Mure : *Alephopteris Grandini*, *A. sphenophylloides*, *Pecopteris cyathea*, *A. equisetiformis*, *Callipteridium gigas*. On y trouve plusieurs veines de charbon et les schistes qui affleurent en bordure du Bez nous ont montré des niveaux à écailles de Poissons, *Anthraconata* et *Samaropsis* identiques à ceux de La Mure.

A l'extrémité sud des massifs cristallins externes enfin, dans le Massif de l'Argentera-Mercantour (figure 83) les synclinaux de Férisson Montjoya, de Collet Rous et de las Crottas nous ont montré l'existence du Stéphanien A reposant en discordance sur le Westphalien D, antérieurement désigné sous le nom de Mollièresite. La composition des deux séries est identique à celle des séries du Bassin de La Mure bien que la série stéphanienne soit très incomplète (voir coupe de la figure 80).

Un léger métamorphisme masque parfois l'allure des roches, mais la présence des flores caractéristiques ne permet pas de doute sur l'âge des séries rencontrées.

Nous voyons que l'Arc houiller des Alpes externes est bien formé par un même complexe dont l'extension se suit aisément du Sud au Nord. Nous allons voir que vers l'Ouest on trouve encore des points de comparaison intéressants entre les séries rencontrées et celles du Dôme de La Mure.

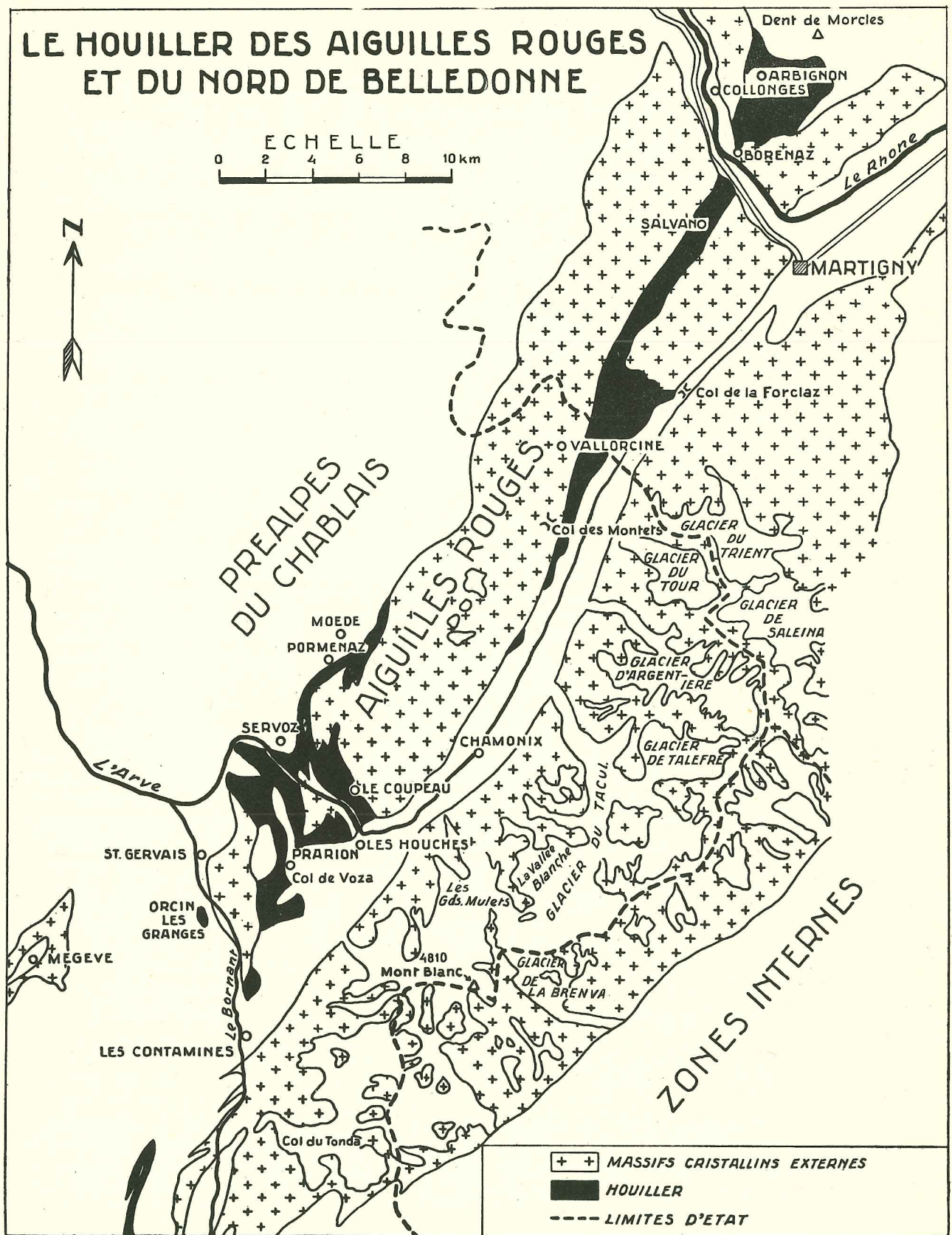


Figure 82 - Le Houiller des Aiguilles Rouges et du Nord de Belledonne.

