Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de l'Arc- Région de Bonneval - Savoie -

Daniel Robert

▶ **To cite this version:**

Daniel Robert. Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de l'Arc- Région de Bonneval - Savoie -. Minéralogie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1979. Français. NNT : . tel-00636665v2

HAL Id: tel-00636665

https://theses.hal.science/tel-00636665v2

Submitted on 21 Aug 2013

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

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

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

JM Bertrand
Intr Excel

TRAVAUX

du
Département de Géotectonique
de
l'Université Pierre et Marie Curie
à Paris

et

du
Département des Sciences de la Terre
de
l'Université de Savoie
à Chambéry

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE DE LA HAUTE VALLEE DE L'ARC REGION DE BONNEVAL . SAVOIE .

par
Daniel ROBERT

Mémoire de Thèse de Docteur de 3eme cycle soutenue le 20 décembre 1979
à l´ Université Pierre et Marie Curie de Paris

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

TRAVAUX

du
Département de Géotectonique
de
l'Université Pierre et Marie Curie
à Paris

et

du
Département des Sciences de la Terre
de
l'Université de Savoie
à Chambéry

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE DE LA HAUTE VALLEE DE L'ARC REGION DE BONNEVAL . SAVOIE .

par

Daniel ROBERT

Mémoire de Thèse de Docteur de 3ème cycle soutenue le 20 décembre 1979
à l'Université Pierre et Marie Curie de Paris

devant la Commission d'examen composée de Messieurs :

J. AUBOUIN	Professeur à l'Université Paris VI	Président
J. DERCOURT	Professeur à l'Université Paris VI	Examinateur
A. NICOLAS	Professeur à l'Université de Nantes	Examinateur
J.P. RAMPNOUX	Professeur à l'Université de Savoie	Examinateur

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Je dédie cette thèse
à mes parents.

Daniel

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

REMERCIEMENTS

Au terme de cette étude, qu'il me soit permis d'exprimer mes sincères remerciements aux membres du jury qui ont accepté de siéger à cette soutenance. Je remercie en particulier :

- Monsieur le Professeur J. AUBOUIN qui m'a acueilli dans son laboratoire de Géologie Structurale de Paris VI pendant cinq années. A la fin de mon D.E.A., il m'a proposé un sujet de thèse dans les Alpes franco-italiennes, et, afin que je puisse surmonter les problèmes matériels qui se présenteraient au cours de cette étude, il m'a fait bénéficier d'une bourse D.G.R.S.T.

- Monsieur le Professeur J.P. RAMPNOUX qui m'a reçu dans son laboratoire de Géologie à Chambéry. Il a suivi régulièrement mon travail aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire et il a eu la tâche ingrate de lire et corriger cette thèse qui lui doit beaucoup.

- Monsieur le Professeur J. DERCOURT d'avoir bien voulu examiner ce manuscrit.

- Monsieur le Professeur A. Nicolas, d'avoir bien voulu examiner ce manuscrit.

Je tiens à remercier aussi :

- Madame J. DESMOND et Monsieur J.R. KIENAST qui m'ont aidé à déterminer certains minéraux de mes lames minces.

- Monsieur G. ELTER qui m'a apporté une grande aide par sa connaissance de la géologie des Alpes Cottiennes.

- Monsieur S. FUDRAL qui, tout au long de cette thèse, m'a apporté une aide aussi bien scientifique que matérielle. Les longues discussions que j'ai eu avec lui sur le terrain et au laboratoire m'ont permis de mieux comprendre la géologie de ce secteur.

- Madame S. GINET qui s'est occupée de la frappe de cette thèse sans jamais se départir de son sourire.

- Monsieur A. PAILLET qui a su m'aider en toutes circonstances : il a confectionné toutes mes lames minces, il a participé à la finition de nombreux dessins. De plus, à mon retour de la Réunion, il m'a hébergé chez lui pendant plusieurs semaines. Je lui adresse ici ma sincère amitié.

- Toutes les personnes travaillant au laboratoire de Chambéry et, en particulier, B. DOUDOUX, F. MOUGIN, G. NICOUD et M. TARDY.

- Mes camarades de Paris VI et de Chambéry avec qui j'ai eu de longues discussions : M. DA COSTA CAMPOS NETO, B. COLLETTA, C. ELTCHANINOFF, C. LAMIRAUX, P. MARNELIS , B. MERCIER DE LEPINAY, L.M. MITRE, H. NIEMEYER, S. RIVANO, N. ROUSSOS, R. RUIZ, M. SANTOS, S. TRIBOULET, J. MARTINEZ et MUJITO.

- Le B.R.G.M. et, en particulier, le département du Géothermie qui m'a laissé une grande liberté dans mon travail afin que je puisse mettre le point final à cette thèse.

- Les habitants de Bonneval sur Arc et, en particulier, son Maire qui m'a offert son hospitalité dans les chalets communaux.

- Le Parc National de la Vanoise et plus particulièrement les gardes de Bonneval qui m'ont hébergé durant toute une campagne de terrain.

Pour terminer je tiens à remercier ceux qui me sont les plus chers :

- ma femme, qui m'a, par son soutien, sa patience, et son aide, facilité la réalisation de ce travail ;

- ma soeur Françoise et son mari Bernard sur qui je pourrai toujours compter.

Enfin, je ne saurais oublier mes parents sans qui je n'aurais jamais pu faire cette thèse que je leur dédie.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

RESUME

Il est question de l'étude stratigraphique, métamorphique et tectonique d'une partie de la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes, située dans la haute vallée de l'Arc, entre Bessans et la frontière franco-italienne.

Deux grands ensembles structuraux ont été distingués :

- un autochtone relatif, le massif du Grand Paradis qui comprend :
  - . un socle ante-viséen constitué par des orthogneiss dans lesquels sont enchassés des niveaux prasinitiques (Série du Carro) et des niveaux de gneiss fins (Série des Evettes). Cet ensemble cristallin dérive d'un complexe volcano-sédimentaire qui fut en partie granitisé lors du cycle hercynien ;
  - . une couverture stéphano-permienne représentée par les gneiss de Bonneval. Ces derniers, totalement désolidarisés du socle, correspondent à une série détritique ou volcano-détritique ;
  - . une couverture triasique, adhérente ou décollée de son substratum, constituée par une vingtaine de mètres au maximum de dépôts carbonatés à cachet Briançonnais.
- un ensemble allochtone, la nappe des "Schistes Lustrés" qui repose tectoniquement sur l'ensemble précédent par l'intermédiaire d'un coussin cargneulique. Nous y avons distingué deux unités tectoniques principales (unités inférieure et supérieure) qui montrent en réalité des successions stratigraphiques semblables, assez minces, probablement de milieu océanique et, dans lesquelles on a reconnu :
  - . des serpentinites et un complexe à blocs (200 mètres) que nous interprétons comme une formation tectono-sédimentaire, d'âge probable Jurassique supérieur - Crétacé inférieur, résultant du démantellement d'une croûte océanique ;
  - . des prasinites et des micaschistes albitiques (50 à 100 mètres) respectivement les équivalents métamorphiques de coulées volcaniques (basalte calco-alcalin ?) et de dépôts détritiques (avec des radiolarites ?). Ces deux termes sont étroitement associés et caractérisent une formation volcano-sédimentaire ;
  - . des calcschistes (300 mètres) qui dérivent de sédiments calcaires, gréso-calcaires, marneux et argileux.

Du point de vue du métamorphisme, nous avons reconnu trois épisodes successifs dans le métamorphisme alpin :

- une phase éclogitique ;
- une phase faciès Schistes bleus ;
- une phase faciès Schistes verts.

Ce métamorphisme triphasé affecte nos deux grands ensembles structuraux.

Quant à l'étude des différents événements tectoniques, nous avons reconstitué l'histoire suivante :

- Une phase paléo-tectonique comprise entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur : matérialisée par le complexe tectono-sédimentaire, elle correspond à l'écaillage puis à l'obduction vers l'Ouest de la croûte océanique mésogéenne lors d'un phénomène de serrage dû au rapprochement des cratons africain et européen. Ces lambeaux de croûte océanique sont dilacérés à leur front et donnent naissance au complexe tectono-sédimentaire.

- Le chevauchement vers l'Ouest ou le Nord-Ouest de la nappe des "Schistes Lustrés" sur le massif du Grand Paradis (Priabonien).

- Une première phase de déformation donnant des plis à style isoclinal, d'axe est-ouest, déversés vers le Nord et accompagnés par de grands accidents tangentiels.

- Une deuxième phase de déformation caractérisée par des plis ouverts d'axe NE-SW, à déversement vers le SE ; dans la partie septentrionale, ces plis sont accompagnés par des accidents tangentiels importants.

TABLE DES MATIERES

Généralités 1

I. CADRE GEOGRAPHIQUE 3

1. Localisation 3
2. Orographie et Hydrographie 3
3. Climat et Végétation 3
4. Economie 5

II. CADRE GEOLOGIQUE 5

III. HISTORIQUE 8

1. Les premières recherches 8
2. Les recherches récentes 9

CHAPITRE PREMIER : LES DONNEES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET PETROGRAPHIQUES 13
PREMIERE PARTIE : LE MASSIF DU GRAND PARADIS 14
A. LE SOCLE HERCYNIEN 15

I. GENERALITES 15

II. ETUDES PETROGRAPHIQUES ET LITHOSTRATIGRAPHIQUES 15

1. Les septa non granitisés 17

a. La série du Carro 17
b. La série des Evettes 18

2. Les septa granitisés 19

a. Les gneiss oeillés 19
b. Les granites porphyroïdes 23

III. CONCLUSION 23

B. LA COUVERTURE ANTE-MESOZOIQUE (STEPHANO-PERMIENNE ?) 27

I. GENERALITES 27

II. ETUDES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET PETROGRAPHIQUES 28

1. Les gneiss du Pont de la Lame 28
2. Les gneiss de Bonneval 29
3. Les quartzites albitiques 29

III. RAPPORTS AVEC LE SOCLE 30

IV. CONCLUSION 30

C. LE PROBLEME DE LA SERIE DU MOUTET 32

I. LOCALISATION 32

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

II. FACIES PETROGRAPHIQUES 32

III. RELATIONS ENTRE LA SERIE DU MONTET ET LES FORMATIONS SOUS-JACENTES 33

IV. CONCLUSION 33

D. LA COUVERTURE MESOZOIQUE 36

I. GENERALITES 36

II. DESCRIPTIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES 36

1. Coupe du Plateau des Loses 36
2. Coupe de la Grande Feiche 37
3. Coupe du Plan Sec 40
4. Coupe du Col d'Agnel 43

III. CONCLUSION 44

DEUXIEME PARTIE : LA NAPPE DES SCHISTES LUSTRES 47

A. GENERALITES 49

I. HISTORIQUE 49

II. LES UNITES PRINCIPALES 52

1. L'unité inférieure 52
2. L'unité supérieure 52

III. LES DIFFICULTES POSEES PAR L'ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE 53

B. L'UNITE INFERIEURE 54

I. COUPE DU COULOIR DU CLAPERA 54

II. ETUDES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET PETROGRAPHIQUES DES DIFFERENTS ENSEMBLES 56

1. L'ensemble comprenant des serpentinites associées à un complexe carbonaté à blocs 56

a. Les serpentinites 56
b. Le complexe carbonaté à blocs 61
c. Signification du complexe à blocs 72

2. Les métabasites (prasinites s.l.) 73

a. Etude lithostratigraphique 73
b. Etude pétrographique 74
c. Interprétation de ces métabasites 75

3. Les micaschistes albitiques 76

a. Etude lithostratigraphique 76
b. Etude pétrographique 76
c. Signification des micaschistes albitiques s.l. 79

4. Les calcschistes 80

a. Etude lithologique 80
b. Etude pétrographique 81
c. Signification des calcschistes 82

5. Le problème des variations latérales 82

III. CONCLUSION SUR L'UNITE INFERIEURE 84

C. L'UNITE SUPERIEURE 86

I. COUPE DE LA POINTE D'ANDAGNE 86

II. ETUDES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET PETROGRAPHIQUES DES DIFFERENTS ENSEMBLES 87

1. Les métabasites 87

a. Etude lithostratigraphique 87
b. Etude pétrographique 88
c. Signification des métabasites 93

2. Les micaschistes albitiques 93

a. Etude lithologique 93
b. Etude pétrographique 93

3. Les calcschistes 93

III. CONCLUSION 94

D. CONCLUSIONS GENERALES 95

CHAPITRE DEUXIEME : LE METAMORPHISME. 99

I. GENERALITES 101

II. FACIES METAMORPHIQUES 102

1. Les paragenèses éclogitiques 102

a. Situation 102
b. Description 103

2. Les paragenèses schistes bleus 106

a. Situation 106
b. Description 107

3. Les paragenèses schistes verts 108

a. Situation 108
b. Description 109

III. TENTATIVE DE CHRONOLOGIE 109

IV. CONCLUSION 110

CHAPITRE TROISIEME : PLAN TECTONIQUE .....

A. LES GRANDS ENSEMBLES STRUCTURAUX 115

I. LE MASSIF DU GRAND PARADIS 115

II. LA NAPPE DES SCHISTES LUSTRES 115

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

III. LES RAPPORTS ENTRE LES DIFFERENTS ENSEMBLES 116

1. Rapports entre le massif du Grand Paradis et la Nappe des Schistes Lustrés 116
2. Rapports entre les unités inférieure et supérieure de la nappe des Schistes Lustrés 118

B. ANALYSE STRUCTURALE 120

I. INTRODUCTION 120

II. ANALYSE DES DIFFERENTES PHASES TECTONIQUES 122

1. Phase paléo-tectonique 122
2. Phase de plis Est-Ouest 122

a. Les mégastructures 122
b. Les microstructures 127

3. Phase de plis N-NE - S-SW 129

a. Les mégastructures 129

4. Bombement tardif 142
5. Les failles 142

Conclusion 145

ANNEXE GEOCHIMIE

I. LOCALISATION ET DESCRIPTION DES ECHANTILLONS ANALYSES 161

1. Prasinites récoltées dans les niveaux continus 161
2. Prasinites emballées dans le complexe à blocs 163
3. Gneiss prasinitiques 163

II. ETUDE GEOCHIMIQUE 164

1. Diagramme de B. Moine et H. de La Roche 164

a. Diagramme $\frac{Al + Fe + Ti}{3} - K$ / $\frac{Al + Fe + Ti}{3} - Na$ 164

b. Diagramme Al + Fe + Ti / Ca + Mg 165

2. Diagrammes $Na_2O + K_2O/SiO_2$ 165
3. Diagrammes $\frac{Al}{3} - K$ / $\frac{Al}{3} - Na$ et $Fe + Ti/\frac{Si}{4} - (K+Na+Ca)$ .. 167

4. Triangle AFM 168

III. CONCLUSION 170

BIBLIOGRAPHIE

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 : Cadre géographique 2

Fig. 2 : Schéma orohydrographique de la région étudiée 4

Fig. 3 : Schéma structural simplifié des Alpes franco-italiennes .. 6

Fig. 4 : Carte structurale des zones alpines internes entre Mont Blanc et Pelvoux 7

Fig. 5 : Coupe géologique schématique à travers la Maurienne et le Piemont inspirée de R. Argand et P. Termier 8

Fig. 6 : Coupes schématiques au 200.000 de Val d'Isère à Bonneval . 9

Fig. 7 : La subduction néocrétacée dans le secteur Valdotain 11

Fig. 8 : Carte schématique du massif du Grand Paradis dans notre secteur 16

Fig. 9 : Orthogneiss du massif du Grand Paradis avec des porphyroblastes de microcline globuleux déformés 21

Fig. 10 : Orthogneiss du massif du Grand Paradis avec des porphyroblastes de microcline sub-restangulaires 21

Fig. 11 : Enclaves de composition basique dans les orthogneiss du Grand Paradis 21

Fig. 12 : Niveau prasinitique boudiné dans un fond rubanné de gneiss albitiques fins et de gneiss prasinitiques 32

Fig. 13 : Relations possibles entre la série du Montet et celle du Carro 34

Fig. 14 : Couverture mésozoïque du Plateau des Loses 37

Fig. 15 : Couverture mésozoïque de la Grande Feiche 39

Fig. 16 : Couverture mésozoïque du Plan Sec 41

Fig. 17 : Couverture mésozoïque du Col Agnel 43

Fig. 18 : Diagramme schématique montrant la disposition primitive probable de la série sédimentaire mésozoïque génératrice de la série cristallophylienne des schistes lustrés aux abords du massif du Grand Paradis 49

Fig. 19 : Levé détaillé dans la série des Schistes Lustrés au-dessus d'Usseglio 50

Fig. 20 : Schéma très approximatif des rapports entre les différents constituants de la zone piémontaise 51

Fig. 21 : Coupe schématique à travers l'unité inférieure (couloir du Clapéra) 54

Fig. 22 : Aspect des "serpentinites chaotiques" (Château des Roches) 59

Fig. 23 : Aspect des serpentinites à filonnets de calcite (Fontaine Froide) 59

Fig. 24 : Coupe schématique à travers le complexe à blocs (Ruisseau d'Andagne) 61

Fig. 25 : Aspect du complexe à blocs (Les Arpettes) 65

Fig. 26 : Le complexe à blocs : détail d'un bloc serpentineux (Ruisseau d'Andagne) 65

Fig. 27 : Le complexe à blocs : blocs décimétriques de roches mafitiques et de petits "fragments" verdâtres emballés dans une matrice carbonatée (Plateau d'Andagne) 68

Fig. 28 : Le complexe à blocs : détail d'un bloc amphibolitique emballé dans une matrice carbonatée (Ouille Mouta) 68

Fig. 29 : Coupe schématique à travers les micaschistes albitiques. Région du Molard 77

Fig. 30 : Levé lithostratigraphique à travers les calcschistes entre la Cristallière et la Pointe des Arses 83

Fig. 31 : Colonne stratigraphique de l'unité inférieure 85

Fig. 32 : Coupe schématique à travers l'unité supérieure (Pointe d'Andagne) 86

Fig. 33 : Alternance millimétrique à décimétrique de calcschistes de micaschistes albitiques et de métabasites. L'ensemble a été déformé par des plis en rétrocharriage (Pays Desert) . 88

Fig. 34 : Schéma montrant les relations qui existent entre métabasites et micaschistes albitiques (Clapier Vert) 88

Fig. 35 : Aspect microscopique d'une ovardite 91

Fig. 36 : Aspect microscopique d'une prasinite 91

Fig. 37 : Colonne lithostratigraphique de l'unité supérieure 94

Fig. 38 : Schéma paléogéographique très simplifié montrant la mise en place de la série tectono-sédimentaire 97

Fig. 39 : Carte métamorphique des Alpes Cottiennes et des Alpes Graies (d'après R. Caby et al., 1979) 100

Fig. 40 : Coupe schématique montrant la répartition des faciès métamorphique à travers les différents ensembles structuraux, en rive gauche de l'Arc 104

Fig. 41 : Distribution de certains minéraux métamorphiques caractéristiques en Haute Maurienne 105

Fig. 42 : Schéma structural 114

Fig. 43 : La base de la Nappe des "Schistes Lustrés" : les cargneules bréchiques 117

Fig. 44 : Stéréogramme de densité des pôles de plans So d'un pli d'axe E-W 125

Fig. 45 : Analyse statistique de la direction des axes de plis E-W . 128

Fig. 46 : Aspect d'un micropli d'axe E-W dans les calcschistes 128

Fig. 47 : Stéréogramme de densité de pôles de plans So d'un pli NE-SW en rétrocharriage 131

Fig. 48 : Coupe schématique à travers la falaise du Vallonnet 135

Fig. 49 : Analyse statistique de la direction des axes de plis NE-SW 141

Fig. 50 : Aspect d'un micropli en rétrocharriage dans les serpentinites 139

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Fig. 51 : Aspect d'un micropli en rétrocharriage dans les micaschistes albitiques 139

Fig. 52 : Schéma tectonique 146

Panorama I : Le massif de l'Ouille du Midi vu du Plateau des Loses.

Panorama II : Les massifs de l'Ouille du Midi et de la Pointe Regaud vus du Plan d'Andagne.

Panorama III : Le massif d'Andagne vu de La Lenta.

Panorama IV : Le massif d'Andagne vu du refuge du Molard.

Panorama V : Le Plateau des Loses vu du Plan d'Andagne.

Panorama VI : La vallée de La Lenta vue depuis le massif d'Andagne.

Coupes 1, 2, 3, 4, 5 et 6.

Carte géologique.

ANNEXE GEOCHIMIE

Fig. 1' : Diagramme $\frac{Al + Fe + Ti}{3} - K$ / $\frac{Al + Fe + Ti}{3} - Na$ 164

Fig. 2' : Diagramme Al + Fe + Ti / Ca + Mg 165

Fig. 3' : Diagramme $Na_2O + K_2O/SiO_2$ 166

Fig. 4' : Diagramme $\frac{Al}{3} - K$ / $\frac{Al}{3} - Na$ 167

Fig. 5' : Fe + Ti / $\frac{Si}{4} - (K + Na + Ca)$ 169

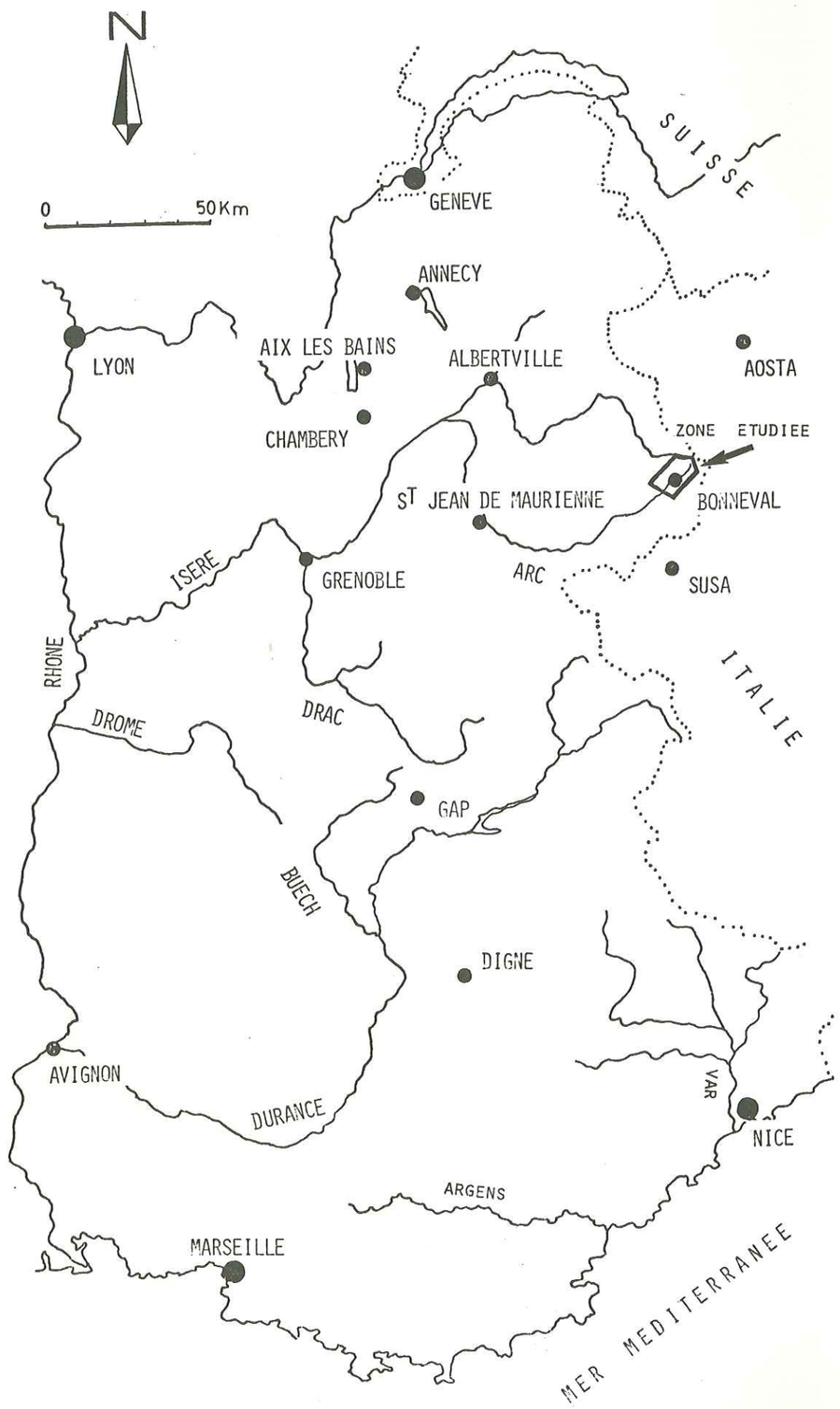
Fig. 6' : Triangle AFM 169

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

GENERALITES

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Fig. 1 : CADRE GEOGRAPHIQUE



I. CADRE GEOGRAPHIQUE.

La région étudiée se situe dans la partie septentrionale des Alpes occidentales franco-italiennes ; elle appartient aux Alpes Graies qui constituent la barrière montagneuse entre la France et l'Italie depuis le Mont Blanc, au Nord, jusqu'aux Alpes Cottiennes, au Sud (fig. 1).

1°/- Localisation :

Les recherches effectuées ont été entreprises en Haute Maurienne sur un terrain limité, au Sud, par la vallée d'Avérole ; à l'Est, par la frontière franco-italienne ; au Nord, par l'Isère ; enfin, à l'Ouest, par les crêtes qui séparent les vallées de l'Arc et de l'Isère. Il forme schématiquement une bande, orientée Nord-Est Sud-Ouest, d'environ 15 à 17 kilomètres de long sur 5 ou 8 kilomètres de large.

2°/- Orographie et Hydrographie (fig. 2) :

Il s'agit d'un pays de haute montagne : les lignes de crêtes culminent à des altitudes comprises entre 3000 et 3500 mètres. Entre ces sommets et le fond des vallées, les dénivellations peuvent atteindre 1500 mètres. Cette topographie accidentée est principalement dûe à l'action érosive des glaciers quaternaires dont il ne reste plus aujourd'hui que quelques témoins comme les glaciers des Evettes ou du Vallonnet.

La profonde vallée de l'Arc qui est l'axe de drainage principal, orienté Est-Ouest, découpe notre secteur en deux ensembles : l'un septentrional (Plateau des Loses, Vallon de la Lenta), l'autre méridional (Massif d'Andagne et Massif de l'Ouille du Midi). Ces deux ensembles sont eux-mêmes profondément entaillés par des vallées secondaires comme celles du Torrent d'Avérole, du Ruisseau du Vallonnet et de la Reculaz, au Sud et celles du Ruisseau du Vallon, de la Lenta et du Plan Sec, au Nord, découpant ainsi la région en un certain nombre de massifs comme les massifs d'Andagne, de l'Ouille du Midi, etc... .

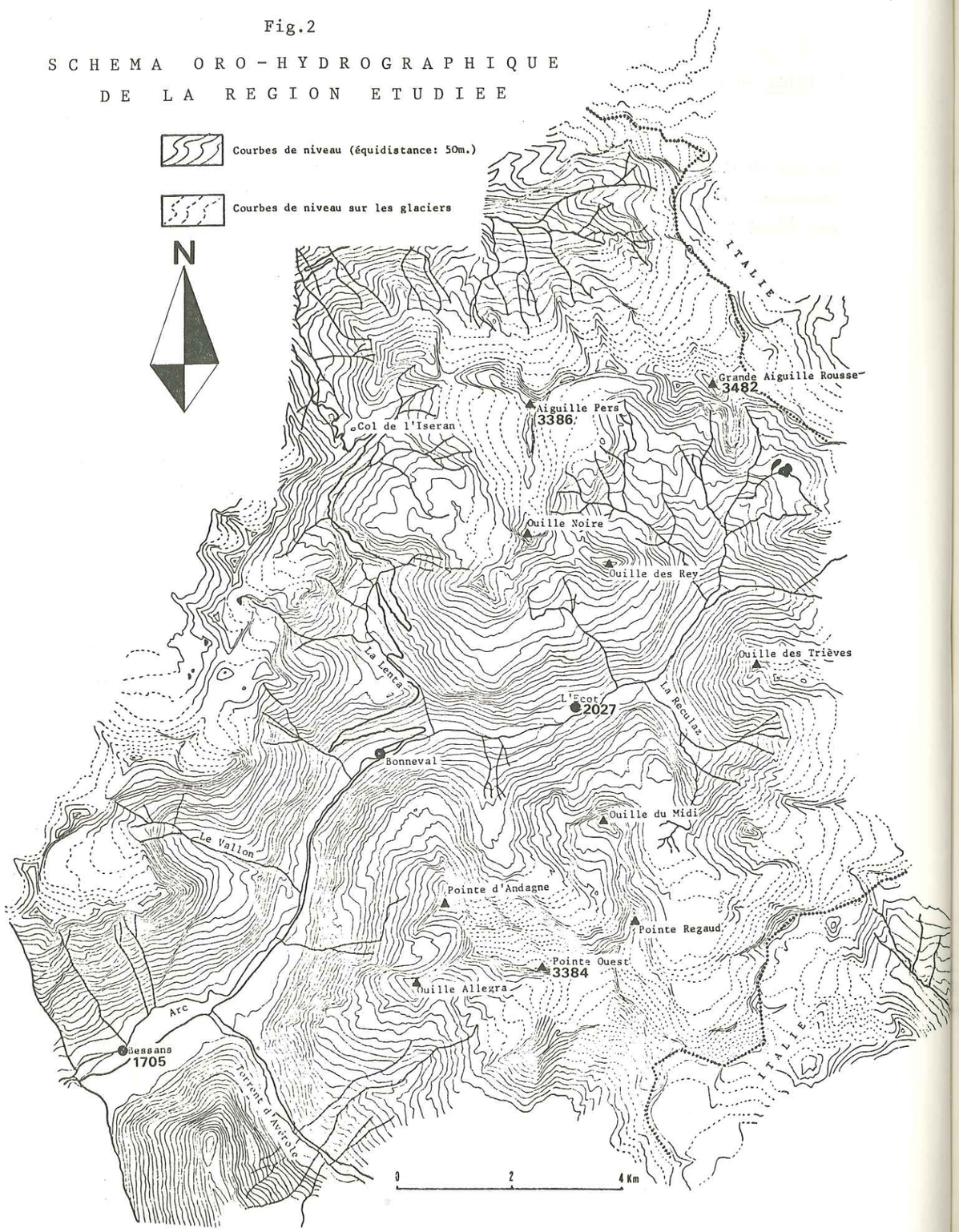
3°/- Climat et Végétation :

L'altitude, comprise entre 1800 et 3500 mètres, joue un rôle pri-

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Fig.2

SCHEMA ORO-HYDROGRAPHIQUE
DE LA REGION ETUDIEE



mordial et confère à l'ensemble un climat de type montagnard ; ce dernier, malgré tout, est nuancé par les variations de la topographie qui peuvent créer une multitude de micro-climats d'une part, ou bien par les vents qui tempèrent ou au contraire accentuent la rudesse des conditions ambiantes.

Dans un tel contexte, la végétation se limite essentiellement aux pelouses alpines.

4°/- Economie :

Durant l'hiver, Bessans et Bonneval sur Arc sont parfois coupés du reste du monde par les avalanches. Les ressources agricoles acquises l'été servent principalement aux besoins locaux. Seuls l'artisanat et le tourisme qui se développent depuis la création du Parc National de la Vanoise permettent à cette contrée de vivre.

II. CADRE GEOLOGIQUE.

Le secteur étudié appartient aux zones internes des Alpes occidentales franco-italiennes et plus précisément à la zone Piémontaise s.l. (fig. 3). Cette dernière qui est encadrée par la zone Briançonnaise, à l'Ouest, et, par les zones de Sesia et de Lanzo, à l'Est, englobe classiquement deux grands ensembles structuraux (fig. 4) :

- Le Massif du Grand Paradis : Ce dernier se décompose schématiquement en :
  - . Un socle Hercynien (R. Michel, 1953 ; J.M.L. Bertrand, 1968).
  - . Une couverture stéphano-permienne : la série de Bonneval (J. M.L. Bertrand, 1968).
  - . Une couverture Mésozoïque probablement triasique (E. Raguin, 1930 ; R. Michel, 1953 ; J. Goguel, 1955).

- La Nappe dite des "Schistes Lustrés" qui est constituée pour l'essentiel par une puissante série de calcschistes s.l. (E. Raguin, 1930 ; A. Nicolas, 1966 ; J. Bocquet, 1974) associée à un ensemble dit ophiolitique qui se situe vers la base de la nappe (E. Raguin, 1930 ; S. Fudral et al., 1978).

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

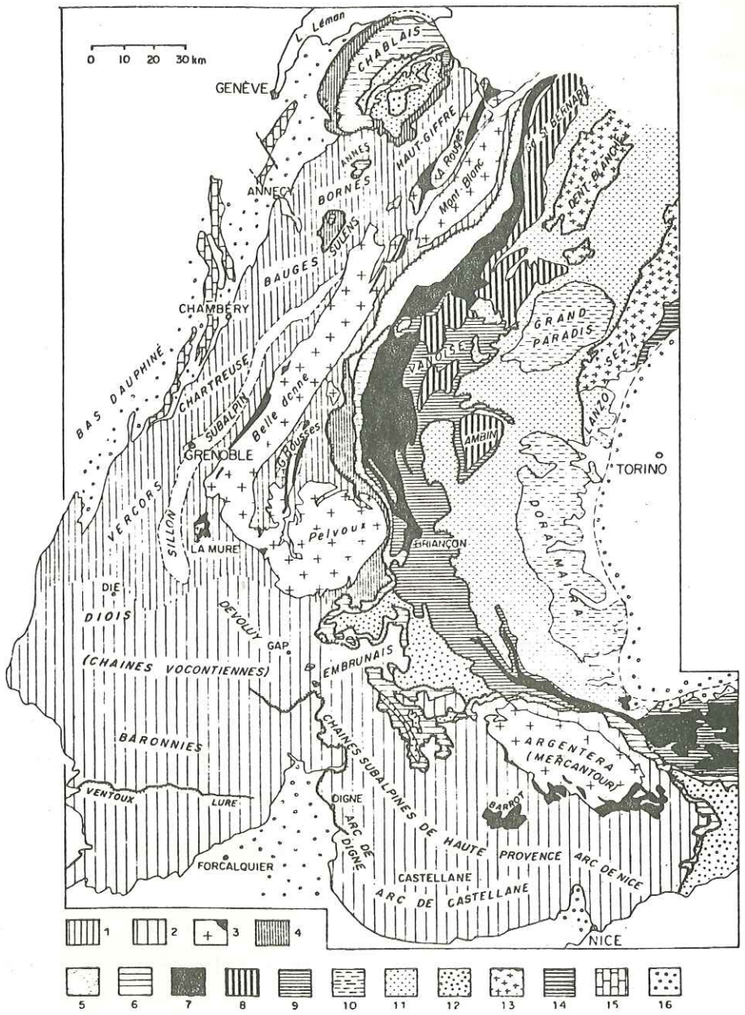
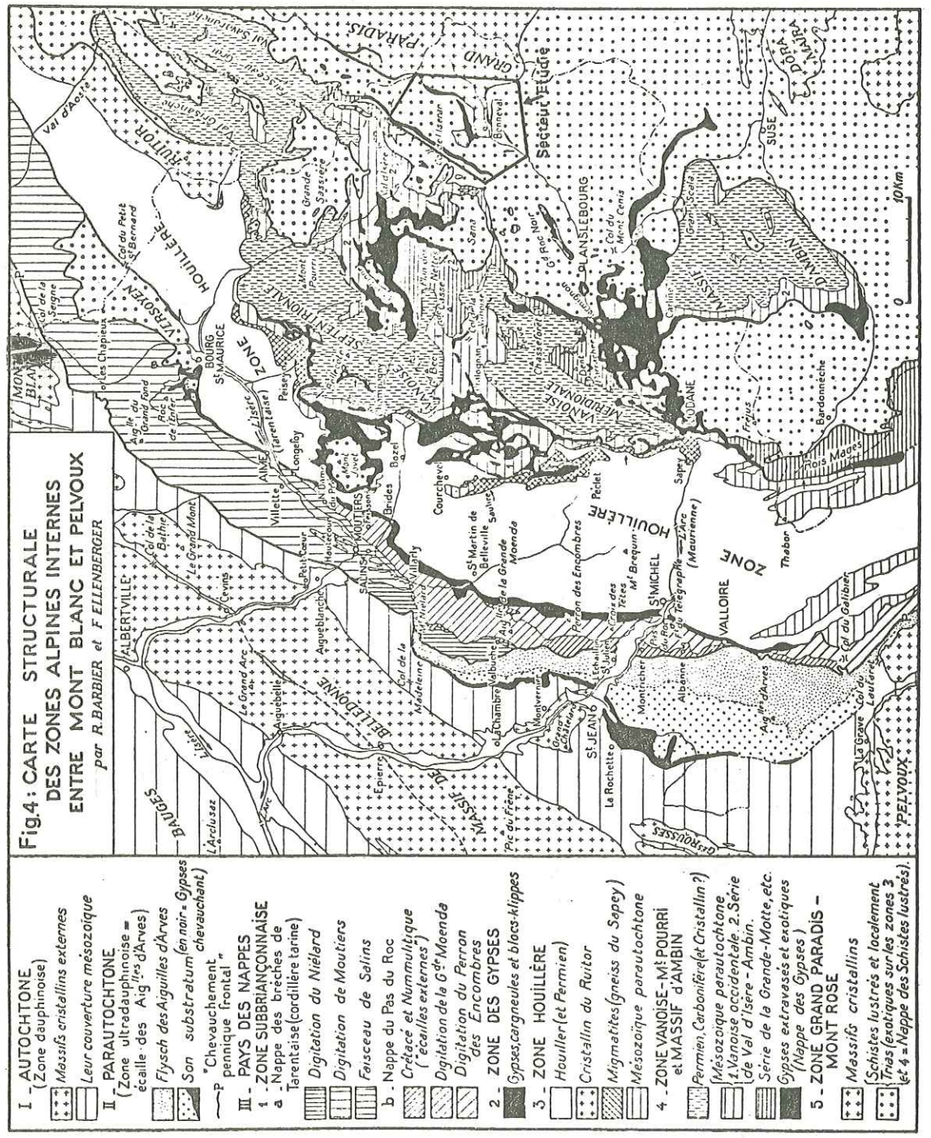


Fig. 3 Schéma structural simplifié des Alpes franco-italiennes.(J Debelmas 1974)

1. Chaînes subalpines septentrionales. - 2. Chaînes subalpines méridionales. - 3. Massifs cristallins externes et bassins permo-houillers. - 4. Zone ultradauphinoise. - 5. Zone valaisane. - 6. Zone subbriançonnaise. - 7. Zone houillère briançonnaise. - 8. Zone Vanoise-Mt Pourri (Permo-Houiller briançonnais métamorphique). - 9. Mésozoïque briançonnais. - 10. Massifs cristallins internes piémontais. - 11. Zone des schistes lustrés piémontais. - 12. Nappes de Flyschs néocrétacés (Flysch à Helminthoïdes, Flysch de la Simme s.l.). - 13. Zone Sesia-Dent Blanche. - 14. Zones du Canavèse et d'Ivrée. - 15. Jura. - 16. Bassins molassiques péri-alpins.



tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Ces deux ensembles, affectés par plusieurs phases plicatives, sont séparés par un contact tangentiel majeur souligné la plupart du temps par des cargneules bréchiques.

III. HISTORIQUE.

1°/- Les premières recherches :

La zone des Schistes Lustrés est reconnue par Ch. Lory dès 1860.

M. Bertrand et P. Termier (1894) considèrent ces Schistes Lustrés comme la couverture normale des massifs cristallins internes.

Ce n'est qu'au début du siècle que M. Lugeon et E. Argand (1902, 1904, 1905) puis plus tard E. Argand (1911) montrent que la zone pennique est constituée par quatre nappes superposées qui vont chevaucher vers le Nord-Ouest les nappes simploniques. Ces auteurs définissent ainsi la Zone Piémontaise comme unité tectonique (nappe V ou nappe du Mont Rose). Dans ce schéma, les Schistes Lustrés représentaient également la couverture légèrement décollée des massifs cristallins internes (fig. 5).

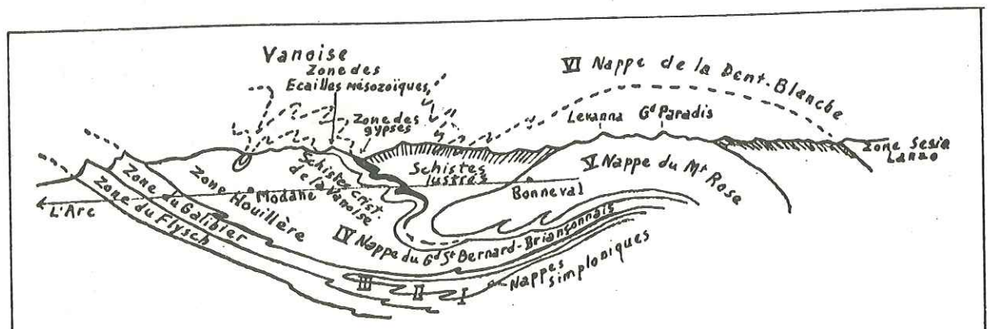


Fig.5 — Coupe géologique schématique a travers la Maurienne et le Piémont. inspirée de E. Argand et P. Termier (D'après M. Gignoux et L. Moret [1931])

P. Termier (1907) démontre que l'ensemble des Schistes Lustrés, en raison de leurs rapports inconstants avec leurs substratums est décollé des massifs cristallins internes et a été charrié vers l'Ouest. Le terme de Nappe des Schistes Lustrés est créé.

S. Franchi (1904, 1925) par contre, observe sur le massif de Dora-Maïra un passage graduel entre les formations triasiques, couverture

normale du socle, et les calcschistes. Il y aurait donc là, pour lui, autochtonie des Schistes Lustrés.

Cependant, F. Hermann (1927) et E. Raguin (1930), dans le Val d'Aoste et en Haute Maurienne, confirment l'allochtonie des Schistes Lustrés qu'ils rapportent à la nappe VI ou nappe de la Dent Blanche (fig. 6).

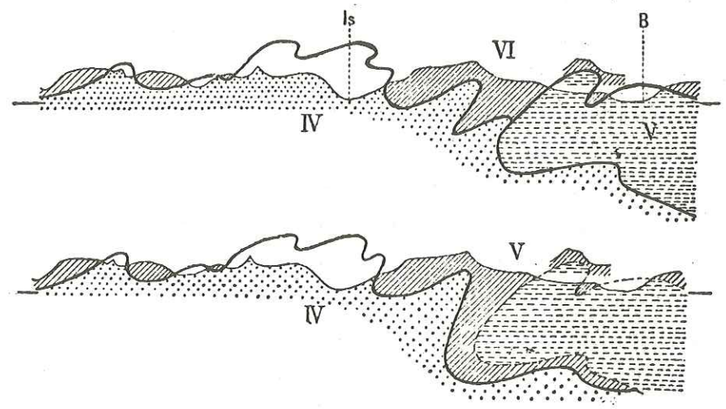


Fig.6 — Coupes schématiques au 200.000e de Val-d'Isère (Is) à Bonneval (B).

La première correspond à l'hypothèse où les Schistes lustrés appartiennent à une nappe indépendante (VI) supérieure aux gneiss du Grand-Paradis (V). — La seconde correspond à l'hypothèse où ils forment la couverture de ces gneiss, faiblement décollée, mais normale dans l'ensemble.

Figuré. — Points: nappe du Grand-Saint-Bernard (IV); tirets: nappe du Grand-Paradis (V); hachures: Schistes lustrés. (E. Raguin, 1930).

2°/- Les Recherches Récentes :

P. Bearth (1959, 1967) dans la région de Zermatt (Suisse), distingue deux nappes de Schistes Lustrés : d'une part la nappe de Zermatt-Saas-Fee à dominante ophiolitique et à métamorphisme triphasé (d'abord phase éclogitique, puis phase Schistes Bleus, enfin phase Schistes Verts) et, d'autre part, reposant tectoniquement sur la précédente, la nappe de Théodul-Rothorn affectée uniquement par le métamorphisme Schistes Verts.

G. Elter (1971), également, distingue deux types de Schistes Lustrés : les premiers, liasiques, dépourvus de roches vertes, reposent stratigraphiquement sur un Trias attribué à la couverture du Grand Paradis (coupe de Tavaillon) ; les seconds, néojurassiques à crétacés, associés à des roches vertes constitueraient la couverture d'un fond océnique. Ces

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

derniers semblent reposer parfois stratigraphiquement sur les précédents (Col de Drinc).

De même, G.V. Dal Piaz (1972) distingue :

- la zone du Combin où, sur une croûte sialique amincie (Grand Paradis), adhère un Permo-Trias sur lequel reposent stratigraphiquement des schistes lustrés liasiques ; ces derniers subissent un métamorphisme Schistes Verts datés à 40 $\overline{MA}$.

- la zone de Zermatt-Saas où, sur un substratum océnique, viennent des coulées basaltiques sous-marines qui sont elles-mêmes surmontées par des calcschistes renfermant des niveaux détritiques, volcaniques et radiolaritiques. Le tout a été affecté par un métamorphisme polyphasé (HP-BT daté à 70 $\overline{MA}$, Schistes Verts daté à 40 $\overline{MA}$).

Selon cet auteur, les premiers mouvements de subduction (Crétacé) entraînent en profondeur le domaine Piémontais et plongent les zones les plus internes (Zermatt-Saas) dans un milieu de HP - BT , et les zones les plus externes (Combin) dans un milieu de MP - MT Le matériel englouti remonte aussitôt le long du plan de subduction jusqu'à la surface où s'individualisent les différentes nappes (fig. 7).