Nous avons vu qu'à l'Est du synclinal matheysin un petit affleurement de Houiller dans la région de Lavaldens pouvait constituer un jalon entre celui-ci et le synclinal de Venosc qui, se prolongeant vers le Sud, dans le synclinal de la Muzelle et de l'Aiguille des Marmes, rejoint par ailleurs les affleurements des Rouchoux et des Pleynets près d'Aspres-les-Corps. On peut donc admettre qu'il existe entre le Massif des Grandes Rousses et le Dôme de La Mure, des témoins de Houiller qui expliqueraient les grandes analogies observées dans les séries stratigraphiques de ces deux massifs.

Aussi bien dans le synclinal occidental qui s'étend de Venosc au Pic de l'Etendard en passant par les mines de l'Herpie, que dans le synclinal oriental qui, lui, s'étend depuis le Mont de Lans jusqu'au Col de la Croix de Fer en passant par le barrage du Chambon, on retrouve des assises très voisines de celles du Dôme de La Mure. Si dans le Massif des Grandes Rousses, les coulées d'Orthophyres troublent l'aspect normal des séries, les flores recueillies et les séries lithologiques rappellent bien nos assises westphaliennes et stéphaniennes. Les mines de l'Herpie exploitent d'ailleurs une couche assez épaisse qui, en raison de l'abondance de *O. Reicht*, pourrait être comparée à notre couche des Trois-Bancs.

C - GISEMENTS DE L'ARC HOULLER INTERNE

A l'Est du Massif des Grandes Rousses dont on peut chercher un prolongement dans les gisements d'Hautecour et de Petit Cœur en Tarentaise, nous passons très rapidement à l'Arc houiller interne dont la composition, dans l'ensemble très différente, va nous permettre cependant de relier entre eux divers horizons.

J. Fabre, R. Feys et Ch. Greber (1958) ont en effet montré que le bassin houiller briançonnais comportait au-dessus de l'assise de Pasquier, datée du Namurien, les assises de la Benoîte et de la Madeleine, datées du Westphalien inférieur et moyen, puis l'assise dite de Tarentaise dont la flore et les caractères sont très comparables à ceux de l'assise de La Faurie et qu'ils ont datée du Westphalien D Stéphanien A.

Cette assise de Tarentaise se trouve surmontée par l'assise de Courchevel dont la flore comporte *Callipteridium pteridium* et *Odontopteris*, et est extrêmement riche en conglomérats. La différence d'extension des assises de Tarentaise et de Courchevel a permis de montrer l'existence d'une phase asturienne précédant la transgression du Stéphanien qui se présente le plus souvent sous son faciès dit stéphanopermien.

Nous retrouvons donc, au niveau des assises de Tarentaise et de Courchevel, un équivalent de nos assises de La Mure, mais alors qu'à La Mure c'est la série stéphaniennne qui est productive, ici c'est l'assise westphalienne.

Il semble que la sédimentation ait été plus importante et ait repris plus tôt dans les zones externes où le Stéphanien est bien développé et possède d'importantes réserves de charbon, que dans la zone interne, et l'on ne peut s'empêcher de penser à nouveau à un mouvement de bascule du socle à la suite des mouvements asturiens.

Le fait marquant de l'histoire du Houiller des Alpes est donc l'existence de ces mouvements asturiens qui ont affecté toute cette chaîne et déterminé les faciès des séries. C'est également à partir de cette phase tectonique que l'on peut rattacher le Houiller des Alpes au Houiller de la Sarre-Lorraine et de l'Europe moyenne.

Le Permo-Houiller de la Vanoise étant métamorphique, il est très difficile de le comparer aux autres séries houillères.