J.R. Kienast (1973) dans le Val d'Aoste et J. Bocquet (1974) dans le bassin de la Durance et en Haute Maurienne confirment les résultats de P. Bearth et de G.V. Dal Piaz.

Par contre R. Caby (1973) fait intervenir un sous-charriage généralisé des unités penniques internes, déjà individualisées, lors d'une subduction antérieure, sous les unités penniques externes.

J. Chorowicz et J. Geyssant (1976) considèrent le bassin Piémontais comme une mer marginale, en bordure d'un océan téthysien, dont elle est séparée par un micro-craton Austro-Alpin (Sesia).

J. Aubouin (1975) et J. Aubouin et al. (1977) proposent un nouveau schéma. Pour ces auteurs, la découverte de calcschistes à métamorphisme schistes verts alpins à l'arrière de Sesia fait qu'il n'y aurait que des nappes Piémontaises charriées à partir de l'océan fondamental (actuellement suturé au niveau de la ligne du Canavese) sur l'avant-pays Européen.

J. Aubouin et al. (1977), J.E. Ricou (1977), S. Fudral et al.

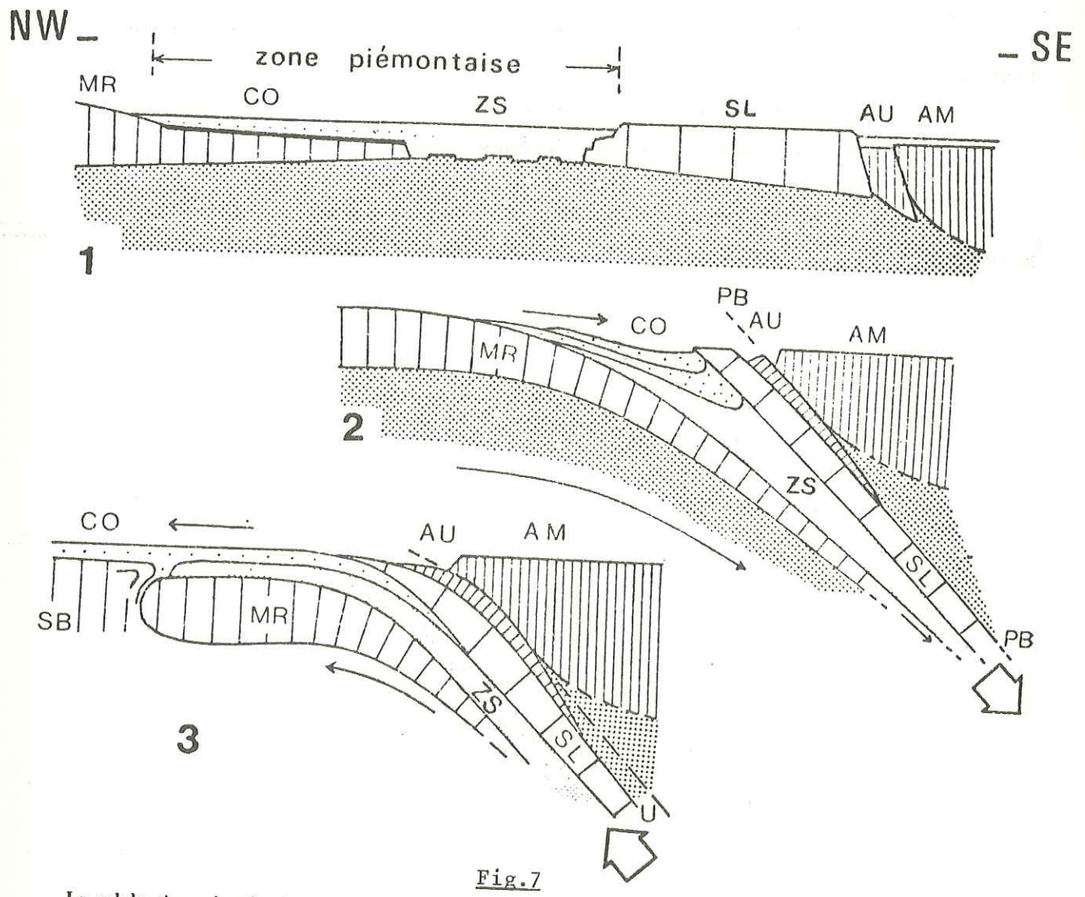


Fig.7

La subduction néocrétacée dans le secteur valdotain, selon l'hypothèse de G.V. Dal Piaz *et al.* (1972).
M.R. : Mont-Rose; Co : Zone du Combin (ou zone piémontaise externe) ; Zs : Zone de Zermatt-Saas (ou zone piémontaise interne) ; SL : massif de Sezia-Lanzo; AU : Austro-alpin supérieur; AM : Alpes méridionales (AU et AM constituent le rebord de la plaque sudalpine).
1 : Coupe palinspastique antérieure à la subduction (Jurassique supérieur et Crétacé inférieur). On a supposé la dualité de structure de la croûte sous le bassin piémontais. 2 : Subduction néocrétacée (PB : plan de Benioff supposé). 3 : Remontée oblique des unités sous-charriées et début de l'individualisation des nappes du Saint-Bernard (SB) et du Mont-Rose (MR) (U : écaille de manteau supérieur, dont la mise en place au cours du Tertiaire donnera l'anomalie gravimétrique d'Ivrée). (G.V. Dal Piaz, 1974).

(1978) admettent que les "ophiolites" sont en réalité le reflet d'une étape paléotectonique d'âge Jurassique supérieur - Crétacé.

Malgré de nombreuses études, on constate que le problème des "Schistes Lustrés" reste en grande partie ouvert (leurs relations avec le socle, distinction de séries différentes, signification des roches vertes, etc...).

Le but de cette étude est de rapporter du terrain de nouvelles observations qui pourraient contribuer à éclaircir les rapports qui existent entre :

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

- le socle du Grand Paradis et la Nappe dite des Schistes Lustrés ;
- les "roches vertes" et les calcschistes ;
- les différents types de "roches vertes".

Enfin, cette étude essayera d'apporter une représentation cartographique cohérente de l'ensemble.

CHAPITRE PREMIER

LES DONNES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET PETROGRAPHIQUES

Nous étudierons successivement les deux grands ensembles structuraux :

- Le Massif du Grand Paradis.
- La Nappe dite des "Schistes Lustrés".

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

PREMIERE PARTIE : LE MASSIF DU GRAND PARADIS

A la suite des études d'E. Raguin (1930, 1931), de R. Michel (1953), de J. Goguel (1955) et de J.M.L. Bertrand (1966, 1968), nous distinguerons :

- *Un socle hercynien.*
- *Une couverture d'âge Paléozoïque supérieur.*
- *Une couverture mésozoïque.*

Ces différents ensembles lors des phases alpines ont été profondément affectés par le métamorphisme polyphasé alpin (Schistes Bleus rétromorphosés en Schistes verts).

A- LE SOCLE HERCYNIEN.

I. GENERALITES.

Le socle, dans la région étudiée, affleure dans la haute vallée de l'Arc ; il s'y étend schématiquement depuis la crête frontière franco-italienne, à l'Est, jusqu'à l'Ecot, à l'Ouest où il est limité par une faille sub-verticale tardive (la faille de l'Ecot).

Les premières recherches faites sur ce socle furent réalisées dès le XIXème siècle par les géologues italiens (B. Gastaldi, 1871 ; M. Baretti, 1877 ; etc...) qui décrivirent succinctement l'ensemble du Grand Paradis et en particulier les gneiss oeillés. En 1930, H.P. Cornelius admit que ces gneiss oeillés étaient le résultat de la transformation d'un granite hercynien. E. Raguin (1930) fait dériver ces gneiss oeillés de granites permo-houillers transformés en orthogneiss lors des phases métamorphiques alpines. Par contre, pour R. Michel (1953), les gneiss oeillés dériveraient d'une ancienne série sédimentaire transformée lors du métamorphisme hercynien en migmatites ; ces dernières, au cours du métamorphisme alpin, n'auraient subi qu'une simple rétromorphose. Cependant, J.M.L. Bertrand (1966, 1968) démontre que les gneiss oeillés résultent de la transformation, lors du métamorphisme alpin, d'une série anté-permienne ou anté-viséenne qui fut granitisée au cours du cycle hercynien ; certains septa ayant échappé à la granitisation (série du Carro, de la Disgrazia, des Evettes, du Col de la Sea, et, du Montet) représenteraient les derniers témoins de la série ancienne ; mais ces septa comme les granites auraient subi le métamorphisme polyphasé alpin leur donnant les faciès pétrographiques actuels.

II. ETUDES PETROGRAPHIQUES ET LITHOSTRATIGRAPHIQUES.

Ce socle est essentiellement constitué par des gneiss oeillés. Ces derniers alternent avec des septa de roches de composition diverse qui semblent ne pas avoir été granitisées comme l'ont été probablement les gneiss oeillés. Nous distinguerons donc, à la suite de J.M.L. Bertrand (1968) :

- des septa ayant échappé aux effets de la granitisation ;
- un ensemble ayant subi les effets de la granitisation.

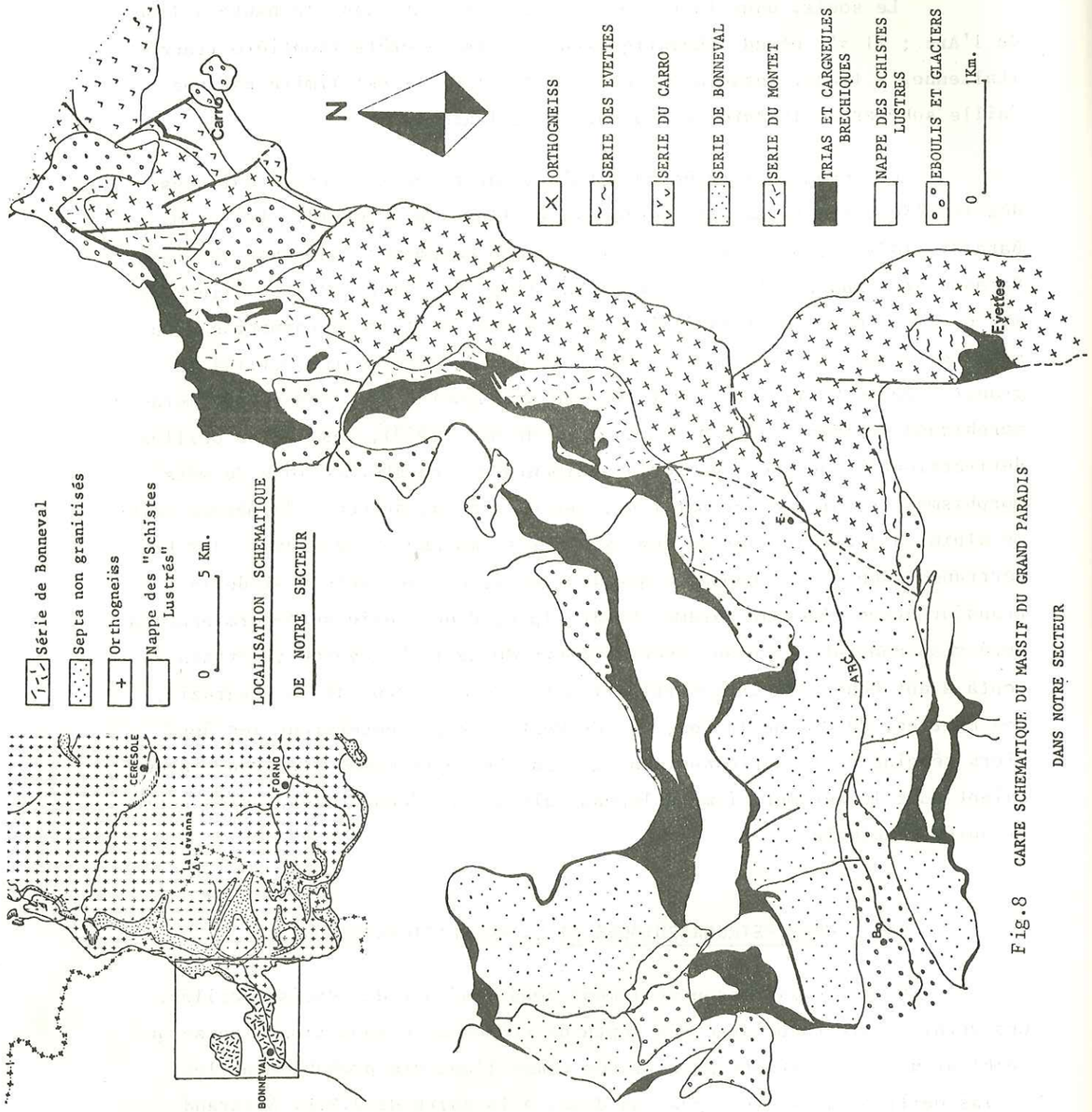


Fig.8 CARTE SCHEMATIQUE DU MASSIF DU GRAND PARADIS DANS NOTRE SECTEUR

1°/- Les septa non granitisés :

Dans notre zone, seules deux des séries définies par J.M.L. Bertrand affleurent ; il s'agit, géométriquement, de bas en haut, de la série du Carro et de la série des Evettes.

a)- La série du Carro.

Cet ensemble, épais à l'affleurement d'environ 100 mètres (sans tenir compte des complications tectoniques), s'étend schématiquement depuis l'Ouille des Trièves jusqu'au refuge du Carro (fig. 8).

Cette série, enchassée dans les gneiss oeillés, est constituée par une alternance centimètrique à plurimètrique de gneiss albitiques fins, de gneiss prasinitiques et de prasinites (cf. tableau n° 1). Cette association peut être définie comme un ensemble de gneiss albitiques fins renfermant des faciès prasinitiques qui, d'un point à l'autre, sont plus ou moins bien développés ; en effet, ces derniers, bien représentés vers le refuge du Carro, sont absents au niveau du Ruisseau de Lechans.

Les gneiss albitiques fins qui constituent la part la plus importante de la série du Carro, se transforment parfois en quartzites albitiques ou en micaschistes albitiques. Ces faciès constituent des niveaux relativement épais de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres.

Les prasinites qui caractérisent donc cette série se présentent sous la forme de nodules arrondis, de l'ordre du mètre, emballés dans les gneiss prasinitiques. Ces nodules montrent souvent une zone corticale formée par des prasinites à ocelles d'albite ; cette zone corticale correspond à une zone réactionnelle qui s'est développée lors de la dernière phase métamorphique alpine.

Ces roches dérivent sans nul doute d'anciennes roches volcaniques basiques ; en effet, nous avons repris des analyses chimiques faites par R. Michel (1953) sur ces prasinites et on constate malgré une large dispersion que ces roches peuvent correspondre soit à d'anciens pillows soit à d'anciens gabbros ou à d'anciennes dolérites. Il faut souligner que la forme en ovoïde des prasinites ne correspond pas pour nous à la forme originelle de pillow, comme l'envisageait J.M.L. Bertrand (1968), mais qu'il s'agit de figures de boudinage apparues au cours de contraintes tectoniques alpines.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Les gneiss prasinitiques qui renferment ces ovoïdes prasinitiques forment des niveaux continus relativement massifs. Parfois ces derniers sont étroitement associés à des gneiss albitiques fins et on observe alors une fine alternance de lits blancs (gneiss albitique) et de lits verts (gneiss prasinitique).

En définitive, cet ensemble peut représenter une ancienne série volcano-sédimentaire. En effet, les prasinites dériveraient d'anciennes roches volcaniques basiques tandis que les gneiss albitiques fins seraient les équivalents métamorphiques de termes détritiques ou volcano-détritique puisque, d'après J.M.L. Bertrand, ces gneiss albitiques fins pourraient dériver en partie de roches volcaniques acides.

Par ailleurs, cette série a été profondément affectée par le métamorphisme polyphasé alpin (Schistes bleus rétromorphosés en Schistes verts) qui a totalement effacé les éventuels épisodes métamorphiques antérieurs.

b)- La série des Evettes.

Dans notre secteur, cette série n'affleure qu'en rive gauche de l'Arc où elle s'étend irrégulièrement entre le Ruisseau des Picherses et le refuge des Evettes (fig. 8).

Cette série, intercalée dans les gneiss oeillés, est constituée par une association de termes très caractéristiques : gneiss albitiques, quartzites albitiques associés à des schistes noirs et à des gneiss oeillés, schistes à chloritoïde auxquels s'adjoingnent des gneiss oeillés à glaucophane (cf. tableau n° 1).

En montant le long du Ruisseau des Picherses, entre la route E.D.F. et le sentier qui mène au refuge des Evettes, nous avons observé successivement :

- Une triple répétition de quartzites albitiques associés à des schistes noirs et à des gneiss oeillés. Le passage entre ces différents termes bien qu'il soit rapide est progressif.

Les quartzites albitiques qui sont des roches finement litées constituent des niveaux dont l'épaisseur ne dépasse guère quelques mètres (0,5 à 2 mètres).

Les schistes noirs forment des niveaux extrêmement minces (de

l'ordre du décimètre) ; il s'agit d'une roche massive, à patine noire ; sur une section fraiche, on observe une fine alternance de lits millimétriques noirs (calcite + épidotes) et de lits blancs (quartz + albite + microcline).

- Des gneiss oeillés qui passent progressivement à des gneiss albitiques gris ; ces derniers sont formés par des gneiss fins gris-blanc qui sont finement lités (litage souligné par des niveaux de feldspaths potassiques).

- Des schistes à chloritoïde : ces niveaux peu épais, de l'ordre du décimètre, sont constitués par une roche massive, de couleur vert-clair, riche en chlorite. Le passage entre ce terme et les gneiss albitiques gris encaissants, est graduel.

Cette série semble dériver soit d'une ancienne série volcano-sédimentaire, soit d'une ancienne série purement détritique. En effet, les gneiss albitiques correspondent soit à une ancienne roche volcanique acide, soit à une arkose métamorphisée. Quant à la trilogie quartzites albitiques - schistes noirs - gneiss oeillés, elle peut être interprétée aussi comme dérivant d'une série détritique. Enfin, les niveaux de schistes à chloritoïde pourraient correspondre à d'anciens sols latéritiques (J.M.L. Bertrand, 1968).

D'autre part cette série comme celle du Carro, a été profondément touchée par le métamorphisme polyphasé alpin qui a effacé les paragenèses métamorphiques précédentes.

2°/- Les septa granitisés (fig. 8).

Largement développé, cet ensemble est constitué essentiellement par des gneiss oeillés qui passent progressivement à de véritables granites porphyroïdes.

a)- Les gneiss oeillés. (cf. tableau n° 2).

Il s'agit le plus souvent de gneiss oeillés tout à fait ordinaires : de gros porphyroblastes de feldspaths potassiques, atteignant plusieurs centimètres de long et orientés suivant une direction Est-Ouest, flottent dans une matrice quartzo-feldspathique riche en phyllites.

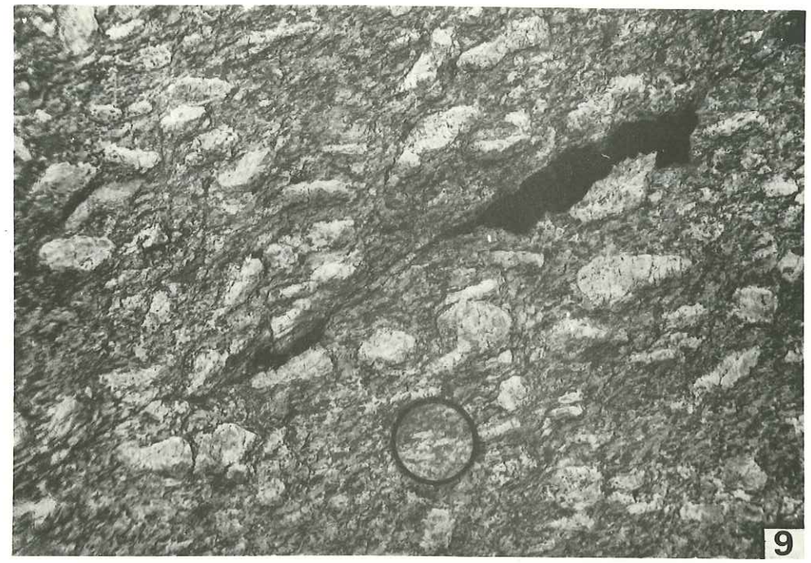
Les porphyroblastes de feldspaths potassiques (microcline) se présentent la plupart du temps comme de gros yeux globuleux qui ont pivoté sur eux-mêmes (fig. 9). Lorsque la roche a subi de fortes déformations, ces yeux

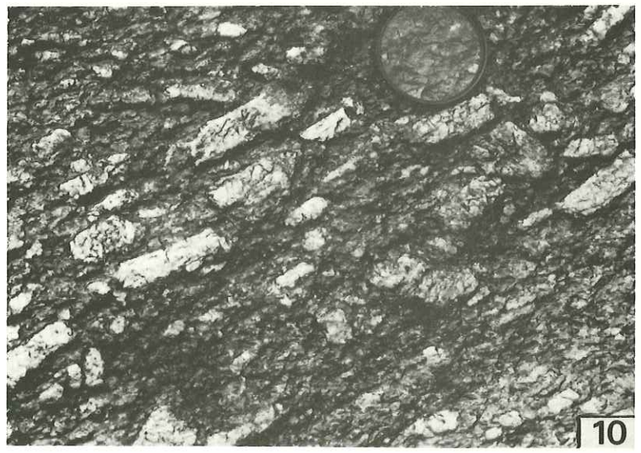
tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

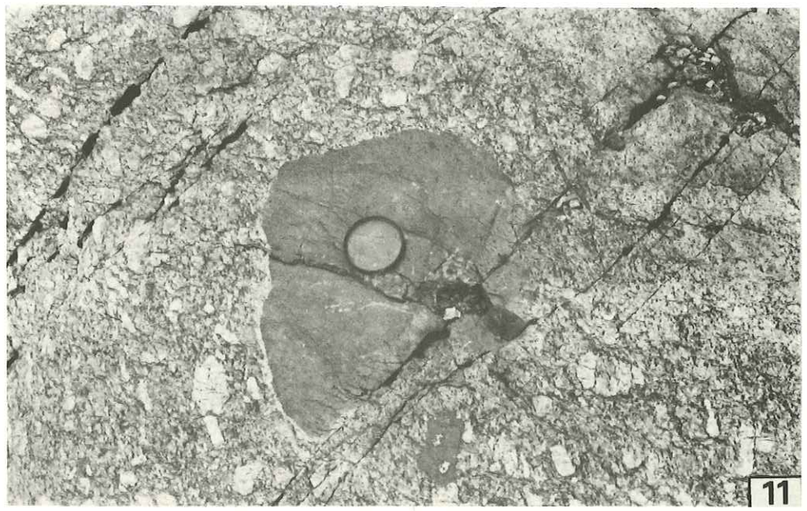
Fig. 9. Orthogneiss du massif du Grand Paradis avec des porphyroblastes de microcline globuleux déformés (région de l'Ecot).

Fig. 10. Orthogneiss du massif du Grand Paradis avec des porphyroblastes de microcline sub-rectangulaire (région de l'Ecot).

Fig. 11. Enclaves de composition basique dans les orthogneiss du Grand Paradis (Région de l'Ecot).







tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

sont très étirés et prennent alors l'aspect d'une amande allongée ou bien sont réduits à de simples fuseaux. Dans de nombreux cas, ces mêmes porphyroblastes ont une forme rectangulaire (fig. 10) et ne présentent pas de figure de rotation. Il est donc permis de penser que ces yeux étaient originellement disposés d'une façon quelconque et que nous avions affaire à une roche isotrope (granite porphyroïde ?).

Ces gneiss oeillés, qui passent progressivement aux granites porphyroïdes, renferment parfois des enclaves comparables à celles incluses dans les granites porphyroïdes (fig. 11).

Tous ces arguments (roche probablement isotrope à l'origine, passage progressif aux granites, présence d'enclaves) abondent dans le même sens : les granites hercyniens auraient été transformés, lors du métamorphisme polyphasé alpin, en orthogneiss.

b)- Les granites porphyroïdes :

Il s'agit d'un granite classique, à texture grenue, qui renferme les mêmes constituants que les orthogneiss ci-dessus décrits (cf. tableau n° 2).

Le passage entre ce granite et les gneiss oeillés est progressif. Par contre, lorsque ce granite est au contact avec les septa non granitisés, on observe un envahissement progressif de la roche non granitisée par le granite. Ce front de granitisation est discordant par rapport à la lithologie, mais à plus grande échelle, il est sub-parallèle. De plus, ce contact est souligné par de nombreuses enclaves qui tendent à disparaître lorsqu'on s'enfonce au sein du granite. Ces enclaves, de composition prasinitique et de composition voisine de celle du granite, présentent des structures plissées ante-granitiques (J.M.L. Bertrand, 1968).

III. CONCLUSION.

Nous rejoignons les conclusions de J.M.L. Bertrand (1968) : ce socle hercynien dans notre secteur représente une ancienne série volcano-détritique qui au cours du cycle hercynien fut partiellement granitisée : le granite semble s'installer de préférence dans les niveaux dont la composition lui est proche, épargnant les formations dont la composition chimique diffère de celle du granite. L'intrusion de granite leucocrate marquerait la fin du cycle hercynien.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Cet ensemble, en partie granitisé, est alors durement affecté par le métamorphisme polyphasé d'âge alpin qui efface toutes traces des métamorphismes antérieurs. Ce métamorphisme polyphasé alpin est caractérisé par une phase "Schistes bleus" rétromorphosée en grande partie par une phase "Schistes verts" : les actinotes, quelquefois en voie de chloritisation, remplacent des amphiboles bleu-vertes qui rétromorphosent elles-mêmes des amphiboles sodiques ; on peut noter dans ces mêmes faciès la présence de grenats porphyroblastiques (anté-glaucophane) cassés et chloritisés à côtés desquels coexistent de petits grenats automorphes (syn ou post-glaucophane).

Quant à l'âge de la granitisation il peut être précisé, il semble qu'il soit antérieur au Permien, voire même ante-Carbonifère supérieur (âge attribué aux gneiss de Bonneval qui surmontent cet ensemble). Ce fait est confirmé par une donnée radiométrique réalisée sur le granite de Scalari, aux environsde Ceresole, en Italie (G. Pangaug et al., 1957), qui donne un âge de 340 $\overline{MA}$. De plus, les grandes analogies qui existent entre ce socle et ceux du Briançonnais (Massif de la Vanoise -J. Bocquet, 1974-, et Massif d'Ambin -M. Gay, 1970-) nous incite à considérer cette granitisation comme ante-Namurienne.

SERIE	LOCALISATION	FACIES	CARACTERES SPECIFIQUES	COMPOSANTS MINERALOGIQUES	R. ORIGINELLE
SERIE DES EVETTES	Rive gauche de l'Arc. Entre le ruisseau de Crève-Coeur et le refuge des Evettes	Gneiss albitique	Niveau continu "Gneiss fins" à texture microgranoblastique	Principaux : Qz + Ab + Fk Accessoires : Mb + B + E + Chl + Gr + Sph + Ap	R. volcanique acide ou arkose
		Quartzite albitique	Niveau fin (1 à 2m) Texture microgranoblastique	Principaux : Qz + Ab + Fk Accessoires : Mb + B + Ap	Détritique
		Schistes noirs	Niveau très fin (0,5m) Alternance millimétrique de lits blancs et noirs	Principaux : Qz Accessoires : Ab + Mb + B + Ap	Détritique
		Schistes à chloritoïde Chlorito-schistes	Niveau fin (0,5m) Couleur vert-clair	Principaux : Chl + Qz Accessoires : Chl + Mb + Z + Pi + Ab + Ap + B + Ca + Sph + Gr	Sol latéritique ?
SERIE DU CARRO	Entre l'Ouille des Trièves et le refuge du Carro	Gneiss albitique	"Gneiss fins" blancssoit étroitement associés aux gneiss prasinitiques soit en niveaux homogènes épais. Structure microgranoblastique	Principaux : Qz + Ab + Fk ? Accessoires : Mb + Chl + B + Clz + Pi + Gr + Amph + Sph + Ap	Détritique
		Gneiss prasinitique riche en chlorite	Couleur vert-clair Structure planaire Texture nématoblastique	Principaux : Ab + Qz + Chl + Mb Accessoires : B + Clz + Pi + Gr + Act + Sph + Ap + Ca + Op	Volcano-détritique
		Gneiss prasinitique riche en amphiboles	Couleur gris-vert Structure planaire Texture nématoblastique	Principaux : Ab + Qz + Amph + Chl + Mb Accessoires : B + Clz + Pi + Gr + Sph + Ap + To + Op	Volcano-détritique
		Prasinites	Niveaux boudinés. Nodules isolés Couleur verte. Homogène. Texture nématoblastique	Idem moins le quartz	Roche volcanique basique

TABLEAU n° 1 : ENSEMBLE DES SEPTA NON GRANITISES.

Ab = albite ; Ap = apatite ; B = biotite ; Ca = calcite ; Chl = chlorite ; Clz = clinozoïsite ; E = épidotes ; Fk = microcline ; Gr = grenat ; Mb = mica blanc ; Op = opaque ; Pi = pistacite ; Qz = quartz ; To = tourmaline ; Z = zoïsite.

SERIE	LOCALISATION	FACIES	CARACTERES SPECIFIQUES	COMPOSANTS MINERALOGIQUES	R. ORIGINELLE
GNEISS OEILLES	Omniprésent	Orthogneiss	Texture porphyroblastique (porphyroblastes de Fk de plusieurs cm de long ayant tourné ou sub-rectangulaires, allongés suivant la foliation alpine)	Principaux : - mésostase : Qz + Ab + Fk - porphyroblastes : Fk Accessoires : B + Mb + Gr + Clz + Pi + Op	Granite porphyroïde
GRANITES	Mont Piatou	Granite porphyroïde	Structure grenue Nombreuses enclaves vers les bordures	Principaux : porphyroblastes de Fk + Plagio + Qz Accessoires : B + Ab + Qz + E	-
	Pointe Bonneval	Granite leucocrate	Filon aplitique	Idem (plus de porphyroblastes de plagioclases)	-

TABLEAU n° 2 : ENSEMBLE GRANITISE.

(mêmes abréviations que dans le tableau n° 1).

B- LA COUVERTURE ANTE-MESOZOIQUE (STEPHANO-PERMIENNE ?).

I. GENERALITES.

La couverture Paléozoïque supérieur du massif du Grand Paradis est représentée par des gneiss fins (ou gneiss minuti) qui furent décrits pour la première fois par les auteurs italiens ; ces derniers, toutefois, les avaient associés à la série des Schistes Lustrés (B. Gastaldi, 1871 ; M. Baretti, 1877 ; L. Bucca, 1886). Il fallut attendre les découvertes paléontologiques (Encrines) de S. Franchi (1898) dans les couches triasiques surmontant ces gneiss fins (Val de Suse) pour démontrer que ces gneiss fins appartenaient en réalité à la série anté-triasique.

E. Argand (1934) admit que cette formation, d'origine sédimentaire, correspondait à la couverture d'un socle hercynien.

R. Michel (1953), par contre, pense que ces gneiss fins correspondent à une série détritique, anté-houillère, qui aurait été transformée par le métamorphisme ectinitique hercynien ; ultérieurement, ces anciennes ectinites, lors du métamorphisme alpin, auraient subi une rétromorphose accompagnée par une importante métasomatose sodique.

A. Amstutz (1962), reprenant l'hypothèse d'E. Argand, admit que ces gneiss fins représentaient la couverture volcano-détritique post-hercynienne (Permo-carbonifère) d'un socle Dévono-silurien actuellement représenté par les orthogneiss.

J.M.L. Bertrand (1968) puis R. Compagnoni et al. (1974) distinguent d'une part des gneiss fins polymétamorphiques appartenant à la série ante-granitique, et, d'autre part, des gneiss fins uniquement affectés par le métamorphisme alpin (séries dites de Bonneval et de Money) ; pour ces auteurs, ces séries monométamorphiques représentent la couverture volcano-détritique, permo-carbonifère, de la série anté-granitique.

Sur notre terrain affleurent des gneiss fins (ou gneiss minuti) monométamorphiques : la série dite de Bonneval. Formant de vastes voûtes anticlinales, cette série apparaît largement entre les villages de Bonneval sur Arc et de l'Ecot, et, au niveau de la Cristallière. Elle n'affleure donc que dans la partie occidentale du massif du Grand Paradis.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

L'épaisseur de cette série est difficile à évaluer d'autant plus que son soubassement n'est pas connu ; cependant, elle doit être de l'ordre de plusieurs centaines de mètres (300 mètres ou plus).

II. ETUDES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET PETROGRAPHIQUES.

Deux coupes permettant de caractériser les différents niveaux lithologiques ont été faites :

- Le long de la première, réalisée entre le Pont de la Lame et le Crozat, on observe, en montant, des gneiss oeillés clairs (gneiss du Pont de la Lame) qui passent progressivement vers le sommet à des gneiss fins parsemés de petits porphyroblastes de microcline (gneiss de Bonneval).

- Le long de la seconde, faite entre le nouveau village de Bonneval sur Arc et la prise d'eau de la Lenta, on remarque, de bas en haut, un passage graduel entre les gneiss fins de Bonneval et des quartzites albitiques qui se développent au sommet de la série.

Nous pouvons donc distinguer schématiquement une série qui serait constituée de bas en haut, par :

- 150 mètres ou plus de gneiss oeillés clairs (gneiss du Pont de la Lame) ;

- 200 mètres environ de gneiss fins (ou gneiss minuti) parsemés de petits porphyroblastes de microcline (gneiss de Bonneval) ;

- 30 mètres environ de quartzites albitiques.

Le passage entre ces différents termes est progressif et il n'est pas possible de délimiter cartographiquement ces faciès.

1°/- Les gneiss du Pont de la Lame.

Définis par J.M.L. Bertrand (1968), ces gneiss se développent essentiellement au niveau de l'Arc.

Il s'agit de gneiss oeillés clairs, relativement massifs, de couleur blanche, qui présentent une nette foliation soulignée par des phyllites et par des porphyroblastes de microcline. Ces gneiss du Pont de la Lame se différencient des orthogneiss hercyniens par leur texture plus fine, une couleur nettement plus claire et surtout par l'absence d'enclaves au sein de cette formation. Au microscope, on observe dans une mésostase quartzo-feldspatique (quartz + albite + microcline) granoblastique, des porphyroblastes de microcline qui souvent sont cassés puis recimentés. Les phyllites représentées surtout par des micas blancs et par de rares chlorites s'allongent suivant la foliation de la roche. Accessoirement, on trouve des pistacites, des clinozoïsites, de l'apatite et du sphène.

2°/- Les gneiss de Bonneval.

Définis par R. Michel (1953), cette série constitue l'élément principal de cette couverture siliceuse. Il s'agit de gneiss minuti ; ils sont caractérisés par des gneiss albitiques fins, parsemés de petits yeux de microcline. Ces gneiss sont parfois associés à des quartzites albitiques et à des gneiss oeillés.

L'échantillon le plus représentatif est formé par une roche compacte, de couleur blanche, parsemée de petites paillettes phylliteuses vert pâles. Cette roche finement litée renferme de petits yeux de microcline très dispersés.

Au microscope, on observe dans une mésostase constituée par un assemblage de quartz, de microcline et de xénoblastes d'albite (ces derniers englobent poécilitiquement des épidotes, de la séricite et de la chlorite), de petits porphyroblastes arrondis de microcline. Ces porphyroblastes, long de 0,5 à 1 centimètre, sont antérieurs aux minéraux constituant la mésostase, et, sont partiellement remplacés par de l'albite. De nombreuses phyllites (mica blanc + chlorite + biotite acajou) forment de petits lits qui s'allongent suivant le plan de foliation.

Remarque : Il faut préciser qu'au niveau de la Cristallière se développent largement des gneiss albitiques qui diffèrent légèrement des gneiss minuti que nous venons de décrire, par la présence de nombreuses ocelles de microcline qui sembleraient être (J.M.L. Bertrand, 1968) des reliques minéralogiques d'une roche volcanique.

3°/- Les quartzites albitiques.

Ils se développent uniquement au sommet de la série. La transition entre les gneiss de Bonneval et les quartzites bien que progressive est assez rapide (10 mètres environ).

Les quartzites albitiques sont des roches massives de couleur blanche. Au microscope, on observe une mésostase granoblastique formée

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

par du quartz et des poéciloblastes d'albites qui englobent des séricites, des épidotes et de la chlorite. Accessoirement, on peut trouver, à côté de ces minéraux, des biotites vertes, des amphiboles (amphibole bleue-verte, actinote) et de l'apatite.

Cet ensemble assez homogène pourrait dériver d'une ancienne série détritique et/ou volcano-détritique comme l'ont déjà suggéré A. Amstutz et J.M.L. Bertrand. En effet, cette série siliceuse, pétrographiquement, pourrait correspondre à des arkoses, à des grès arkosiques et à des grès qui auraient été métamorphisés au cours des phases alpines, d'ailleurs, des analyses chimiques réalisées sur les gneiss de Bonneval (J.M.L. Bertrand, 1968) et l'existence de certaines structures minéralogiques originelles abondent dans ce sens. Cette conclusion peut être confirmée par l'analogie frappante qui existe aussi bien du point de vue caractère pétrographique que du point de vue position lithostratigraphique entre cette série et certaines formations des massifs voisins (Ensemble de Dronero dans le massif de Dora-Maïra -P. Vialon, 1967-, Groupes d'Ambin et d'Etache dans le massif d'Ambin -M. Gay, 1960).

III. RAPPORTS AVEC LE SOCLE.

A la hauteur de l'Ecot, cette série est séparée du socle par l'intermédiaire d'une faille. Cette faille sub-verticale, tardive (faille de l'Ecot), masque à ce niveau, les rapports intimes qui existaient entre le socle et la série dite de Bonneval. De même, plus au Sud et plus au Nord, le manque d'affleurements ne nous permet pas de définir la position de cette série par rapport au socle. Néanmoins, le caractère monométamorphique de ces gneiss minuti nous permet de les distinguer des éléments polymétamorphiques du socle et de les considérer comme post-granitiques (post-Namurien ?). Cela nous incite donc à considérer cette série, bien qu'il soit impossible de connaitre ses relations avec son soubassement, comme la couverture du socle du Grand Paradis.

IV. CONCLUSION.

Nous rejoignons les conclusions de J.M.L. Bertrand (1968) : cette série siliceuse dériverait de formations détritiques et/ou volcano-détriti-

ques qui n'auraient été affectées que par le métamorphisme alpin (inexistence de reliques minéralogiques d'un métamorphisme hercynien et absence de relations avec les granites hercyniens). Elle constituerait donc un ensemble post-granitique, mais anté-triasique. Ces différents arguments nous amènent donc à la considérer comme la couverture stéphano-permienne, du socle hercynien, probablement discordante (?).

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

C. LE PROBLEME DE LA SERIE DU MONTET.

I. LOCALISATION.

Cette série affleure en rive droite de l'Arc et s'étend, dans notre secteur, depuis la Mandetta jusqu'au Col de Gontière. Son épaisseur de l'ordre de 50 à 100 mètres en moyenne varie d'une façon importante d'un point à l'autre.

II. FACIES PETROGRAPHIQUES.

Cette série est constituée par une association de gneiss albitiques fins, de gneiss prasinitiques, de prasinites et, accessoirement, de gneiss oeillés et de quartzites albitiques ; entre ces différents termes, il existe un passage graduel et on peut définir l'ensemble comme une série formée par un fond gneissique plus ou moins riche en minéraux verts dans lequel s'intercalent des niveaux prasinitiques. Le fond présente un aspect rubanné qui est dû à l'alternance millimétrique de lits de gneiss prasinitiques et de lits de gneiss albitiques fins. Les prasinites se présentent sous la forme d'ovoides décimétriques à métriques, de niveaux boudinés (fig. 12) ou de niveaux continus (dans ce cas, il s'agit d'une fine alternance de lits millimétriques de gneiss prasinitiques et de lits millimétriques de prasinites).

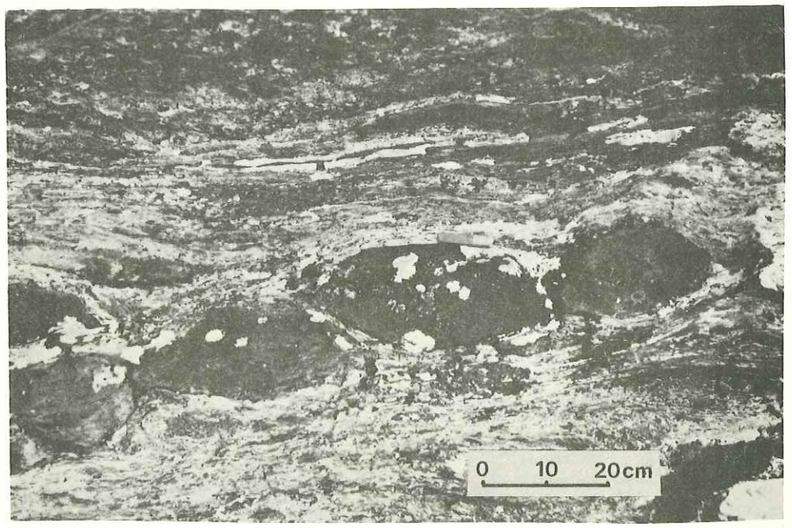


Fig. 12 : Niveau prasinitique boudiné dans un fond rubanné de gneiss albitiques fins et de gneiss prasinitiques.

Ces faciès sont tout à fait semblables à ceux de la série du Carro ; toutefois, la proportion en roches basiques (prasinites) est relativement plus importante que dans le cas de la série du Carro.

III. RELATIONS ENTRE LA SERIE DU MONTET ET LES FORMATIONS SOUS-JACENTES.

Cette série, surmontée par une mince couverture supposée triasique, repose aussi bien sur les gneiss de Bonneval que sur l'ensemble des gneiss oeillés.

Lorsque cette formation prasinitique repose sur les gneiss oeillés, on observe le plus souvent des mylonites (Ouille des Rey, le Saut, Aiguille de Gontière). Toutefois, au niveau du Ruisseau du Montet, le passage entre le socle et la série du Montet semble continu (J.M.L. Bertrand, 1966) ; en effet, la limite entre ces deux termes est difficile à préciser car la série du Montet renferme vers sa base des niveaux gneissiques qui se confondent facilement avec les faciès appartenant au socle.

Lorsque cette série repose sur les gneiss de Bonneval, le passage entre ces deux termes est, suivant l'endroit, différent. En effet, au niveau du Ruisseau de la Mandetta, on observe clairement un contact tectonisé souligné par deux mètres de quartzites blancs mylonitisés (mylonit-gneiss). Par contre, à l'Ouest du Chalet de la Manda, il semble que l'on passe progressivement des gneiss de Bonneval à des gneiss albitiques fins légèrement laminés (cette lamination, au niveau de l'affleurement est difficilement discernable et ce n'est qu'au microscope qu'il est possible de constater ce fait), puis à des gneiss albitiques très riches en phyllites, enfin à des gneiss prasinitiques. La transition entre ces deux ensembles paraît donc se faire normalement.

IV. CONCLUSIONS.

A priori, deux solutions peuvent être envisagées.

- La série du Montet et la série du Carro ne forment ne réalité qu'une seule et même série. Plusieurs arguments viennent plaider en faveur d'une telle hypothèse :

  . la grande similitude qui existe entre les faciès des deux séries ;

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

. en règle générale, la série du Montet est absente sur les gneiss de Bonneval (La Cristallière, la Grande Feiche, Plateau des Loses, etc...) sauf dans le secteur du chalet de la Manda ;

. au niveau de l'Aiguille des Gontières, nous trouvons des cargneules au coeur de la série du Carro. Ces cargneules semblent dessiner un synclinal pincé et semblent se rattacher à la base de la nappe des "Schistes Lustrés" (fig. 13) (et ne représenteraient pas comme l'a proposé J.M.L. Bertrand, 1968, des injections de cargneules au niveau d'un ancien accident réactivé). Ce "niveau repère" reposerait, dans ce secteur, aussi bien sur la série du Carro que sur la série du Montet. Nous pourrions alors relier structuralement ces deux séries.