En résumé, si l'on tient compte du fait que l'assise de Tarentaise est l'équivalent de notre assise de La Faurie et que les conglomérats de l'assise de Courchevel peuvent représenter l'équivalent du conglomérat des Merlins, on peut admettre que les dépôts carbonifères ont commencé à se déposer assez tôt dans la zone briançonnaise inondée au Westphalien inférieur et moyen, puis qu'au Westphalien D, l'inondation s'étendant très vite, la transgression lacustre s'est développée, entraînant l'extension de l'aire de sédimentation; débordant l'emplacement des Massifs cristallins externes des Alpes, ceci depuis la zone du Mont Blanc jusqu'à celle de l'Argentera-Mercantour, elle s'est étendue peut-être jusqu'au Massif Central et aux Vosges (bassins du Massif Central et de Sarre-Lorraine). Cette inondation qui s'accompagne de l'explosion du genre *Nixoneura* imputable peut-être à un arrêt de la subsidence dans la zone briançonnaise, s'est poursuivie jusqu'aux mouvements asturiens qui, responsables d'un mouvement de bascule du socle, vont permettre le dépôt de séries puissantes au Stéphanien dans l'Arc externe, tandis que dans les zones plus internes des Alpes, la série stéphanopermienne réduite annonce déjà les faciès continentaux du Permien.

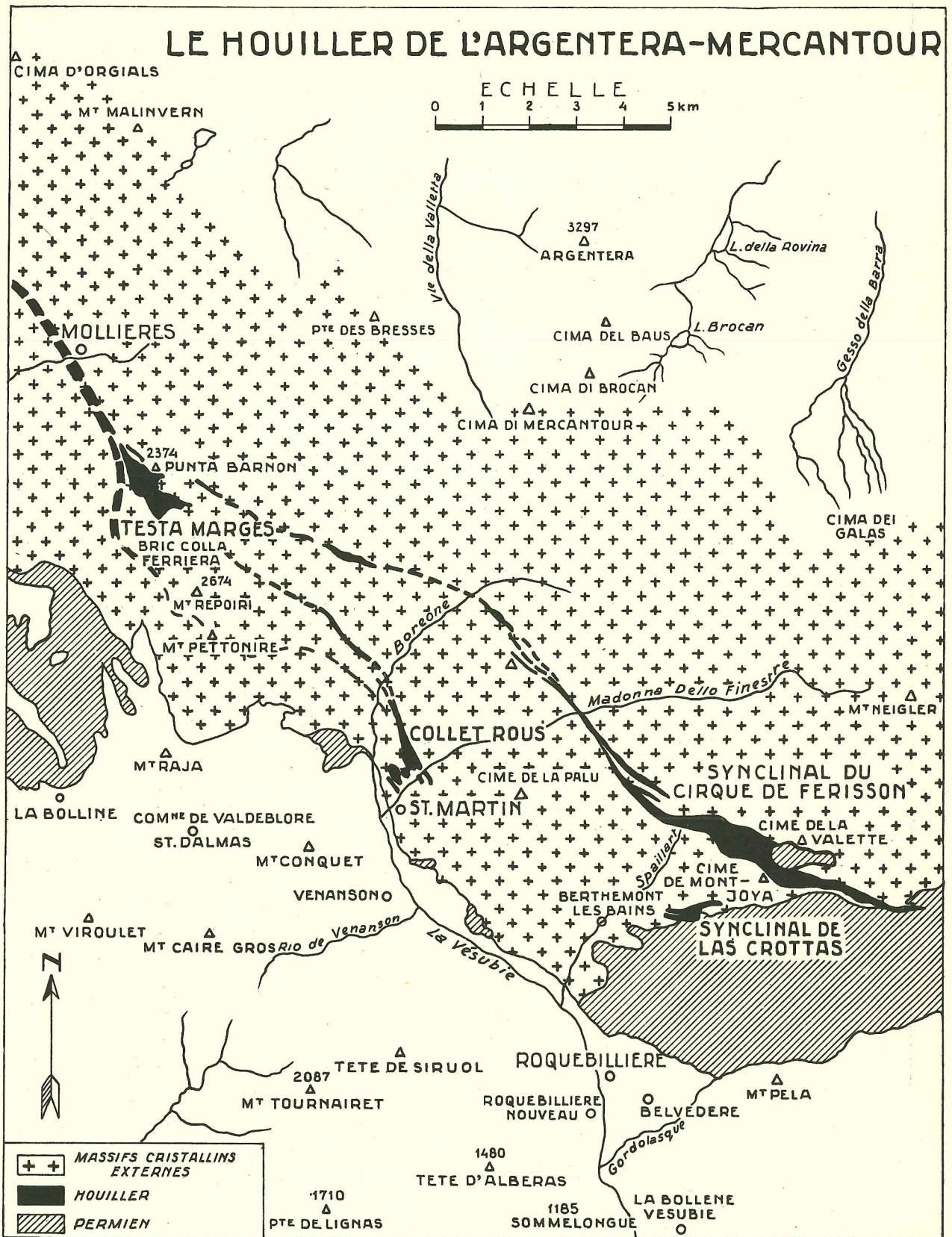


Figure 83 - Le Houiller de l'Argentera Mercantour.