- La série du Montet représenterait une série post-hercynienne ; une telle hypothèse peut être avancée pour les raison suivantes :

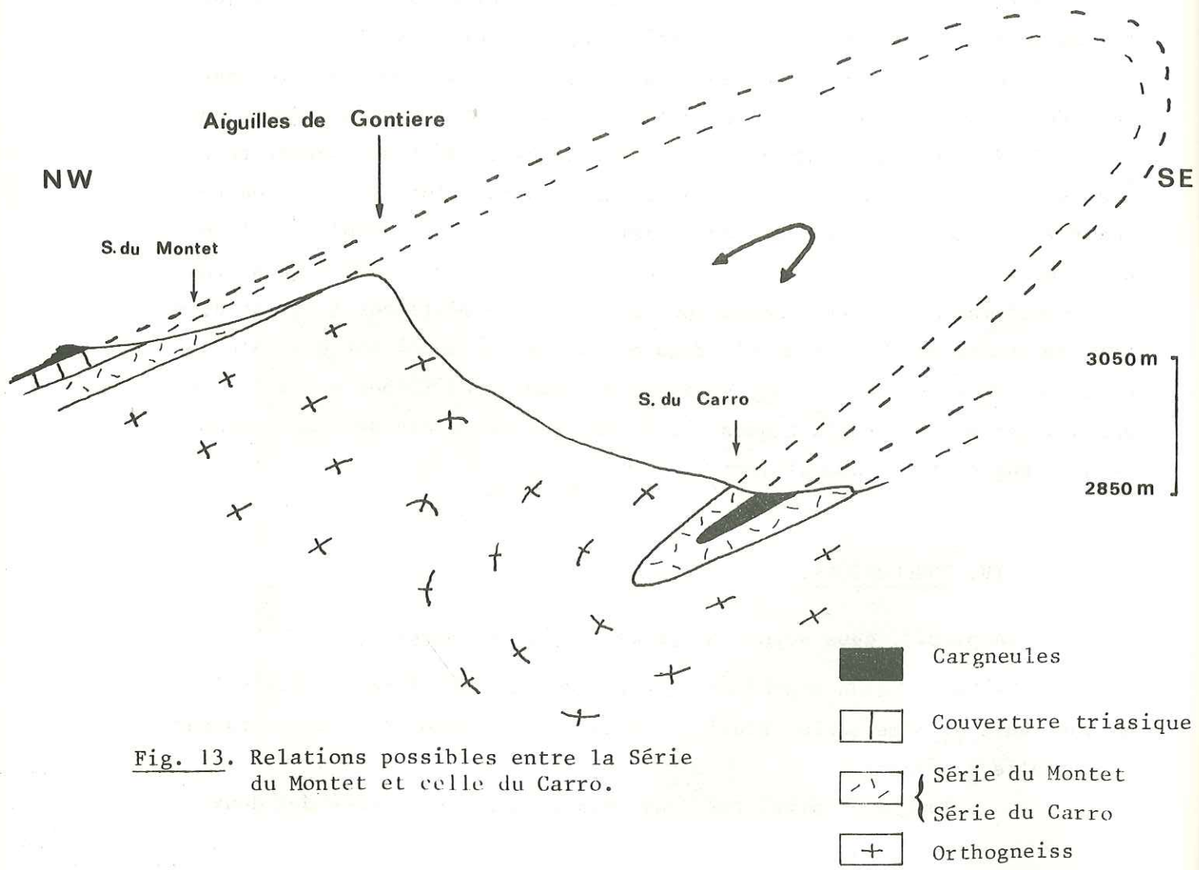


Fig. 13. Relations possibles entre la Série du Montet et celle du Carro.

. Le passage est apparemment progressif entre les gneiss de Bonneval et cette série (Chalet de la Manda) ;

. il existe une analogie pétrographique et structurale entre cette série et les formations prasinitiques de la fin du Permien que M. Gay (1970) a décrit dans le groupe d'Ambin (Massif d'Ambin) ;

. les reliques hercyniennes sont absentes au sein de cette série.

En définitive, nous préférons la première solution (les séries du Montet et du Carro représentent une même formation "hercynienne") qui rend compte davantage des données structurales et tectoniques. Nous expliquerions alors le passage apparemment progressif entre les gneiss de Bonneval et la série du Montet comme un contact tectonique qui aurait été scellé par la recristallisation liée au métamorphisme alpin. D'ailleurs, des mylonites soulignent le contact entre ces deux formations plus à l'Est (Ruisseau de la Mandetta). Quant à l'absence des reliques hercyniennes au sein de cette formation, il n'est pas étonnant de ne pas en trouver après les effets du métamorphisme alpin.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

D. LA COUVERTURE MESOZOIQUE.

I. GENERALITES.

Les petits affleurements de marbres surmontant des quartzites qui reposent sur le massif du Grand Paradis, n'ont jamais suscité beaucoup de controverses.

Dès 1930, les principaux affleurements sont reconnus par E. Raguin qui leur attribue un âge triasique sans aucune preuve paléontologique.

R. Michel (1953) puis J. Goguel (1955) admettent que l'extrême réduction des couches qu'ils considèrent comme triasiques, serait dûe, non à un laminage tectonique comme l'avaient suggéré M. Gignoux et L. Moret (1930), mais plutôt à une réduction originelle du Trias. D'autre part, R. Michel considère que cette mince série constituerait la couverture discordante d'un socle anté-houiller.

J.M.L. Bertrand (1968) suggère avec quelques réserves que certains affleurements pourraient être liasiques ou Jurassiques supérieurs.

Dans notre secteur, cette couverture mésozoïque se réduit la plupart du temps à des lambeaux, minces, dispersés et constitués par des quartzites, des marbres phylliteux, des dolomies et des dolomies cargneulisées.

Les principaux affleurements s'allongent d'une façon discontinue, essentiellement le long de la limite septentrionale du massif du Grand Paradis (entre la Grande Feiche et le Col de Gontière). Dans la zone méridionale, cette mince série n'apparaît que sporadiquement sous la forme de maigres placages (Couloir de la Fontaine, Couloir du Clapéra).

II. DESCRIPTIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES.

1°/- Coupe du Plateau des Loses (fig. 14).

a)- Localisation :

Sous le plateau des Loses, à l'altitude de 2180 mètres, on observe une vaste structure synclinale au coeur de laquelle affleure une série calcaro-dolomitique. Cette dernière, épaisse de 8 à 10 mètres, forme une sorte de placage adhérant à la série dite de Bonneval.

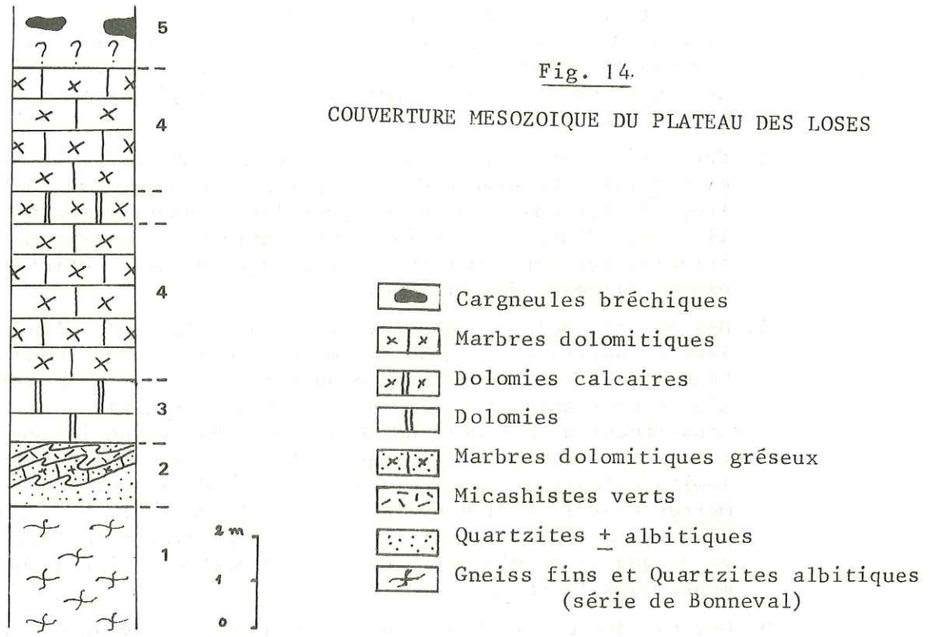


Fig. 14.

COUVERTURE MESOZOIQUE DU PLATEAU DES LOSES

b)- Description :

De bas en haut, on note les niveaux suivants :

1. Les gneiss de Bonneval.
2. 2m de quartzites légèrement albitiques auxquels sont intimement associés de fins lits de micaschistes verts et des niveaux calcaro-gréseux. Cet ensemble est affecté par une série de micro-plis isoclinaux.
   Le contact entre la série de Bonneval et ce niveau est tectonisé ; en effet, on observe un bourrage intensif des quartzites légèrement albitiques et des faciès associés. Par contre, latéralement (au sommet du Plateau des Loses), le passage entre ces différentes formations est progressif, sans qu'on puisse observer une discordance tectonique, on passe graduellement des gneiss minuti aux calcaires gréseux par l'intermédiaire de termes successifs (quartzites légèrement albitiques, quartzites francs, micaschistes gris-verts).
   Les quartzites légèrement albitiques sont massifs, de couleur blanche. L'élément principal est le quartz qui se présente sous la forme granoblastique ; l'albite qui contribue à former, avec le quartz, la mésostase se présente sous la forme de poeciloblastes englobant des épidotes et de la séricite. Accessoirement, on peut trouver de la chlorite et des amphiboles.
   Les micaschistes gris-verts sont finement rubannés (lits millimétriques blancs et gris-verts) ; au microscope, on note la présence de gros grenats cataclasés et de glaucophanes rétromorphosées (post-grenat) noyés dans une matrice granoblastique quartzitique.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Les calcaires gréseux sont blanchâtres, à patine beige. Généralement massifs, ils prennent un aspect arénacé lorsqu'ils ont subi l'altération superficielle. Au microscope, on observe des grains de quartz d'origine détritique et des xénoblastes d'albite qui flottent dans une matrice carbonatée où se développent de petits niveaux phylliteux (mica blanc + chlorite).

3. Sur cet ensemble microplissé repose en disharmonie des dolomies grises. Ce niveau dont l'épaisseur moyenne est de 1 mètre, est fortement laminé et peut latéralement disparaître. Il s'agit d'une roche gris-plomb à gris-bleu, extrêmement friable, qui est constituée par un agrégat micro-cristallin essentiellement dolomitique.

4. Des marbres dolomitiques phylliteux dans lesquels s'intercalent de petits niveaux de dolomies calcaires. Ces marbres blancs renferment une forte proportion de micas blancs qui s'allongent suivant la foliation. Très recristallisés, ils constituent un ensemble homogène où s'observe un litage fruste qui devient net lorsqu'on a des intercalations de dolomies calcaires. Son épaisseur qui est de l'ordre de 6 à 7 mètres peut latéralement varier (0 à 15 mètres). Au microscope, on peut noter dans les niveaux inférieurs un taux élevé de quartz et d'albite qui diminue nettement lorsqu'on monte dans la série.

5. Des cargneules bréchiques qui latéralement peuvent reposer sur tous les autres termes de la série. Ce niveau correspond, nous l'avons déjà souligné, à la base de la nappe dite des Schistes Lustrés.

c)- Conclusion :

Les marbres dolomitiques blancs et les dolomies grises (ces dernières s'intercalent parfois dans les marbres dolomitiques blancs - bordure Est du Plateau des Loses à l'altitude de 2430 mètres -) présentent une grande analogie avec les couches du Trias moyen du Briançonnais, aux épaisseurs près ; de même, les micaschistes verts pourraient être les équivalents métamorphiques des niveaux tuffitiques que décrivirent R. Caby et J. Galli (1964) dans le Trias Briançonnais. Quant aux quartzites, ils pourraient correspondre au Permo-trias.

2°/- Coupe de la Grande Feiche (fig. 15)

a)- Localisation :

Au-dessus de Bonneval sur Arc, à l'Ouest de la Lenta, on observe sur les gneiss de Bonneval, une mince série calcaro-dolomitique dont l'épaisseur est sujette à des variations sensibles (0 à 6 mètres environ).

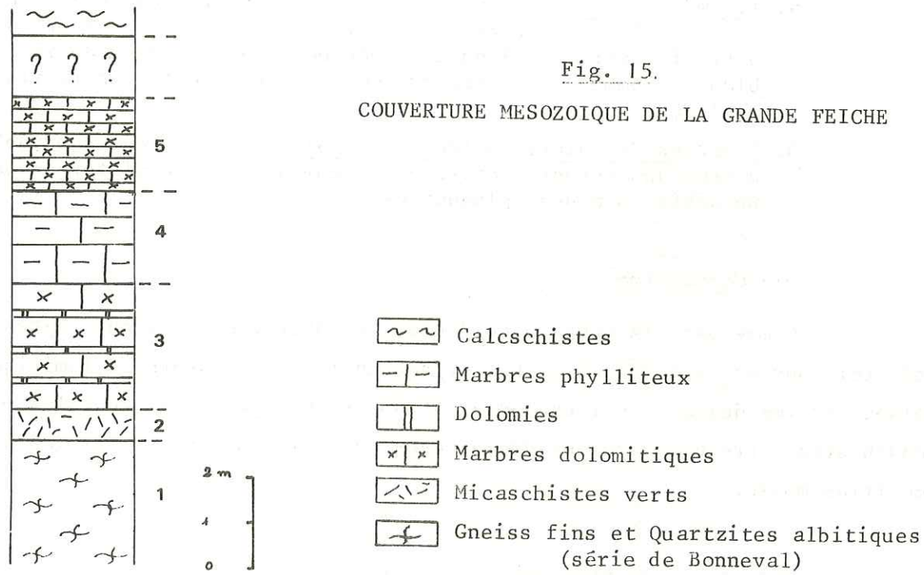


Fig. 15.

COUVERTURE MESOZOIQUE DE LA GRANDE FEICHE

b)- Description :

On observe successivement, de bas en haut, sans qu'une discordance tectonique majeure soit visible :

1. Les quartzites albitiques de la série dite de Bonneval.

2. Des micaschistes verts dont l'épaisseur moyenne est de l'ordre de 0,5m. Ils correspondent aux micaschistes gris-verts de la coupe du Plateau des Loses ; néanmoins, ils en diffèrent beaucoup. Il s'agit s'agit d'une roche homogène, à patine vert foncé et à cassure vert clair. A l'oeil nu, on remarque la présence d'actinotes et de phyllites. Au microscope, on observe un assemblage constitué par du quartz et des poeciloblastes d'albite qui s'allongent suivant la foliation ; cet ensemble est envahi par des phyllites (micas blanc + chlorite) et des amphiboles (actinotes + amphiboles bleu-vertes) auxquels s'associent de nombreuses épidotes (clinozoïtes + pistacites). Il faut noter au niveau des contacts avec les autres formations des bordures réactionnelles (actinotites).

3. 2 mètres de marbres dolomitiques blancs à petits niveaux dolomitiques : Les marbres dolomitiques blancs sont constitués par une roche peu compacte, de couleur blanche, à patine blanc-gris. Très recristallisés, ils forment des "bancs" de plusieurs décimètres d'épaisseur. Au microscope, on peut remarquer la présence de grains de quartz détritique en petite proportion.
Les petits niveaux dolomitiques qui s'intercalent dans ces marbres dolomitiques blancs ont une épaisseur de l'ordre de 30 à 50 centimètres. Il s'agit de roches micro-cristallines, à aspect arénacé, de couleur blanc à jaune-ocre. Localement, on observe un enrichissement en phyllites.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

4. 1,5 mètre de marbres phylliteux : Il s'agit d'une roche de couleur blanche légèrement teintée de jaune qui présente une nette foliation soulignée par de nombreuses plages de micas blancs. Comme les roches précédentes, elle est très recristallisée.
5. 2 mètres de marbres dolomitiques blancs : Ils sont semblables à ceux qui furent décrits précédemment mais en diffèrent par un débit en minces plaquettes.

c)- Conclusion :

Comme dans la coupe précédente, les différents niveaux représentés ici, ont un caractère à cachet briançonnais : Les marbres dolomitiques blancs et les dolomies correspondraient au Trias moyen tandis que les micaschistes verts évoqueraient des niveaux tuffitiques interstratifiés dans ce Trias moyen.

3°/- Coupe du Plan Sec (fig. 16)

a)- Localisation :

Au lieu-dit Le Plan Sec (x = 972,9 ; y = 357,4 ; z = 2800), on remarque dans un ressaut de terrain, un synclinal couché dont le coeur est occupé par une série calcaro-dolomitique pincée et cisaillée dans les gneiss prasinitiques de la série du Montet. Cette structure synclinale, au niveau de notre coupe, montre un flanc normal très laminé tandis que le flanc inverse, bien conservé, se développe largement. Dans ce flanc inverse, la série carbonatée peut atteindre 25 mètres.

b)- Description :

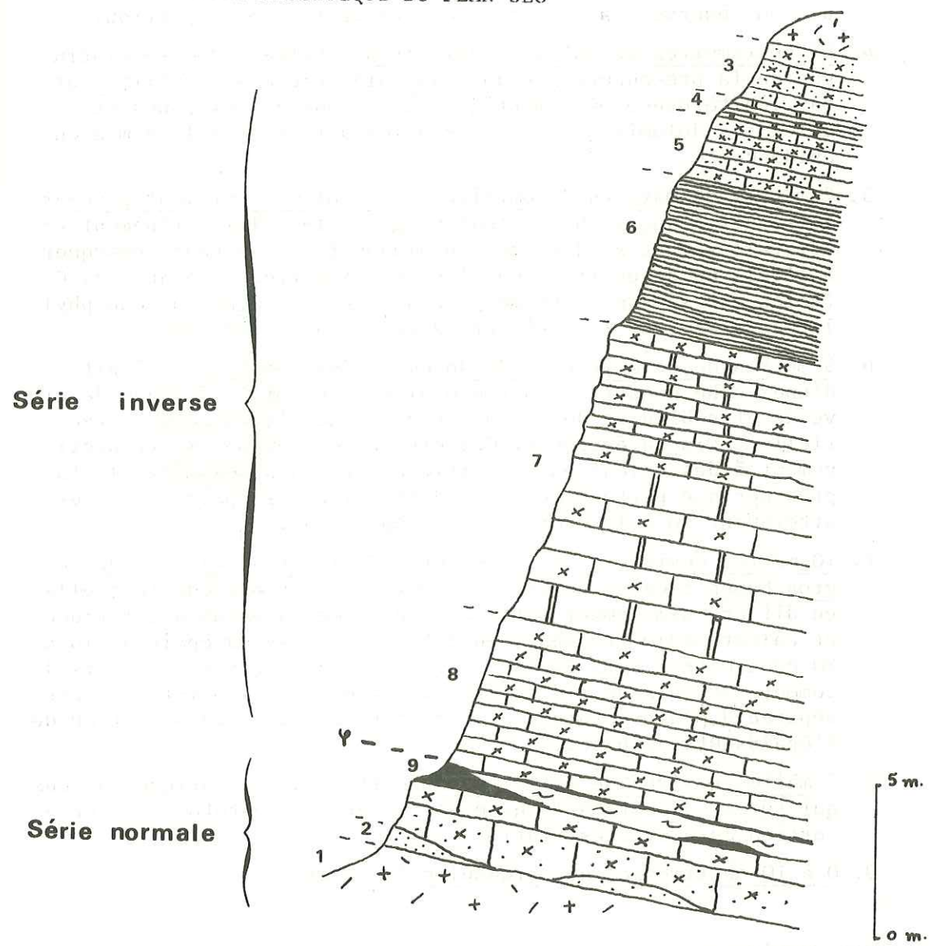
Dans le flanc normal, nous observons à la base de la série, deux termes qui ne sont pas représentés dans le flanc inverse ; ainsi nous les décrirons tout d'abord. Il s'agit successivement :

1. Des gneiss prasinitiques de la série du Montet dans lesquels on remarque, au niveau du contact avec le terme sus-jacent, des micro-mylonites qui soulignent un contact tectonique.
2. 0 à 50 centimètres de quartzites blancs légèrement albitiques qui se présentent sous la forme de niveau discontinu, plus ou moins laminé.

Puis, nous retrouvons dans le flanc inverse la suite de la série qui est composée successivement par : (description en série normale)

Fig. 16

COUVERTURE MESOZOIQUE DU PLAN SEC



tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

3. 2 mètres de marbres dolomitiques gréseux et phylliteux : Cette roche compacte, de couleur blanche, présente de nombreux petits lits phylliteux de l'ordre du millimètre. Au microscope, on observe des grains de quartz en faible proportion.

4. 80 centimètres de dolomies calcaires : Cette roche se distingue de la précédente par un taux moins élevé de phyllites et par l'alternance millimétrique de niveaux dolomitiques et de calcaires dolomitiques que l'érosion différentielle a mis en évidence.

5. 2 mètres de marbres dolomitiques gris-bleu légèrement gréseux : Il s'agit d'une roche de couleur gris-bleu clair, finement recristallisée et se débitant en plaquettes ; on peut remarquer à l'oeil nu de petites lentilles millimétriques de quartz. Ce faciès est séparé du terme précédent par un mince niveau phylliteux d'environ 1 centimètre d'épaisseur.

6. 5 mètres de calcaires et de dolomies "varvées" : Il s'agit d'une roche constituée par une alternance millimétrique de niveaux gris-bleu et de niveaux blancs que l'érosion différentielle a mis en évidence. Ces niveaux correspondent respectivement à des calcaires dolomitiques et à des dolomies. Il faut préciser que parfois les lits dolomitiques s'épaississent et atteignent 10 à 15 centimètres d'épaisseur.

7. 10 mètres environ de dolomies et de calcaires dolomitiques en gros bancs : Cette série est identique à la précédente ; elle en diffère simplement par l'épaisseur des niveaux dolomitiques et calcaro-dolomitiques ; en effet, ces niveaux épais de 10 à 20 centimètres vers la base atteignent progressivement vers le sommet une puissance d'environ 1 mètre. Cette formation a été séparée de la précédente, car on note une brutale variation de l'épaisseur des bancs.

8. 5 mètres environ de calcaires dolomitiques : Identiques à ceux qui furent décrits à la base de la série ; toutefois, la proportion en quartz est infime.

9. 0 à 10 centimètres de cargneules laminées.

c)- Conclusion :

Cette coupe est intéressante par les épaisseurs des différents termes qu'elle présente. Elle est originale par le fait que la série mésozoïque repose sur la série du Montet. Il n'y a là que la preuve que la couverture mésozoïque du massif du Grand Paradis, dans ce secteur, est décollée et impliquée dans des structures plicatives.

Par ailleurs, nous pouvons souligner le fait qu'il peut exister au sein de cette coupe des répétitions tectoniques dûes aux plissements alpins, et on peut se demander si les formations 3 et 5 ne représentent pas le même niveau.

4°/- Coupe du Col d'Agnel (fig. 17)

a)- Localisation :

Cette coupe a été réalisée au Col d'Agnel (aux environs du Col du Nivolet, en Italie), légèrement au Nord du point côté 2508 mètres.

b)- Description :

On observe successivement de bas en haut :

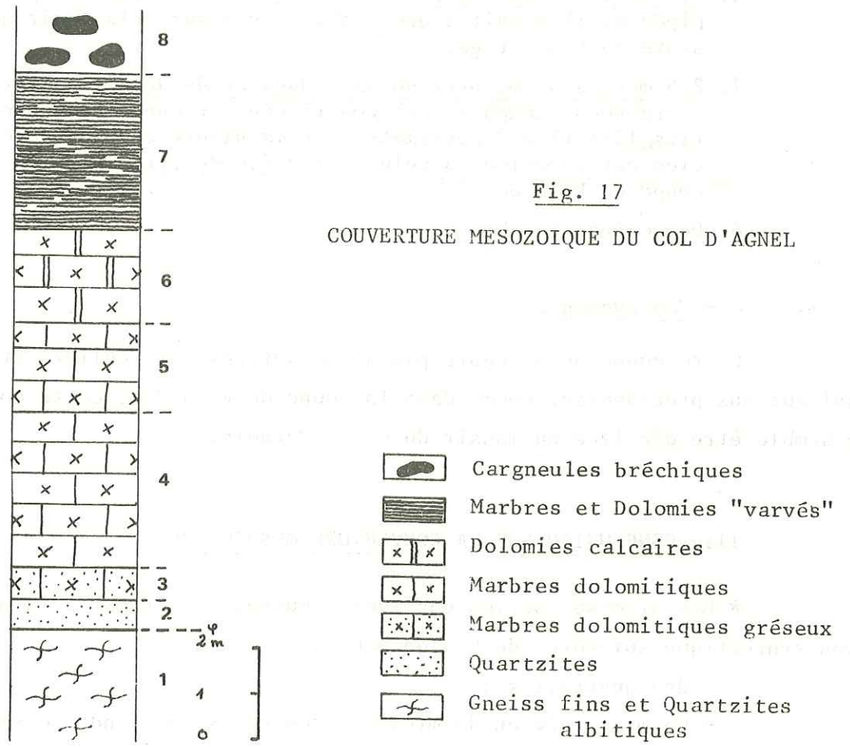


Fig. 17

COUVERTURE MESOZOIQUE DU COL D'AGNEL

1. Des gneiss fins albitiques.

2. 50 centimètres de quartzites micacés : Le contact entre ce terme et les gneiss fins, au niveau de la coupe, semble normal ; toutefois, latéralement, on remarque que ce contact est tectonisé et il est probable que toute la série reposant sur les gneiss fins est décollée. Ces quartzites sont identiques à ceux qui furent décrits dans les coupes précédentes ; ils en diffèrent quelque peu car ils contiennent de petits lits de phyllites qui facilitent un débit en plaquettes.

3. 50 centimètres de marbres dolomitiques bruns légèrement gréseux : Cette roche finement litée (petits lits de 0,5 centimètre d'épaisseur) renferme une teneur élevée en fer qui lui

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

DEUXIEME PARTIE : LA NAPPE DES SCHISTES LUSTRES

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

A. GENERALITES.

I. HISTORIQUE.

La nappe dite des "Schistes Lustrés" définie par P. Termier (1907) est constituée par une série métasédimentaire (les "Schistes Lustrés") qui renferme, vers la base, des méta-ophiolites. Cette puissante formation a fait l'objet de nombreuses études pétrographiques, structurales et paléogéographiques.

Les seuls travaux, déjà anciens, qui furent réalisés en Haute-Maurienne (E. Raguin, 1930 et R. Michel, 1953), concernaient de très vastes secteurs ce qui ne permettait qu'une étude très sommaire de l'ensemble.

E. Raguin (1930 et 1931) considère les "Schistes Lustrés" comme *"une série compréhensive de terrains métamorphiques d'âge secondaire"* qui serait constituée par une puissante formation calcschisteuse dans laquelle s'intercaleraient, stratigraphiquement, quelques coulées tuffitiques. Ultérieurement, de vastes corps intrusifs (les serpentinites et les grosses masses prasinitiques) se seraient mis en place dans cette formation sédimentaire. Dans un dernier stade, des niveaux gneissiques et micaschisteux, correspondant à des lames anticlinales de terrains pré-triasiques, se seraient insérées dans cet ensemble lors des mouvements tectoniques alpins.

R. Michel (1953) attribue les "Schistes Lustrés" à la couverture décollée des massifs du Grand Paradis et de Sesia. Ils représenteraient,

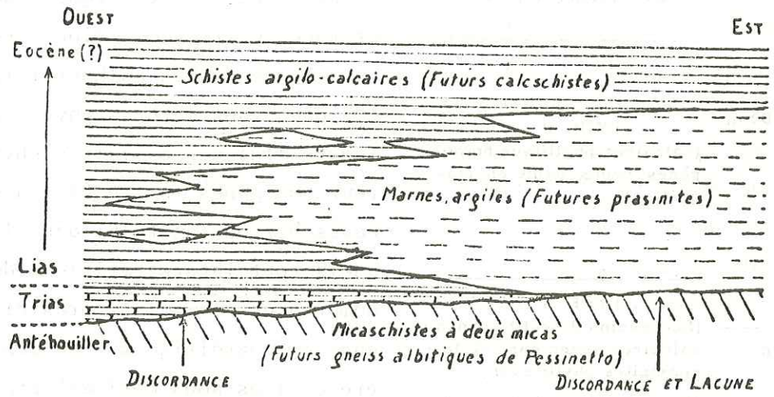


Fig. 18 – Diagramme schématique montrant la disposition primitive probable de la série sédimentaire mésozoïque génératrice de la série cristallophylienne des schistes lustrés aux abords du massif du Grand Paradis

(d'après R. Michel 1953)

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

pour lui, une puissante série compréhensive, allant du Lias à l'Eocène, constituée par des calcschistes (anciens schistes argilo-carbonatés) et par des niveaux prasinitiques (anciennes marnes et argiles) (fig. 18). Par la suite, des intrusions de roches ultra-basiques et basiques se seraient mises en place dans cette série sédimentaire. Enfin, l'ensemble a subi un métamorphisme d'épizone (Micaschistes supérieurs) accompagné par une forte métasomatose sodique qui transforme en micaschistes albitiques (gneiss du Charbonnel) certains calcschistes en voie de décalcification.

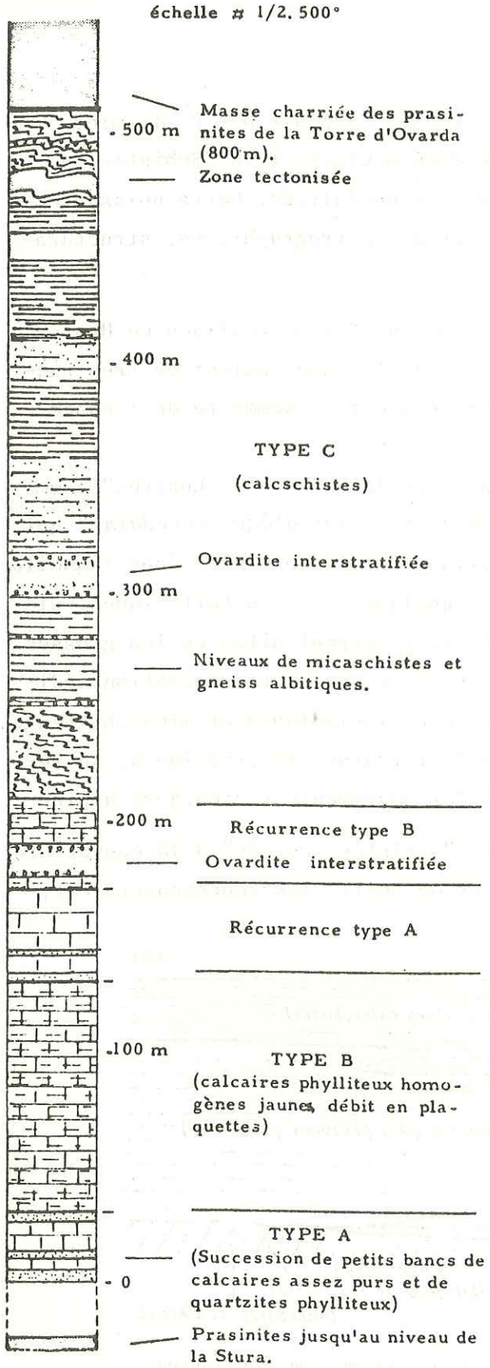


Fig. 19: Levé détaillé dans la série des Schistes Lustrés, au-dessus d'Usseglio.
(d'après A. Nicolas, 1966)

Des études récentes et plus détaillées ont été réalisées dans des zones limitrophes :
A. Nicolas (1966), tout d'abord, dans le Val de Suse définit les "Schistes Lustrés" comme une succession stratigraphique normale d'âge probable Jurassique à Eocrétacé. Cette succession serait constituée de bas en haut (fig. 19) par : des marbres phylliteux (unité A) ; des calcaires phylliteux homogènes (unité B) ; des calcschistes (unité C) dans lesquels sont interstratifiées de nombreuses formations prasinitiques et ovarditiques (coulées ou projections sous-marines) ainsi que des micaschistes et des gneiss albitiques (matériel détritique ou volcano-sédimentaire). Avant que

les phases alpines principales n'affectent cet ensemble, de vastes complexes intrusifs ophiolitifères se seraient mis en place.

D'un autre côté, en 1971, G. Elter distingue deux types de "Schistes Lustrés" (fig. 20) :

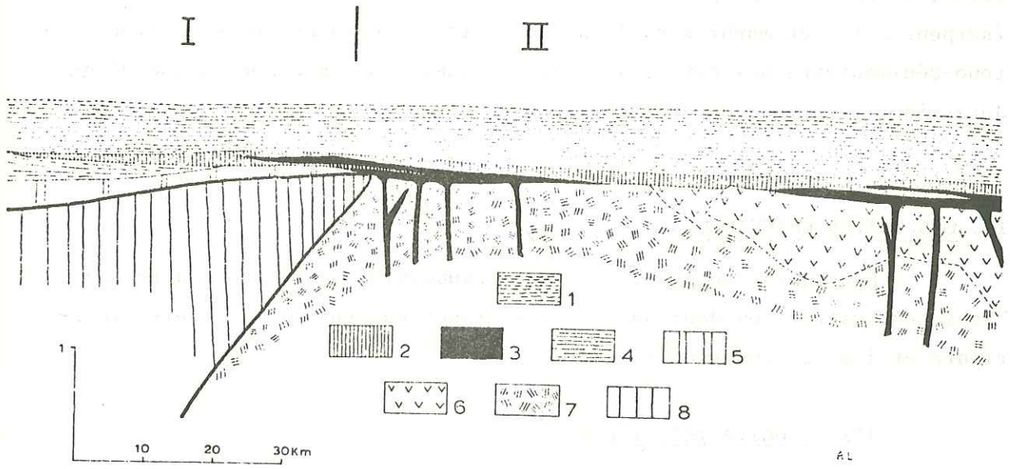


Fig. 20 Schéma très approximatif des rapports entre les différents constituants de la zone piémontaise.
I, Ensemble A ; II, Ensemble B. 1 et 2, Schistes lustrés ophiolitifères (1, Calcschistes ; 2, Niveaux inférieurs) ; 3, Diabases (prasinites) ; 4, « Schistes lustrés » liasiques ; 5, Trias ; 6, Gabbros ; 7, Ultramafites ; 8, Socle du Grand Paradis.
(d'après G. Elter 1971)

- Un ensemble A : Il s'agit de "Schistes Lustrés" liasiques, couverture du substratum sialique, affleurant dans le Val de Cogne ; ils sont constitués par une série de marbres phylliteux gris plus ou moins siliceux, de 150 mètres d'épaisseur, décollés actuellement de leur soubassement.

- Un ensemble B : Il s'agit de "vrais Schistes Lustrés" associés à des ophiolites. Chevauchant les "Schistes Lustrés" liasiques dans le Val de Cogne, ils sont représentés successivement de bas en haut par :

. des ophiolites constitués par des prasinites, des gabbros métamorphiques, des serpentinites, des éclogites et des roches d'origine éclogitique ;
. des "niveaux inférieurs" faits de quartzites, de marbres à zones siliceuses et de calcaires siliceux plus sombres alternant avec des schistes qui seraient l'équivalent de la séquence Radiolarites-Calcaires à Calpionelles-Argiles à Palombini et schistes du Val Lavagna de l'Apennin septentrional.
. des calcschistes qui renferment des lits concordants d'ovardites et de gneiss ovarditiques.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Récemment, S. Fudral et al. (1978), en Haute Maurienne, admettent qu'une partie des "Schistes Lustrés" correspondrait à une série volcano-sédimentaire (les calcschistes à niveaux volcaniques et détritiques) surmontant des marbres à blocs à éléments mafiques et ultra-mafiques possédant vers leur base des serpentinites elles-mêmes cahotiques. Cet ensemble basal (serpentinites et marbres à blocs) pourrait représenter une formation tectono-sédimentaire qui serait le reflet d'une étape paléotectonique d'âge Jurassique supérieur ou Crétacé.

II. LES UNITES PRINCIPALES.

Dans notre secteur, nous avons subdivisé notre nappe dite des "Schistes Lustrés" en deux unités tectoniques superposées : l'unité inférieure et l'unité supérieure.

1°/- L'unité inférieure :

Elle occupe des points bas de notre secteur et repose sur le massif du Grand Paradis par l'intermédiaire d'un contact tectonique souligné par des cargneules bréchiques. Elle affleure dans la partie centrale de notre zone d'étude et s'étend, d'Ouest en Est, entre le Villaron et le glacier des Evettes, et, du Nord au Sud, entre le Golailon et le Plateau d'Andagne - Ouille du Midi.

Cette unité est constituée schématiquement, du point de vue stratigraphique, de bas en haut, par :

- 150 à 200 mètres environ d'un complexe à blocs. Cette formation est composée par des serpentinites associées à un complexe carbonaté à blocs de serpentinites et de métabasites ;
- 50 mètres approximativement de métabasites ;
- des micaschistes albitiques et des quartzites phylliteux (5 à 50 mètres d'épaisseur environ) ;
- des calcschistes dont l'épaisseur est sujette à de fortes variations suivant le secteur (50 à 450 mètres approximativement).

Cette unité a été affectée par le métamorphisme polyphasé d'âge alpin (faciès HP-BT et faciès schistes verts).

2°/- L'unité supérieure :

Elle repose sur l'unité précédente par l'intermédiaire d'un contact

tectonique souligné par des lambeaux de cargneules bréchiques et de serpentinites. Cette unité affleure principalement dans les parties hautes de notre secteur : Pointe d'Andagne, Pointe Ouest, Albaron, dans les zones méridionales, et, Croix de Don Jean Maurice, Pointe des Buffettes, Pointe de la Met, Pays Désert dans les zones septentrionales.

Cette unité est constituée, schématiquement et de bas en haut, par :

- 50 mètres environ de métabasites associées à des micaschistes albitiques ;
- plusieurs centaines de mètres de calcschistes avec de rares intercalations de micaschistes albitiques et de métabasites.

Cette unité semble n'avoir que les effets du métamorphisme schistes verts.

III. LES DIFFICULTES POSEES PAR L'ETUDE LITHOLOGIQUE.

Avant d'entamer l'étude proprement dite de la stratigraphie, nous tenons à souligner les difficultés dûes à la tectonique et au métamorphisme alpins.

La tectonique alpine a profondément affecté la nappe dite des "Schistes Lustrés", replissant, étirant et cisaillant cet ensemble.

Ainsi, il n'est pas rare sur notre terrain, d'observer des alternances de faciès dûes à la répétition plicative de l'ensemble. Cependant, dans certains cas, il n'est pas possible de préciser si ces alternances répétitives de faciès ont une origine tectonique ou tout simplement stratigraphique.

Le métamorphisme alpin, lui, affecte les roches à un tel point qu'il est bien souvent difficile de retrouver leur nature originelle. Par ailleurs, ce métamorphisme scelle généralement les contacts tectoniques en sorte que seule la présence de cargneules et d'amas serpentineux permet de les mettre en évidence.

Ainsi pour établir des successions lithologiques cohérentes nous nous sommes tenu essentiellement aux données réelles (faits observés ou démontrés), mais aussi, dans de rares cas, à des données moins rigoureuses (faits probables mais non démontrés).

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

B. L'UNITE INFERIEURE.

I. COUPE DU COULOIR DU CLAPERA.

A 700 mètres en aval de Bonneval, la falaise qui surmonte en rive gauche la vallée de l'Arc est profondément entaillée par un couloir d'avalanche : le couloir de Clapéra. Le long de ce dernier, nous avons pu réaliser une coupe de l'unité inférieure. Cette dernière dessine là une vaste structure antiforme couchée, d'axe Est-Ouest.

La succession lithostratigraphique synthétique est stratigraphiquement, de bas en haut, la suivante (fig. 21) :

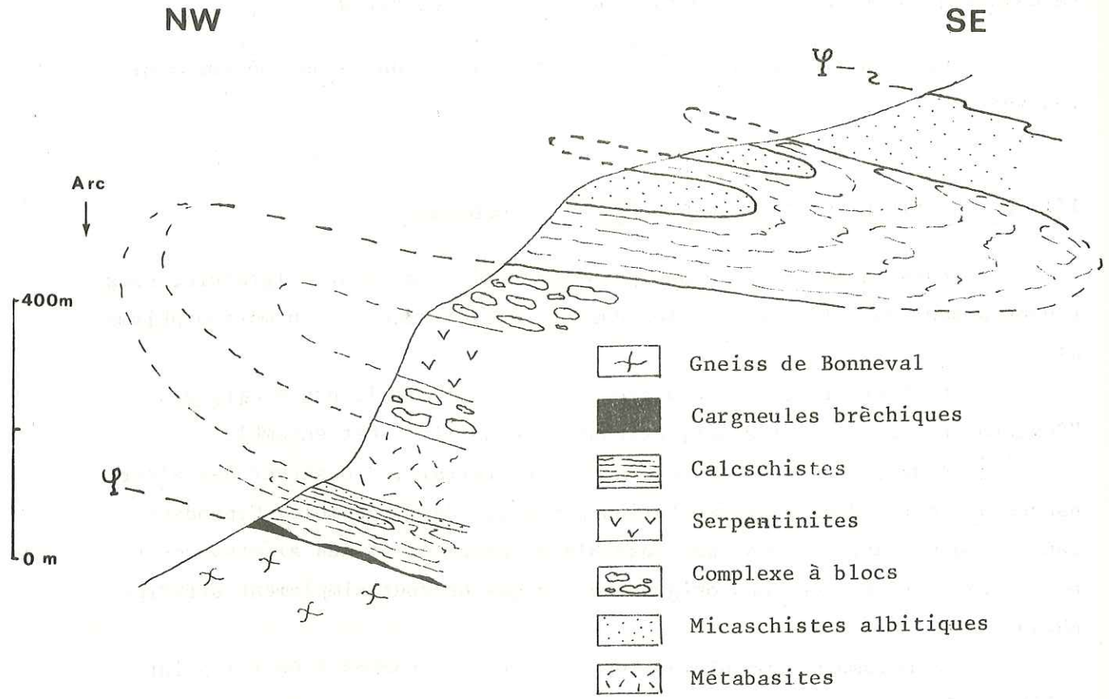


Fig. 21 : Coupe schématique à travers l'unité inferieure (Couloir du Clapéra)

1°/- Un ensemble comprenant des serpentinites associées à un complexe carbonaté à blocs :

a)- Les serpentinites. (50 mètres) :

Elles forment le coeur de l'antiforme et peuvent être décomposées

schématiquement et stratigraphiquement de bas en haut en :

- Serpentinites massives ;
- "Serpentinites chaotiques" : il s'agit de blocs décimétriques de serpentinites qui sont emballés dans une trame schisteuse constituée par des serpentinites ;
- Serpentinites à filonnets de calcite : il s'agit de lentilles métriques de serpentinites, séparées les unes des autres par des filonnets de calcite.

b)- Le complexe carbonaté à blocs. (100 mètres environ).

Il s'agit d'un marbre gris clair à blanc, assez pur, finement cristallisé, qui renferme de nombreux fragments millimétriques à centimétriques ainsi que des blocs décimétriques à métriques de serpentinites et de métabasites.

Ce complexe à blocs s'intercale toujours entre les serpentinites et les autres formations et repose donc semble-t-il stratigraphiquement sur les ultrabasiques.

2°/- Des métabasites : (50 mètres environ).

Elles n'ont été observées que dans le flanc inverse de la structure antiforme. Ces métabasites qui sont constituées par des prasinites, sont affectées par de nombreux cisaillements.

Le passage entre cette formation et le complexe à blocs est légèrement tectonisé.

3°/- Des micaschistes albitiques : 5 à 50 mètres).

Ils se développent aussi bien dans le flanc normal que dans le flanc inverse de la structure antiforme. Dans le flanc inverse, ces micaschistes albitiques affleurent sous les métabasites, le contact entre les deux formations est souligné par des mylonites. Dans le flanc normal, ces micaschistes albitiques ne reposent pas sur les marbres à blocs, ayant été probablement cisaillés à ce niveau comme les métabasites ; cependant, ils ont été pris dans les phases plicatives alpines et ils affleurent au sommet de l'unité inférieure.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

4°/- Des calcschistes : (50 mètres environ).

Ils sont constitués par une alternance de marbres phylliteux et de schistes calcifères. Dans le flanc normal de l'antiforme, cet ensemble repose directement sur le complexe à blocs par l'intermédiaire d'un contact tectonique souligné par des épidotes. Par contre, dans le flanc inverse de la même structure antiforme, le passage micaschistes albitiques-calcschistes est stratigraphique.

II. ETUDES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET PETROGRAPHIQUES DES DIFFERENTS ENSEMBLES.

1°/- L'ensemble comprenant des serpentinites associées à un complexe carbonaté à blocs :

a)- Les Serpentinites.

Elles s'étendent d'Ouest en Est depuis les Barmes jusqu'au glacier des Evettes. Elles occupent toujours le coeur d'une vaste structure antiforme d'axe E-W (cf. couloir du Clapéra). Leur épaisseur est sujette à de très fortes variations (50 à 150 mètres) et cela est dû principalement à la grande plasticité de cette roche.

Nous avons distingué trois types de serpentinites : les serpentinites massives, les "serpentinites chaotiques" et les serpentinites à filonnets de calcite. Le passage entre ces différents termes est très progressif.

α. Les serpentinites massives :

Il s'agit le plus souvent d'une serpentinite très ordinaire, tenace, de couleur vert-bouteille sombre. Assez généralement laminées, elles présentent de nombreux plans de friction qui sont feutrés par du chrysotile et plus rarement par de la magnétite.

Au microscope, on observe un fond constitué par de l'antigorite, quelquefois à structure maillée ; accessoirement, on trouve des veinules de chrysotile, de gros cristaux de magnétite auxquels s'associent de rares carbonates, et, parfois, des bastites.

Ces serpentinites peuvent renfermer des pyroxènes qui, parfois, sont visibles à l'oeil nu (0,5 centimètre de long) ; il s'agit de clinopyroxènes auxquels sont parfois associés de gros pyroxènes très altérés (anciens orthopyroxènes ouralitisés ?).

β. Les "serpentinites chaotiques" (fig. 22).

Il s'agit de blocs décimétriques à métriques de serpentinites emballés dans une trame schisteuse constituée par des serpentinites riches en clinopyroxènes.

Au microscope, cette serpentinite schisteuse se présente sous la forme de petits fragments arrondis riches en antigorite maillée, en clinopyroxènes, en olivines et en opaques qui sont emballés dans une matrice constituée par une antigorite fibreuse.

Remarque : Ce faciès peut être observé au pied du Château des Roches (Rive droite de l'Arc) : d'énormes blocs de "serpentinites chaotiques" ont été sciés et on peut admirer sur les plans coupés ces structures.

γ. Les serpentinites à filonnets de calcite (fig. 23).

Elles se présentent sous la forme de lentilles allongées de 1 à 2 mètres de long qui sont séparés les unes des autres par des filonnets de calcite recristallisée. Lorsque cette roche a été fortement laminée, on a affaire à une serpentinite schisteuse, de teinte claire qui renferme une proportion élevée en calcite (qui forme de petits lits parallèles à la foliation).

Au microscope, ces serpentinites laminées présentent une alternance de lits carbonatés et de lits, plus épais, d'antigorite. De nombreux pyroxènes (diopsides) catalasés, s'alignent selon la foliation après avoir tourné.

δ. Conclusion.

Ces serpentinites ont été profondément affectées par la tectonique et le métamorphisme d'âge alpin et il est difficile de mettre en évidence des structures minéralogiques originelles qui permettraient de définir avec exactitude la composition de la roche mère. Des analyses faites par G.B. Dal Piaz (1928) et par A. Nicolas (1966) sur des serpentinites récoltées plus à l'Est permettraient de penser que ces roches dériveraient de lherzolites (hypothèse confirmée peut être par la présence de clinopyroxènes). Toutefois, la présence d'harzburgites n'est pas à exclure (orthopyroxènes reliques ?).

Par ailleurs, il faut remarquer que la plupart des serpentinites correspondent à un ensemble peu homogène, dans lequel on observe très souvent un assemblage de blocs et de niveaux boudinés de composition serpentineuse.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Fig. 22. Aspect des "Serpentinites chaotiques" (Château des Roches). On voit un bloc de serpentinite massive emballé dans une serpentinite schisteuse.

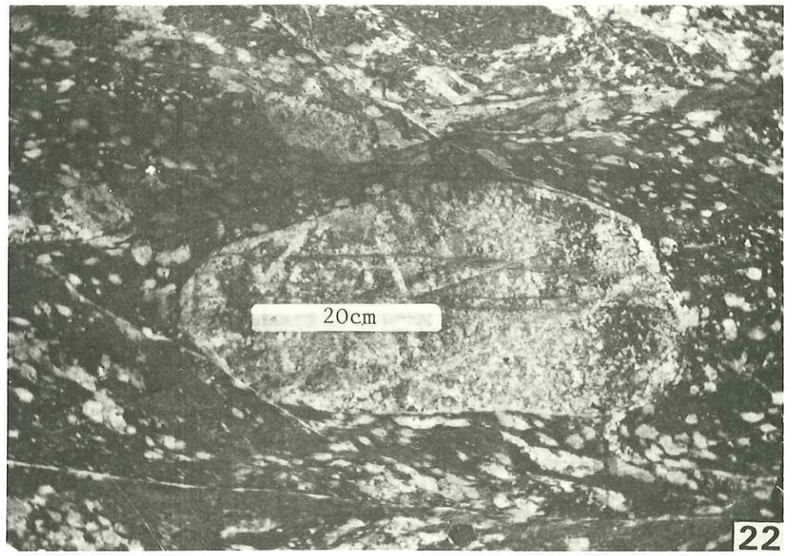
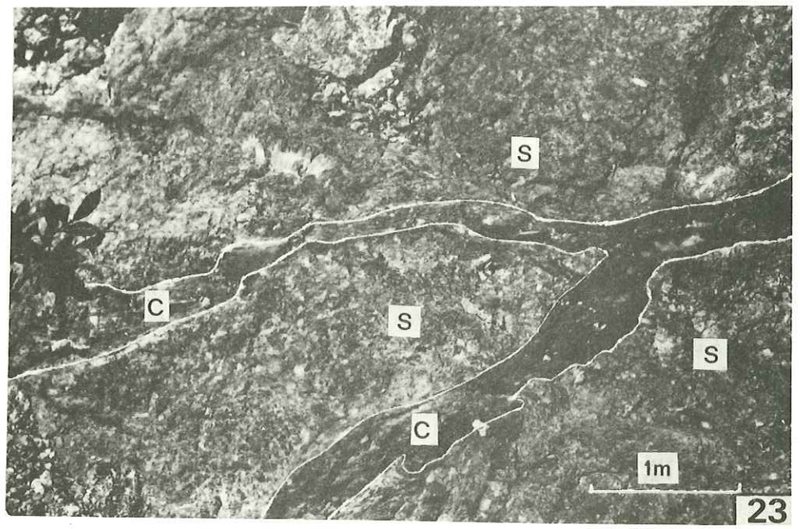


Fig. 23. Aspect des serpentinites à filonnets de calcite (Fontaine Froide).



tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

S'agit-il d'un ensemble originellement dissocié ou est-ce la tectonique qui est l'unique responsable d'une telle disposition ? Nous tâcherons plus loin de répondre à ces questions délicates.

b)- Le complexe carbonaté à blocs.

α. Coupe du Ruisseau d'Andagne : (fig. 24).

Au niveau du Ruisseau d'Andagne, une coupe détaillée à travers ce complexe à blocs, nous a permi de reconnaître successivement de bas en haut :

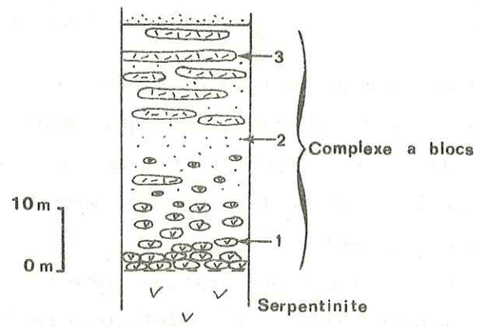


Fig. 24. Coupe schématique à travers le complexe à blocs (Ruisseau d'Andagne).
1: Bloc de serpentinite ; 2: Fragments millimétriques mafitiques et ultra-mafitiques ; 3: Blocs de diopsidite, d'épidotites, d'éclogites, etc... .

- 20 mètres environ de marbres blancs contenant des blocs de serpentinites. Cette formation, vers la base, est constituée essentiellement par un assemblage de blocs arrondis ou légèrement aplatis de serpentinite. Ces blocs très nombreux qui atteignent une taille de l'ordre du mètre, sont cimentés les uns aux autres par de fins niveaux carbonatés blancs. Progressivement, cet ensemble passe vers le sommet à un marbre blanc laminé qui renferme des blocs de serpentinites beaucoup moins nombreux et plus petits (ordre du centimètre au mètre).
  Le contact entre cette formation et les serpentinites sous-jacentes est, suivant l'endroit, différent ; en effet, sur le sentier qui mène au hameau d'Andagne, à l'altitude de 1990 mètres, on observe un passage assez brusque souligné par des surfaces de friction dûes à des mouvements différentiels ; par contre, plus haut et plus à l'Est, il est difficile de préciser où se situe le contact : le passage est très progressif et on passe des serpentinites aux marbres à blocs en une dizaine de mètres.
- 20 mètres environ de marbres blancs contenant des blocs d'éclogites, de prasinites, etc... . Cette série est for-

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

mée à sa base par un marbre blanc très riche en petits fragments verdâtres (amphibole + pyroxène + antigorite) ; quelques petits blocs de serpentinites (ordre du centimètre au décimètre, atteignant rarement le mètre) sont emballés dans le marbre. Les petits fragments verdâtres qui atteignent une taille variant du millimètre à la dizaine de centimètres, se répartissent le plus souvent d'une façon anarchique ; parfois, ils tendent à s'organiser et dessinent alors de petits plis très étirés.
Puis, rapidement, nous passons vers le sommet à une formation carbonatée dans laquelle s'allongent parallèlement une succession de blocs (prasinites éclogitisées, grenatite à épidotes, diopsidites, etc...) qui atteignent des tailles assez considérables (10 à plusieurs centaines de mètres de long sur 2 à 10 mètres d'épaisseur).

Ainsi, nous pouvons définir ce complexe à blocs comme une formation de marbres très souvent recristallisés qui emballent de nombreux blocs de compositions diverses (serpentinites, métabasites, éclogites et roches d'origine éclogitique) et de tailles très variables (ordre du millimètre à la centaine de mètres).

Dans cette série, il est possible de remarquer une certaine logique dans la disposition des blocs ; en effet, on observe un ensemble riche en blocs de serpentinite qui est surmonté par un ensemble où sont emballés essentiellement des blocs éclogitiques. A plus grande échelle, ce fait est confirmé.

Enfin, il faut remarquer que ce complexe à blocs, en règle générale, repose stratigraphiquement sur les serpentinites décrites préalablement.

β. Etude pétrographique :

Nous étudierons, d'une part, la matrice carbonatée, et, d'autre part, les blocs qui sont emballés dans cette matrice.

- La matrice carbonatée.

Il s'agit d'une roche compacte, de couleur gris-blanc à blanc, parsemée de petites tâches vert-clair ou de petits grains noirs ; ces derniers peuvent parfois se développer considérablement et former de petits lits continus. Par ailleurs, cette roche renferme toujours des zones entièrement recristallisées qui se présentent généralement sous la forme de petits niveaux blancs. Au microscope, on observe une matrice (calcite + dolomie) microgranoblastique dans laquelle flottent de nombreux "grains" de forme arrondie qui atteignent plusieurs millimètres de

diamètre ; ces derniers correspondent à une association de zoisite, d'actinote et de mica blanc, auxquels s'adjoignent parfois pistacite, clinozoïsite, diopside, sphène, apatite et opaques.

Dans les petits niveaux blancs entièrement recristallisés, on remarque au microscope une matrice formée par des mégacristaux de calcite dans laquelle flottent de nombreux fragments de diopside, de pistacite, d'actinote, de chlorite et d'antigorite ainsi que des grains de carbonates qui ont échappé à la recristallisation lors de la dernière phase métamorphique.

- Les blocs.

Nous avons vu précédemment qu'il existe plusieurs types de blocs qui sont noyés dans la matrice carbonatée : des blocs de serpentinites et des blocs de métabasites.

* Les blocs de serpentinites : Ces blocs de toutes formes (lentilles, amas diformes, blocs arrondis ou aplatis) et de toutes tailles (de l'ordre du décimètre à la dizaine de mètres ; plus rarement de l'ordre de la centaine de mètres) sont omniprésents dans cette série, se développant principalement vers le contact entre complexe à blocs-serpentinites. Ils se présentent en masses isolées, atteignant alors des tailles importantes (10 à 100 mètres). Ils peuvent également s'assembler pour former alors des niveaux épais de 10 à 20 mètres (fig. 25) où on observe de nombreux blocs de l'ordre du mètre (fig. 26) souvent arrondis. Ces blocs, séparés les uns des autres par des niveaux carbonatés, tendent à diminuer en nombre et en taille vers le sommet de la série.

Formés essentiellement par de la serpentinite, les blocs renferment, lorsqu'ils ont une taille inférieure au décimètre, de nombreuses veinules de calcite. Dans un de ces petits blocs, on observe un fond carbonaté granoblastique à microgranoblastique qui renferme de petits amas de forme arrondie et des niveaux plus ou moins boudinés d'antigorite maillée ; ces derniers sont associés à des opaques et quelquefois à du diopside très cataclasé.

De même, les gros blocs présentent souvent à leur périphérie une zone recoupée par de petites veinules carbonatées ; on remarque, au niveau du contact entre la matrice et les blocs, la succession suivante :

. un marbre renfermant de petites concentrations serpentineuses auxquelles s'associe souvent du diopside ;

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Fig. 25. Aspect du complexe à blocs.
Bloc de serpentinites emballés dans une matrice carbonatée (Les Arpettes).

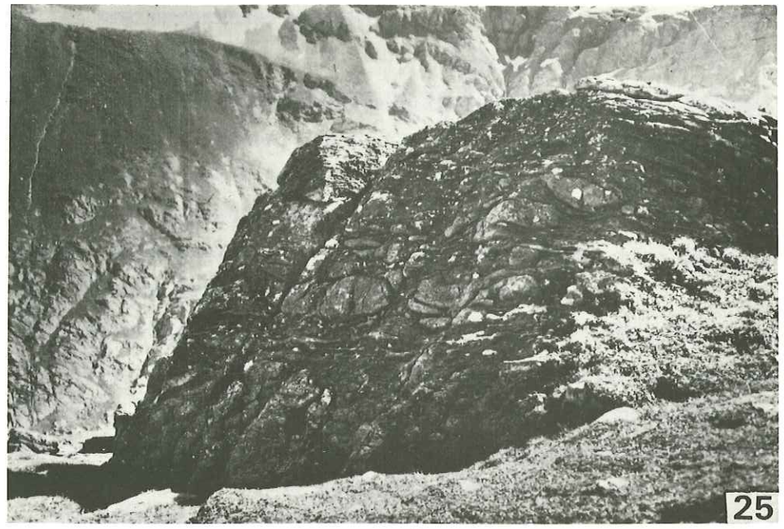
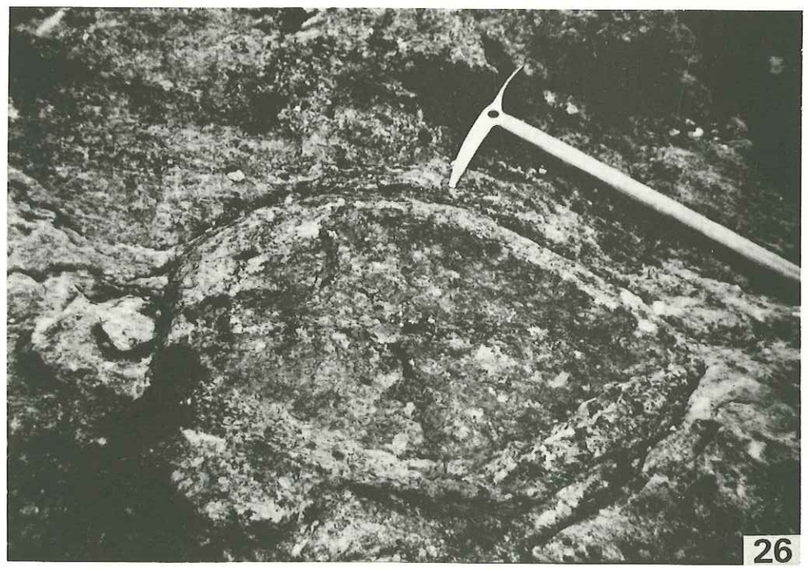


Fig. 26. Le complexe à blocs : détail d'un bloc serpentineux (Ruisseau d'Andagne).



. une serpentinite recoupée par de minuscules veinules de calcite ;

. une serpentinite massive.

* Les blocs d'éclogites et de roches d'origine éclogitique :
Ces roches sont beaucoup moins répandues que les serpentinites. Affleurant principalement vers le contact entre le complexe à blocs et les calcschistes, elles constituent de grosses masses isolées de forme lenticulaire (10 à 50 mètres de long). Plus rarement, elles forment des blocs plus ou moins arrondis de l'ordre du décimètre au mètre (fig. 27 et 28).

Ces blocs sont de natures diverses ; en effet, à côté de diopsidites à grenats, nous observons des grenatites à épidotes, des prasinites éclogitisées, etc... . Toutefois, ces différences de composition ne signifient pas que ces blocs dérivent de roches particulières différentes les unes des autres ; en effet, nous avons observé dans un même bloc des évolutions pétrographiques assez significatives (grenatite passant à une épidotite puis à une prasinite à glaucophane) qui nous permettraient d'envisager une origine assez semblable sinon identique pour tous ces blocs.

. Diopsidites à grenats : Amas de 10 mètres de long qui flotte dans la matrice carbonatée. Il se situe juste au-dessus du complexe riches en blocs de serpentinites (Ruisseau d'Andagne). Il s'agit d'une roche massive, très tenace, de teinte vert-clair parsemée de grosses tâches rouges brunâtres. De grands prismes de pyroxènes (1 centimètre de long), bien orientés donne à cette masse un aspect fibreux.

Au microscope, on observe un fond constitué par de grandes plages peu déformées de diopside dans lequel flottent de gros grenats très fracturés (anté-diopside) ; ces derniers ont tendance à former de fins lits plus ou moins continus. Accessoirement, on note la présence de pistacite très déformée (anté-diopside), de mica blanc et d'actinote (post-grenat et post-diopside) peu déformés.

L'origine de cette roche est difficile à déterminer et pourrait correspondre à l'accumulation de certains éléments dûe à une réaction métamorphique.

. Prasinites éclogitiques (cf. géochimie : analyse n° 1).

. Grenatites à épidotes : Il s'agit d'une lentille d'une cinquantaine de mètres de long, dans laquelle on a observé ce faciès. Il s'agit d'une roche dense, massive, de couleur rosé, parsemée de petites tâches

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Fig. 27. Le complexe à blocs : blocs décimétriques de roches mafiques et de petits "fragments" verdâtres emballés dans une matrice carbonatée (Plateau d'Andagne).

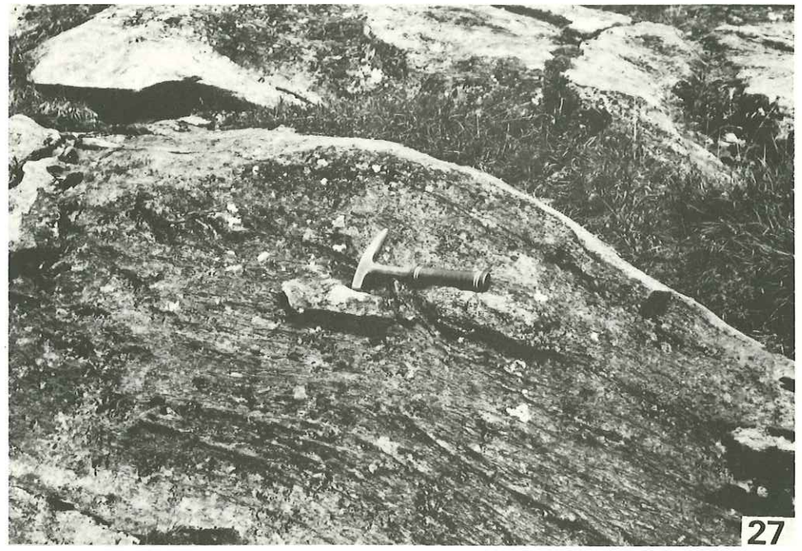
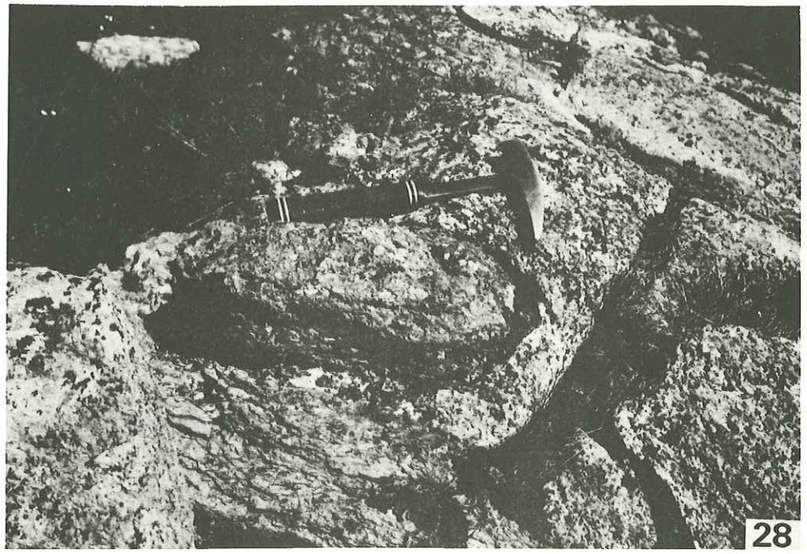


Fig. 28. Le complexe à blocs : détail d'un bloc amphibolitique emballé dans une matrice carbonatée (Ouille Monta).



tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

vertes. La masse rose correspond à un assemblage de grenats et de clinozoïsites, tandis que les petites tâches vertes représentent des amphiboles et des pyroxènes. Cette roche est recoupée par des filonnets, épais de plusieurs centimètres, de couleur jaune-verdâtre (épidotite) ; au contact entre l'encaissant et ces filonnets, on note un liseré vert (amphiboles).

Au microscope, on observe schématiquement un fond grenatifère sur lequel se surimpose la clinozoïsite. Dans le détail, on remarque des plages de diopside, partiellement remplacées par des amphiboles, qui forment avec les grenats très cataclasés une association minéralogique qui fut envahie par la suite par des épidotes (clinozoïsite + pistacite sub-automorphe) et par des amphiboles peu ou prou déformées ; ces deux derniers minéraux peuvent parfois former de petits lits qui recoupent tout l'ensemble. Accessoirement, on trouve du quartz et de la calcite.

Malgré un aspect déroutant, il est possible de définir cette roche qui passe latéralement à une prasinite éclogitique, comme un ancien gabbro ou un ancien basalte.

. Epidotites à grenats : Il s'agit d'un bloc d'environ 20 mètres de long englobé dans la matrice carbonatée qui est là très pauvre en blocs serpentineux (sous les Fesses de Noé). Il s'agit d'une roche massive, compacte, de couleur blanche. A l'oeil nu, on observe de gros grenats (ordre du centimètre), envahis par de la chalcopyrite, qui flottent dans une mésostase constituée par de fines baguettes de zoïsites, de micas blancs, de leucoxènes et d'actinotes (tous ces minéraux sont visibles à l'oeil nu).

Au microscope, on observe un fond riche en épidotes (pistacite + clinozoïsite rétromorphosant la zoïsite) dans lequel sont disséminés des micas blancs tordus et quelques actinotes et leucoxènes sub-automorphes. Dans cet assemblage flottent des reliques de grenats porphyroblastiques qui sont envahis par de la chlorite et de la chalcopyrite. Accessoirement, on trouve du quartz, de la biotite verte et de l'albite (cette dernière étant postérieure à tous les autres minéraux).

Cette roche a subi une telle déformation qu'il est difficile de définir son origine (peut-être gabbro rodingitique ?).

. Clinozoïsitite : Il s'agit d'une lentille de 5 à 10 mètres de long emballée dans le complexe à blocs (Ruisseau d'Andagne). C'est une roche très tenace, massive, finement cristallisée, de teinte blanc-rosé avec quelques touches de vert.

Au microscope, on observe un fond constitué essentiellement

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

par de l'albite et de la clinozoïsite (et éventuellement de la pistacite) dans lequel flottent quelques grenats très abimés, des baguettes d'actinotes bien conservées et des leucoxènes. Les grenats qui sont partiellement chloritisés sont les premiers minéraux à apparaître (englobés dans les épidotes et dans l'albite). Les épidotes, sub-automorphes, sont essentiellement représentées par de la clinozoïsite zonée qui rétromorphose quelquefois d'anciennes zoïsites ; elles sont postérieures aux grenats. Les grandes baguettes d'actinotes, peu déformées, sont ante syn et post épidotes. L'albite, bien mâclée, correspond à la dernière phase de cristallisation et cimente les autres minéraux.

Cette roche est difficilement identifiable : leucogabbro ou gabbro rodingitique ?

c)- Signification du complexe à blocs.

Cet ensemble, intensément tectonisé et métamorphisé est d'interprétation difficile.

Les premiers auteurs (carte géologique d'Ivrée, 1912) ont interprété cette formation comme des "calcaires saccharoïdes marmoréens" d'âge triasique. Puis, Conti et Grunau (in P. Bearth, 1967) admettent que cette formation correspond à un ensemble tectonique : il s'agirait d'un mélange tectonique de serpentinites et de sédiments carbonatés, accompagné par une mobilisation de la calcite. Pour E. Raguin (1931), il s'agirait de "phénomènes de contact" (cornéenne). En 1953, R. Michel admet que cette formation dérive de péridotites qui auraient subi des effets de serpentinisation puis de carbonisation. P. Bearth (1967) puis J. Bocquet (1974) considèrent ce complexe à blocs comme un ensemble ophicalcitique.

Récemment, ce complexe à blocs fut considéré (S. Fudral, J.P. Rampnoux et D. Robert, 1978) comme une formation tectono-sédimentaire : le front d'une nappe de nature océanique, lors de sa mise en place sur le craton Européen, aurait été dilacéré et aurait donné naissance aux grosses masses de serpentinites et aux plus petits blocs du complexe à blocs.

Un certain nombre d'arguments permettent d'envisager une telle solution :

- l'hétérogénéité des blocs qui sont emballés dans ces marbres ;
- l'existence, dans la masse de serpentinite liée à ces marbres à à blocs, d'éléments ultramafiques eux-mêmes emballés dans une serpentinite schisteuse.

Nous envisageons plutôt cette dernière conception qui semble se rapprocher le plus des faits. Néanmoins, il subsiste le problème de l'origine de la calcite qui cimente les blocs entre eux. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées :

- un phénomène d'exsudation : selon cette hypothèse, il y aurait eu une exsudation du Ca et du Mg à partir des blocs de serpentinites et de métabasites ; en effet, de tels phénomènes peuvent être observés dans des massifs péridotitiques peu tectonisés : en Nouvelle Calédonie, on peut noter, au niveau des plans de fracturation qui affectent des péridotites, des concentrations de giobertites ; ces dernières correspondent là à une exsudation à partir de la roche péridotitique.

Toutefois, cette solution ne nous paraît pas pouvoir expliquer un tel développement des marbres dans notre complexe à blocs.

- une origine purement sédimentaire ; seul un apport de sédiments carbonatés pourrait expliquer la grande proportion de marbres dans le complexe à blocs. Par ailleurs, des formations assez analogues à notre complexe à blocs sont déjà connues : En Nouvelle Calédonie, on peut observer des conglomérats à éléments ultra-basiques qui sont cimentés les uns aux autres par une matrice calcaro-gréseuse ; en Grèce, M. Bonneau et al. (1979) décrivent un mélange chaotique constitué par des blocs de composition diverse (métabasaltes, métagabbros, serpentinites, métapélites et rares métacherts) qui sont cimentés par une matrice pélitique.

Cependant, dans ces formations, la matrice renferme une proportion assez importante en quartz et en phyllites ce qui n'est pas le cas chez nous.

Pour notre part, faute de données, nous ne pouvons pas nous prononcer définitivement en faveur d'une de ces hypothèses.

2°/- Les métabasites (prasinites s.l.).

a)- Etude lithostratigraphique :

Elles affleurent principalement dans le flanc inverse de la structure antiforme couchée d'axe est-ouest. Dans ce flanc, elles se développent largement (0 à 75 mètres d'épaisseur) et s'étendent, d'une part, depuis Pierre Bec (Rive droite de l'Arc) jusqu'au Clapéra, et, d'autre part, depuis Belle Côte jusqu'aux environs de l'Ouille du Midi. Par contre, dans le flanc normal, nous retrouvons ces métabasites sous la forme de lambeaux tectonisés

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

(Rive droite de l'Arc en amont du Villaron, Ruisseau d'Andagne, Ouille Mouta) d'une dizaine de mètres d'épaisseur et d'une centaine de mètres de long. Par ailleurs, nous retrouvons quelques lambeaux cisaillés et replissés dans les formations sus-jacentes (hameau d'Andagne, Le Molard).

Le contact entre ces métabasites et le complexe à blocs est stratigraphique (Ouille du Midi). Néanmoins, il arrive parfois que le contact soit tectonisé et on observe alors des surfaces de friction (Belle Côte dans le flanc inverse de la structure antiforme ; rive droite en amont du Villaron et Ruisseau d'Andagne dans le flanc normal de l'antiforme) ou des mylonites (Couloir du Clapéra).

b)- Etude pétrographique.

Plusieurs coupes détaillées (Couloir du Clapéra, Pierre Bec, Ouille du Midi) à travers ces métabasites (prasinites s.l.) nous ont permis de reconnaître plusieurs termes :

- Prasinites à glaucophane :

Elles forment le faciès le plus répandu. Il s'agit d'une très belle roche, massive, tenace, parfois légèrement foliée (texture nématoblastique), de teinte jaune-verdâtre avec des reflets bleu-gris. Très souvent on observe de nombreux lits de glaucophanites intercalés dans cette roche. Ces derniers, épais de plusieurs centimètres, se présentent sous la forme de cristaux centimétriques de glaucophane.

Au microscope, on observe un fond constitué par des xénoblastes albitiques (qui englobent poécilitiquement tous les autres minéraux) et par de nombreuses épidotes sub-automorphes (pistacite + clinozoïsite qui rétromorphose des zoïsites). Dans cette mésostase, s'allongent de petits lits phylliteux (mica blanc) et de petits lits d'amphiboles (glaucophane légèrement déformée qui est la plupart du temps rétromorphosée en amphibole bleu-vert, en actinote ou en chlorite). Accessoirement, on peut trouver de la calcite, du quartz et des minéraux opaques (magnétite qui peut se développer considérablement et former de véritables placages). Il faut noter la présence de petits cristaux, très rares, de lazurites qui ne furent jamais signalés antérieurement.

- Prasinites à grenats et pyroxènes :

Beaucoup moins répandues, ces roches ont conservé l'empreinte d'un métamorphisme éclogitique et passent progressivement aux prasinites à

glaucophane. Sur le terrain, elles sont difficiles à repérer car elles ont un aspect très semblable aux prasinites à glaucophane.

Au microscope, elles sont schématiquement analogues aux prasinites à glaucophane. Toutefois, elles en diffèrent par la présence de gros grenats très cataclasés, souvent envahis par la chlorite et par la présence de pyroxènes très albitiques qui sont partiellement ouralitisés (J. Bocquet 1974 définit ces derniers comme des pyroxènes sodiques).

- Prasinites ocellées :

Ces roches ne se développent que vers les contacts avec les formations encaissantes (complexe à blocs, micaschistes albitiques) où elles forment un ensemble dont l'épaisseur varie considérablement (1 à 20 mètres environ). Le passage avec les autres types de prasinites, bien qu'il soit rapide, est progressif.

Il s'agit d'une roche massive, très compacte, de couleur vert-sombre, parsemée de petites tâches blanches d'albite (ces ocelles d'une taille moyenne de 0,5 centimètre, peuvent atteindre un diamètre de près de 1 centimètre).

Au microscope, on observe un fond constitué par des poéciloblastes d'albite entre lesquels se développent des actinotes, des chlorites et des épidotes (clinozoïsites + pistacites). Accessoirement, on peut trouver des amphiboles bleu-vert, du quartz, du mica blanc, de la calcite, du leucoxène et des opaques.

c)- Interprétation de ces métabasites.

V. Novarese (1894) puis E. Raguin (1930) admettent que ces prasinites dérivent de roches volcaniques basiques : les grosses masses correspondraient à des métagabbros ou à des métadiabases tandis que les fins horizons représenteraient d'anciennes tuffites ou d'anciennes coulées volcaniques contemporaines de la sédimentation. Par contre, R. Michel (1953) les considère comme des sédiments marneux ou argileux qui auraient été ultérieurement métamorphisés. Plus récemment, de nombreux auteurs (A. Nicolas, 1966, J. Bocquet, 1974 ; A. Mazzucotelli et al., 1976, etc...) confirment les résultats de V. Novarese et considèrent ces roches comme d'anciennes roches volcaniques basiques (basalte alcalin, tholéitique, etc...).

Pour notre part, nous admettons que ces prasinites correspondent bien à des roches volcaniques basiques métamorphisées et dériveraient plus

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

précisément de gabbro ou de basalte tholéiitique s.l. (cf. géochimie).

3°/- Les micaschistes albitiques :

a)- *Etude lithostratigraphique*.

Les micaschistes albitiques, appelés aussi "gneiss du Charbonnel" par R. Michel (1953), sont largement développés dans l'unité inférieure de la nappe des "Schistes Lustrés". On les rencontre :

- soit au contact avec les métabasites : le contact entre ces dernières et les micaschistes albitiques (qui ont une épaisseur de l'ordre du mètre à plusieurs mètres) est stratigraphique (Ruisseau d'Andagne, rive droite en amont du Villaron) ou bien tectonisé (développement d'une mylonite dans le Couloir du Chapéra) ;

- soit au contact avec le complexe à blocs : lorsque les métabasites sont absentes (cisaillées ou disparition latérale), les micaschistes reposent sur le complexe à blocs. Le contact entre ces deux formations est généralement tectonique et il est scellé par des cristallisations métamorphiques (épidotites, actinotites). Ce type de relations se rencontre toujours dans le flanc normal de la structure antiforme couchée d'axe est-ouest (Les Barmes, les Laurs, Ouille Mouta). Les micaschistes albitiques, en ces différents points, forment des niveaux d'épaisseurs plurimétriques ;

- soit intercalés tectoniquement dans les formations sus-jacentes (les calcschistes) : en effet, il semblerait que les micaschistes albitiques comme les calcschistes sus-jacents ont été profondément affectés par les phases plicatives alpines ce qui a entraîné une alternance, à l'affleurement, de ces deux faciès. Ainsi nous pouvons suivre depuis le Ruisseau des Roches jusqu'au glacier des Evettes (en passant par le Villaron) un niveau composé d'une alternance d'horizons d'une vingtaine de mètres d'épaisseur de micaschistes albitiques et d'horizons d'une dizaine de mètres d'épaisseur de calcschistes.

b)- *Etude pétrographique*.

Sous le vocable de micaschistes albitiques, nous avons regroupé plusieurs faciès étroitement associés. Ainsi, une coupe précise réalisée à travers ces micaschistes albitiques s.l., dans la région du Molard (rive

droite de l'Arc) nous permet de montrer la succession, apparemment normale, suivante (fig. 29).

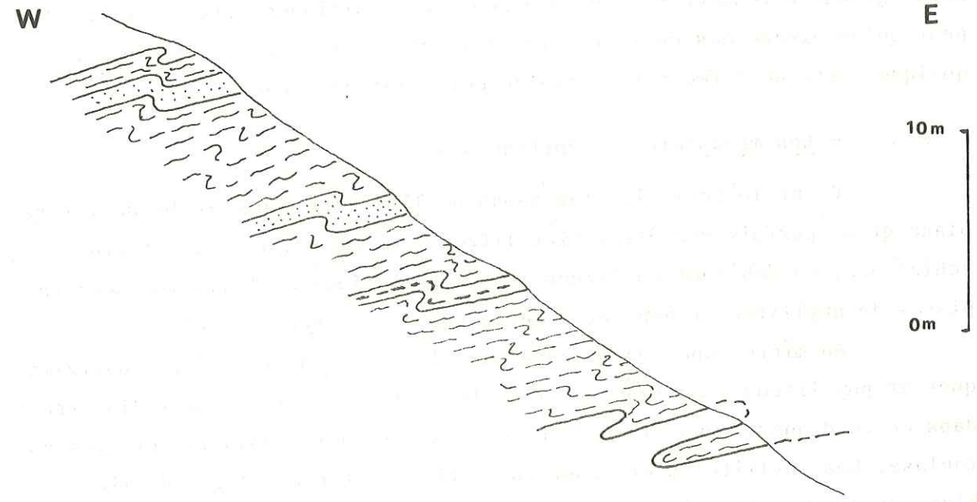


Fig. 29. Coupe schématique à travers les micaschistes albitiques. Région du Molard.

- 8 mètres de micaschistes albitiques plus ou moins riches en grenats ;
- 1 mètre de micaschistes albitiques riche en minéraux ferro-magnésiens (amphibole + chlorite) ;
- 4 mètres de micaschistes albitiques ;
- 1 mètre de quartzites riches en magnétite ;
- 5 à 10 mètres de micaschistes albitiques plus ou moins riches en grenats ;
- 1 mètre de quartzites phylliteux ;
- 2 mètres de micaschistes albitiques.

Il nous apparaît que cette formation est constituée essentiellement par des micaschistes albitiques dans lesquels s'intercalent de fins niveaux de quartzites.

Remarque : C. Chopin (1978) signale des lentilles quartzitiques d'extension décimétrique à hectométrique riches en minéraux manganésifères.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Par ailleurs, il faut remarquer qu'il existe aussi (mais pas dans la coupe précédente) des gneiss albitiques. Ces derniers ont une moins grande extension que les micaschistes albitiques. Ils ne se développent qu'au niveau des contacts avec les métabasites et constituent en quelque sorte un terme intermédiaire entre les deux formations.

- Les micaschistes albitiques s.s. :

C'est le terme le plus répandu. Il s'agit d'une roche de teinte blanc-gris, parfois verdâtre, bien litée, très microplissée, à texture schisteuse, se débitant en larges lauzes. Les plans de foliation sont tapissés de phyllites et donnent à cette roche un aspect satiné.

Au microscope, on observe une alternance de fins lits quartzitiques et phylliteux ; quelques petites lentilles albitiques sont dispersées dans ce fond quartzo-phylliteux. Le quartz est équigranulaire et très cataclasé. Les phyllites sont constituées par de grandes plages de mica blanc et de chlorite allongées parallèlement aux plans de foliations. L'albite, qui est souvent mâclée, se présente sous la forme de xénoblastes légèrement cataclasés. Accessoirement, on trouve des épidotes, de l'apatite, de la tourmaline et des opaques.

Cette roche renferme parfois de nombreux grenats qui se concentrent sous la forme de petits lits roses. Souvent microscopiques, ils peuvent atteindre toutefois des tailles de l'ordre du centimètre. Au microscope, on note qu'il existe deux générations de grenats ; en effet, certains d'entre eux sont automorphes et parallèles aux plans de foliation de la dernière phase alpine, tandis que les autres sont cataclasés et réorientés et en déséquilibre avec la chlorite.

Remarque : A proximité des lentilles de prasinite emballéesdans les marbres à blocs, ces roches renferment de la fuschite.

- Les quartzites :

Il s'agit d'une roche de couleur blanche ou brun-clair (présence d'oxydes de fer), très massive (quartzites francs) ou légèrement foliée (quartzites phylliteux).

Au microscope, ces roches sont analogues aux micaschistes albitiques, elles s'en différencient par une proportion plus élevée en quartz, et par l'absence d'albite et de niveaux phylliteux (les phyllites sont peu abondantes et sont disséminées dans la roche).

- Les gneiss albitiques :

Macroscopiquement cette roche est assez semblable aux micaschistes albitiques mais en diffère par une texture schisteuse moins prononcée.

Au microscope, on observe une mésostase albitique dans laquelle s'allongent de petits niveaux phylliteux et de petits amas quartzitiques. L'albite se présente sous la forme de poéciloblastes xénomorphes, rarement mâclés et cataclasés, ou bien sous la forme de cristaux sub-automorphes, souvent mâclés et non déformés ; il existe donc deux générations d'albite. Le quartz, toujours cataclasé, constitue de petits amas isolés ou englobés poécilitiquement dans l'albite. Les phyllites, représentées par du mica blanc et de la chlorite, s'allongent suivant la foliation. Accessoirement, on trouve : zoïsite, clinozoïsite, pistacite, grenat, calcite.

c)- Signification des micaschistes albitiques s.l.

Cette formation de micaschistes albitiques s.l. a été interprétée selon les auteurs de façons variées.

Pour E. Hermann et E. Raguin (1927, 1929, 1930) ces niveaux représentent des "copeaux" arrachés au massif cristallin interne de Sesia. Par la suite, R. Michel (1953) les interprète comme des intercalations normales dans la série des "Schistes Lustrés" ; ces faciès qu'il nomma "gneiss du Charbonnel" résulteraient de l'albitisation de calcschistes. Plus récemment, F. Ellenberger (1958), A. Nicolas (1966) considèrent ces niveaux comme d'origine volcano-détritique tandis que S. Fudral et al. (1978) les interprètent comme un terme détritique. Enfin, C. Chopin (1978) émet l'hypothèse, étant donné la richesse de certains quartzites en manganèse, qu'il puisse s'agir d'une série de fond océanique caractérisée par une association de matériaux détritiques (micaschistes albitiques) et de radiolarites (quartzites).

Pour notre part, nous avons envisagé, pour ces micaschistes albitiques, trois origines possibles :

- Les micaschistes albitiques dériveraient d'une série volcano-détritique : Selon cette hypothèse, les micaschistes albitiques s.l. pourraient dériver, semble-t-il, de kératophyres et plus précisément de kératophyres quartzitiques; en effet, ces dernières ont chimiquement une composition très semblable à celle de nos faciès albitiques (voir les analyses chimiques de R. Michel, 1953, p. 75). En outre, ces micaschistes sont étroitement associés à des métabasites et cela nous incite à y voir une association de type spilites

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

-kératophyres ; cette dernière a été définie (Th. Juteau et G. Rocci, 1974 ; D.F. Semenov, 1977) comme un ensemble détritique renfermant des niveaux de spilites, de kératospilites et de kératophyres. Cette définition concorde assez bien avec ce que nous avons chez nous : l'ensemble détritique aurait été transformé en quartzites et en micaschistes albitiques tandis que la séquence spilites-kératophyres serait représentée respectivement par des métabasites, des gneiss prasinitiques et des gneiss albitiques. Néanmoins, en reportant dans le diagramme Al/3-K / Al/3-Na (H. de la Roche, 1968) une analyse de gneiss albitique faite par R. Michel (1953), nous remarquons que cet échantillon ne tombe pas dans le domaine des kératophyres.

- Les micaschistes albitiques s.l. dériveraient d'une série détritique à interstratifications de radiolarites. Cette hypothèse de C. Chopin (1978) est basée sur plusieurs faits : l'absence apparente de minéraux détritiques (feldspaths potassiques, zircon) dans les quartzites ; la présence de concentrations manganésifères et d'éléments de transition (Cr, Ni, Cu, Co) dans les quartzites.

- Les micaschistes albitiques s.l. dériveraient d'une série purement détritique : On peut envisager tout simplement une sédimentation détritique avec des apports plus ou moins riches en quartz et en feldspaths. A l'appui de cette hypothèse vient la grande analogie qui existe entre ces faciès et ceux qui ont été décrits dans les Alpes Cottiennes et en Corse (J.M. Caron, 1977) comme d'origine détritique.

Pour notre part, nous considérons les deux dernières hypothèses comme les plus plausibles, l'une n'excluant absolument pas l'autre.

4°/- Les Calcschistes :

Ils ont une épaisseur qui est de l'ordre de 20 à 30 mètres.

a)- Etude lithologique.

Les calcschistes sont largement impliqués dans la tectonique alpine et leurs relations avec les autres formations sont le plus souvent tectoniques.

- Les relations entre les calcschistes et les micaschistes albitiques : Elles sont rarement stratigraphiques. Cependant, dans le Couloir du

Clapéra, dans le flanc inverse de l'antiforme couché d'axe Est-Ouest, nous observons un contact apparemment stratigraphique et l'on passe d'un terme à l'autre d'une façon continue. Par contre, sur le Plateau d'Andagne et dans la vallée du Vallon, ces deux faciès sont séparés l'un de l'autre par un contact tectonique souligné sporadiquement par des lambeaux de métabasites ou par des zones réactionnelles (Chloritite, albitite).

- Les relations avec le complexe à blocs : Les calcschistes reposent parfois, nous l'avons vu précédemment, sur le complexe à blocs par l'intermédiaire d'un contact qui semble être tectonique. En effet, ce contact est soit souligné par une zone réactionnelle épaisse d'environ un mètre (épidotites ou actinotites - Couloir du Clapéra, Ouille du Midi, etc..) soit se marque par des surfaces de friction accompagnées de cristallisations métamorphiques (Au Benot ; au-dessus des Trois Cornets).

b)- Etude pétrographique.

Nous avons distingué deux faciès (les marbres phylliteux et les schistes calcifères) sans qu'il soit possible cependant de définir une logique stratigraphique entre eux.

- Les marbres phylliteux.

Formant de gros bancs d'un mètre d'épaisseur, ces roches plus ou moins massives, de couleur gris-clair à gris-sombre et à altération brunâtre, sont caractérisées par une texture schisteuse soulignée par de nombreuses phyllites.

Au microscope, on observe une mésostase calcitique qui englobe des grains de quartz et des plages de phyllites. La calcite souvent très recristallisée se présente sous la forme de méga-cristaux sub-automorphes. Le quartz plus ou moins abondant, d'origine détritique, se présente sous la forme de grains arrondis, isolés ou en petits amas. Les phyllites, formées par du mica blanc et des chlorites s'allongent suivant la foliation. Accessoirement, on peut trouver des opaques.

- Les schistes calcifères.

Il s'agit de roches friables, se débitant en fins feuillets, de couleur grise ou noire, à patine noire, à surface S lustrée car tapissée par des phyllites (d'où le nom de la série). Cette roche présente une fine

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

alternance de lits blancs (quartzitique) et gris (carbonaté). Il faut remarquer que cette formation renferme de nombreuses lentilles de quartz longues parfois de plusieurs décimètres.

Au microscope, on observe une alternance de lits quartzitiques et de lits calcaro-phylliteux. Accessoirement, on peut trouver de l'albite xénoblastique, des grenats, du chloritoïde et des opaques.

Remarque : Ces faciès qui, en général, présentent une association minéralogique très pauvre, renferment des paragenèses plus riches et plus variés lorsqu'ils sont à proximité de niveaux prasinitiques, ovarditiques, micaschisteux mais surtout à proximité des serpentinites et des marbres à blocs. En effet, à côté de la paragenèse classique (calcite + quartz + phyllites), on trouve de nombreux minéraux peu répandus dans les calcschistes (épidotes: zoïsite + clinozoïsite + pistacite ; actinotes et pyroxènes). J. Bocquet (1974) qui a également observé ce phénomène, signale l'existence de lawsonite et d'amphibole sodique à proximité des roches vertes.

c)- *Signification des calcschistes.*

Bien développés dans les zones les plus externes du domaine Piémontais, les calcschistes, ou schistes lustrés des auteurs, dérivent d'une ancienne série sédimentaire. Cette dernière serait constituée par des termes argileux, marneux, calcaires ou gréso-calcaires. Des analyses chimiques réalisées par J. Bocquet (1974) confirment ces résultats.

5°/- Le problème des variations latérales :

a)- *Coupe de la Pointe des Arses.*

Cette coupe a été réalisée entre le massif de la Cristallière et la Pointe des Arses, située plus à l'Est.

Le long de cette coupe nous distinguons, en montant, la succession suivante (fig. 30) :

- 150 mètres environ de marbres phylliteux. Ces derniers reposent par l'intermédiaire d'un contact tectonique souligné par des cargneules bréchiques sur la couverture siliceuse du massif du Grand Paradis.
- 140 mètres de schistes calcifères.
- 150 mètres de marbres phylliteux qui renferment un fin niveau d'ovardites.