CONCLUSIONS SUR LE CARBONIFÈRE

L'analyse détaillée du Bassin houiller de La Mure permet un certain nombre d'observations qui permettent de conclure sur son extension et son histoire.

La régularité relative de la série stratigraphique uniquement marquée par des variations de faciès dans le sens Est-Ouest, qui indiquent la direction N-S d'allongement du bassin de sédimentation, le caractère rythmique de cette sédimentation, la constance des caractères de certains horizons, qu'il s'agisse de la nature des tonsteins, de la radioactivité des stampes au voisinage des couches de charbon, de l'épaisseur de ces couches elles-mêmes, de l'extension et de la régularité des horizons à faune, de la répartition assez uniforme de la flore, tendent à montrer l'importance du bassin de sédimentation où se sont formés nos sédiments. Le Bassin de La Mure n'est pas un petit bassin isolé dans la chaîne alpine et sans liaison avec toute une série de petits lacs locaux. Il s'agit de la partie la mieux conservée par suite de sa position tectonique et la plus connue du grand bassin de sédimentation qui s'étendait à l'emplacement des Massifs cristallins externes au Westphalien et au Stéphalien et qui, à certain moment, devait communiquer avec le bassin briançonnais.

Ce sont les actions tectoniques responsables du métamorphisme et de la transformation du charbon en anthracite qui ont provoqué l'écrasement de ce bassin au Nord du Dôme de La Mure et son ennoyage au Sud de ce massif. L'érosion intense sur les parties les plus élevées des Massifs cristallins externes est responsable du démantèlement de la plupart des gisements qui ont dû comporter, comme à La Mure, des séries stéphaliennes et westphaliennes, relativement importantes.

Du point de vue général de l'histoire de la région et de la chaîne alpine, l'existence démontrée par l'étude du Carbonifère des phases sudète et asturienne montre l'instabilité de la région tantôt en mouvement de subsidence, tantôt en mouvement orogénique et, d'autre part, l'espèce de mouvement de bascule qui existe au sein de la chaîne alpine entre la zone du Houiller externe et la zone du Houiller briançonnais et permet d'expliquer les contrastes de faciès entre ces zones qui, individuellement peu modifiées lors de chaque phase tectonique comme le démontre la persistance des zones subsidentes, ont cependant une évolution commune comme nous le montrera encore le passage des bassins limniques du Houiller aux déserts du Permien après les mouvements de la phase saalienne.

II. - LE PERMIEN

Selon la formule de M. Gignoux et L. Moret, le Permien, bien développé dans les zones internes des Alpes françaises, ne joue réellement un rôle important qu'aux deux extrémités de l'Arc des zones externes, d'une part dans les zones helvétiques de la Suisse orientale, d'autre part dans les Alpes maritimes. Le Permien du Dôme de La Mure, bien que d'extension très réduite, présente cependant un grand intérêt pour la compréhension de l'histoire tectonique de la région.

Il n'est représenté que dans la partie sud de celle-ci, par les affleurements d'Entraigues-en-Valbonnais d'une part et des Rouchoux, près de Corps, d'autre part. Le peu d'extension des gisements et les complications tectoniques au moins en ce qui concerne la région d'Entraigues rendent l'étude précise de ce Permien très délicate.

A - REGION D'ENTRAIGUES-EN-VALBONNAIS

Dans la région d'Entraigues, le Permien est représenté dans le petit synclinal des Prats, situé près du hameau de la Roche. Il forme deux bandes de direction NW-SE, dans le ravin qui sépare les hameaux de la Roche et de Chabrand. Il est recoupé par le canal du Beaumont qui permet d'en voir une coupe verticale (figure 84).