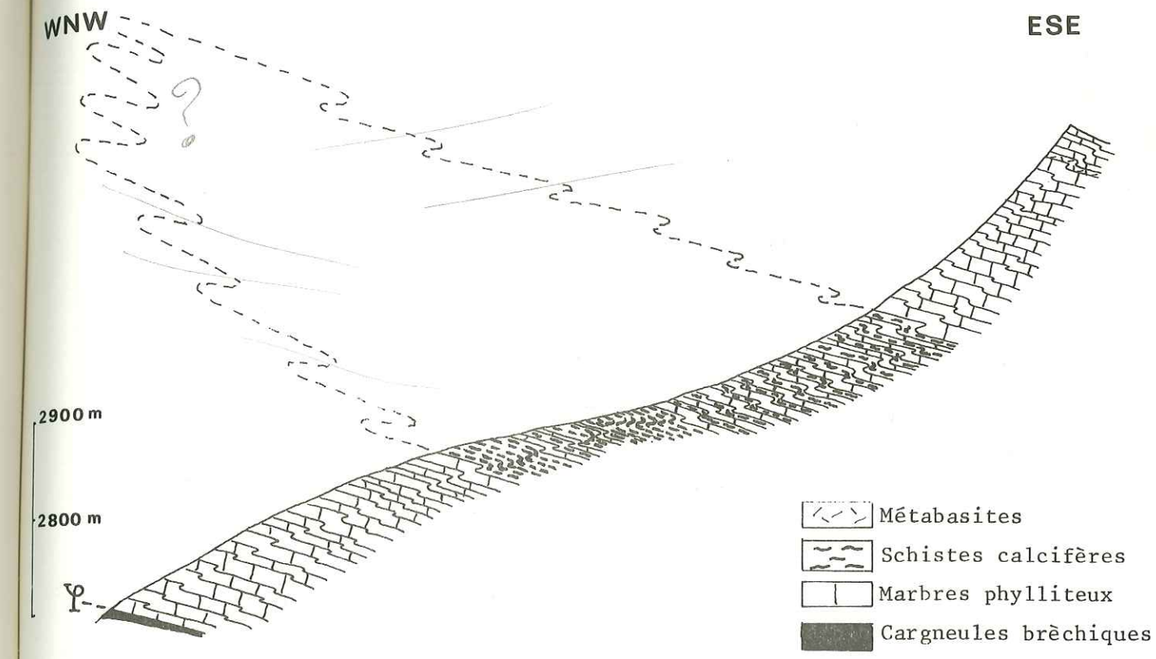


Fig. 30. Levé lithostratigraphique à travers les calcschistes entre la Cristallière et la Pointe des Arses.

Cette coupe nous permet de constater qu'il existe là un redoublement des marbres phylliteux. Nous ne pouvons dire si cette répétition est originelle ou si elle est tectonique. En raison du style tectonique de cette unité inférieure, nous préférons opter pour la seconde hypothèse. Ainsi, nous aurions la succession (normale ou inverse ?) suivante :

- 70 mètres de schistes calcifères ;
- 150 mètres de marbres phylliteux.

Cette coupe est très intéressante dans la mesure où l'on peut constater que la succession lithostratigraphique est apparemment différente de celle du Couloir du Clapéra. En effet, on peut remarquer qu'à la base de cet ensemble nous ne rencontrons pas le complexe à blocs ainsi que les métabasites.

Cependant, cette absence peut être expliquée très facilement par la tectonique alpine qui a cisaillé la base de cette série et, en particulier, le complexe tectono-sédimentaire et les prasinites sus-jacentes.

Par ailleurs, nous constatons que cette série calcschisteuse, qui se raccorde à celle située au-dessus du complexe à blocs, est nettement plus épaisse : 220 mètres environ contre quelques dizaines de mètres

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

dans la zone méridionale. Ces différences d'épaisseur pourraient être expliquées soit par les jeux plicatifs de la tectonique alpine, soit par un passage latéral important.

III. CONCLUSION SUR L'UNITE INFERIEURE (fig. 31).

Ainsi dans l'unité inférieure de la nappe des "Schistes Lustrés", nous avons reconnu deux séries qui apparemment sont différentes :

- la première s'étend dans la partie méridionale de notre secteur; elle est constituée successivement et stratigraphiquement par :
  - . Un ensemble tectono-sédimentaire de 200 mètres d'épaisseur ;
  - . Un ensemble que nous pourrions qualifier de formation volcano-détritique constituée par :
    - un niveau de métabasites qui est par endroit laminé (75 mètres environ) ;
    - des micaschistes albitiques à intercalations de quartzites phylliteux (10 à 20 mètres environ) ;
  - . Un ensemble métasédimentaire carbonaté (les calcschistes) dont l'épaisseur est de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres.

- La deuxième, qui s'étend dans le secteur central de notre terrain, est constituée par une série relativement épaisse de calcschistes (220 mètres ou plus) dont nous ne connaissons ni le sommet ni la base.

Les différences que nous pouvons remarquer entre ces deux coupes (absence du complexe tectono-sédimentaire et des métabasites dans la zone centrale ; différences de l'épaisseur des métasédiments d'un secteur à l'autre) peuvent être expliquées soit par des cisaillements de la tectonique alpine, soit par un passage latéral, soit par les deux raisons citées préalablement.

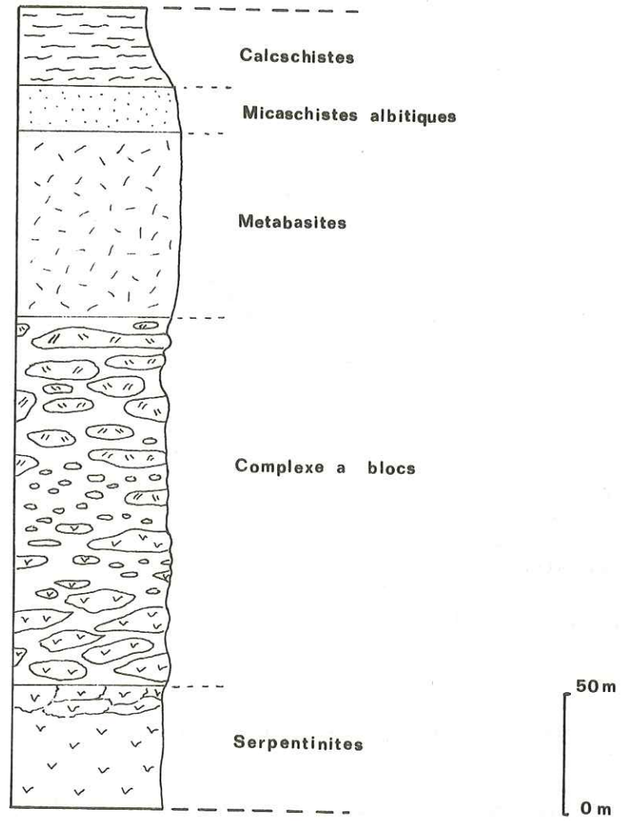


Fig. 31: Colonne stratigraphique de l'unité inférieure

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

C. L'UNITE SUPERIEURE.

I. COUPE DE LA POINTE D'ANDAGNE (fig. 32).

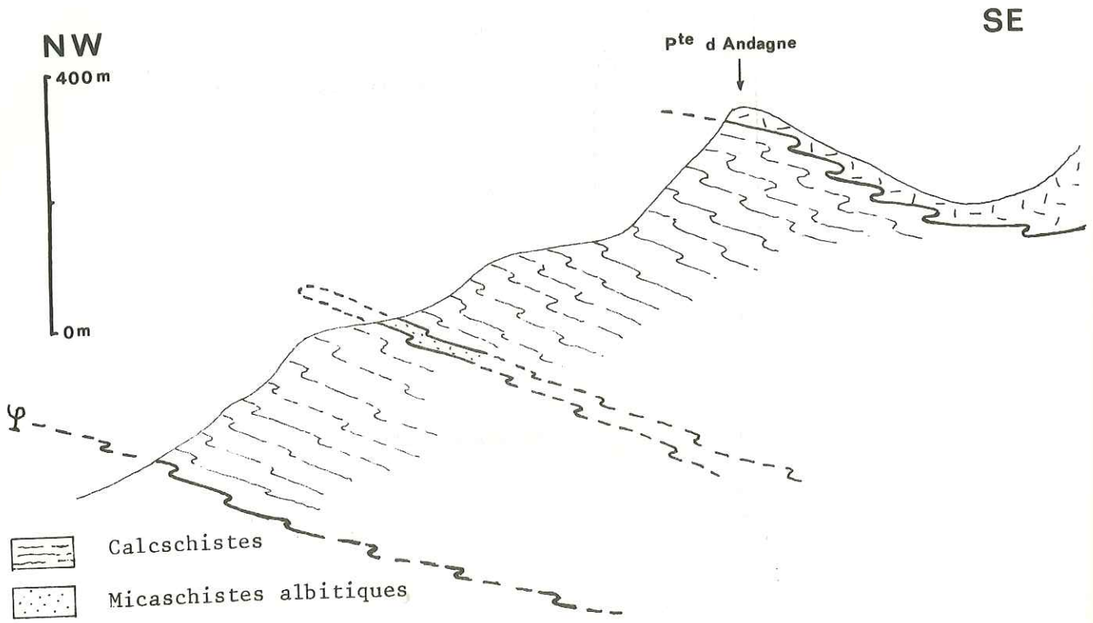


Fig. 32. Coupe schématique à travers l'unité supérieure (Pointe d'Andagne).

Cette coupe est dans le prolongement de la coupe du Couloir du Clapéra. Elle s'allonge depuis les environs du lac d'Andagne vers l'altitude de 2600 mètres jusqu'au Col de Fourche (altitude 3052 mètres) situé à 200 mètres au Sud de la Pointe d'Andagne.

Ce profil recoupe l'unité supérieure de la nappe des "Schistes Lustrés". Cette unité repose, par l'intermédiaire d'un contact cisaillant jalonné de lambeaux de cargneules, de formations dolomitiques à cachet triasique et de serpentinites, sur l'unité inférieure définie précédemment (Plateau d'Andagne, Pointe Regaud, Pays Désert, etc...).

Il est à remarquer que le long de cette coupe, nous avons observé des répétitions de séquences lithologiques qui sont dûes à la tectonique. Ainsi, nous ne décrirons que la séquence stratigraphique qui nous semble la plus représentative (cette séquence se situe dans le flanc inverse d'une structure anticlinale qui constitue le sommet de la Pointe d'Andagne). Nous pouvons définir schématiquement la succession stratigraphique suivante :

- 50 mètres environ de métabasites : Cette formation est constituée par des ovardites et des prasinites très plissées.

- des micaschistes albitiques : L'épaisseur de ce niveau est de l'ordre métrique à plurimétrique. Les micaschistes albitiques sont très plissés et on observe à la Pointe d'Andagne des alternances de ce faciès avec les métabasites stratigraphiquement sous-jacentes. Le passage entre ces micaschistes et les prasinites (ou ovardites) se fait par l'intermédiaire de termes très variés : gneiss albitiques, albitites, actinotites, chloritoschistes et gneiss prasinitiques. Il est à noter que certaines alternances de micaschistes albitiques et de métabasites pourraient être originelles.

- 150 mètres de calcschistes : Ils sont constitués par des marbres phylliteux et des schistes calcifères.

II. ETUDES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET PETROGRAPHIQUES DES DIFFERENTS ENSEMBLES.

1°/- Les métabasites :

A)- Etude lithostratigraphique.

Les métabasites ont en général un développement latéral très important et certains niveaux peuvent être suivis sans interruption sur plus de 10 kilomètres de long (entre la Lenta et l'Isère, ou entre le Torrent d'Avérole et le Glacier du Vallonnet). Formant souvent des horizons de faible épaisseur, de l'ordre décimétrique, métrique ou plurimétrique (La Frête, les Parses, Pointe des Arses, etc...), elles peuvent parfois constituer de puissants niveaux d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur (Glacier des Sources de l'Isère - Roches Noires en Tarentaise ; Pointe Ouest - Albaron en Maurienne).

Ces métabasites sont toujours associées à des micaschistes albitiques et constituent avec ces derniers de fines alternances centimétriques à métriques. Ces alternances sont souvent dûes à des jeux plicatifs (Pointe d'Andagne) mais parfois semblent être originelles (Pays Deserts, fig. 33). Toutefois cette association n'est pas toujours aussi étroite et on observe un seul niveau de micaschistes albitiques, homogène , qui s'intercale entre les prasinites (ou ovardites) et les calcschistes (Clapier Vert, La Frête, etc...) (fig. 34).

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Fig. 33. Alternance millimétrique à décimétrique de calcschistes, de micaschistes albitiques et de métabasites. L'ensemble a été déformé par des plis en rétrocharriage (Pays Désert).

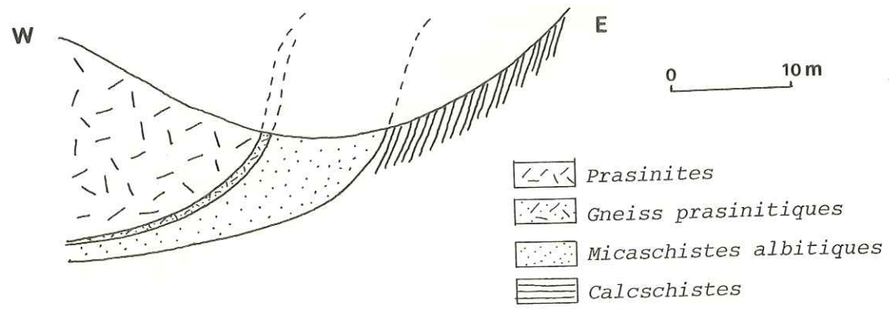


Fig. 34. Schéma montrant les relations qui existent entre métabasites et micaschistes albitiques (Clapier Vert).

b)- Etude pétrographique.

Ces métabasites sont constituées principalement par des ovardites et des prasinites, et accessoirement, par des actinotites et des gneiss prasinitiques (au contact avec les micaschistes albitiques).

* Ovardites.

Selon la classification de V. Novarese (1894), les ovardites sont définies comme des prasinites riches en albite, épidotes, chlorite et calcite. Macroscopiquement, il s'agit d'une roche massive, très tenace, légèrement foliée. De nombreuses ocelles blanches, millimétriques, rarement centimétriques, d'albite parsèment le fond riche en ferro-magnésiens, de teinte vert-clair.

Au microscope (fig. 36), on observe un fond constitué par des phénoblastes d'albite mâclée qui englobent poécilitiquement des micas blancs, des épidotes, de minuscules baguettes d'amphiboles bleu-vert, d'actinote, etc... . Ces ocelles d'albite, parfois jointives, sont souvent séparées les unes des autres par une trame constituée par de la chlorite dans laquelle flottent de nombreuses épidotes sub-automorphes ou xénomorphes (clinozoïsite + pistacite + zoïsite). La calcite, toujours cristallisée tardivement, est assez abondante. Accessoirement, on trouve du leucoxène, du quartz et des opaques (fig. 35).

* Prasinites ocellées (fig. 36).

Elles sont pétrographiquement analogues à celles qui furent décrites dans l'unité inférieure.

* Prasinites particulières.

Les prasinites, par enrichissement d'un minéral ou d'un autre, passent à une multitude de faciès secondaires ; prasinites à pistacite, prasinites riches en amphibole , etc... . Nous noterons par ailleurs la présence de très rares prasinites à glaucophane (Roches Noires, la Frête, la Levresse en face du hameau de la Goula).

* Gneiss prasinitiques.

Ce faciès qu'on observe généralement vers les contacts entre prasinites et gneiss albitiques renferme de fins niveaux discontinus de quartz. Ce dernier, qui constitue plus de 5% du volume de la roche, permet de dénommer ce faciès "gneiss prasinitique" (V. Novarese, 1894).

* Actinotites.

Ces roches sont beaucoup moins répandues que les précédentes.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

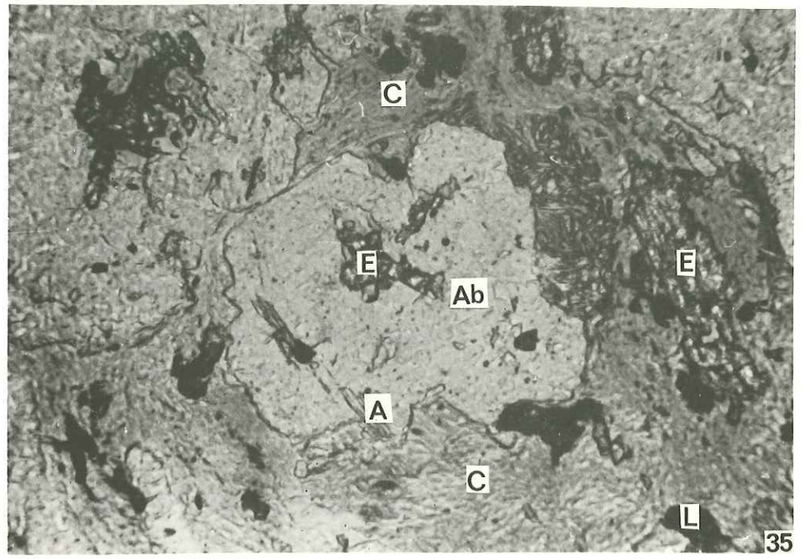


Fig. 35. Aspect microscopique d'une ovardite.
Ab = albite ; c = chlorite ; A = actinote ;
E = épidote ; L = leucoxène.

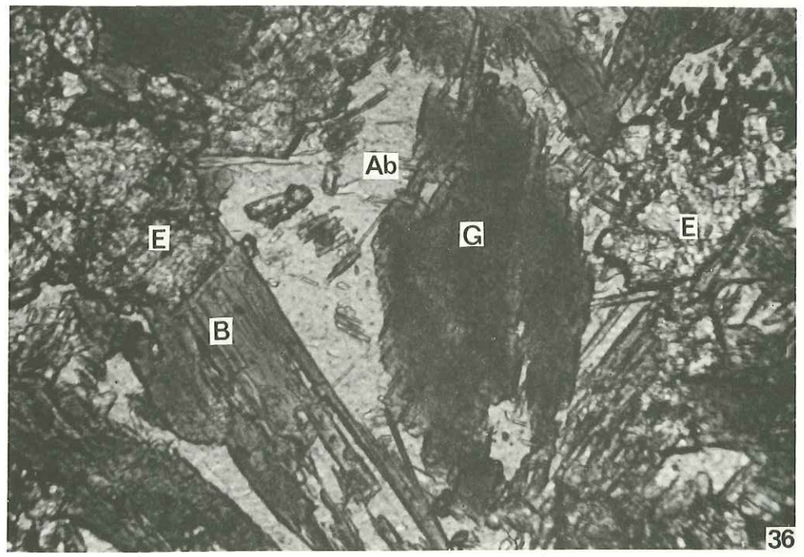


Fig. 36. Aspect microscopique d'une prasinite.
G = glaucophane (noter la rétromorphose en amphibole verte vers les bordures du cristal) ;
B = barroïsite ; Ab = Albite ; E = Epidote.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Lorsqu'elles affleurent, elles constituent un liseré entre les prasinites franches et les calcschistes.

Il s'agit d'une roche très schistosée, de teinte vert-sombre, à patine brillante vert-gris. Elle est constituée par un assemblage de baguettes automorphes d'amphiboles (actinote) et des lamelles de chlorites. La calcite, bien cristallisée, est le plus souvent présente.

c)- Signification des métabasites.

Les métabasites ont été interprétées de façons diverses (cf. unité inférieure). Pour notre part, nous admettons qu'elles dérivent de formations volcaniques (basaltes calco-alcalins?), soit des coulées, soit des tufs.

2°/- Les micaschistes albitiques :

a)- Etude lithologique.

Les horizons de micaschistes albitiques sont, nous l'avons préalablement signalé, toujours associés aux métabasites (Pointe d'Andagne, Plan de Carca, Pays Désert, Pointe Pers, etc...).

Dans un seul cas, ils forment un horizon homogène (Tête Ronde) mais là, il s'agit d'un cas particulier car il nous semble qu'on a affaire à l'unité inférieure.

b)- Etude pétrographique.

Les micaschistes albitiques et les faciès qui leurs sont associés sont pétrographiquement analogues à ceux de l'unité inférieure.

3°/- Les calcschistes :

Ils constituent la formation la plus développée de cette unité supérieure.

Nous avons réalisé une coupe à travers ces calcschistes, au niveau du Ruisseau du Grand Fond, mais nous n'avons pu dégager une succession logique : nous avons affaire à une série monotone où les marbres phylliteux et les schistes calcifères alternent. Ces faciès sont analogues à ceux qui furent décrits dans l'unité inférieure.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

III. CONCLUSION.

L'unité supérieure de la nappe des "Schistes Lustrés" est constituée stratigraphiquement par (fig. 37) :

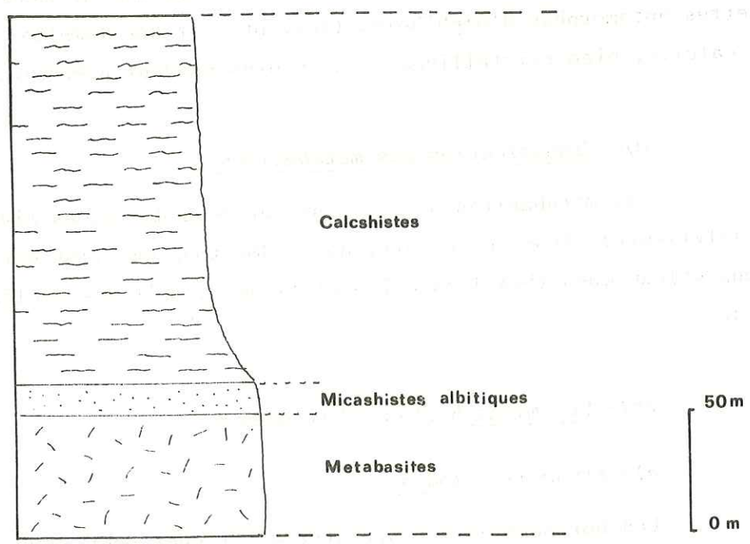


Fig. 37: Colonne stratigraphique de l'unité supérieure

- 50 mètres environ de métabasites (les ovardites et les prasinites) ;
- quelques mètres de micaschistes albitiques associés étroitement aux métabasites sous-jacentes ;
- une épaisse série de métasédiments (les calcschistes).

Cette série correspond donc à une formation volcano-détritique qui est surmontée stratigraphiquement par une séquence de métasédiments. Cette succession est tout à fait semblable à la série stratigraphique qui repose sur le complexe tectono-sédimentaire de l'unité inférieure. Cette ressemblance frappante nous incite à considérer ces deux unités comme dérivant d'une même séquence stratigraphique qui serait plus complète dans l'unité inférieure avec la présence du complexe à blocs et des serpentinites à la base.

D. CONCLUSIONS GENERALES.

Dans le secteur étudié, la nappe des "Schistes Lustrés" peut être subdivisée en deux grandes unités tectoniques :

- une unité inférieure : elle surmonte le massif du Grand Paradis par l'intermédiaire d'un contact tectonique jalonné par des cargneules bréchiques. Elle est constituée, de bas en haut, par :
  - . un complexe tectono-sédimentaire (les serpentinites et le complexe à blocs) ;
  - . une formation volcano-détritique comprenant des prasinites, équivalents métamorphiques de métabasites et des micaschistes albitiques dérivant d'une formation détritique et (?) radiolaritique ;
  - . une formation sédimentaire carbonatée, les calcschistes.

Le complexe tectono-sédimentaire et la série volcano-détritique qui lui est associée, ne se développent que dans la partie méridionale de notre secteur. Dans la partie septentrionale n'affleurent que les calcschistes. Les différences qui existent entre ces deux successions stratigraphiques sont dûes principalement à la tectonique qui a cisaillé certains niveaux et en particulier les termes basaux de la série. Par contre, la variation d'épaisseur des calcschistes peut être expliquée soit comme une variation latérale soit comme le résultats de la tectonique

- une unité supérieure : elle surmonte l'unité précédente par l'intermédiaire d'un accident tangentiel matérialisé par des cargneules, des formations à cachet triasique et des lambeaux de serpentinites.

Elle est composée par la succession stratigraphique suivante :

. une formation volcano-détritique qui est constituée par une cinquantaine de mètres de métabasites (prasinites, ovardites) sur lesquelles reposent 1 à 10 mètres de micaschistes albitiques ; ces derniers sont parfois étroitement associés aux métabasites sous-jacentes et on observe alors une alternance des deux termes.

Ainsi, nous constatons que ces deux unités tectoniques présentent de fortes analogies. Toutefois, nous notons quelques différences; en effet, le complexe tectono-sédimentaire n'existe que dans l'unité inférieure. L'ab-

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

sence de cette formation dans l'unité supérieure est dûe à des cisaillements et des étirements tectoniques. Il ne resterait plus de ce complexe tectono-sédimentaire que quelques lambeaux de serpentinites injectés dans les contacts (le Coin, Pays Désert, Pointe Regaud, etc...).

En définitive, nous pensons que nous n'avons là qu'une seule et même série stratigraphique qui a été profondément transformée par le métamorphisme alpin et les phases tectoniques successives.

Il s'agit d'une série relativement peu épaisse que nous avons estimée à environ 400-450 mètres. Elle est caractérisée par des formations de type océanique et plus précisément de bordure de croûte continentale (contexte de mer marginale ou bordure d'arc volcanique ?). En effet, les apports sédimentaires des différentes formations dénotent un tel contexte :

- le complexe à blocs n'est constitué que par des éléments de croûte océanique qui sont soudés les uns aux autres par un marbre dans lequel la fraction détritique est faible sinon nulle (60% calcite, 10% phyllites, 30% d'éléments mafitiques et ultramafitiques) ;
- les métabasites (basalte calco-alcalin) semblent témoigner de l'existence d'un arc volcanique ;
- les micaschistes albitiques reflèteraient plutôt le voisinage du craton européen (50% de quartz, 25% de phyllites, 10% d'albite) ;
- les quartzites (70% de quartz, 10% de phyllites) peuvent dénoter soit un apport détritique d'origine continentale, soit un apport biogénique (radiolarites) de fond océanique ;
- les calcschistes (10 à 40% de quartz, 5 à 25% de phyllites, 80 à 30% de quartz) témoignent d'un faible apport détritique d'origine continentale.

A la lumière de ces données, nous proposons les schémas suivants :

1ère hypothèse (fig. 38A).

- écaillage de la croûte de l'Océan téthysien au moment des premiers serrages de celui-ci entre les plaques européenne et africaine (Jurassique supérieur à Crétacé inférieur) ;
- début de l'obduction, en direction du craton européen, de cette croûte océanique écaillée accompagnée des dilacérations de celle-ci donnant naissance au front des écailles à des olistolithes à éléments mafitiques et ultramafitiques. Ces olistolithes constitueraient le matériel "détritique" de notre complexe tectono-sédimentaire. Ce phénomène de dilacération au

front des nappes océaniques en voie d'obduction serait un phénomène qui se développerait à l'échelle régionale et nous nous trouverions dans notre secteur d'étude plutôt dans la partie externe de ce dispositif.

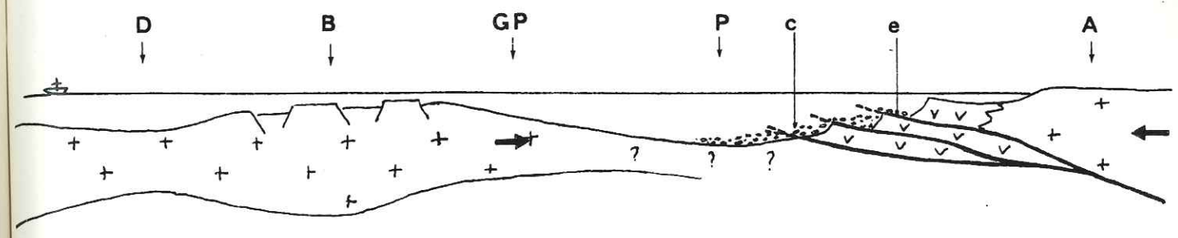


Fig. 38A.

- mise en place d'un complexe volcano-sédimentaire à basaltes calco-alcalins probablement associés à une sédimentation détritique et à des dépôts de nature vraisemblablement radiolaritique ;
- dépôt des sédiments carbonatés de type calcschistes.

2ème hypothèse (fig. 38B)

Fonctionnement d'une faille transformante au moment du jeu normal expensif de l'Océan téthysien avec écroulement de blocs et resédimentation en ambiance ophi-calcitique de ceux-ci.

Dans cette hypothèse, la formation à blocs serait antérieure au début des phases de serrage et d'obduction du domaine océanique.

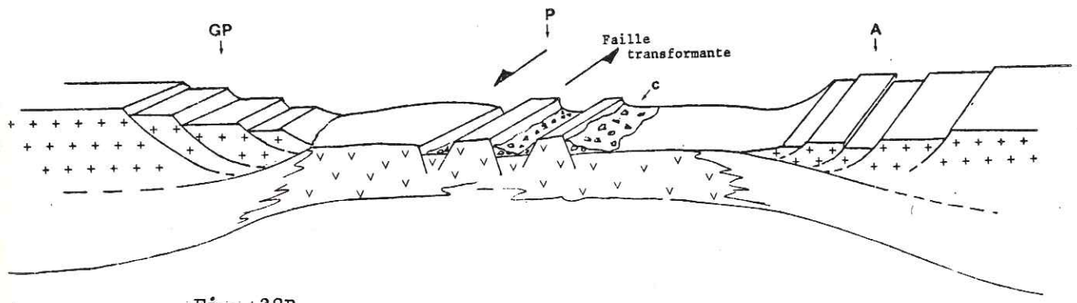


Fig. 38B.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

CHAPITRE DEUXIEME

LE METAMORPHISME

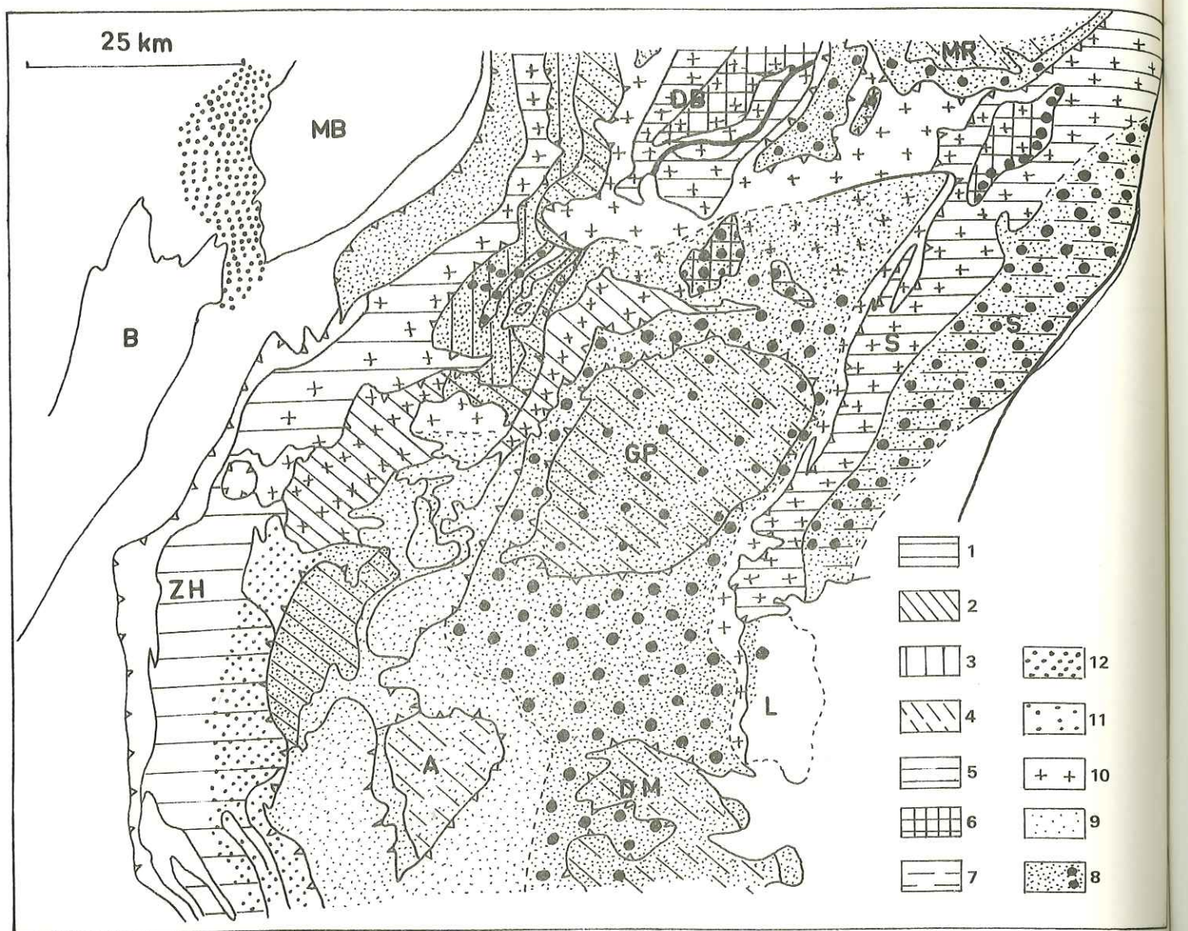


Fig 39 CARTE METAMORPHIQUE DES ALPES COTTIENNES ET DES ALPES GRAIES (d'après R. Caby et al. 1979).

Unités structurales : (seuls les socles ont été distingués)

Pennique

1 - zone permo-carbonifère externe et sa couverture briançonnaise. 2 - permo-carbonifère interne de la zone du Grand Saint Bernard et sa couverture briançonnaise. 3 - socle anté-carbonifère polymétamorphique (zone de Ruitor). 4- socles internes à matériel pré-carbonifère (?) et granitique, d'Ambin, de Dora Maïra, du Grand Paradis et du Mont Rose.

Austro-alpin

5- gneiss albitiques et orthogneiss de la nappe de la Dent Blanche et zone Sesia. 6- Klippes de granulites. 7 - micaschistes éclogitiques de la zone Sesia interne.
en noir ; couverture austro-alpine non décollée.

Zones métamorphiques

Zone 8 : zone à glaucophane-zoïsite-grenat (± disthènes)
Points noirs : éclogites.
Zone 9 : zone à glaucophanes-lawsonite (± jadéïte +quartz).
Zonz 10 : zone des schistes verts (albite, épidote, pumpellyite, chlorite, amphibole bleu-vert, actinote, biotite verte et brune).
Zone 11 : zone à lawsonite-albite-chlorite (± pumpellyite, ± chlorite ± actinote, ± épidote)
Zone 12 : zone à préhnite-pumpellyite.

I. GENERALITES.

Les Alpes occidentales franco-italiennes, au cours de leur genèse, ont été profondément affectées par le métamorphisme alpin. L'empreinte laissée par ce dernier est de plus en plus intense lorsqu'on se dirige vers l'intérieur de la chaîne (J.R. Kienast et B. Velde, 1970 ; J. Bocquet 1971, 1974 ; W.G. Ernst, 1974 ; R. Caby et al., 1976 ; etc...) ; en effet, d'Ouest en Est, nous passons progressivement, par l'intermédiaire de divers faciès métamorphiques, d'un domaine simplement affecté par un anchimétamorphisme à un domaine (auquel se rattache notre terrain d'étude) où règne un métamorphisme de type HP-BT (paragenèse éclogitique et Schistes bleus) (fig. 39).

Si ce problème du métamorphisme est abordé dès le début du XIXe siècle par Elie de Beaumont, ce n'est qu'en 1947 qu'une théorie synthétique concernant ce problème est proposée. Selon cette dernière, dite "du métamorphisme de position", le degré de métamorphisme d'une roche est directement lié à sa position dans l'édifice tectonique. F. Ellenberger (1958) applique cette idée (métamorphisme du géosynclinal de nappes) aux roches de la Vanoise et propose également de voir dans ce métamorphisme un cycle unique et continu d'âge post-Paléocène.

En 1959, L. Van der Plaas, à partir d'une étude très détaillée sur les amphiboles, définit le métamorphisme de la zone Piémontaise comme un métamorphisme polyphasé, plus précisément triphasé : une première paragenèse éclogitique est suivie par des paragenèses Schistes bleus puis Schistes verts. P. Bearth (1959), dans la zone de Zermatt-Saas et A. Nicolas (1966), dans le Val de Suse, confirment ce résultat.

Récemment, de nombreux auteurs (P. Bearth, 1969 ; G.V. Dal Piaz et al., 1972 ; J.R. Kienast, 1973 ; J. Bocquet, 1974 ; R. Polino, 1974 ; R. Caby et al., 1976, etc...) considèrent qu'une partie seulement de la zone Piémontaise (nappe inférieure ou zone de Zermatt-Saas-Fee) a subi ce type de métamorphisme tandis que l'autre partie, nappe supérieure ou zone de Théodul-Rothorn, a été uniquement affectée par un métamorphisme de type "Schistes verts".

De plus, au cours de ces dernières années, la notion de "métamorphisme de géosynclinal de nappes" est largement contesté et on tend à expliquer alors le métamorphisme général comme le résultat de mouvements de subduction. Dans cette optique de "tectonique de pla-

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

ques", le métamorphisme des Alpes occidentales est repris par Dewey et Bird (1970), Laubscher (1970), G.V. Dal Piaz et al., 1972, etc... et de nombreux schémas, utilisant cette théorie, ont alors été présentés. Nous retiendrons le schéma le plus classique, celui de G.V. Dal Piaz et al., 1972 (cf. p. 8 et fig. 7) qui s'efforce de rendre compte de toutes les données actuelles (données structurales, métamorphiques et géochronologiques). Pour ces auteurs, dès le Crétacé supérieur, les premiers mouvements de subduction entraîneraient en profondeur tout le bassin océanique liguro-piémontais ainsi que des éléments insubriques et des éléments penniques. Le matériel enfouit aurait alors subit un métamorphisme HP-BT. Avant que la remontée des isogéothermes n'effacent ces paragenèses, les ensembles engloutis remonteraient le long du plan de subduction jusqu'à la surface où ils s'individualiseraient en plusieurs nappes. Ultérieurement, à l'Eocène-Oligocène, un rééquilibrage géothermique, accompagnant une tectonique de serrage, se serait produite et aurait amené le développement de paragenèses "Schistes verts" ; ces dernières sont localisées essentiellement dans les unités les plus externes (Briançonnais interne et Piémontais externe).

Quoi qu'il en soit, notre terrain d'étude qui appartient aux zones les plus internes de la chaîne alpine a donc été intensément touché par le métamorphisme alpin (paragenèses éclogitique, Schistes bleus puis Schistes verts).

II. FACIES METAMORPHIQUES.

Au cours du premier chapitre, nous avons souligné le fait que certaines de nos roches, principalement les métabasites de l'unité inférieure, avaient été affectées par trois phases métamorphiques que nous allons étudier ; ce métamorphisme polyphasé d'âge alpin a donné successivement :

- des paragenèses éclogitiques (pyroxène sodique + grenat) ;
- des paragenèses Schistes bleus (glaucophane s.s.) ;
- des paragenèses Schistes verts (amphiboles vertes).

1°/- Les paragenèses éclogitiques :

a)- Situation.

Elles ne sont guère répandues dans notre secteur ; en effet, les

associations minéralogiques qui caractérisent cette paragenèse métamorphique ne sont représentées que par quelques reliques plus ou moins bien conservées. Ces reliques qui furent déjà signalées par E. Raguin (1930, 1931), par R. Michel (1953) puis par J. Bocquet (1974) se concentrent toutes dans les blocs mafitiques du complexe tectono-sédimentaire et dans les métabasites de l'unité inférieure de la Nappe des "Schistes Lustrés". Ces reliques éclogitiques sont, bien entendu, beaucoup plus abondantes et mieux conservées dans les grosses masses de métabasites (Ouille du Midi, en aval de Bonneval), que dans les petits blocs emballés dans le complexe à blocs (Ouille du Midi, Ruisseau d'Andagne (voir fig. 40 et 41).

Remarque : P. Saliot (1973) signale des paragenèses à jadeïte + quartz dans la couverture stépahno-permienne du massif du Grand Paradis qui aurait donc subi lui aussi les effets du métamorphisme de type éclogitique.

b)- Description.

Ces reliques renferment l'association caractéristique grenat + pyroxène sodique (omphacite). Le pyroxène sodique se présente soit sous la forme de grands cristaux, soit sous la forme de petits grains xénomorphes. Dans tous les cas, il est en partie rétromorphosé en amphiboles bleues, en amphiboles bleu-vert et en actinotes. Le grenat est souvent très craquelé et envahi par la chlorite.

Une étude détaillée de J. Bocquet (p. 340, 1974), sur deux échantillons provenant d'éclogites de l'Ouille du Midi, a donné les résultats suivants (pourcentage modal établi par comptage de 2000 à 5000 points par section) :

grenat	2 %	1 %
pyroxène sodique	13 %	5 %
albite	28 %	17 %
chlorite	8 %	8 %
amphibole bleu-vert	6 %	1 %
sphène	4 %	5 %
ilménite-rutile	1 %	0 %
glaucophane s.l.	3 %	28 %
calcite	0,5%	11 %
mica blanc	< 0,5%	5 %
apatite	"	0 %
biotite verte	"	< 0,5%
oxydes opaques	"	< 0,5%

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

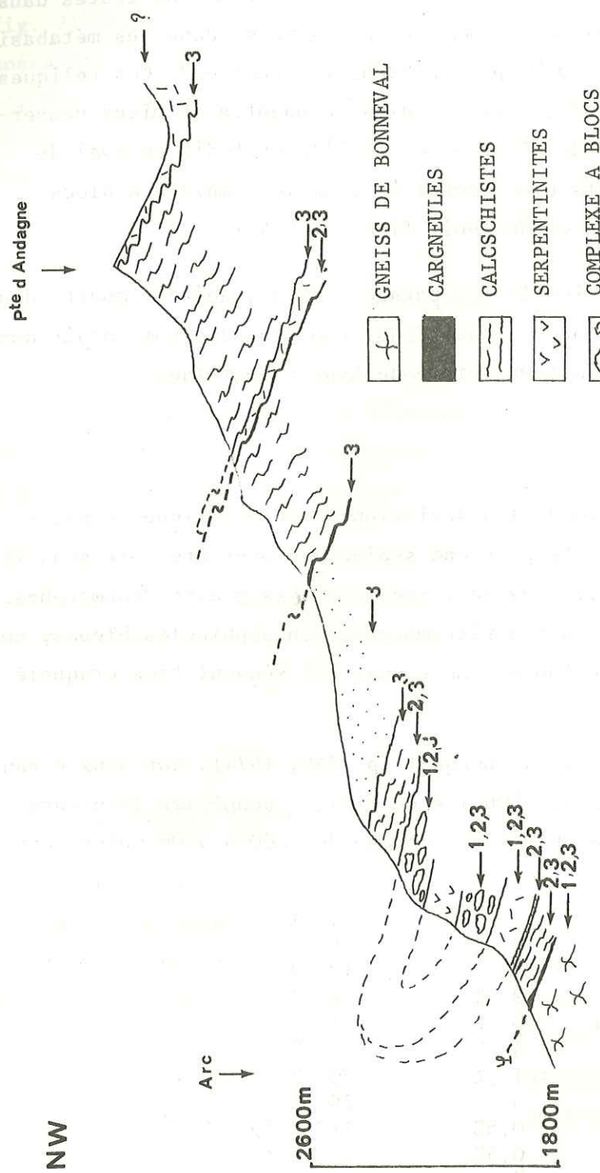


Fig. 40: Coupe schématique montrant la répartition des faciès métamorphiques à travers les différents ensembles structuraux, en rive gauche de l'Arc.

(légende structurale, voir fig. 42).

R Pyroxène sodique + grenat

X Glaucophane s.s.

O Barroïsite + actinote

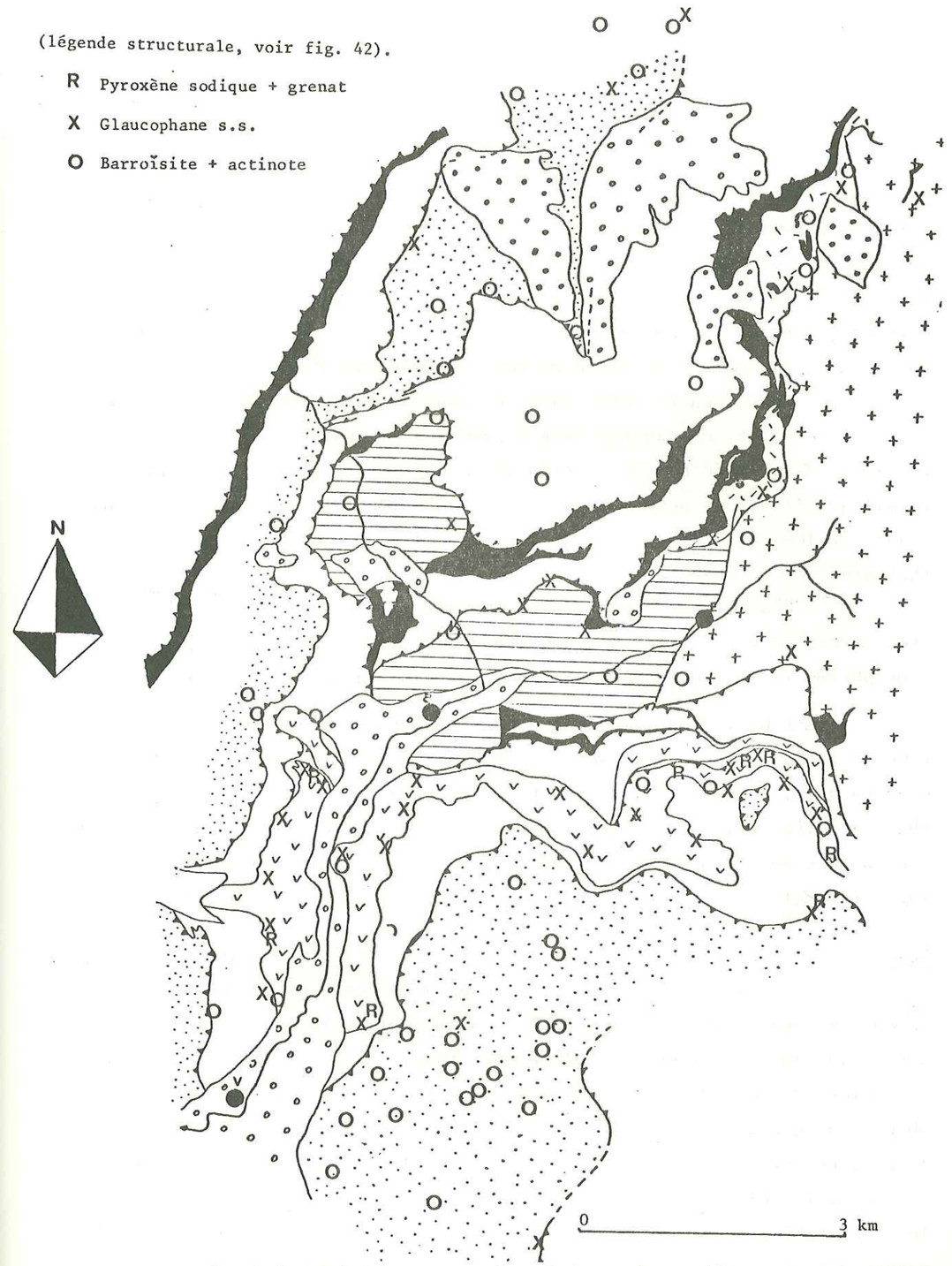


Fig. 41: Distribution de certains minéraux métamorphiques caractéristiques en Haute-Maurienne

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

2°/- Les paragenèses Schistes bleus :

a)- *Situation*.

Nombreux sont les affleurements qui renferment les associations minéralogiques typiques reflétant un métamorphisme Schistes bleus. En effet, les paragenèses HP-BT se rencontrent aussi bien au niveau du massif du Grand Paradis (socle, série de Bonneval, série du Montet, couverture triasique), qu'au niveau de la nappe des "Schistes Lustrés". Dans cette dernière, nous avons remarqué que les associations minéralogiques témoignant un métamorphisme HP-BT ne se répartissent pas d'une façon homogène :

-. dans l'unité inférieure, ce type de métamorphisme est bien développé. En effet, on observe très souvent des paragenèses très caractéristiques dans la formation tectono-sédimentaire et dans les métabasites, tandis qu'elles sont beaucoup moins abondantes dans les micaschistes albitiques et les calcschistes ce qui semble normal étant donné la nature lithologique de la roche ;

- dans l'unité supérieure, les associations minérales HP-BT sont très rares, en effet, nous n'avons trouvé que quelques reliques de ce métamorphisme localisées uniquement dans les métabasites.

Enfin, il faut noter que les associations minérales HP-BT se rencontrent d'une part au niveau des plans de foliation Est-Ouest et, d'autre part, au niveau des contacts tectoniques liés à cette première phase de plis. Elles ne se développent jamais au niveau des plans de foliation N-NE - S-SW (phase de plis en rétrocharriage) qui déforment les minéraux de HP-BT.

Remarque : Le contact entre unité supérieure - unité inférieure de la nappe des "Schistes Lustrés" que nous rattachons à la phase Est-Ouest n'est scellé que par des minéraux Schistes verts (amphiboles bleu-vert, actinotes) ; seuls, les amas mafitiques et ultra mafitiques qui soulignent ce contact tectonique renferment parfois du glaucophane s.s. très altéré. Ces glaucophanes correspondent là à un métamorphisme transporté. Cela nous invite à la prudence et comme nous n'avons pas étudié l'orientation des glaucophanes s.s. dans les plans de foliation E-W, il nous est impossible de préciser si le métamorphisme Schistes bleus essentiellement caractérisé par les glaucophanes s.s. est anté ou syn cinématique à la phase Est-Ouest. Il est en tout cas semble-t-il postérieur au charriage de la Nappe des Schistes Lustrés sur le Grand Paradis puisqu'il affecte ces deux ensembles.

b)- *Description*.

Ce métamorphisme a déjà été décrit dans notre région par de nombreux auteurs (E. Raguin, 1930-1931 ; R. Michel, 1953 ; R. Polino, 1974 ; J. Bocquet, 1974). Suivant le niveau lithostratigraphique qu'il affecte, son empreinte est plus ou moins profonde : c'est ainsi que les calcschistes renferment des associations minéralogiques monotones qui reflètent mal le métamorphisme HP-BT tandis que les métabasites présentent des paragenèses HP-BT très typiques.

Les paragenèses les plus classiques qu'on puisse observer sont les suivantes :

- Les calcschistes :

A côté des minéraux classiques (calcite + dolomite + quartz + mica blanc ± albite ± chlorite ± leucoxènes + opaques) on y trouve un ou plusieurs des minéraux suivants : zoïsite, chloritoïde, grenat. J. Bocquet (1974) signale la coexistence d'amphiboles bleues et de lawsonites dans certains calcschistes. Pour notre part, nous n'avons jamais observé de lawsonites ; quant aux amphiboles bleues, nous en avons effectivement trouvé dans des calcschistes particuliers : à proximité du complexe à blocs où de métabasites de l'unité inférieure, les calcschistes présentent des paragenèses plus diverses (Ouille du Midi).

- Les quartzites et les faciès albitiques :

(Série des Evettes, micaschistes verts triasiques, micaschistes albitiques et gneiss albitiques de l'ensemble inférieur de la nappe des "Schistes Lustrés") : Aux minéraux classiques (quartz + albite + mica blanc + chlorite + épidote + opaques ± calcite ± amphibole bleu-vert ± actinote ± leucoxène ± apatite), s'associent un ou plusieurs des minéraux suivants : zoïsite, grenat, glaucophane s.s.

- Les métabasites :

Elles sont représentées d'une part par des glaucophanites (blocs de métabasites liés au complexe à blocs et aux métabasites de l'unité inférieure) et, d'autre part, par des prasinites à glaucophane (niveaux prasinitiques intercalés dans les calcschistes, Série du Montet, Série du Carro). A côté des minéraux constituants non caractéristiques de ce métamorphisme (albite + pistacite + clinozoïsite + mica blanc + amphibole bleu-vert + actinote + chlorite ± calcite ± leucoxène + opaques), on observe

toujours à la zoïsite, du glaucophane s.s. et accessoirement grenats et pyroxènes sodiques.

Remarque : Cette étude pétrographique est basée simplement sur les observations faites au microscope et il ne nous a pas été possible de définir avec plus de précisions certains minéraux. Ainsi nous engloberons sous la dénomination de mica blanc toute une gamme de minéraux de la même famille (muscovite, phengite, paragonite, phlogopite) mais qui n'apparaissent pas tous dans les mêmes conditions de P-T. Ainsi, les "micas blancs" dont il est question dans ce paragraphe correspondent le plus souvent à des phengites substituées qui reflètent un métamorphisme HP-BT (J. Bocquet, 1974 ; C. Chopin et H. Maluski, 1978). De même, les micas verts ne semblent pas correspondre à de la fuschite mais à de la mariposite (phengite chromifère).

3°/- Les paragenèses Schistes verts :

a)- Situation.

Toutes les roches qui affleurent sur notre terrain depuis le Glacier des Sources de l'Isère au Nord, jusqu'à la Vallée d'Avérole au Sud, sont affectées par ce métamorphisme "Schistes verts".

Les associations minérales dûes à ce métamorphisme Schistes verts sont liés aux plis N-NE - S-SW ou plis de rétrocharriage ainsi qu'aux contacts tectoniques associés à ces plis ; en effet, elles tapissent les plans de foliation qui se sont développés lors de la dernière phase de plissement et s'allongent le long des plans de cisaillement associés à cette dernière déformation souple.

Remarque : Nous avons pu observer, cependant, assez souvent, des minéraux caractéristiques de ce métamorphisme et, en particulier, des amphiboles apparus avant le plissement N-NE - S-SW ; en effet, dans de nombreuses lames minces, on a constaté qu'il existait, côte à côte, deux générations d'actinotes : certaines sont déformées par la foliation N-NE - S-SW, tandis que d'autres se développent dans les plans de foliation N-NE - S-SW. De même, il existe plusieurs générations d'amphiboles bleu-vert ; elles sont pré ou syn-cinématiques des actinotes.

b)- Description.

Les associations minérales qui reflètent ce métamorphisme "Schistes verts", n'ayant subit aucune altération ultérieure sont fort bien conservées. Toutefois, ce métamorphisme, comme ce fut le cas pour le métamorphisme HP-BT, a donné des paragenèses peu caractéristiques au niveau des calcschistes tandis que les métabasites renferment des associations minérales très variées et très typiques.

Les paragenèses les plus classiques qu'on puisse observer sont les suivantes :

* Les calcschistes : calcite + dolomie + quartz + mica blanc + chlorite + opaque ± albite ± épidote ± actinote ± leuxocène et rarement la barroïsite.

* Les quartzites et les faciès albitiques : quartz + albite + mica blanc + chlorite + opaques ± actinote ± barroïsite ± grenat ± épidote ± leucoxène.

* Les métabasites : Elles sont représentées par deux types de roches différentes : les ovardites et les prasinites. Les ovardites renferment : albite + mica blanc + chlorite + épidotes (clinozoïsite + pistacite) ± calcite + leucoxène + opaques ± actinote ± amphibole bleu-vert. Quant aux prasinites, elles sont constituées par : albite + mica blanc + épidotes (clinozoïsite + pistacite) + actinote + amphibole bleu-vert ± chlorite ± biotite ± leucoxène.

Remarque : Certains minéraux tels que la calcite, dans les calcschistes, et l'albite, dans les faciès albitiques et les métabasites, ont recristallisé à plusieurs reprises au cours de ce métamorphisme Schistes verts.

III. TENTATIVE DE CHRONOLOGIE.

N'ayant aucune donnée chronologique à fournir pour caler les différents épisodes alpins et en particulier les épisodes métamorphiques, nous nous contenterons de rappeler brièvement les résultats qui furent obtenus par des méthodes radiométriques. Trois groupes d'âges ont été trouvés :

- 101 à 142 MA : Cet âge a été obtenu sur l'albitite de la Replatte du Gondran au Montgenèvre (Pusztaszeri, 1969). Des résultats analogues

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

ont été trouvés sur des gabbros (J. Bertrand, 1970). D'après de nombreux auteurs, ces âges correspondraient à la formation de la roche.

- 67 à 100 $\overline{MA}$ (Crétacé supérieur) : Ce groupe d'âge a été obtenu sur de nombreuses amphiboles sodiques et calco-sodiques provenant des méta-sédiments piémontais (J. Bocquet, 1974 ; J.C. Hunziker, 1974). Des analyses faites sur des roches appartenant à la zone de Zermatt et du Val d'Aoste (G.V. Dal Piaz et al., 1972) donnent des résultats analogues. Enfin, C. Chopin et H. Maluski (1978), dans notre secteur, obtiennent sur une paragonite provenant d'une paragenèse de HP-BT (série du Carro) un âge de 77 ± 5 $\overline{MA}$ et datent à 70 $\overline{MA}$, un glaucophane provenant des méta-sédiments de l'ensemble inférieur de la nappe dite des "Schistes Lustrés".

Cet âge Crétacé supérieur, d'après G.V. Dal Piaz (1972), J. Bocquet (1974), J.C. Hunziker (1974), correspondrait aux premières paragenèses alpines et en particulier aux paragenèses HP-BT. Néanmoins, J.C. Hunziker (1974) montre que certaines amphiboles bleu-vert appartiennent à ce groupe d'âge et considère la transformation pyroxène sodique → glaucophane → amphibole bleu-vert comme ayant été réalisée durant ce même épisode métamorphique.

- 33 à 53 $\overline{MA}$ (Eocène - Oligocène) : Ces âges ont été obtenus sur des amphiboles et des micas blancs des méta-sédiments et des méta-basites de la zone piémontaise de la région de Zermatt, Alpes Cottiennes (J. Bocquet, 1974). Des âges analogues ont été trouvés dans notre secteur sur des phengites très substituées donc caractéristiques d'un métamorphisme HP-BT (C. Chopin et H. Maluski, 1978).

D'après de nombreux auteurs, cet âge Eocène - Oligocène correspondrait à un épisode métamorphique ayant engendré principalement des paragenèses "Schistes verts" ; ils expliquent la présence de minéraux de HP-BT, datés de ce même épisode métamorphique, non pas par un rajeunissement radiochronologique de ces minéraux, mais par l'existence, au début de cet épisode métamorphique, d'un régime de pression permettant la formation de ces minéraux.

IV. CONCLUSION.

Notre terrain d'étude a été profondément affecté par le métamorphisme d'âge alpin (Crétacé supérieur à Eocène-Oligocène) ; ce dernier peut être caractérisé, au niveau de certains ensembles, comme un métamorphisme

triphasé donnant successivement des paragenèses éclogitiques, Schistes bleus puis Schistes verts. Nous récapitulons dans le tableau ci-dessous ces différentes associations minéralogiques :

	paragenèse éclogitique (Crét. sup.)	paragenèse Schistes bleus (Crét. sup.)	paragenèse Schistes verts Eocène à Oligocène	
			faciès borroïsite	faciès actinote
Pyroxène sodique	———			
Grenat	———		- - - -	———
Glaucophane s.s		———	- - - -	
Epidote		- - - -	———	———
Barrosoïsite			———	- - - -
Actinote			- - - -	———
Mica blanc		———	———	———
Chlorite				
Albite		- - - -		
Calcite		- - - -		

Par ailleurs, nous avons constaté qu'il existait une certaine "zonation métamorphique". En effet, nous pouvons séparer :

- une zone, à métamorphisme polyphasé (éclogitique, Schistes bleus, Schistes verts), comprenant le massif du Grand Paradis s.l. et l'unité inférieure de la nappe des "Schistes Lustrés" ;

- une zone constituée par l'unité supérieure de la nappe des "Schistes Lustrés" qui renferme très rarement des reliques de métamorphisme HP-BT et où par contre le faciès Schistes verts y est largement développé.

R. Michel (1953) avait noté cette zonéographie et l'expliquait par un métamorphisme progressif, décroissant depuis le bas jusqu'au sommet de l'édifice tectonique.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

P. Bearth (1969), G.V. Dal Piaz et al. (1972), J.R. Kienast (1973), J.C. Hunziker (1974), dans des régions voisines et J. Bocquet (1974), dans notre secteur, expliquent cette zonation comme le résultat de la superposition tectonique de deux ensembles paléogéographiques différents ayant subi préalablement des métamorphismes différents.

L'étude stratigraphique précédente a montré que la série des Schistes Lustrés de notre secteur appartenait au même domaine paléogéographique et paléotectonique. Il nous paraît donc fort délicat d'envisager que nos deux unités tectoniques aient eu une évolution métamorphique très différente.

Nous expliquons cette "zonation métamorphique" comme un phénomène tout à fait relatif. En effet :

- Le métamorphisme HP-BT se développe préférentiellement dans les formations basiques dont la composition chimique permet la cristallisation d'associations typiques HP-BT ; par contre les micaschistes albitiques mais surtout les calcschistes reflètent mal les paragenèses métamorphiques et en particulier le métamorphisme HP-BT. Or, nous avons vu au cours de l'étude stratigraphique que l'unité inférieure était constituée principalement par des métabasites tandis que l'unité supérieure est essentiellement calcschisteuse. Ainsi le métamorphisme HP-BT se trouvera statistiquement beaucoup mieux développé dans l'unité inférieure que dans l'unité supérieure.

- Par ailleurs, nous avons constaté que les grosses masses de métabasites présentaient une certaine zonation métamorphique :

  . les reliques éclogitiques et les faciès schistes bleus se situent au coeur de ces masses ;

  . les faciès schistes verts affectent l'ensemble mais se développent préférentiellement vers les contacts entre les métabasites et les formations encaissantes. Il y a alors rétromorphose presque totale des anciens faciès métamorphiques.

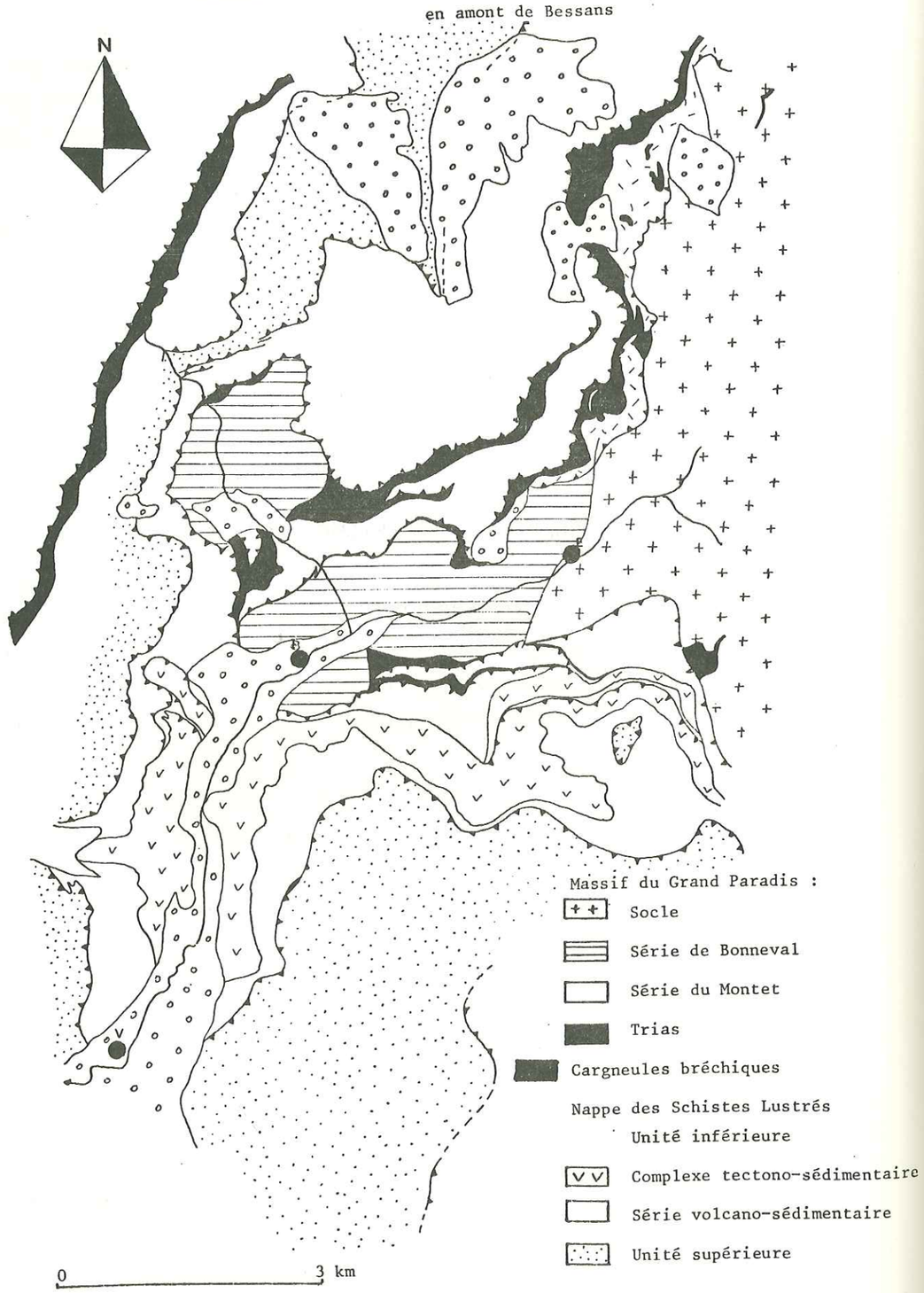
Cette constatation peut expliquer la rareté des paragenèses HP-BT dans l'unité supérieure de la nappe des Schistes Lustrés où les niveaux de métabasites sont généralement très minces.

CHAPITRE TROISIEME

TECTONIQUE

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Fig. 42: SCHEMA STRUCTURAL de la haute vallée de l'Arc, en amont de Bessans



A. LES GRANDS ENSEMBLES STRUCTURAUX.

Notre terrain d'étude est composé par deux grands ensembles structuraux :

- le massif du Grand Paradis ;
- la nappe des Schistes Lustrés.

I. LE MASSIF DU GRAND PARADIS.

D'après les conceptions de M. Lugeon et d'E. Argand (1902, 1904, 1905), le massif du Grand Paradis occupe une place structurale semblable à celles des massifs du Mont Rose et de Dora-Maïra (fig. 5) ; il est interprété par ces auteurs comme une nappe pennique (nappe V du Mont Rose). Récemment, R. Compagnoni et al. (1974) considèrent le massif du Grand Paradis comme une vaste structure antiforme couchée à coeur orthogneissique enveloppé par des gneiss minuti.

Cet ensemble du Grand Paradis qui affleure principalement dans le secteur oriental de notre terrain représente pour nous un "autochtone relatif". Il est composé successivement, et de bas en haut, par un socle hercynien, une couverture stéphano-permienne et par une couverture triasique à cachet briançonnais. Nous n'avons point, sur notre terrain, de "Schistes lustrés" qui adhèrent au massif du Grand Paradis qui auraient pu être les équivalents des "Schistes lustrés liasiques" décrits dans les Alpes (G. Elter, 1971).

II. LA NAPPE DES "SCHISTES LUSTRES".

Elle constitue l'ensemble allochtone comme son nom l'indique et repose tectoniquement sur le massif du Grand Paradis par l'intermédiaire de cargneules bréchiques.

Au sein de cette nappe, nous avons pu distinguer deux unités tectoniques :

- une unité inférieure qui occupe le secteur central (Vallée de l'Arc, vallée de la Lenta, Plateau des Loses) de notre terrain d'étude. Elle constitue l'unité la plus basse de l'édifice tectonique de la nappe des "Schistes Lustrés" et repose toujours sur le massif du Grand Paradis d'une manière tectonique. Elle est constituée, de bas en haut, par un complexe

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

tectono-sédimentaire qui pourrait être considéré au sein des "Schistes Lustrés" comme un sous-ensemble structural bien individualisé, une série volcano-détritique et une série sédimentaire.

- une unité supérieure. Elle repose tectoniquement sur l'unité précédente et n'est jamais en contact avec le massif du Grand Paradis (tout du moins dans notre secteur). Elle occupe les zones méridionales (Pointe d'Andagne, Pointe Ouest) et septentrionales (Pays Désert) de notre terrain d'étude. Cette unité, du point de vue stratigraphique et du point de vue métamorphique, est analogue à l'unité inférieure.

Par ailleurs, cette unité peut être subdivisée en plusieurs sous-unités ; en effet, de nombreux contacts cisaillants mineurs individualisent, au sein de cet édifice, plusieurs feuillets superposés tectoniquement (feuillets des Coverdettes, de la Pointe d'Andagne, du Plan de Carca).

III. LES RAPPORTS ENTRE LES DIFFERENTS ENSEMBLES.

1°/- Rapports entre le massif du Grand Paradis et la Nappe des "Schistes Lustrés" :

Nous l'avons remarqué, les ensembles du massif du Grand Paradis et de la nappe des "Schistes Lustrés" sont constamment séparés l'un de l'autre par un niveau constitué par des cargneules bréchiques (fig. 43). Ces dernières jouent ici le rôle de coussinet tectonique grâce auquel la nappe dite des "Schistes Lustrés" est venue chevaucher le massif du Grand Paradis.

Nombreux sont les arguments qui permettent de démontrer l'existence de ce chevauchement important.

a)- Les écailles tectoniques.

En de très nombreux points, nous avons pu observer dans ces cargneules bréchiques, des écailles de calcschistes (Plan Sec, Ruisseau de Crève Coeur, Plateau des Loses, etc...), de serpentinites (Les Reys, Val de Cogne), de calcaires dolomitiques (Plan Sec, Col du Nivolet), de quartzites (Col du Nivolet, La Cristallière, etc...) qui sont le reflet d'une tectonique cisaillante au niveau du contact entre ces deux ensembles. Par ailleurs, nous pouvons signaler que la "base actuelle" de la nappe dite des "Schistes Lustrés" a été parfois, comme au niveau de la Cristallière, affectée par

cette tectonique cisaillante : Deux écailles constituées par un mélange intime de serpentinites, des calcaires dolomitiques et des quartzites se sont insérés dans des calcschistes situées à une vingtaine de mètres au-dessus des cargneules bréchiques. Ainsi, il existe bien au niveau des cargneules bréchiques un contact tectonique majeur accompagné par une mylonitisation intense.

Remarque : Nous avons observé au lieu-dit Plan Sec des blocs de cargneules bréchiques emballés dans les cargneules bréchiques de la base de la nappe dite des "Schistes Lustrés". Cela témoignerait donc que ce contact majeur a rejoué à plusieurs reprises.

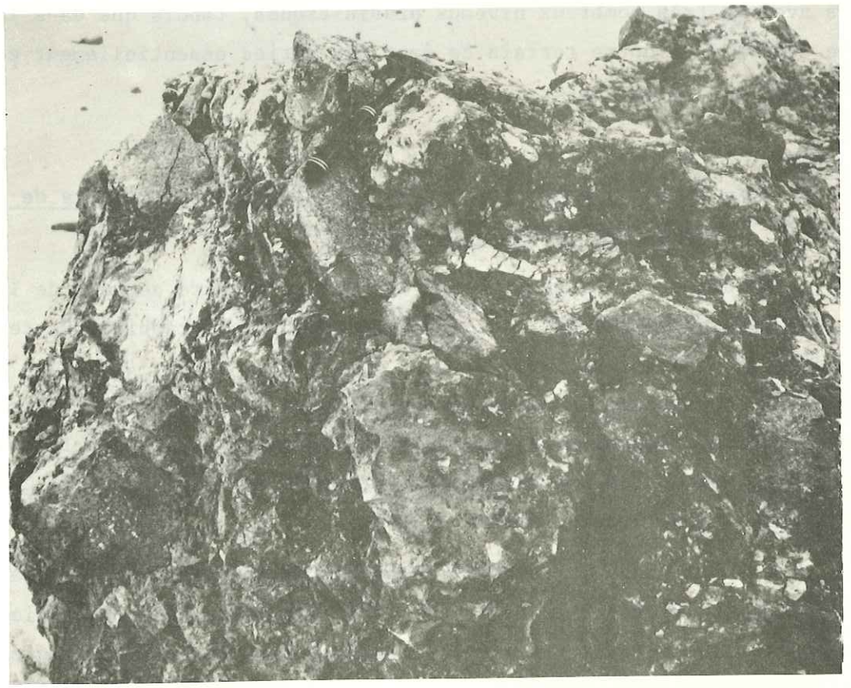


Fig. 43. La base de la nappe des "Schistes Lustrés" : cargneules bréchiques à éléments divers (calcschistes, métabasites, couverture triasique, etc...).

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

b)- *Les différents types de relations entre les deux grands ensembles.*

Les relations entre la nappe des "Schistes Lustrés" et le massif du Grand Paradis, d'un point à l'autre, sont très variables. En effet, on peut constater que :

- la nappe des "Schistes Lustrés" repose sur tous les termes qui constituent le massif du Grand Paradis s.l. : le socle (orthogneiss, série des Evettes, série du Carro-Montet), la couverture stéphano-permienne (gneiss de Bonneval) et la couverture triasique ;

- le massif du Grand Paradis s.l. supporte toutes les formations de la nappe des "Schistes Lustrés" : dans la partie méridionale de notre secteur du Sud, il s'agit d'un ensemble renfermant le mélange tectono-sédimentaire ; dans le secteur septentrional, ce sont des séries calcschisteuses avec de très nombreux niveaux prasinitiques, tandis que dans la partie centrale de notre terrain ce sont des séries essentiellement constituées par des calcschistes.

2°/- Rapports entre les unités inférieure et supérieure de la nappe des "Schistes Lustrés" :

Il existe une discontinuité tectonique majeure au sein de la nappe des "Schistes Lustrés" (cf. chapitre lithostratigraphie). Cette discontinuité se caractérise par :

- la présence de cargneules bréchiques dans ce contact (Les Coverdettes, Pointe Regaud face Est) souvent accompagnées par des lambeaux de calcaires dolomitiques à cachet "couverture du Grand Paradis" (Le Coin, Le Molard, Les Coverdettes, Ouille du Midi) ;

- l'existence de lambeaux de serpentinites (Le Coin, Ruisseau de Gourde, Glacier supérieur du Vallonnet, Pointe Regaud, dans la partie méridionale de notre secteur ; vallée de la Lenta, Pays Désert, dans la zone septentrionale de notre terrain) ;

- le développement d'une zone réactionnelle métamorphique entre les deux unités (Le Molard, Ruisseau de Gourde).

Par ailleurs, ce contact tectonique est souligné par le cisaillement de certains niveaux stratigraphiques aussi bien en-dessus qu'en dessous.

Remarque : Le contact entre les deux unités semble réapparaître au Sud, dans la vallée du Rebruyant (Vallée d'Avérole) où il est souligné par des masses pluridécamétriques de serpentinites (Crêt de la Terre) et de Gabbros à diallage (Tête Ronde).

En définitive, la nappe des Schistes Lustrés chevauche par un cisaillement basal l'ensemble du massif du Grand Paradis. Cette nappe découpée en unités superposées vient vers l'Ouest et le Nord-Ouest chevaucher frontalement le Briançonnais interne (zone de Val d'Isère - Ambin. F. Ellenberger, 1958 ; H. Niemeyer, 1979).

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

B. ANALYSE STRUCTURALE.

I. INTRODUCTION.

Au cours de la description des différents ensembles lithologiques, nous avons vu que la région étudiée a été profondément affectée par les plissements d'âge alpin. C'est ainsi que de nombreuses études tectoniques ont été réalisées aussi bien sur notre terrain (J.M.L. Bertrand, 1966 ; 1968) que dans les zones avoisinantes (F. Ellenberger, 1958 ; P. Vialon, 1962 ; M. Gay, 1964 ; A. Nicolas, 1966 ; J.M. Carron, 1977 ; H. Niemeyer, 1979, etc...).

F. Ellenberger (1958), dans le massif de la Vanoise (Briançonnais interne), dégage les grands traits structuraux des zones internes de la chaîne alpine. Il distingue successivement :

- la mise en place de la nappe dite des "Schistes Lustrés" progressant vers l'Ouest ou le Nord-Ouest, datée du Priabonien ou de l'Oligocène inférieur ;
- le "rétro-écoulement" vers l'Est qui succède immédiatement la mise en place de la nappe.

Selon A. Nicolas (1966), qui a travaillé dans le Val de Suse (Italie) sur la Nappe des Schistes Lustrés et les bordures des massifs de Dora Maïra, de Sesia et de Lanzo, les événements tectoniques se sont succédés de la façon suivante :

- un plissement d'axe Nord-Sud précoce dû au charriage différentiel vers l'Ouest de la nappe dite des "Schistes Lustrés" ;
- un plissement d'axe Est-Ouest déversé vers le Nord ;
- un plissement d'axe Nord-Sud tardif qui correspond aux "plis en retour" de F. Ellenberger ;
- un bombement tardif des coupoles cristallines de Dora-Maïra et Grand Paradis, daté du Miocène ;
- un épisode de fractures sub-verticales qui sont accompagnées par des "plis de diaclases".

J.M.L. Bertrand (1966, 1968), sur le versant occidental du massif du Grand Paradis, distingue donc dans l'autochtone relatif :

- une tectonique cassante anté-triasique, individualisant un certain nombre de "compartiments" ;

- une première phase alpine de direction Est-Ouest à Ouest-Nord-Ouest - Est-Sud-Est ;
- une seconde phase alpine de direction Nord-Nord-Est - Sud-Sud-Ouest correspondant au début du "rétro-écoulement" de F. Ellenberger ;
- une fracturation généralisée avec rejeu des fractures anciennes.

J.M. Carron (1971, 1973, 1977), dans les Alpes Cottiennes, propose l'histoire tectonique suivante :

- mise en place d'une nappe ophiolitique anté-schisteuse sur le domaine Piémontais externe ;
- tectonisation par une phase Crétacé supérieur engendrant des plis syn-schisteux d'axe Nord-Sud précoce, déversés vers l'Ouest ;
- chevauchement sur la marge interne du Briançonnais de la zone Piémontaise s.l. ;
- phase tectonique Eocène-Oligocène donnant des plis syn-schisteux d'axe Nord-Ouest - Sud-Est, déversés vers le Nord-Est ;
- phase de plis syn-schisteux d'axe Nord-Sud à Est-Ouest, correspondant à la phase de rétro-charriage de F. Ellenberger ;
- ultime phase tectonique représentée par des structures mineures associées à des fractures.

H. Niemeyer (1979), en Haute Tarentaise, distingue :

- un système de structures I ; à style très isoclinal, de directions originelles approximativement E-W, antérieur à la mise en place des "Schistes Lustrés" ;
- un système de structures II, à style de plis droits ouverts et à vergence N, de direction E-W, postérieur ou contemporain à la mise en place des "Schistes Lustrés ;
- un système de structures III, constitué de plis et d'écaillages de direction N-E et à déversement vers les zones internes.

Pour notre part, nous avons pu distinguer, dans notre secteur d'étude, grâce à une cartographie détaillée et grâce à une étude microtectonique les événements successifs suivants :

- une phase paléotectonique matérialisée par le complexe tectono-sédimentaire ;
- le charriage de la nappe des Schistes Lustrés sur le massif du Grand Paradis et sur le Briançonnais ;

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

- une phase de plis d'axe Est-Ouest déversés vers le N ;
- une phase de plis en rétrocharriage d'axe N-NE - S-SW, et déversés vers le SW ;
- un bombement tardif ;
- une phase de fracturation récente.

II. ANALYSE DES DIFFERENTES PHASES TECTONIQUES.

1°/- La phase paléo-tectonique :

Elle n'est caractérisée par aucune structure. Seule l'étude lithologique du complexe tectonosédimentaire qui affleure dans l'unité inférieure de la nappe des "Schistes Lustrés" nous a permis de définir cette phase (cf. chapitre I) que nous avons reconstituée schématiquement :

- les plaques européenne et africaine séparées l'une de l'autre par l'océan téthysien se rapprochent ;
- la croûte océanique, lors de ce serrage est clivée et débute alors l'obduction en direction du craton européen des écailles de nature océanique nées au cours de cette phase en compression ;
- la croûte océanique écaillée au cours de cette obduction est dilacérée à son front et donne naissance aux blocs et aux masses du complexe tectono-sédimentaire.

Quant à l'âge de cet épisode tectonique, bien que nous n'ayons aucune donnée permettant de caller chronologiquement cet événement, nous pouvons le considérer comme Jurassique supérieur à Crétacé inférieur à moyen. En effet, il est antérieur au métamorphisme Schistes bleus, datés de l'Eo-Crétacé supérieur, puisque ce dernier affecte aussi bien le complexe tectonique que la série stratigraphique sus-jacente.

2°/- La phase de plis Est-Ouest :

a)- Les mégastructures.

Elles sont nombreuses mais elles sont très difficiles à observer directement sur le terrain et leur détermination ne peut être faite qu'avec une cartographie détaillée. Par conséquent, les problèmes structuraux des ensembles où il n'est guère possible de s'appuyer sur une stratigraphie bien établie, comme l'ensemble du Grand Paradis s.l. et la série métasédimentaire de la nappe dite des "Schistes Lustrés", ne peuvent être résolus. Par contre,

il nous a été permis de mettre en évidence quelques grandes structures plissées d'axe Est-Ouest au niveau du complexe tectono-sédimentaire et des métabasites. En outre, les cargneules bréchiques de la base de la nappe des "Schistes Lustrés" qui constituent un bon repère "lithologique", nous ont aidé à déterminer certains plis ou écailles.

α. Plis affectant les cargneules bréchiques de la base de la nappe.

Entre le Couloir de la Fontaine Froide et le Ruisseau de la Frasse, on peut observer de longues bandes parallèles constituées par des cargneules bréchiques qui s'allongent schématiquement suivant une direction Est-Ouest. Ces bandes de cargneules qui alternent avec des calcschistes, se rattachent aux cargneules de la base de la nappe des "Schistes Lustrés" (cf. panoramas I et III, et coupes 1 et 6). Il s'agit là de lames anticlinales qui dessinent plusieurs terminaisons périclinales. Ces plis, déversés vers le Nord, ont un plan axial qui plonge légèrement vers le Sud, se redressant parfois jusqu'à la verticale (structure replissée par la phase N-NE - S-SW tardive).

Par ailleurs, au niveau du Plateau des Loses (cf. panorama V et coupes 1 et 5), entre le Ruisseau des Pertettes jusqu'aux environs du Chalet du Plan des Tufs, nous retrouvons à nouveau de longues bandes de cargneules alternant avec des calcschistes, orientées Est-Ouest et qui se rattachent aux cargneules de la base de la nappe dite des "Schistes Lustrés". Il s'agit là aussi de lames anticlinales ; néanmoins, elles diffèrent des précédentes car elles sont déversées vers le Sud et leur plan axial plonge légèrement vers le Nord. Il s'agit là de plis Est-Ouest qui ont été repris par les plis dits de rétrocharriage : les plans axiaux ont été rétrodéversés et partiellement réorientés (vers les Reys).

Ainsi, la base de la nappe des "Schistes Lustrés" représentée par ces cargneules est impliquée dans les plis d'axe Est-Ouest. Cela nous permet de considérer le chevauchement de cette nappe sur le massif du Grand Paradis antérieur voire peut être contemporain de ce plissement.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

β. Plis affectant les serpentinites et le complexe à blocs :

* pli du Ruisseau des Roches (coupes 3 et 6, fig. 44).

Au niveau du Ruisseau des Roches (cf. panorama VI), un examen attentif nous permet de remarquer que les serpentinites dessinent une vaste structure antiforme, hectométrique à kilométrique, s'étendant depuis les Rochettes au Nord, jusqu'aux environs de Pierre Bec au Sud. Il s'agit d'un pli isoclinal, déversé vers le Nord, à plongement axial de 10° vers l'Ouest, qui affecte principalement les serpentinites. Ces dernières occupent le coeur de la structure tandis qu'un fin niveau discontinu de marbres blancs ainsi qu'une écaille de socle qui n'affleure que sporadiquement, constituent l'enveloppe. De très nombreux plis centimétriques à plurimétriques accompagnent cette structure (Chalet des Roches, Pra du Crêt, etc...).

Par ailleurs, il faut remarquer que cette structure a été reprise ultérieurement par des plis dits de rétrocharriage ; ainsi le plan axial de ce pli qui, au Sud, est sub-horizontal (plongeant légèrement vers le Sud de 0 à 20°), se redresse progressivement, vers le Nord, jusqu'à la verticale.

* pli du Plateau d'Andagne - Ouille du Midi (coupes 1 et 6).

Depuis le Plan des Evettes, à l'Est, jusqu'aux lieux-dits "Les Ratières" et "Au Criou", à l'Ouest, les serpentinites et le complexe à blocs qui leur est associé, dessinent un vaste antiforme de plus de 7 kilomètres de long (cf. panoramas I, II, III). Il s'agit d'un pli isoclinal couché, déversé vers le Nord ; le plan axial sub-horizontal, est fréquemment repris par des plis de rétrocharriage. Au cours de l'étude lithostratigraphique de cet ensemble, nous avons décrit cette structure et nous rappellerons brièvement que les serpentinites occupent le coeur du pli tandis que le complexe carbonaté à blocs constitue l'enveloppe.

Sur le terrain, il est très difficile de percevoir cette structure car il s'agit d'un pli à charnière très effilée, à flancs parallèles et parfaitement syn-schisteux (cf. microstructures). De plus, comme "au Plagnet d'Andagne", la tectonique plus tardive (pli de rétrocharriage et nombreuses fractures) rend l'observation presque impossible. Toutefois, dans certains secteurs, comme par exemple "au Vallonnet", on peut observer les marbres à blocs qui enveloppent les serpentinites.

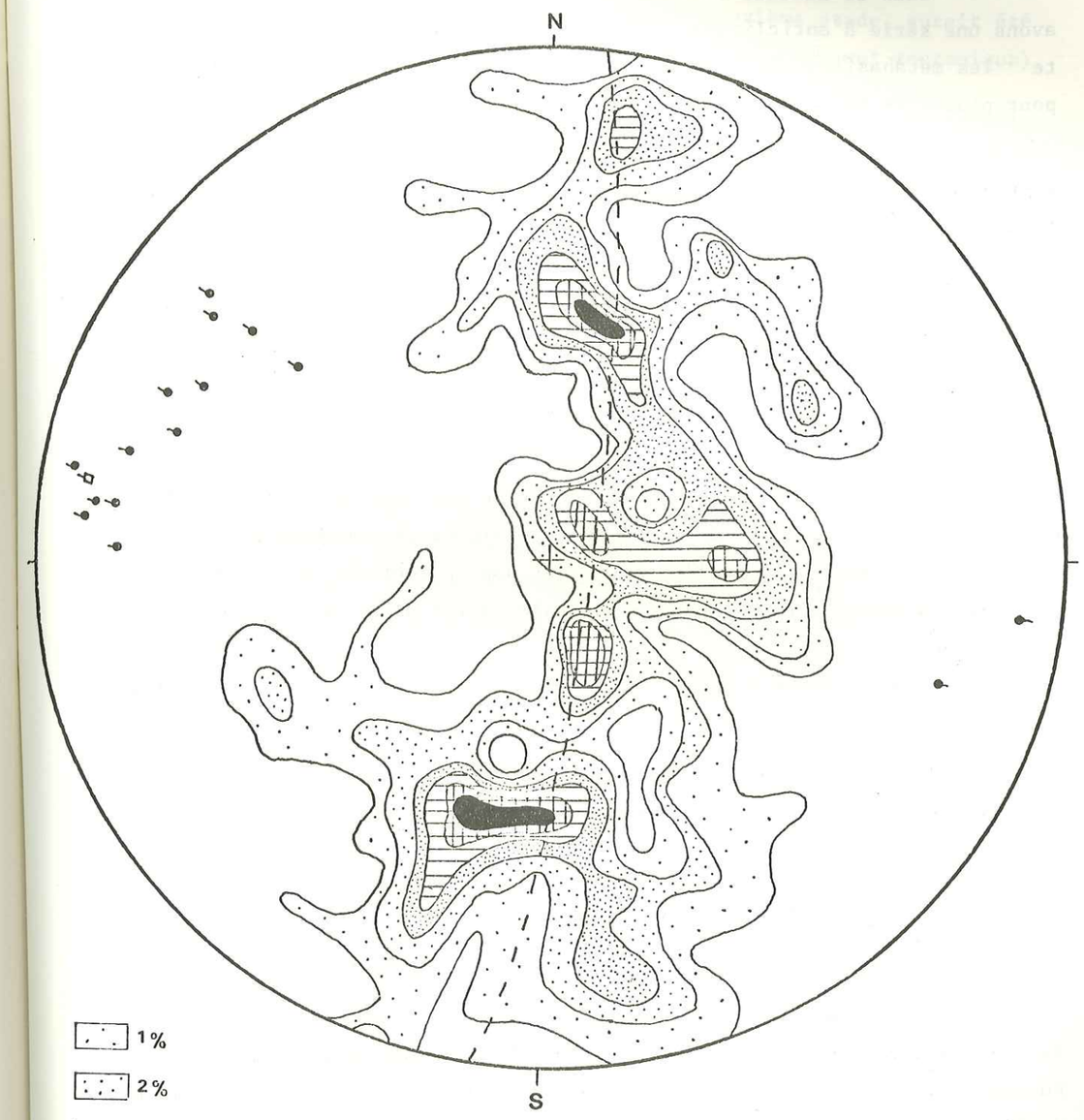


Fig. 44. Stéréogramme de densité des pôles de plans So d'un pli d'axe E-W. Exemple du pli du Ruisseau des Roches (Canevas de Schmidt-hémisphère inférieur).

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

γ. Plis affectant les métabasites :

Dans le secteur du Plan de Carca et du hameau de la Goula, nous avons une série d'anticlinaux et de synclinaux d'axe Est-Ouest qui affecte les métabasites. La détermination de ces structures est très délicate pour plusieurs raisons :

- il s'agit de plis parfaitement isoclinaux, très effilés qui sont associés à des accidents tangentiels (cf. contacts tectoniques liés à la phase Est-Ouest) ;
- ces plis ont été profondément affectés par la tectonique plus tardive et, en particulier, par la phase de rétrocharriage qui a généralement oblitéré les microstructures Est-Ouest.

Toutefois, nous avons pu les mettre en évidence grâce à :

- l'étude lithostratigraphique (cf. lithostratigraphie) ;
- la cartographie qui nous permet de voir que les plis anticlinaux se ferment vers le Nord et que les synclinaux se bouclent vers le Sud ;
- la géométrie de l'ensemble qui nous permet de constater que ces plis sont déversés vers le Nord avec un plan axial plongeant légèrement vers le Sud ;
- les rares microplis témoignant d'une phase de plis Est-Ouest ;
- le style de plissement.

Tous ces arguments additionnés les uns aux autres nous permettent de rattacher ces structures à la phase de plis Est-Ouest.

δ. Les écaillages liés à cette phase :

* Liés aux serpentinites et au complexe à blocs.