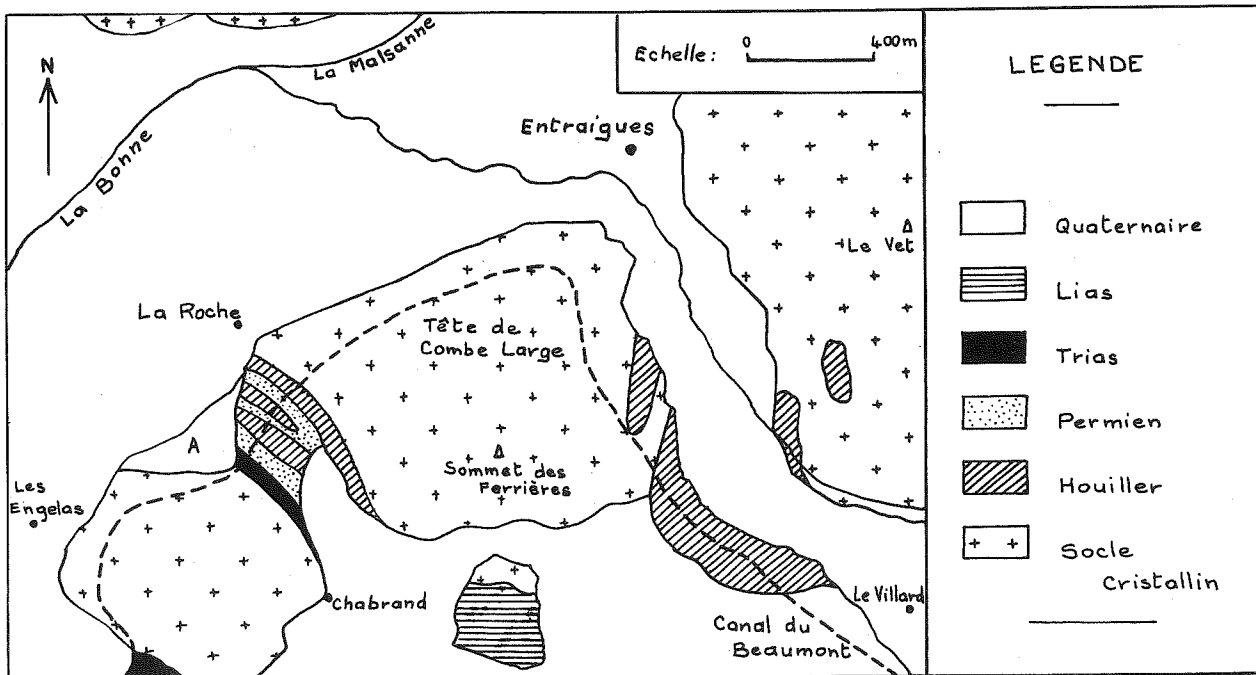


Figure 84 - Le Permien d'Entraigues.

A la base de la série, on observe ainsi que l'a indiqué J. Vernet une brèche à pâte claire, gréseuse, contenant des morceaux de quartz anguleux qui repose généralement sur les assises du Houiller mais semble reposer directement sur le socle cristallin en direction des Engelas.

Cette brèche passe rapidement à des arkoses feldspathiques et à des grès de plus en plus fins auxquels succèdent des argilites rouges et vertes qui alternent avec des bancs de grès d'épaisseur et de granulométrie très variables. On peut estimer l'épaisseur totale de la série permienne à une trentaine de mètres, mais les replis synclinaux qui l'affectent la font affleurer un peu plus largement. On est là en présence d'un lambeau d'un bassin plus vaste qui a été protégé de l'érosion par sa position tectonique, étant profondément pincé dans le socle.

Les argilites qui sont riches en quartz cryptocristallin décelé aux Rayons X, en minéraux phylliteux : muscovite et illite ainsi qu'en hématite, ont une radioactivité moyenne assez élevée : 350 c/h.

Les horizons gréseux sont, eux, formés presque uniquement de quartz et de quelques feldspaths. Ils sont teintés en rouge par les oxydes de fer et ont une radioactivité beaucoup plus faible, ce qui montre leur pauvreté en minéraux lourds.

Le type de sédimentation révélé par les assises étudiées semble correspondre à un milieu continental comme le montre la présence d'oxydes de fer rouges et surtout la nature de la phase argileuse, mais la finesse et la régularité des sédiments font penser à un bassin de sédimentation assez vaste ressemblant beaucoup au bassin houiller. On ne peut d'ailleurs pas parler ici de niveaux franchement désertiques en raison de la présence, dans la séquence, de niveaux d'argilites.

Aucune empreinte végétale n'a été fournie par ces sédiments qui, en accordance apparente avec le Houiller et le Trias, sont séparés du premier par la discordance montrée par la brèche de base et du second par une discordance non visible directement, mais qui fait reposer le Trias directement sur le Cristallin sur la rive sud du Ruisseau des Rioux. On ne peut donc fixer l'âge précis de la série permienne d'Entraigues mais la comparaison de ses assises à celles du gisement des Rouchoux et des autres gisements des Alpes françaises, nous permettra d'en fixer l'âge vraisemblable.