Au niveau du Ruisseau des Roches (en rive droite de l'Arc, en aval de Bonneval), existent deux structures plissées (cf. pli du Ruisseau des Roches et pli du Plateau d'Andagne - Ouille du Midi) qui sont séparées l'une de l'autre par un contact tectonique souligné par une écaille de socle. Cet accident tangentiel est plissé et s'enroule autour de l'axe du pli du Plateau d'Andagne - Ouille du Midi ; cela nous inciterait donc à considérer ce contact comme anté-pli Est-Ouest. Toutefois, nous avons observé en maints endroits (Couloir du Clapéra, Plan des Evettes, etc...) de nombreux contacts tectoniques mineurs, liés aux plis Est-Ouest et qui sont parallèles à

cet accident tangentiel ; ainsi, il est possible que ce contact tectonique soit contemporain du plissement Est-Ouest : dans un premier stade nous aurions la formation de cet accident qui, dans un deuxième stade, aurait été ployé au niveau de la tête du pli (phénomène d'encapuchonement tectonique).

Remarques : Ce contact tectonique se retrouve dans les environs de l'Ouille Mouta - Glacier des Evettes où nous l'interprétons de la même manière.

Un accident tangentiel analogue à celui décrit précédemment sépare le flanc inverse du pli du Ruisseau des Roches et les calcschistes tectoniquement sous-jacents. Ce contact jalonné par une écaille de socle s'enroule autour de l'axe du pli du Ruisseau des Roches.

* Contact entre unité inférieure et unité supérieure :

Rappelons que ce contact cisaillant se suit depuis le Glacier des Evettes jusqu'au Pays Désert en passant par le Villaron. Nous ne le décrirons pas puisque nous l'avons fait à maintes reprises. Toutefois, nous soulignerons les faits suivants : Aux environs des Coverdettes, nous pouvons remarquer que ce contact tectonique est replissé par la phase dite de rétrocharriage ce qui nous incite à considérer cet accident tangentiel comme antérieur à la phase de rétrocharriage et à le relier à la phase Est-Ouest, d'autant plus que nous retrouvons parfois des allongements minéralogiques orientés parallèlement aux axes de plis Est-Ouest.

* Liés aux métabasites de l'unité supérieure :

Des écaillages ont été observés dans l'unité supérieure de la nappe des "Schistes Lustrés" entre le hameau de la Goula et la Pointe d'Andagne. Parfois, ils sont bien matérialisés par des lambeaux de serpentinites schisteuses.

Ces accidents sont secondaires par rapport au contact entre unité supérieure et unité inférieure ; néanmoins, ils soulignent le style tectonique de notre secteur. Ils découpent l'unité supérieure en une série de feuillets superposés tectoniquement.

b)- Les microstructures.

* Les microplis (fig. 44, 45 et 46).

Difficilement discernables sur le terrain, ces plis sont néanmoins

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

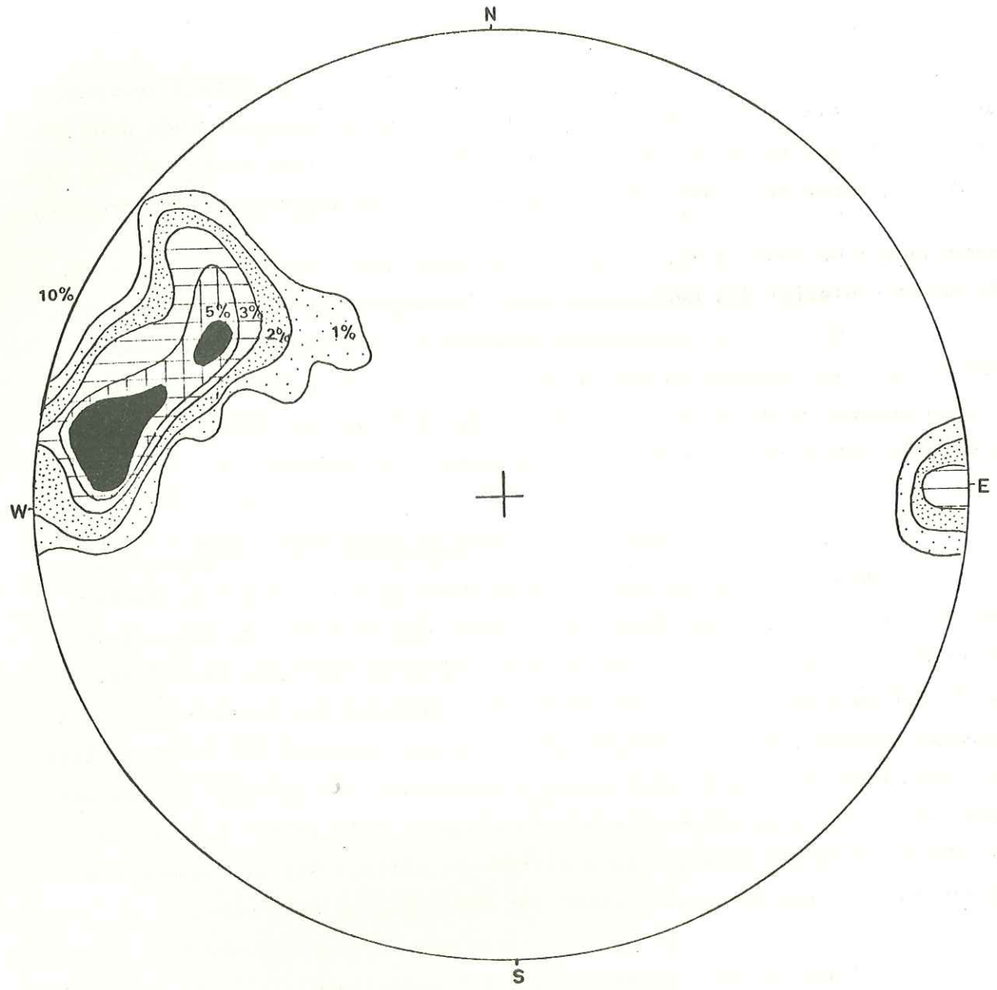


Fig. 45. Analyse statistique de la direction des axes de plis E-W (Canevas de Schmidt-hémisphère inférieur).

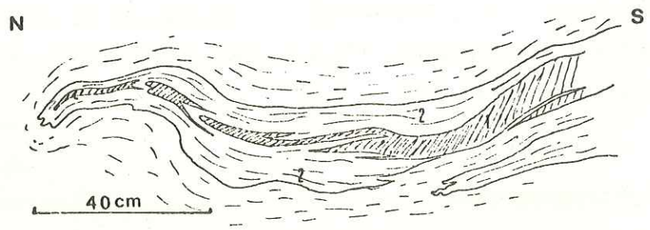


Fig. 46. Aspect d'un micropli d'axe E-W dans les calcschistes (Ruisseau des Roches).
1. marbres phylliteux ; 2: schistes calcifères.

assez répandus. Il s'agit de plis sub-isoclinaux à isoclinaux (fig. 46) de style semblable, à flancs très étirés et à charnières effilées. Dans les calcschistes et les micaschistes albitiques le plan axial est toujours souligné par une schistosité de strain-slip cleavage bien développée dans les niveaux riches en phyllites ; par contre, dans les roches carbonatées (marbres triasiques, marbres des marbres à blocs), cette schistosité est souvent oblitérée par une recristallisation de la calcite.

L'analyse statistique des axes des plis indique que ces derniers ont une direction qui varie légèrement entre N 96 et N 130 (cf. fig. 42) avec deux concentrations maxima, l'une à N 95 et l'autre à N 130. Ces dispersions des axes de plis (fig. 45) sont dûes à la phase de rétrocharriage qui a réorienté l'axe des plis précoces Est-Ouest. En outre, ces axes de plis ont tendance, au moins dans la partie occidentale de notre secteur, à plonger plutôt vers l'Ouest de 10 à 20°.

Remarque : L'analyse classique des mégastructures Est-Ouest à partir de la microtectonique est très délicate en raison du style de plissement : dans la plupart des cas, les pôles des plans mesurés se concentrent ne dénotant aucune direction privilégiée.

* Les linéations.

Il s'agit principalement des linéations minéralogiques : orientation des yeux de microcline dans les gneiss oeillés, orientation des phyllites et des amphiboles (ces dernières n'ont la plupart du temps qu'une orientation planaire comme dans le cas des glaucophanites).

Les linéations d'allongement sont aussi très bien développées : au niveau des marbres à blocs, il est possible d'observer des blocs allongés suivant une direction Est-Ouest.

3°/- La phase de plis N-NE - S-SW de rétrocharriage :

a)- Les mégastructures.

Ces mégastructures plus tardives sont faciles à mettre en évidence puisqu'elles n'ont pas subi de déformations importantes ultérieurement.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

α Pli du Plateau des Loses - Ruisseau d'Andagne :

Il s'agit sans nul doute de la structure la plus remarquable de notre secteur.

S'allongeant sur près de huit kilomètres de long depuis les Reys au Nord, jusqu'au Ruisseau d'Andagne au Sud, cette structure peut être observée en trois points :

- depuis le village de Bonneval, en se tournant vers le Plateau des Loses, nous voyons les gneiss de Bonneval surmontés par les quartzites et les marbres triasiques dessiner un vaste anticlinal kilométrique (voir panorama V) ;

- depuis la route qui mène au Col de l'Iseran (au tournant de la Lenta), nous observons dans la falaise qui, en rive gauche de l'Arc, surmonte le village de Bonneval, les gneiss de Bonneval ainsi que les serpentinites et le complexe carbonaté à blocs de la nappe des "Schistes Lustrés" former une grande voussure anticlinale qui est affectée à l'Est par une grande faille verticale (voir panorama III) ;

- depuis le village du Villaron, nous pouvons admirer cette même structure qui, sur le versant opposé affecte les serpentinites, le complexe à blocs et la série métasédimentaire (voir panorama IV).

Cette structure anticlinale, quel que soit l'ensemble lithologique qu'elle affecte se matérialise par un pli hectométrique à kilométrique (fig. 47), très ouvert, à charnière arrondie, dissymétrique avec un flanc plongeant vers l'Ouest - Nord-Ouest de 10 à 60° tandis que l'autre est subvertical ; il s'agit donc d'un pli déversé vers l'Est - Sud-Est et à plan axial plongeant vers l'Ouest - Nord-Ouest de 30° environ. Quant au plongement axial, il est vers le Nord - Nord-Est de 10 à 40° au niveau du Plateau des Loses et de 30° vers le Sud-Ouest au Ruisseau d'Andagne.

β Pli de la Lenta :

Sur la route qui mène au col de l'Iseran, au niveau du "tournant de la Lenta", nous remarquons que les marbres dolomitiques triasiques surmontant les gneiss de Bonneval, dessinent des plis hectométriques (voir panorama VI).

En premier lieu, nous pouvons observer au niveau de la Grande Feiche, les marbres phylliteux tourner et former un anticlinal que nous

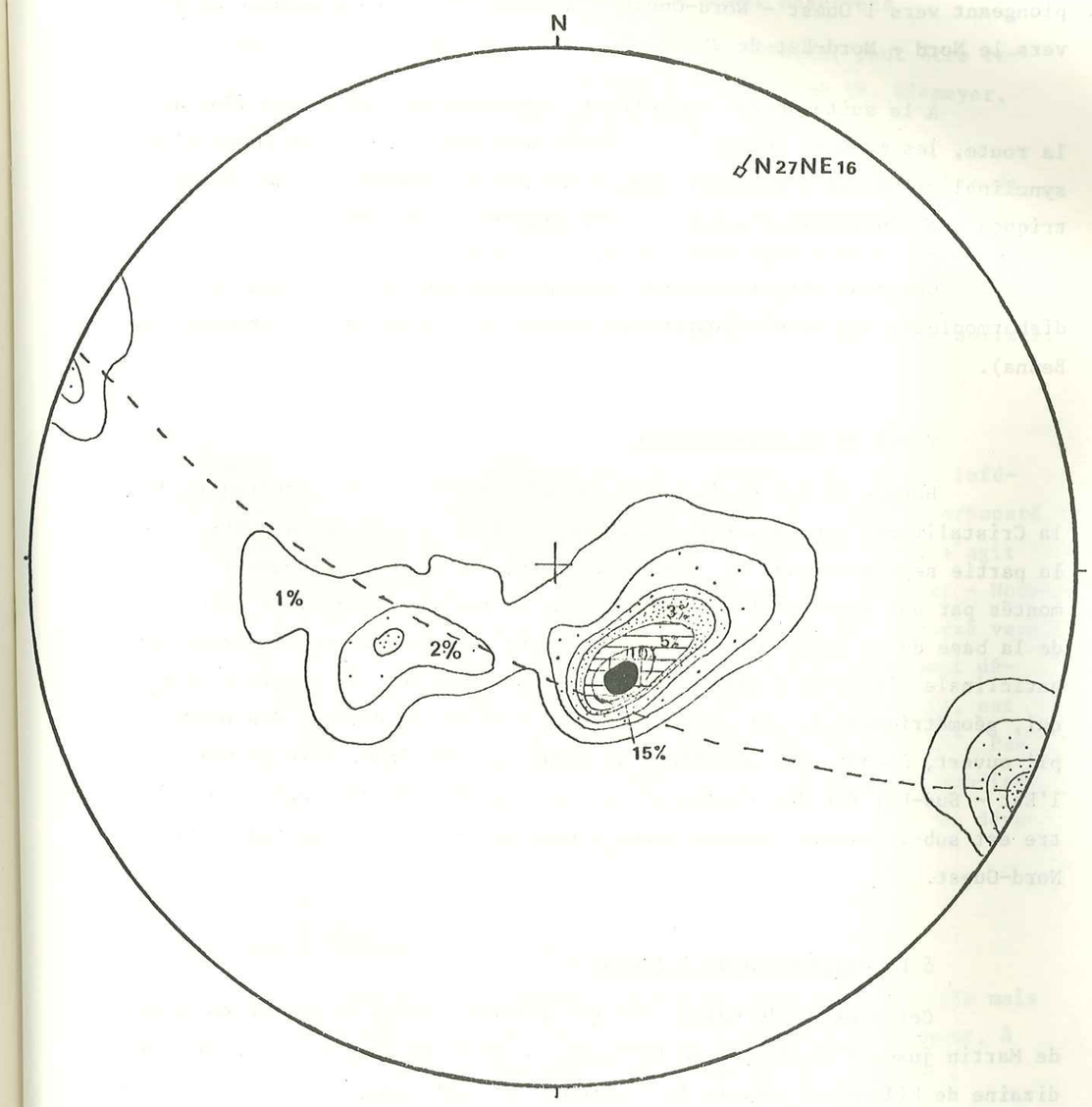


Fig. 47. Stéréogramme de densité des pôles de plans So d'un pli NE-SW en rétrocharriage. Exemple du pli du Plateau des Loses (Canevas de Schmidt-hémisphère inférieur).

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

retrouvons d'ailleurs plus au Nord à la Cristallière. Cet anticlinal est beaucoup moins ouvert que le pli du Plateau des Loses puisque les deux flancs plongent vers l'Ouest - Nord-Ouest ; il s'agit donc d'un pli déversé (déversement vers l'Est - Sud-Est) presque couché à plan axial plongeant vers l'Ouest - Nord-Ouest d'environ 25° et à plongement axial vers le Nord - Nord-Est de 20 à 30°.

A la suite de cet anticlinal, apparaissent, au niveau même de la route, les marbres dolomitiques triasiques qui occupent le coeur d'un synclinal pincé qui a schématiquement les mêmes caractéristiques géométriques que l'anticlinal auquel il est associé.

Ces deux structures sont accompagnées par de très nombreux plis disharmoniques qui se développent au niveau des formations triasiques (La Benna).

γ Pli de la Cristallière :

Hormis le pli de la Lenta qui affecte la partie méridionale de la Cristallière, nous pouvons remarquer, en rive gauche de la Lenta, dans la partie septentrionale de la Cristallière, les gneiss de Bonneval surmontés par une mince couverture triasique et par des cargneules bréchiques de la base de la nappe des "Schistes Lustrés" qui dessinent une structure anticlinale difficile à percevoir à cause des éboulis. Il s'agit d'un pli qui, géométriquement, est assez semblable à celui du Plateau des Loses : pli ouvert, à charnière arrondie, de style concentrique, déversé vers l'Est - Sud-Est (un des flancs plonge vers le Nord de 20° tandis que l'autre est sub-vertical), à plan axial plongeant de 30° environ vers l'Ouest Nord-Ouest.

δ La digitation de l'Iseran :

Cette bande de cargneules qui s'étend depuis la Pointe du Méan de Martin jusqu'à la Pointe de Bassagne, n'affleure chez nous que sur une dizaine de kilomètres depuis le Prariond, au Nord, jusqu'au Col des Roches, au Sud. Orientée Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest, cette bande à flancs parallèles, plonge de 30° environ vers l'Ouest - Nord-Ouest.

De nombreux plis décamétriques (Pointe de la Met, Col de la Pointe de la Met, Col Pers, etc...) d'axe Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest

plongeant vers le Nord - Nord-Est de 10 à 20°, à charnières arrondies, déversés vers l'Est - Sud-Est, à plan axial penté vers l'Ouest - Nord-Ouest d'environ 30°, accompagnent cette longue structure. En outre de nombreuses écailles de compositions diverses et orientées suivant la direction des axes de plis précédemment décrits peuvent être aussi observées.

Cette structure qui, au niveau de la Tarentaise, peut être reliée à un train de plis affectant le Briançonnais interne (H. Niemeyer, 1979), représenterait donc une lame anticlinale.

Ainsi, la base de la nappe des "Schistes Lustrés", au cours de cet épisode tectonique, est impliquée dans ce système de ce pli. Cela nous incite à penser que le contact de la base des "Schistes Lustrés" a pu rejouer légèrement au cours de cette phase ; ce fait est confirmé par la troncature des plis E-W de la nappe des Schistes Lustrés par cette surface.

ε Pli des Arpettes :

Dans la falaise qui surmonte en "rive gauche" le Glacier inférieur du Vallonnet, les serpentinites surmontées par le complexe carbonaté à blocs forment une structure anticlinale pluri-hectométrique. Il s'agit d'un pli ouvert, dissymétrique avec un flanc plongeant vers l'Ouest - Nord-Ouest de 30 à 35° tandis que l'autre est sub-vertical. Ce pli déversé vers l'Est - Sud-Est se distingue quelque peu des structures précédemment décrites par le fait que la charnière du pli au lieu d'être arrondie, est aigue. Le plongement axial, vers le Sud - Sud-Ouest, est de 10 à 15°. Par ailleurs, il faut signaler que de très nombreux plis isoclinaux à sub-isoclinaux, centimétriques à pluridécamétriques accompagnent ce pli, se développant essentiellement dans le flanc sub-vertical.

η Les autres plis :

Une multitude d'autres exemples pourrait être aussi décrite mais ils sont si nombreux que nous nous contenterons d'énumérer brièvement, à titre indicatif, ceux qui nous semblent être les plus intéressants :

- à l'Est de l'Ouille des Reys, la série du Montet et la couverture triasique dessinent des plis sub-isoclinaux, plurihectométriques, à charnières relativement pincées, déversés vers l'Est - Sud-Est, à plan axial plongeant vers l'Ouest - Nord-Ouest de 20° environ. Au niveau même du sentier qui mène au refuge du Carro, nous pouvons voir une belle terminaison périclinale.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

- Sur le Plateau d'Andagne (aux Coverdettes), on peut observer le contact tectonique entre les unités supérieure et inférieure qui est souligné par des cargneules associées à des marbres blancs ; ces derniers sont intensément plissés : plis métriques à hectométriques, sub-isoclinaux, déversés vers l'Est - Sud-Est, à plans axiaux sub-horizontaux et à plongement axial de 10 à 20° vers le Sud-Ouest.

- A la Pointe d'Andagne, les calcschistes, les faciès albitiques et les métabasites forment une multitude de plis métriques à plurimétriques, ouverts à sub-isoclinaux, à charnières arrondies, déversés vers l'Est - Sud-Est, à plans axiaux plongeant vers l'Est - Sud-Est de 20° et dont le plongement axial est de 10 à 20° vers le Sud - Sud-Ouest.

- Entre la Pointe Allegra et la Pointe Ouest, nous pouvons admirer un empilement de près de 200 mètres d'épaisseur de plis couchés pluridécamétriques à hectométriques, sub-isoclinaux qui affectent les métabasites. Il s'agit là d'un train de plis que nous pouvons relier aux plis décrits précédemment.

o Le problème du "pli du Vallonnet" (fig. 48) :

Dans la falaise qui domine en "rive droite" le Glacier inférieur du Vallonnet, on peut observer depuis le Col du Greffier, à l'Est et jusqu'-au Vallonnet, à l'Ouest, une série de plis hectométriques à kilométriques qui affectent le contact entre les serpentinites de la Pointe Regaud et les calcschistes qui se raccordent à l'unité supérieure. Il s'agit de plis couchés, sub-isoclinaux dont le déversement est difficile à déterminer. En se déplaçant plus à l'Ouest, dans un couloir d'avalanche qui descend du Glacier supérieur du Vallonnet, nous remarquons que les serpentinites et les calcschistes sont très plissés et semblent dessiner une terminaison périclinale.

Toutefois, une analyse plus précise, nous permet de constater que:

- les formations sous-jacentes (serpentinites - complexe à blocs etc... de l'unité inférieure) ne sont aucunement affectées par ces structures plissées dont elles sont d'ailleurs séparées par un contact tectonique souligné par des cargneules et des marbres blancs (Ouille du Midi ; à l'Est de la Pointe de Regaud) ;

- les calcschistes qui surmontent les serpentinites de la Pointe Regaud par l'intermédiaire d'un contact tectonique jalonné par des marbres blancs à cachet triasique, ne dessinent pas une structure plicative comme il

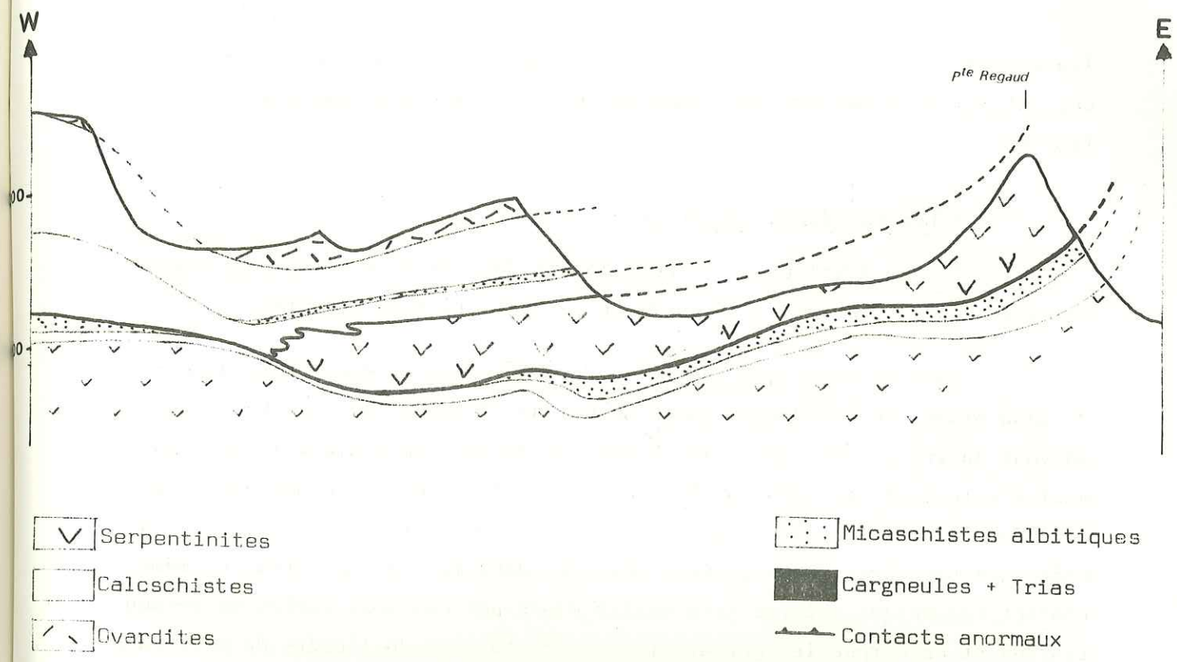


Fig. 48. Coupe schématique à travers la falaise du Vallonnet montrant les relations qui existent entre les unités inférieures et supérieures de la Nappe des "Schistes Lustrés".

pourrait paraître. En effet, de très bons repères lithostratigraphiques (horizons de micaschistes albitiques mais surtout les épais niveaux de métabasites qui couronnent les sommets d'Andagne et de l'Albaron) ne sont que très faiblement affectés par ces plis, dessinant au niveau de la "pseudo-terminaison périclinale" une simple ondulation ;

- l'analyse des plis et microplis nous permet de relier ces derniers aux plis dits en rétrocharriage : plis à charnières arrondies (marbres) ou aigues (calcschistes), de style concentrique aplati à semblable, à schistosité de fracturation (marbres) ou de strain slip-cleavae (calcschistes). En outre, de nombreux microplis accompagnent les plis de plus grande envergure et montrent un déversement vers l'Est. Il faut signaler par ailleurs de nombreux microplis disharmoniques qui se développent essentiellement vers le contact serpentinites - marbres blancs à cachet triasique.

En définitive, nous pouvons affirmer qu'il ne s'agit pas là de plis liés à une mégastructure antiforme, mais qu'il s'agit plutôt d'une série de plis de rétrocharriage. Ces derniers affectent le contact (entre

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

les unités supérieure et inférieure de la nappe des "Schistes Lustrés") qui est ici souligné par des lambeaux ou plutôt par des masses de serpentinites.

* Les accidents tangentiels :

Ils se développent principalement dans la partie septentrionale de notre secteur de part et d'autre de la digitation de l'Iseran.

Sous la crête qui sépare la Tarentaise de la Maurienne, depuis la Pellaou Blanc, au Sud-Ouest, jusqu'au Col de l'Iseran, au Nord-Est, nous pouvons suivre au sein des calcschistes un contact tectonique le long duquel s'allongent des lambeaux hectométriques d'ovardites accompagnées parfois par des masses pluridécamétriques de serpentinites. En outre, sous la Crête des Lessières, nous pouvons observer dans les calcschistes, ce même contact tectonique qui est matérialisé alors par des amas isolés de serpentinites et de cargneules qui atteignent des tailles de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres de long.

De même, dans la vallée de la Lenta entre le Pont des Neiges et la Cristallière, les calcschistes ainsi que les micaschistes albitiques et les métabasites sont très laminés et traduisent là une tectonique de cisaillement.

Ces accidents tangentiels peuvent être, sans nul doute, relier au clivage tectonique de la digitation de l'Iseran (cf. digitation de l'Iseran) et représentent par rapport à ce dernier des accidents tangentiels secondaires.

b)- Les microstructures.

* Les microplis (fig. 47, 49, 50 et 51).

Dans notre secteur, ils sont omniprésents et sont assez faciles à identifier puisqu'il s'agit de microstructures les plus récentes qui reprennent les structures antérieures. Le style varie peu quelles que soient les propriétés mécaniques des roches auxquelles ont a affaire. Il s'agit de plis ouverts, en genoux, parfois sub-isoclinaux, à charnières arrondies, à flancs légèrement aplatis, déversés vers l'Est - Sud-Est, de style concentrique aplati à semblable. Une schistosité de crénulation se développe parallèlement aux plans axiaux des plis qui affectent principalement les calc-

schistes et les micaschistes albitiques, tandis que les roches plus compétentes (quartzites et marbres) voient plutôt se développer une schistosité de fracture assez discrète.

Une forme de pli assez répandue est le pli à charnière aigue, à flancs étirés et à schistosité de strain-slip cleavage parallèle aux plans axiaux : il s'agit de plis en chevrons qui peuvent coexister avec les plis concentriques aplatis.

L'étude des plans axiaux montre que dans l'ensemble, ils plongent vers l'Ouest - Nord-Ouest dans la partie septentrionale de notre secteur (au Nord de l'Arc), tandis que dans la zone méridionale de notre terrain (au Sud de l'Arc), ils tendent à plonger vers l'Est - Sud-Est.

Quant à la direction des axes de plis, une rapide analyse montre qu'elle est très dispersée, variant schématiquement depuis N O jusqu'à N 70, avec un maximum statistique entre N 25 et N 30 (fig. 49).

Cette dispersion peut être expliquée de façons différentes :

- Nous aurions une évolution progressive de l'orientation des axes ; après vérification, cela s'avère négatif : des axes N 30 voisinent avec des axes N 60-N 70 dans différents secteurs ;
- nous aurions deux phases de plis : l'une N 30, l'autre N 60-N 70. Toutefois nous n'avons pas observé de structures d'interférence entre de telles structures ;
- nous aurions une répartition cartographique des éventails de dispersion des plis mineurs, comme le propose J.M. Caron (1974-1977) dans les Alpes Cottiennes "*cette répartition dessine une mozaïque de panneaux qui pourraient être l'indice de mouvements de socle au cours des retrocharriages*". Toutefois, nous n'avons pas pu confirmer ou infirmer cette hypothèse faute d'un relevé systématique de la direction des axes de plis.

* Les linéations :

Il s'agit principalement de linéations d'axe. Les charnières des microplis étant souvent anguleuses, les linéations se matérialisent par de fins gaufrages qui déforment les linéations plus anciennes.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

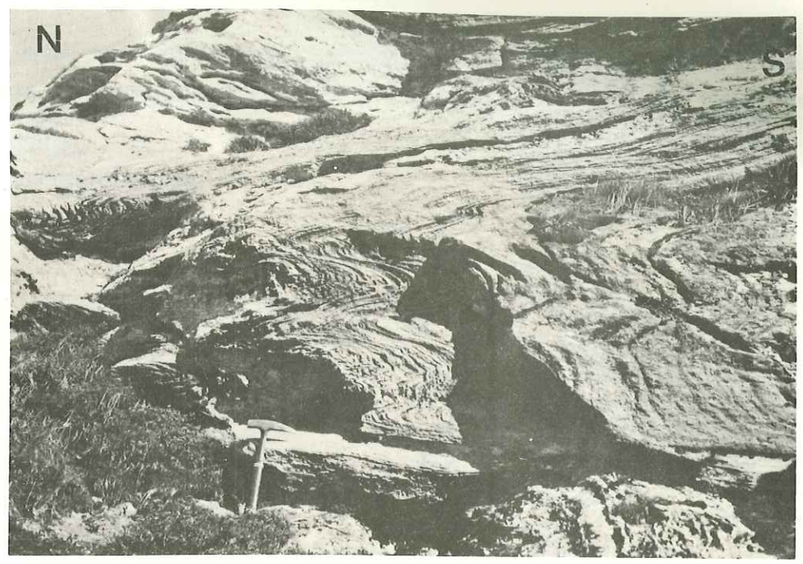


Fig. 50. Aspect d'un micropli en rétrocharriage dans les calcschistes et micaschistes albitiques (Pays Désert).

Fig. 51. Aspect d'un micropli en rétrocharriage dans des serpentinites (Glacier du Vallonnet).

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Quant aux linéations minéralogiques, elles sont fort nombreuses : allongements des phyllites, des actinotes, des amphiboles bleu-vert, etc ... .

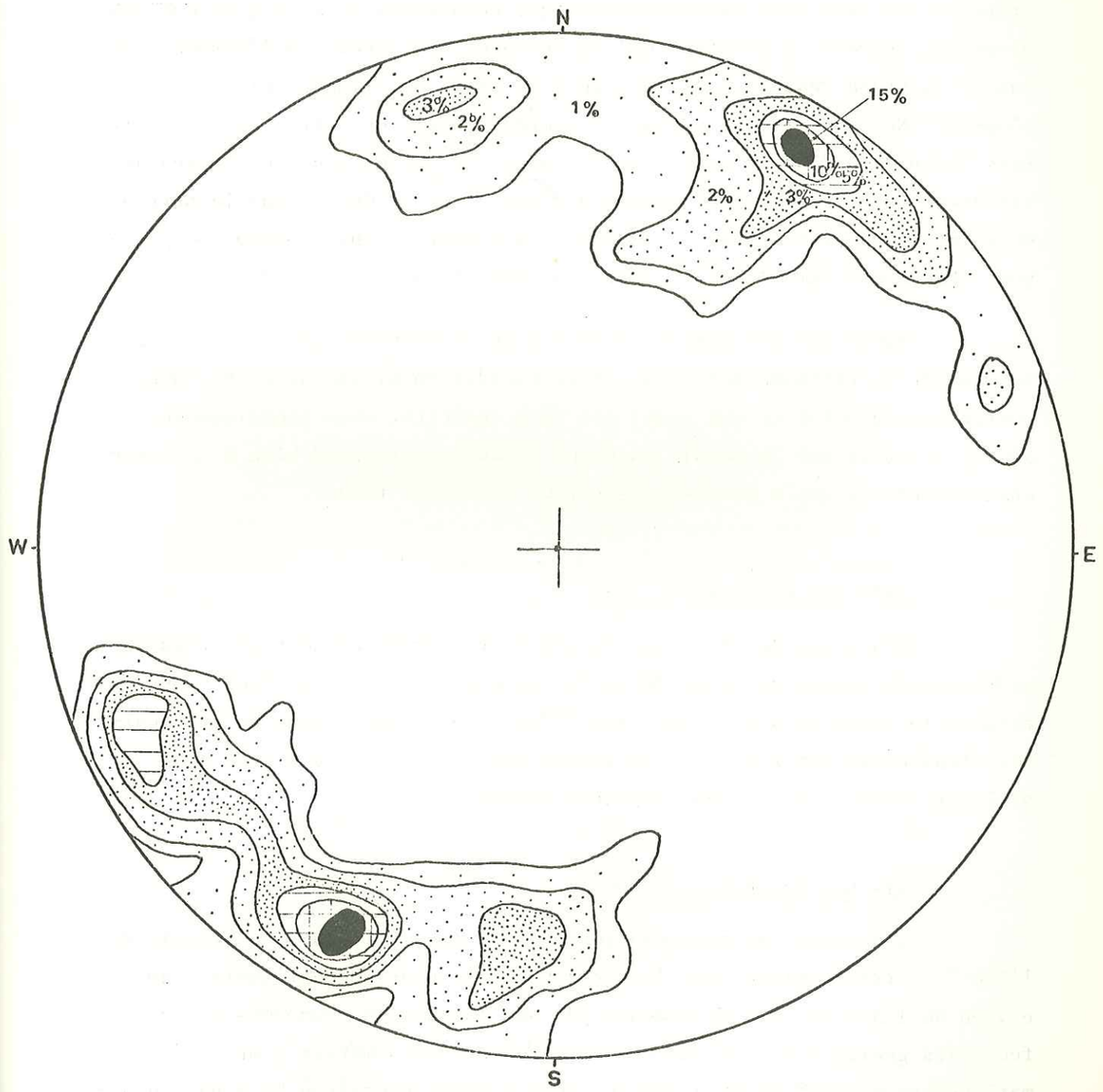


Fig. 49. Analyse statistique de la direction des axes de plis NE-SW (Canevas de Schmidt-hémisphère inférieur).

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

4°/- Bombement tardif :

L'analyse détaillée du contact entre le massif du Grand Paradis et la nappe dite des "Schistes Lustrés" montre que les plis qui affectent cette nappe, moulent la surface ancienne. En effet, au cours de la description des plis dits de rétrocharriage, nous avons pu remarquer que ces derniers, suivant la position qu'ils occupent par rapport à l'ensemble du massif du Grand Paradis s.l., ont un plan axial qui plonge soit vers l'Ouest - Nord-Ouest dans la partie septentrionale de notre terrain, soit vers le Sud-Est dans la partie méridionale. En outre, nous constatons que les axes des plis Nord-Sud tendent à plonger vers l'Ouest dans la partie occidentale de notre secteur, tandis qu'ils sont sub-horizontaux ou plongent légèrement vers l'Est au niveau du massif du Grand Paradis.

Ainsi les plissements Nord-Sud en rétrocharriage sont bien déformés par la retombée axiale du Grand Paradis au niveau de l'Arc. Nous confirmons donc ici ce qui avait été déjà démontré, puis classiquement admis, à savoir que le massif du Grand Paradis correspond bien à un vaste ensemble plissé qui a été affecté par un bombement tardif.

5°/- Les Failles :

L'analyse des failles n'a pas fait l'objet d'une étude très approfondie en raison du style de la tectonique dans notre secteur. Toutefois, à la suite de J.M.L. Bertrand (1966, 1968), nous avons pu reconnaître d'une part, des fractures anciennes ayant rejoué à la fin du cycle alpin et, d'autre part, des fractures récentes.

a)- *Les fractures anciennes* :

L'accident le plus remarquable est sans nul doute la "faille de l'Ecot". Cette dernière, sur le terrain, n'est pratiquement visible qu'au niveau de l'Arc où elle se traduit par une lamination prononcée qui affecte les gneiss s.l. sur une épaisseur d'environ 5 mètres ; orientée schématiquement N O à N 20 et plongeant vers l'Ouest d'environ 55 à 65° au niveau de l'Arc, elle ne semble pas, a priori, être très importante. Toutefois, de part et d'autre de cet accident, nous constatons, au niveau du massif du Grand Paradis, que la lithologie diffère ; en effet, d'un côté affleurent des gneiss dits du Pont de la Lame, tandis que de l'autre, s'étendent des orthogneiss riches en enclaves sombres. Cela nous amène donc à considérer cette faille comme un accident majeur affectant l'ensemble du massif du Grand Paradis s.l. Par contre, au niveau de la couverture triasique et de la nappe dite des "Schistes Lustrés", son rejet ne semble pas être aussi important, en rive droite de l'Arc, il est difficile à estimer mais est assurément faible, tandis qu'en rive gauche, des éboulis très récents masquent le contact.

Ainsi, cette faille, puisqu'elle affecte les "Schistes Lustrés", a, par conséquent, joué au cours du cycle alpin, mais l'ampleur des mouvements d'alors ne permet pas d'expliquer ce qui a pu être observé au niveau de l'Arc à savoir des rejets très importants qui mettent en contact le socle avec sa couverture. Il est donc logique de supposer, comme l'a déjà fait J.M.L. Bertrand (1968), que la faille de l'Ecot correspond bien à un accident anté-alpin (le Trias n'étant affecté que par les mouvements tardifs) ayant abouti à une "compartimentation" du massif du Grand Paradis.

b)- *Les failles récentes.*

Elles sont fort nombreuses dans notre secteur mais n'ont en général qu'une signification structurale mineure. Ces accidents correspondent le plus souvent à des fractures à faible déplacement et se développent surtout au niveau du massif du Grand Paradis s.l., tandis que la nappe dite des "Schistes Lustrés", plus ductile. a été, semble-t-il moins affectée par cette tectonique cassante. Néanmoins, quel que soit l'ensemble structural concerné, ces accidents correspondent à des failles en extension à faible rejet ; en effet, de nombreuses figures microtectoniques telles que les stries (bien développées sur les plans de fractures qui affectent les gneiss) et les fentes de distension (présentes surtout dans les calcschistes où elles sont remplies de calcite), nous permettent de définir le type de failles auxquelles on a affaire (la lithostratigraphie n'étant parfois d'aucun secours).

Quant à la direction de ces accidents, nous avons pu en noter deux : l'une orientée N-S à N-NE - S-SW, l'autre, moins développée, orientée E-W.

A titre indicatif nous signalerons les failles qui présentent une certaine importance.

* La faille des Evettes : (voir panorama I).

De direction N-S sub-verticale, cette faille peut être observée au Plan des Roches où elle met en contact la nappe dite des "Schistes Lustrés" et le socle du Grand Paradis. Son rejet est difficile à évaluer mais ne semble pas être très imporant.

* La faille du Couloir de la Fontaine : (voir panorama III).

Cette faille est sans nul doute la plus remarquable de notre secteur et ressort nettement dans le paysage. Située juste au-dessus du village de Bonneval, en rive gauche de l'Arc, de direction Nord-Sud, cette faille, verticale, affecte principalement les gneiss de Bonneval et la base de la nappe dite des "Schistes Lustrés" s'amortissant au niveau des calcschistes. Quant au rejet de cet accident, il est difficile à estimer en raison des complications dûes à la tectonique souple : cette faille affecte le flanc vertical du grand pli du Plateau des Loses - Ruisseau d'Adagne.

* Les failles du Lac Noir, du Couloir du Clapéra, du Ruisseau de Fontaine Froide, etc... : (voir panorama III).

De nombreuses fractures orientées schématiquement N-NW - S-SE et à pendage de 60° vers l'Ouest découpent en fines tranches les gneiss de Bonneval, la couverture triasique et la nappe dite des "Schistes Lustrés". Le rejet de ces fractures est faible et peut être estimé à quelques mètres.

* Les failles du Plateau des Loses : (voir panorama V).

Quelques fractures orientées NW - SE affectent la série dite des gneiss de Bonneval et la couverture triasique, s'amortissant au niveau des calcschistes. Le rejet de ces failles est faible et peut être évalué à environ une dizaine de mètres au maximum.

CONCLUSION.

Nous avons distingué deux grands ensembles structuraux :

- le massif du Grand Paradis ou autochtone relatif ;
- la nappe des "Schistes Lustrés" qui est charriée sur l'ensemble précédent. Elle peut être subdivisée en deux unités tectoniques superposées :
  . l'unité inférieure ;
  . l'unité supérieure qui peut être elle-même subdivisée en plusieurs feuillets tectoniques qui s'empilent les uns sur les autres.

L'analyse structurale nous a permis de déterminer plusieurs événements tectoniques :

- une phase paléo-tectonique matérialisée par la formation tectono-sédimentaire. Elle est le témoin d'une obduction, vers le craton européen, d'écailles de nature océanique qui se sont démantelées. Cette phase pourrait être datée du Jurassique supérieur à Crétacé moyen, antérieure en tout cas au métamorphisme schistes bleus qui affecte aussi la série stratigraphique sus-jacente ;

- la mise en place de la nappe des "Schistes Lustrés" sur le massif du Grand Paradis ;

- une phase de plis Est-Ouest qui affecte aussi bien le massif du Grand Paradis que la nappe des "Schistes Lustrés", voit s'individualiser deux unités tectoniques principales (unité inférieure et unité supérieure) qui vont s'empiler l'une sur l'autre pour former l'édifice tectonique actuel. Lors de cet écaillage, ces unités arrachent des copeaux de socle ou entraînent des lambeaux de la couverture triasique qui vont jalonner ces contacts majeurs. Ces différentes unités tectoniques, en progressant vers le Nord, se plissent (plis isoclinaux, très effilés, syn-schisteux, déversés vers le Nord). La base de la nappe des "Schistes Lustrés" étant impliquée dans ce système de pli, on peut considérer le chevauchement de la nappe des "Schistes Lustrés" sur le massif du Grand Paradis comme antérieur ou contemporain à cette phase tectonique ;

- une phase de plis NE-SW (ou plis en rétrocharriages). Elle intéresse les deux grands ensembles structuraux (Grand Paradis et "Schistes Lustrés"). Cette phase, postérieure aux plis E-W, est matérialisée par de vastes structures qui dessinent de lourdes voussures (Plateau des Loses).

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

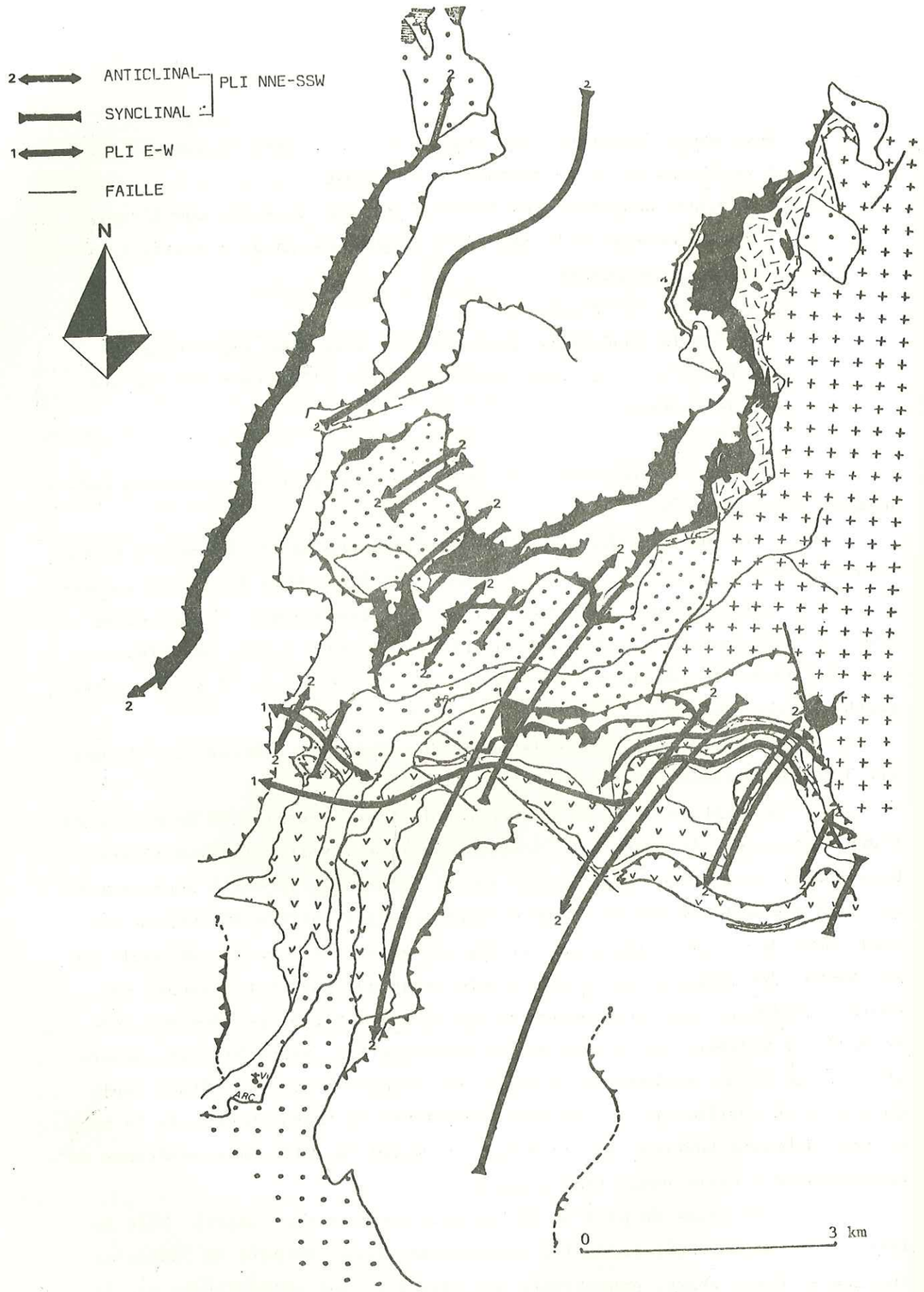


Fig. 52. Schéma tectonique (Légende structurale : voir fig. 40).