B - REGION DES ROUCHOUX (figure 85)

Au Sud du massif d'Entraigues, le Permien affleure au Sud de La Chapelle-en-Valjouffrey et à l'Est de La Salette, dans le synclinal des Rouchoux, à une altitude supérieure à 2 000 mètres. Il s'agit là du reste d'un vaste synclinal démantelé par les efforts tectoniques, puis l'érosion, qui a été étudié assez récemment par L. Moret, J. Debelmas et J. Vernet mais qui est plus vaste que celui d'Entraigues.

Le Permien repose en discordance sur les assises du Houiller comme on peut l'observer sur le chemin qui descend du col des Rouchoux vers Pré Clos.

La présence à la base de la série permienne d'un horizon bréchiq ue de 10 à 20 mètres d'épaisseur formé de morceaux ou de galets de micaschistes ou de gneiss enrobés dans un ciment gréseux et feldspathique clair confirme l'existence d'une discordance qui, liée à la présence de galets à facettes que l'on peut attribuer à une patine éolienne, montre l'existence d'une interruption importante de la sédimentation marécageuse du Houiller. La présence de galets de rhyolites dans la partie supérieure des niveaux bréchiq ues des Rouchoux montre par ailleurs l'existence d'apports relativement lointains.

Au-dessus des niveaux bréchiq ues, l'alternance des argilites et des grès d'un rouge plus ou moins vif se poursuit sur une cinquantaine de mètres.

Du point de vue de la sédimentation, on ne note guère de différence entre les assises des Rouchoux et celles d'Entraigues, si ce n'est que les argilites y sont beaucoup plus rares. On se trouve vraisemblablement ici plus près qu'à Entraigues d'un relief en bordure d'une lagune ou d'un chott.

Le Permien, ici comme à Entraigues; est surmonté par un Trias qui, s'il semble en accordance, repose souvent directement sur les schistes du Houiller de Pré Clos. Il y a donc discordance entre Permien et Trias, et le Permien qui n'a ici non plus jamais fourni de flore, se trouve en quelque sorte daté par deux discordances que l'étude des autres gisements permien s des Alpes va peut-être nous permettre d'identifier.

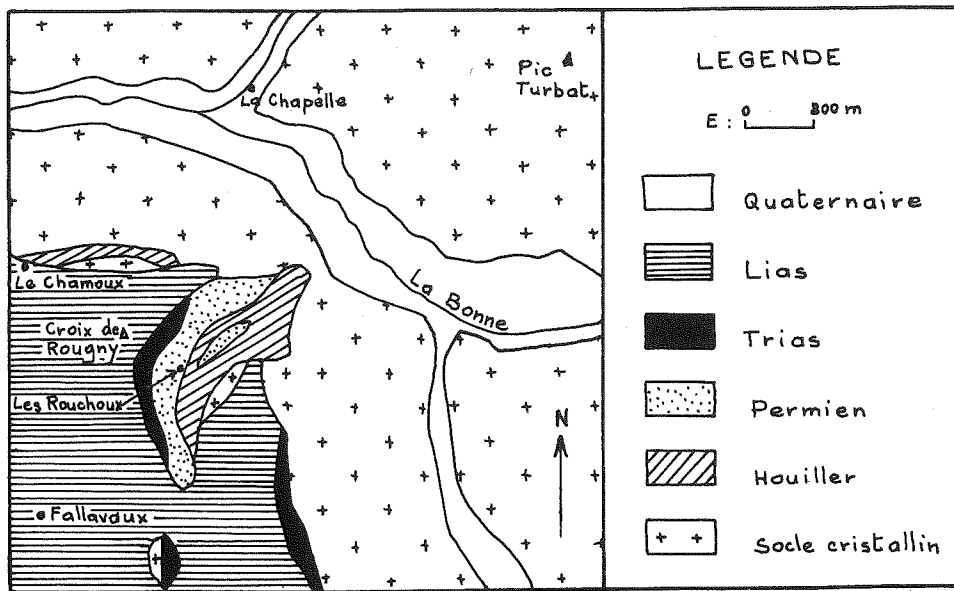


Figure 85 - Le Permien des Rouchoux.

C - COMPARAISON AVEC LES AUTRES GISEMENTS DES ALPES FRANCAISES

Pour permettre une comparaison entre les assises d'Entraigues et des Rouchoux et celles des autres régions des Alpes françaises, nous rappellerons tout d'abord la constitution du Permien dans les zones où il est connu.

Dans les zones internes des Alpes françaises et en particulier dans le Briançonnais, le Permien comporte essentiellement deux horizons : un Eopermien équivalent probable de l'Autunien, qui surmonte en continuité avec celle-ci l'assise de Courchevel et est composé de bancs de calcaires, de schistes ou de dolomies rouges et verts; un Néopermien, équivalent probable du Saxonien, montrant à sa base des pélites, arkoses et conglomérats désignés sous le nom de Verrucano et qui représente le plus souvent le conglomérat de base du Trias.

Le passage est donc continu entre le Stéphanien et le Permien inférieur tandis que le Permien supérieur est discordant tantôt sur le Permien inférieur, tantôt sur les assises du Carbonifère.

Plus à l'Ouest, dans la zone ultradauphinoise, les schistes de la Bagnaz représentent, d'après R. Barbier, un Permien inférieur en continuité avec le Houiller et recouvert en discordance par les grès de base du Trias.

Dans la zone des Massifs cristallins externes, on retrouve encore la distinction de deux ensembles permien.

Dans le Massif des Aiguilles Rouges, le synclinal des Posettes montre un Permien inférieur attribué à l'Autunien et qui passe en continuité aux assises du Carbonifère. Cet Autunien serait recouvert, selon M. Gignoux et L. Moret, dans la région du Prarion, par des niveaux conglomératiques rappelant nettement le Verrucano.

Dans le Massif de Belledonne, au Sud des formations attribuées par Ritter dans le Beaufortin au Permien inférieur, la très importante formation dite "des grès d'Alleverd" montre également une composition double.

Ces formations, reconnues depuis très longtemps, comportent en effet deux faciès assez différents qui ont été très souvent confondus.

On trouve d'une part des pélites et schistes rouges très fins liés au Houiller sur lequel ils sont concordants qui ont fourni à P. Gidon, ainsi qu'à A.C. Tobi et ses élèves, des empreintes

de *Calamites Cisti*, *Cordaites*, *Pseudovoltzia* et *Annularia stellata* qui datent, ces couches, du Permien inférieur. Il s'agit en effet ici d'une flore autunienne analogue à celle du Massif Central ou du Rotliegend inférieur d'Allemagne.

D'autre part, une série gréseuse se développe sur un ensemble conglomératique et repose tantôt sur la série des pélites rouges dont il est parfois difficile de les distinguer tantôt sur les assises du Houiller ou du socle cristallophyllien comme c'est le cas au Collet d'Alleverd ou au ravin de Pierre Herse.

Dans cet ensemble, les manifestations volcaniques acides sont assez importantes et A.C. Tobi attribue même l'origine d'une bonne part de la silice de nos pélites à cette activité éruptive.

A l'autre extrémité des Massifs cristallins externes, le Permien du Dôme de Barrot et des Alpes maritimes montre encore une composition binaire. Au sein de l'ensemble pélitique du Dôme de Barrot dont P. Bordet a souligné l'analogie de composition avec les pélites et les tufs du Massif de l'Estérel, apparaissent des lentilles ou même des bancs de conglomérats et de grès grossiers qui, s'ils peuvent représenter des dépôts torrentiels ou de chotts, sont beaucoup plus vraisemblablement le résultat de contrecoups de mouvements tectoniques ayant affecté la région.

Les galets de rhyolite sont assez abondants dans ces niveaux conglomératiques et ce caractère est important car la présence de galets de rhyolite est classique dans tout le Saxonien du Massif Central français (P. Pruvost, 1956).

On note d'ailleurs que les pélites rouges du Dôme de Barrot montrent, dans la région de Saint-Sauveur-de-Tinée, à leur base, des faciès conglomératiques discordants sur l'Autunien daté par P. Corsin et A. Arevian (1956), dans le vallon de Roya près de Saint-Etienne-de-Tinée, grâce à la découverte d'une flore à *Callipteris*.

Ainsi donc, dans toutes les régions des Alpes françaises, on note généralement la présence de deux ensembles permien assez différents et discordants l'un sur l'autre.

Il semble que dans notre région l'on n'ait que l'un de ces ensembles et que ce soit l'ensemble supérieur qui soit représenté. Le Permien du Sud de La Mure pourrait donc être parallélisé avec le Néopermien des zones internes, les assises supérieures des grès d'Alleverd et d'une manière générale avec le Saxonien des vieux Massifs cristallins français : Bretagne, Vosges, Massif Central.

Il ne semble pas que l'on puisse avoir affaire ici à un Autunien, vu la discordance sur les assises du Houiller et l'absence de flore qui est toujours assez abondante dans l'Autunien. La présence de galets de rhyolite dans la série et l'existence d'une discordance à sa base associée ou non aux faciès rouges permettent en effet de dater le Saxonien faute d'arguments paléontologiques.

Si, comme l'indique P. Pruvost, il est impossible de se baser uniquement sur la couleur rouge pour la détermination de cet étage, couleur qui se manifeste au Carbonifère et à l'Autunien dans les bassins de Saint-Etienne et de l'Aumance, il est indubitable que la discordance majeure se situe entre l'Autunien qui fait partie du Pennsylvanien, et le Néopermien.

On peut donc utiliser la présence de cette discordance comme un critère valable si l'on prend soin de s'assurer qu'il ne s'agit pas simplement de la transgression continue du Pennsylvanien sur le socle.

Le Permien d'Entraigues et des Rouchoux correspondrait donc à un Saxonien peu étendu à l'heure actuelle mais qui avait peut-être, avant les diverses orogénèses et érosions, une importance plus grande.

L'âge vraisemblable de nos sédiments nous permet de paralléliser la discordance infra-saxonienne que nous venons de décrire avec la phase saalienne de Stille dont P. Pruvost a montré la généralité en France et en particulier dans les Alpes. Il s'agit là de la phase allobrogiennne de Lugeon.

La sédimentation saxonnienne elle-même se termine à la suite d'une nouvelle phase tectonique responsable de la discordance du Trias sur la couverture paléozoïque que l'on peut paralléliser avec la phase palatine de Stille, comme nous le montrera l'étude de la couverture mésozoïque.

D - CONCLUSION

L'étude du Permien du Sud du Dôme de La Mure nous a permis, grâce à l'existence de séries de type subcontinental, de mettre en évidence l'existence de deux nouvelles phases tectoniques saalienne et palatine qui, si elles ne sont pas nécessairement orogéniques, sont au moins épirogéniques et permettent de mieux comprendre ainsi la structure de cette région où, comme nous l'avons

montré antérieurement, on assiste à un rejeu constant de zones fracturées. La mise en place du Granite d'Entraigues que nous avons vu métamorphiser les assises de base du Stéphalien est d'ailleurs vraisemblablement en liaison avec l'orogénèse saaliennne dont l'importance dans l'histoire de la région se révèle très grande.

III - CONCLUSIONS SUR LA COUVERTURE PALÉOZOÏQUE DU DÔME DE LA MURE

L'étude de la couverture paléozoïque du Dôme de La Mure, dont les termes constitutifs ont une importance très différente, permet de mettre en évidence un mouvement de bascule du socle entre les zones externes et internes des Alpes que l'on peut comparer à une sorte de plateforme continentale.

Alors que les assises inférieures du Westphalien sont bien représentées dans les zones du Briançonnais, le Westphalien n'apparaît que tardivement dans les Massifs cristallins externes, mais à la suite des mouvements asturiens, la zone de subsidence se trouve déplacée du Briançonnais dans la zone de bordure des Massifs cristallins externes où le Stéphanien se trouve plus épais et plus riche.

Les mouvements saaliens marquent le rétablissement d'un certain équilibre entre les deux zones où le Permien se trouve représenté de manière sensiblement équivalente, mais avec les mouvements palatins cet équilibre se trouvera détruit et commencera alors après le cycle uniquement continental et limnique du Paléozoïque le régime lagunaire, puis marin, du cycle mésozoïque.

Pour résumer l'histoire de notre région au Paléozoïque nous avons établi le tableau ci-dessous qui peut correspondre à la sédimentation, à la tectonique et à la mise en place des roches éruptives.

	Phase palatine	
Dépôt du Saxonien		Volcanisme acide
	Phase saalienne	Granite d'Entraigues
Dépôt du Stéphanien		
	Phase asturienne	Mise en place des minettes
Dépôt du Westphalien D		
	Phase sudète	1er métamorphisme
Dépôt de la série satinée		Filons de diorite
	Phase bretonne	Mise en place des gabbros
Dépôt de la série verte		Volcanisme, coulées et projections
	Phase calédonienne	

On peut ainsi constater la liaison entre les phénomènes magmatiques et les phases tectoniques, mais on ne doit pas oublier que ce sont toujours les mêmes zones tectoniques délimitées en horst et graben qui déterminent par leurs réactions très diverses, le type même de la sédimentation.

L'étude de la couverture mésozoïque du Dôme de La Mure qui fait l'objet d'un deuxième volume nous permettra ultérieurement de constater la permanence de ces faits.

IMP LOUIS-JEAN - GAP

Dépôt légal n° 121 - 1961