Les petits plis associés à ces grandes structures sont sub-isoclinaux (Points Ouest) ou en genoux (très classiques).

Ces plis, dans la partie septentrionale de notre terrain, sont accompagnés par des accidents tangentiels (digitation de l'Iseran) ; nous considérons ces accidents, comme l'a fait préalablement H. Niemeyer (1979) en Haute-Maurienne, responsables du "plongement" des Schistes Lustrés sous la zone du Briançonnais interne.

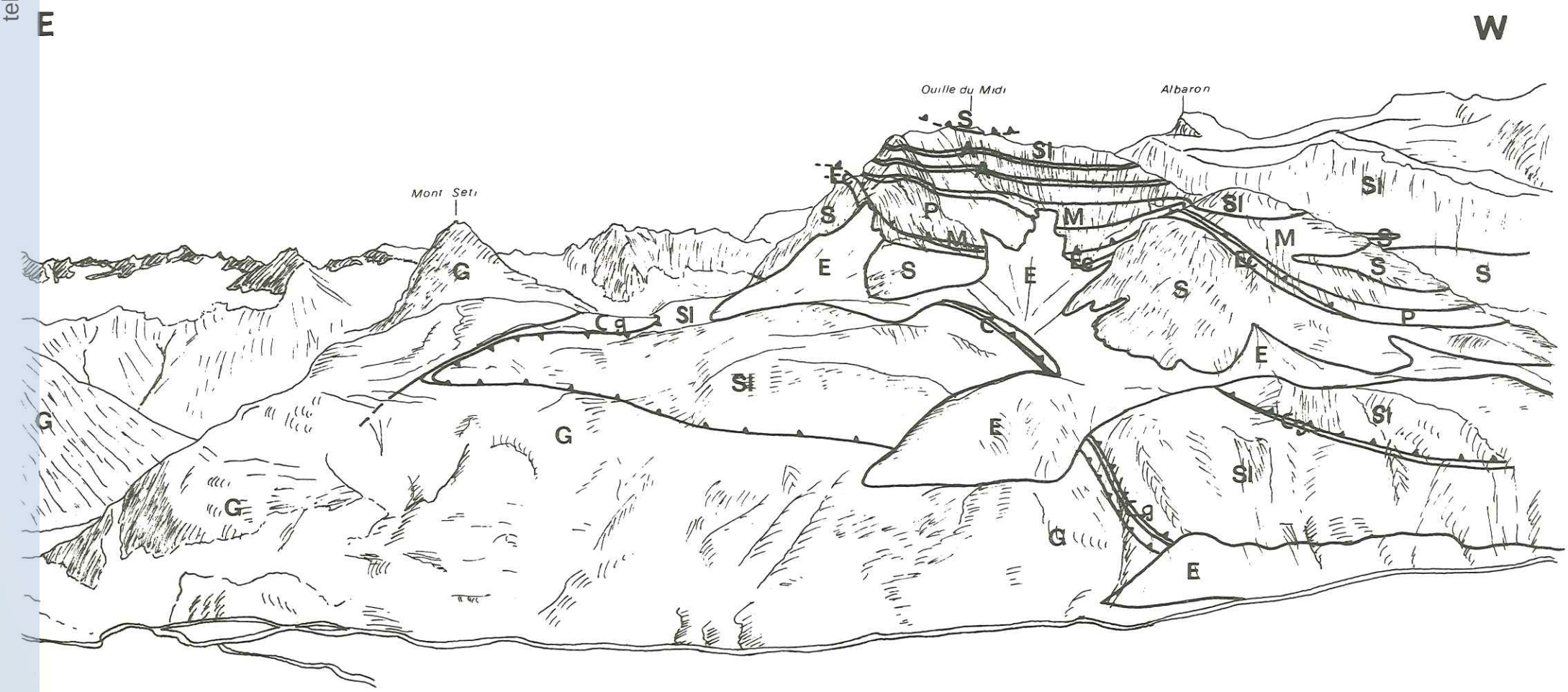
Par ailleurs, cette phase a peut-être été accompagnée par des déplacements de compartiments de socle qui expliqueraient la dispersion de nos axes de microplis.

- Un bombement tardif : la remontée axiale du massif du Grand Paradis déforme les plissements antérieurs ;

- une phase de fracturation qui fait rejouer d'anciens accidents anté-alpins.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

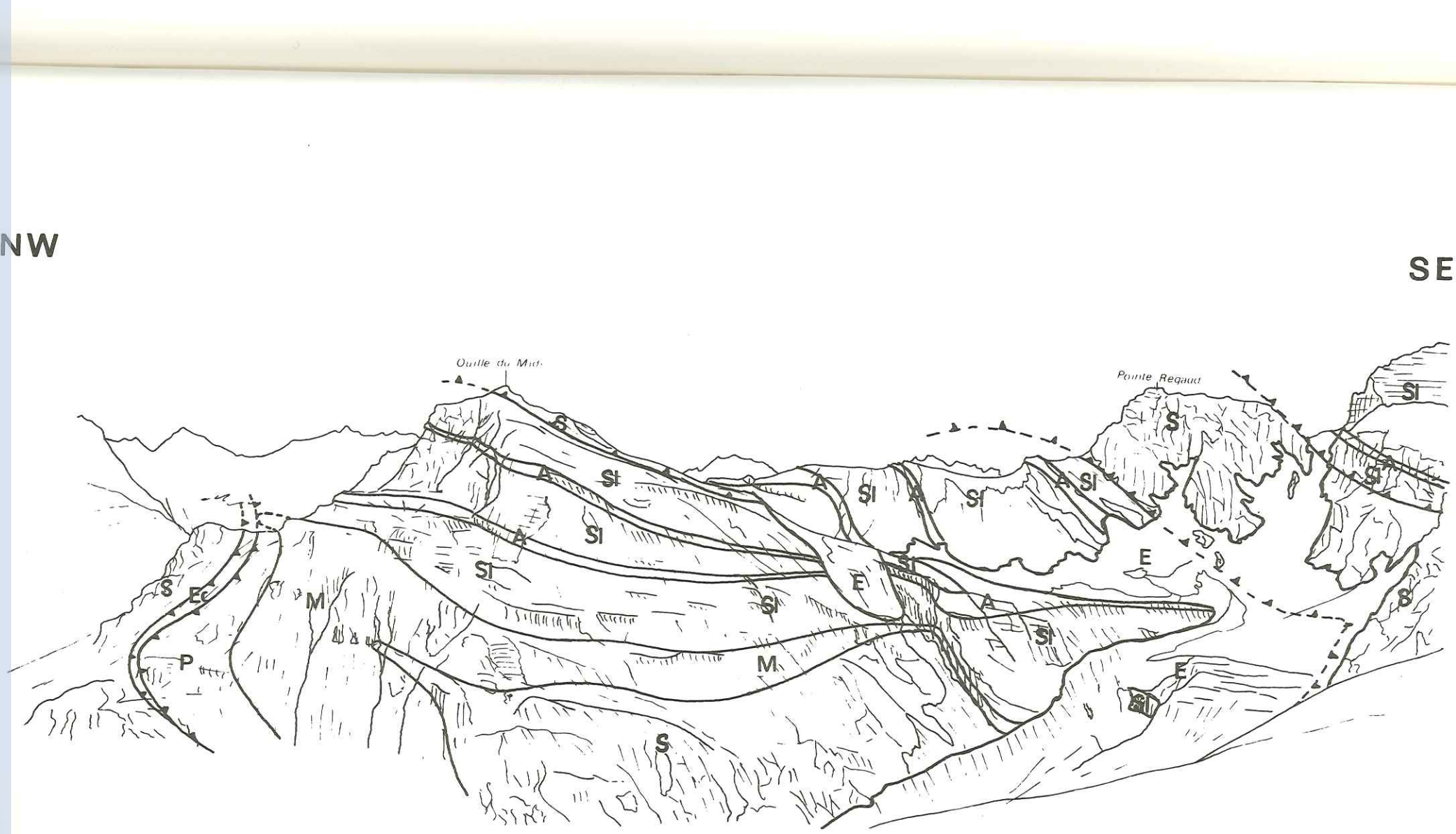
tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011



Panorama I. Le massif de l'Ouille du Midi vu du plateau des Loses.

Légende : G: socle ; Ec: écaille de socle ; Cg: cargneules bréchiques ; SL: calcschistes ; A: gneiss albitiques + micaschistes albitiques ; P: prasinites ; S: serpentinites ; M: complexe à blocs ; E: éboulis ; moraines, etc... .

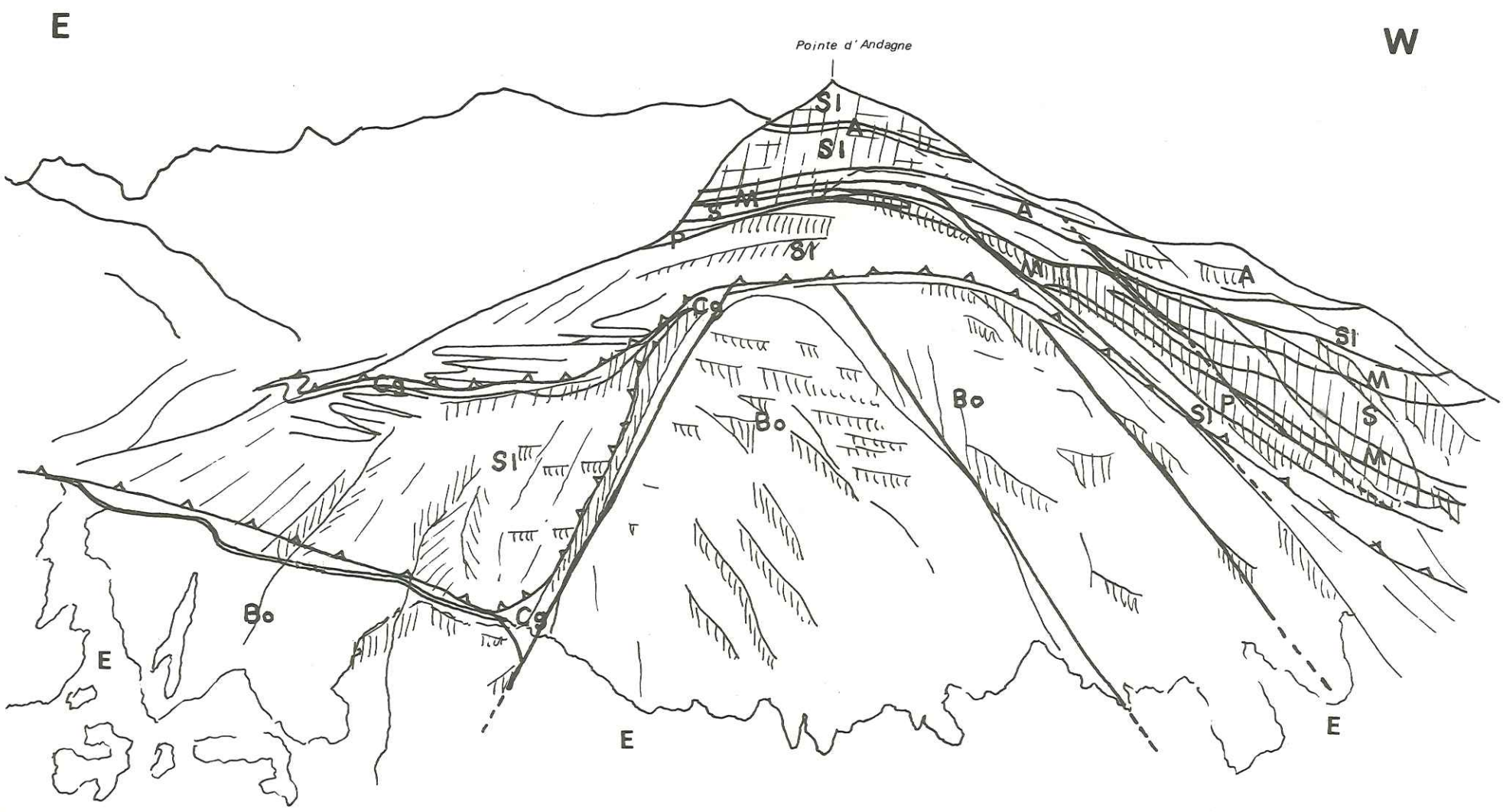
tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011



Panorama II. Les massifs de l'Ouille du Midi et de la Pointe Regaud vus du Plan d'Andagne.

Légende : Ec: écaille de socle ; SL: calcschistes ; A: gneiss albitiques + micaschistes albitiques ; P: prasinite ; S: serpentinite ; M: complexe à blocs ; E: écoulis, moraines, etc... .

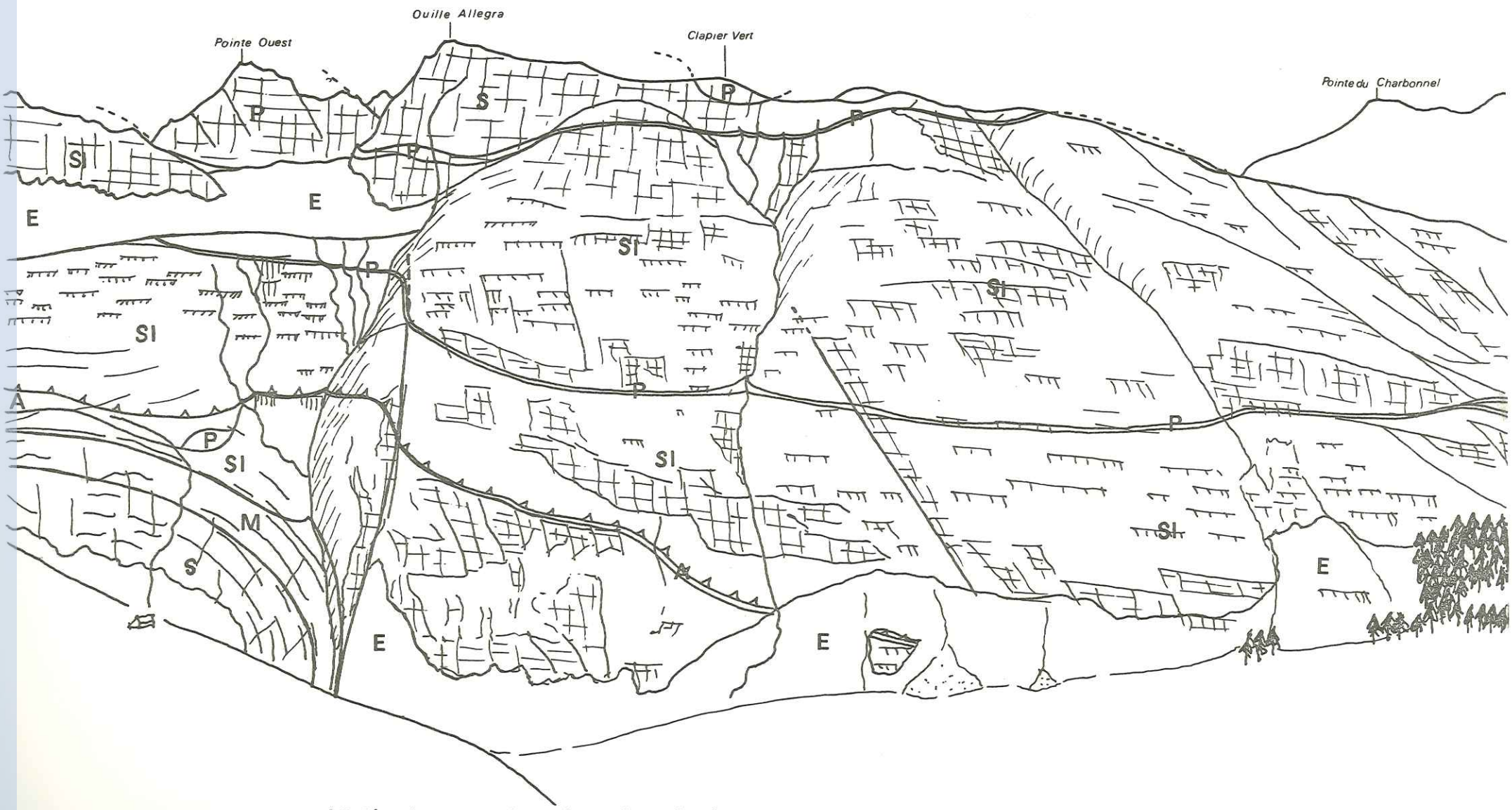
tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011



Panorama III. Le massif d'Andagne vu de la Lenta.

Légende : Bo: gneiss de Bonneval ; Cg: cargneules bréchiques ; SL: calcschistes ; A: gneiss albitiques + micaschistes albitiques ; P: prasinite ; S: serpentinite ; M: complexe à blocs ; E: éboulis, moraine, etc... .

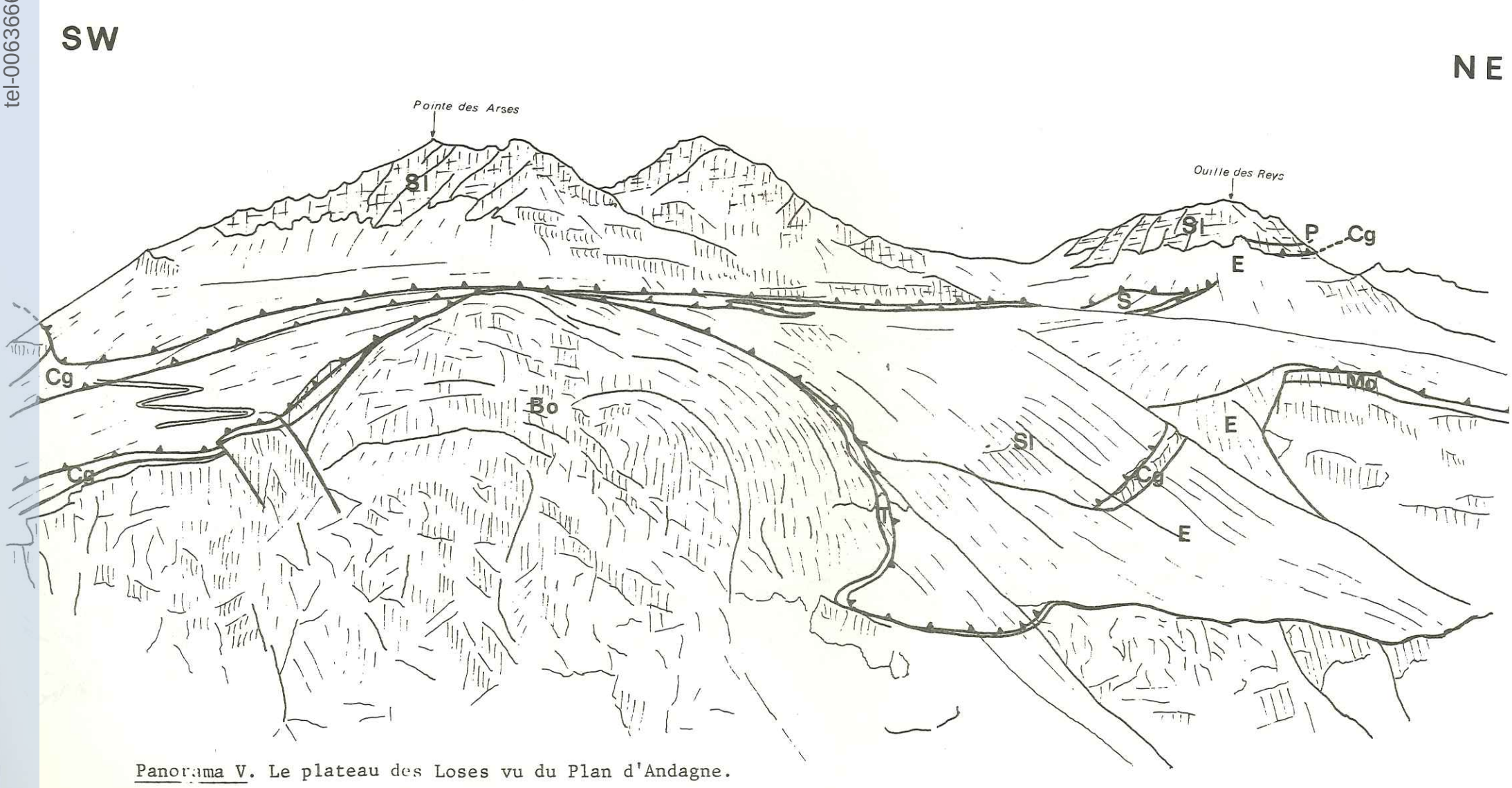
tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011



Panorama IV. Le massif d'Andagne vu du Refuge du Molard.

Légende : SL: calcschistes ; A: gneiss albitiques + micaschistes albitiques ; P: prasinite ; S: serptentinite ; M: complexe à blocs ; E: éboulis, moraines, etc... .

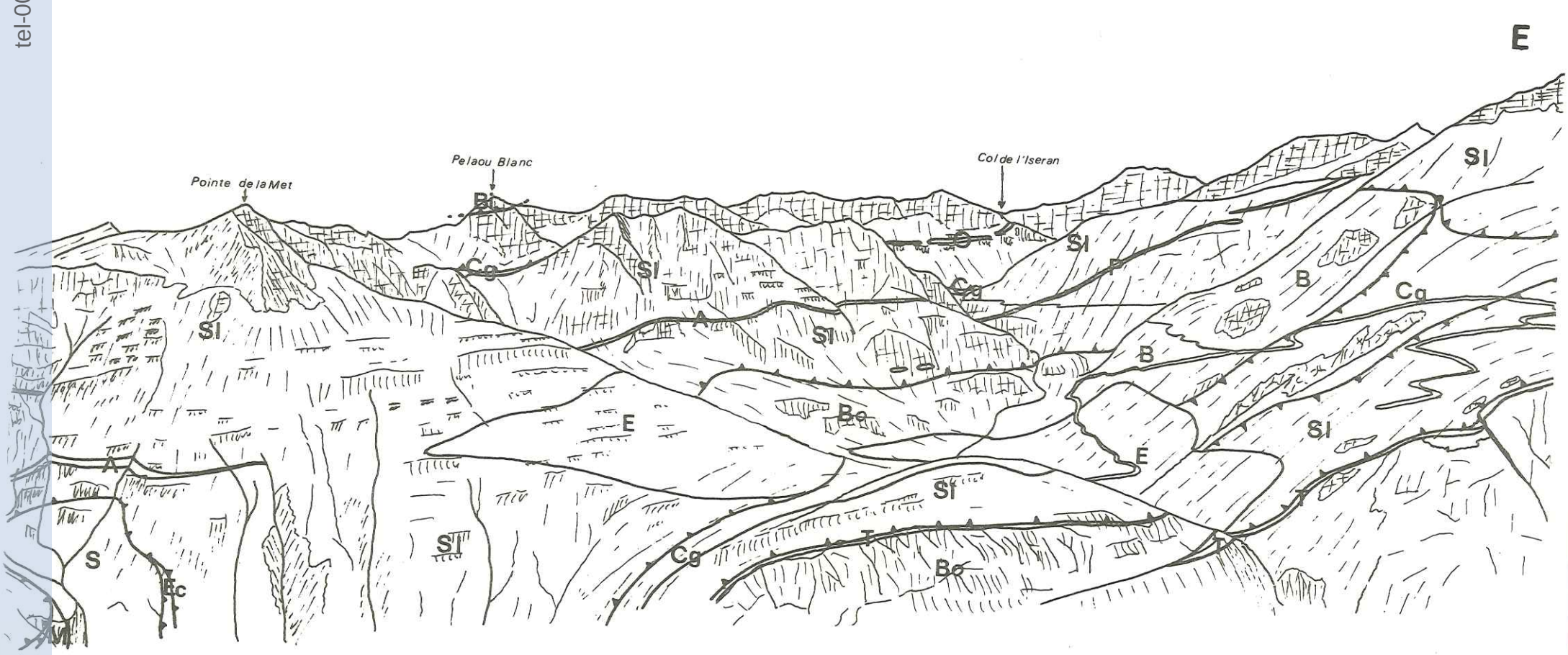
tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011



Panorama V. Le plateau des Loses vu du Plan d'Andagne.

Légende : Bo: gneiss de Bonneval ; Mo: Série du Montet ; T: trias ; Cg: cargneules bréchiques ; Sl: calcschistes ; P: prasinites ; S: serpentinite ; E: éboulis, moraine, etc... .

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011



Panorama VI. La vallée de la Lenta vue depuis le massif d'Andagne.

Légende : Bo: gneiss de Bonnebal ; Ec: écaille de socle ; T: Trias ; Cg: cargneules bréchiques ; SL: calcschistes ; A: gneiss albitiques + micaschistes albitiques ; O: ovardite ; P: prasinite ; S: serpentinite ; M: complexe à blocs ; E: éboulis, moraines, etc... .

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

A N N E X E

GEOCHIMIE

Nous nous sommes tout particulièrement intéressés aux prasinites car sous cette dénomination on regroupe les équivalents métamorphiques de roches très variées ce qui entraîne parfois quelques confusions. En effet, la grande majorité des auteurs (Novarese, 1894 ; Nicolas, 1966 ; Dal Piaz, 1972, 1974 ; Bocquet, 1974 ; Mazzucotelli et al., 1976 ; Messiga et al., 1977 ; Cortesogno et al., 1977 ; etc...) font dériver les prasinites de roches volcaniques basiques diverses : basalte alcalin, basalte calco-alcalin, basalte tholeïtique, tuffite, pyroclastite, gabbro, etc... . Rares sont les auteurs qui admettent une origine sédimentaire pour de telles roches.

Afin de déterminer à quelle famille de roches se rattachent ces prasinites et afin de savoir si toutes les prasinites, quelque soit leur mode d'affleurement, dérivent d'un ou de plusieurs types de roches, nous avons analysé d'une part des prasinites qui sont liées au complexe à blocs et, d'autre part, des prasinites qui constituent les niveaux continus de l'ensemble volcano-sédimentaire.

I. LOCALISATION ET DESCRIPTION DES ECHANTILLONS ANALYSES.

1°/- Prasinites récoltées dans les niveaux continus :

a)- L3-24B (analyse n° 8).

- Localisation :

Echantillon prélevé au sein du niveau prasinitique qui affleure dans le flanc inverse de la structure antiforme d'axe E-W (Pli d'Andagne, Ouille du Midi), en rive droite de l'Arc, à proximité des lieux-dits les Sallanches et Pierre Bec, à l'altitude de 1940 mètres.

- Description :

Il s'agit d'une roche massive, compacte, de teinte vert sombre,

recoupée par de petits lits violets de glaucophanites. Au microscope on observe :

- des amphiboles : principalement représentées par de grandes plages peu déformées de glaucophane dont les bordures sont parfois rétromorphosées par des amphiboles bleu-vert et des actinotes ;
- des épidotes : il s'agit de xénoblastes de zoïsite qui sont syn ou post-glaucophane ; la clinozoïsite et la pistacite sont aussi présentes mais sont postérieures à la zoïsite qu'elles rétromorphosent très souvent ;
- des pyroxènes totalement ouratilisés ;
- des micas blancs bien développés ;
- de l'albite bien conservée qui a en grande partie recristallisé au cours de la dernière phase métamorphique ;
- accessoirement, on trouve de la chlorite, du leucoxène, de la calcite et des opaques.

b)- T4-54g (analyse n° 7).

Echantillon recueilli au sein du même niveau prasinitique en rive gauche de l'Arc, dans le couloir du Clapera à l'altitude de 2030m.

Mêmes caractéristiques pétrographiques que l'échantillon précédent.

c)- 186 (analyse n° 17).

Echantillon prélevé provenant du même horizon prasinitique en rive gauche de l'Arc, sous l'Ouille du Midi, à l'altitude de 2750m.

Mêmes caractéristiques pétrographiques que les échantillons précédents.

d)- L3-3 (analyse n° 6).

- Localisation :

En rive gauche de l'Arc, au niveau du Ruisseau d'Andagne, à l'altitude de 1940 mètres. Echantillon provenant d'un fin horizon de prasinites ocellées qui peut être relié au même horizon prasinitique décrit précédemment ; au niveau où nous avons prélevé cet échantillon, cet horizon repose directement sur les marbres à blocs par l'intermédiaire d'un contact tectonisé.

- Description :

Roche massive, très compacte, de couleur vert-sombre, parsemée de

taches millimétriques blanches aux contours flous. Au microscope, on observe un fond constitué par des ocelles plus ou moins jointives d'albite entre lesquelles se développent des chlorites et des épidotes (clinozoïsite + pistacite). Ces derniers minéraux ainsi que de fines baguettes d'actinotes et de petites plages de micas blancs sont très souvent englobés poéciliti-quement dans les xénoblastes d'albite.

e)- T7-94 (analyse n° 19).

Echantillon prélevé dans le Vallon de la Lenta, plus précisément au Pays Désert, dans un niveau ovarditique, à environ 1 mètre de gneiss albitiques qui soulignent le contact entre ce niveau ovarditique et les calcschistes.

Pétrographiquement identiques à l'échantillon L3-3.

2°/- Prasinites emballées dans le complexe à blocs :

402H77 (analyse n° 1) :

Echantillon prélevé au centre d'un bloc prasinitique d'une dizaine de mètres de long, au niveau du Ruisseau d'Andagne, à l'altitude de 2100 mètres.

Pétrographiquement analogues aux échantillons L3-24B, T4-54g, 186.

3°/- Gneiss prasinitique : éch. 156 (analyse 20).

- Localisation :

Entre la Pointe Regaud et le Glacier inférieur du Vallonnet, à l'altitude de 2850 mètres. Echantillon recueilli au contact entre des serpentinites et des micaschistes albitiques ; à ce niveau, se développe un fin horizon de 2 mètres d'épaisseur où a été prélevée cette roche.

- Description :

Roche compacte, à foliation fruste, de couleur vert-clair, à reflet jaunâtre. Au microscope, on observe une fine alternance de lits quartzitiques et de lits riches en albite, mica blanc, chlorobiotite, chlorite, amphiboles (glaucophane + amphibole bleu-vert + actinote), épidotes (zoïsite + clinozoïte + pistacite) et pyroxènes ouralitisés. Accessoirement, on trouve de l'apatite et des opaques.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Remarque : Une étude géochimique sur des roches de ce genre ne peut être réalisée que si nous avons un nombre relativement important d'analyses, car la qualité des résultats en dépend. C'est la raison pour laquelle nous avons emprunté à R. Michel (1953) et à A. Nicolas (1966) des analyses de prasinites situées dans des niveaux continus.

II. ETUDE GEOCHIMIQUE.

1°/- Diagrammes de B. Moine et H. de la Roche (1968) :

a)- Diagramme $\frac{Al + Fe + Ti}{3} - K \;/\; \frac{Al + Fe + Ti}{3} - Na$ (Fig. 1').

Ce diagramme permet de séparer les roches volcaniques basiques, principalement de type basaltique, de certains sédiments tels que les grauwackes, les shales et les roches argilo-carbonatées. Nous remarquons que la plupart des points se situent à l'intérieur oa à proximité du domaine des roches volcaniques basiques (Fig. 1'). Toutefois, deux de nos points (analyses 1 et 20) tombent dans une surface où se superposent roches ignées basiques et grauwackes.

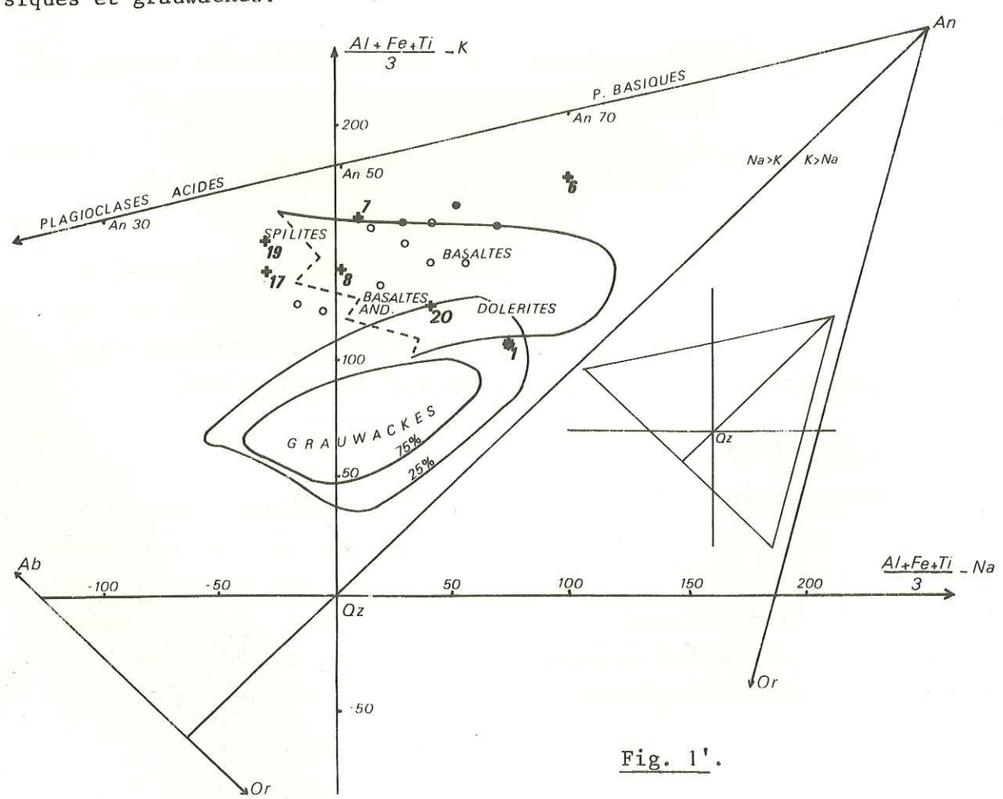


Fig. 1'.

b)- Diagramme Al + Fe + Ti / Ca + Mg : (Fig. 2').

Afin d'éliminer toutes interférences entre le domaine volcanique et le domaine sédimentaire, nous utilisons ce diagramme où la distinction entre roches ignées basiques et grauwackes est nette. Nous pouvons ainsi constater que tous les points tombent dans le domaine volcanique basique (Fig. 2'). Seule l'analyse 20 (gneiss prasinitiques) se situe dans le domaine des grauwackes et nous devons dès lors la séparer des autres analyses qui dérivent incontestablement de roches volcaniques basiques.

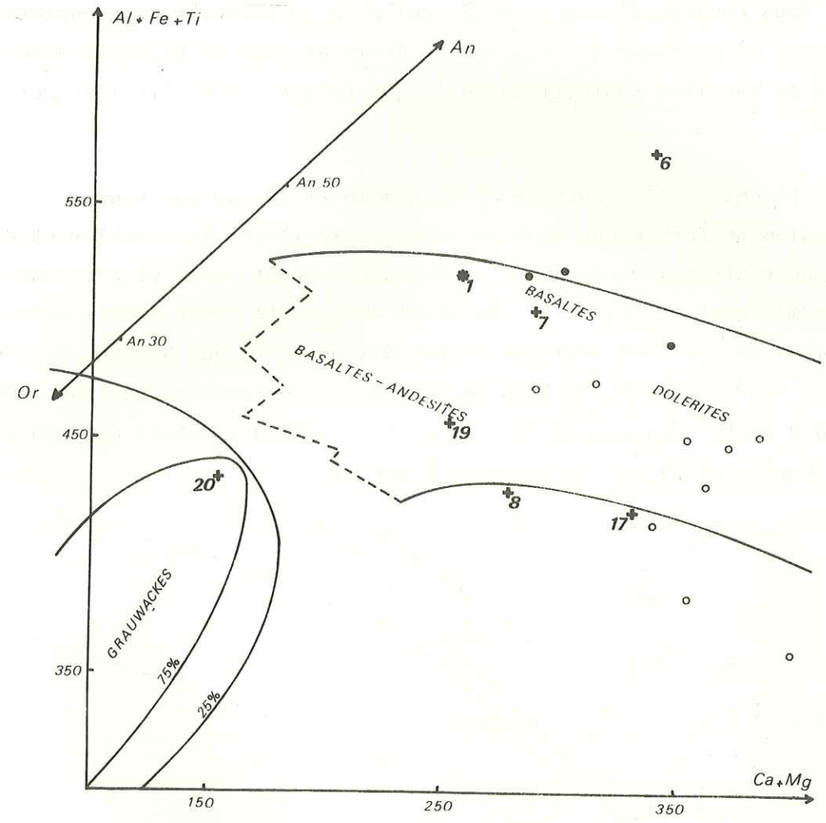


Fig. 2'.

Remarque : Dans les deux diagrammes précédents, l'analyse n° 6 a une très nette tendance à se déplacer vers le pôle An ; cela est dû à une teneur très importante en Fe, Ti et Mg.

2°/- Diagrammes $Na_2O + K_2O \;/\; SiO_2$:

Afin de déterminer avec plus de précisions la nature de ces ro-

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

ches volcaniques, nous avons utilisé le diagramme de MacDonald-Katsura (1964), qui permet de différencier basalte alcalin et basalte tholeïtique.

La majorité des points tombe dans le domaine sous-saturé (Fig. 3'). Il en est de même selon le diagramme de Kuno (1968) (Fig. 3').

Par contre, suivant la droite de séparation d'Irvine et Baragar (1971), une partie de l'ensemble effusif se situe dans le domaine des basaltes tholeïtiques (Fig. 3').

Nous pouvons d'ores et déjà souligner le caractère sous-saturé de ces roches et supposer que ces roches dérivent soit de basaltes alcalins, soit de basaltes tholeïtiques s.l. qui auraient été ultérieurement spilitisés.

Remarque : L'analyse n° 6 sort de ce diagramme et dénote une teneur en SiO_2 anormalement faible que nous ne pouvons expliquer. Nous préférons dès lors ne plus tenir compte de cette analyse. Cependant, nous signalerons la teneur anormalement élevée de Fe, Mn et Ti dans cette roche ; s'il en était de même de certains éléments de transition tels que Ni, Cr, Cu, Co, on pourrait envisager soit un basalte de plancher océanique, soit une contamination à partir des quartzites riches en Mn et en éléments de transition (C. Chopin, 1978) qui se trouvent à proximité.

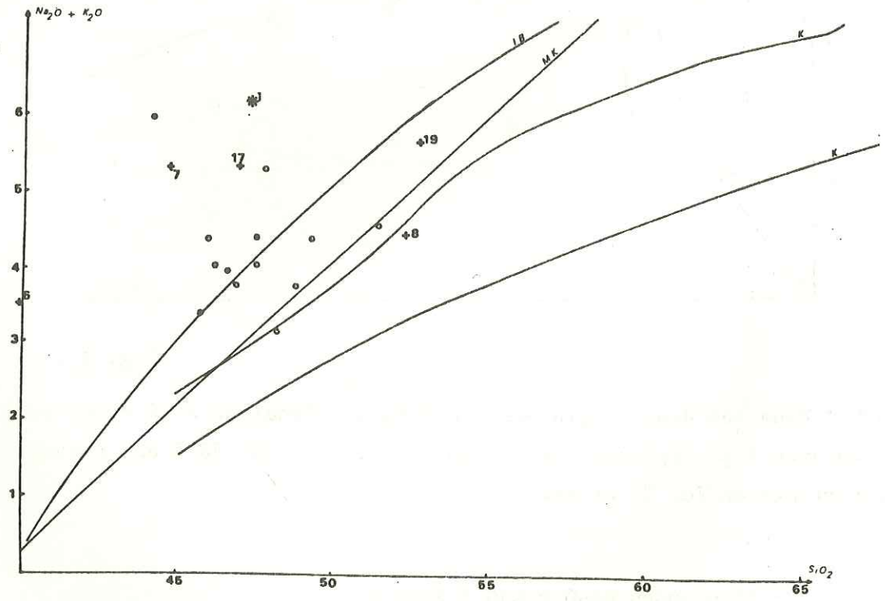


Fig. 3'. Diagramme $Na_2O + K_2O/SiO_2$: MK (droite de séparation de Mac-Donald Katsura) ; K (droites établies par Kuno), IB (courbe de séparation d'Irvine et Baragar).

3°/- Diagramme $\frac{Al}{3}$ - K / $\frac{Al}{3}$ - Na (de la Roche, Rocci et Juteau, 1974) et Fe + Ti/$\frac{Si}{4}$ - (K + Na + Ca) de Leterrier et de la Roche, 1973).

Afin de déterminer si le caractère sous-saturé de ces roches est originel, où s'il fut acquis ultérieurement, nous avons employé le diagramme $\frac{Al}{3}$ - K/ $\frac{Al}{3}$ - Na. Nous constatons qu'une grande fraction des échantillons tombe dans le champ des Spilites (Fig. 4') et reflète une évolution depuis le domaine des basaltes communs vers l'albite ; c'est la tendance de spilitisation. Ainsi le caractère sous-saturé qui a pu être défini grâce au diagramme de Kuno a été principalement acquis ultérieurement lors de la spilitisation.

En utilisant donc des diagrammes où interviennent les alcalins, nous aurons toujours une migration des points vers le domaine sous-saturé. Or, pour bien différencier les tholeiites des basaltes alcalins, il est nécessaire d'utiliser de tels diagrammes.

Nous avons donc choisi des représentations graphiques, nous permettant de faire cette distinction où les variations de K et de Na ne sont pas trop importantes : Fe + Ti $\frac{Si}{4}$ - (Na + K + Ca) de Leterrier et de de La Roche (1973), tétraèdre de Yoder et Tilley (1926) et sa transposition dans le diagramme 6 Ca + 2 Mg + Al/4 Si - 11(Na + K)- 2(Fe + Ti) de Leterrier et de la Roche (1973).

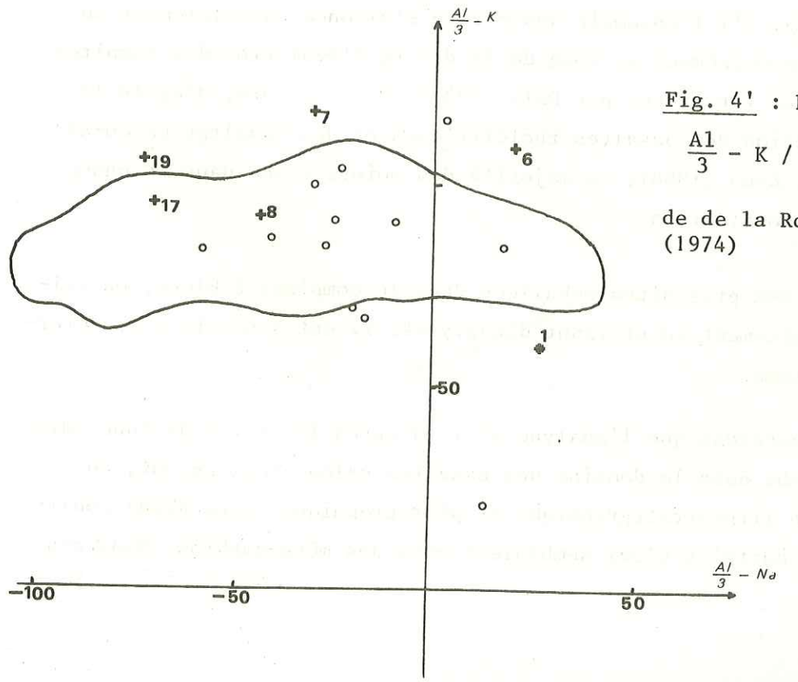


Fig. 4' : Diagramme $\frac{Al}{3}$ - K / $\frac{Al}{3}$ - Na

de de la Roche et al. (1974)

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

Dans le premier diagramme (fig. 5'), l'ensemble effusif se répartit à la fois dans le domaine sous-saturé où il s'allonge parallèlement à l'abscisse, et, dans le domaine tholéiitique où il semble indiquer un léger début de différenciation tholéiitique. Dans le deuxième diagramme (non représenté), les points se regroupent soit dans le domaine des tholéiites-basaltes hyperalumineux, soit dans le domaine des basaltes alcalins saturés (lignée basalte alcalin-trachyte).

En définitive, il nous semble bien que ces roches dérivent non pas de basaltes alcalins mais plutôt de basaltes tholéiitiques qui furent ultérieurement spilitisés (ce qui explique le caractère sous-saturé de nos roches).

En outre, il faut souligner que le métamorphisme polyphasé alpin a pu accentuer le caractère sous-saturé de certaines de nos roches et notamment celles qui renferment du glaucophane.

4°/- Triangle AFM.

Nous allons essayer de définir avec plus de précisions le chimisme de ces prasinites en utilisant le diagramme AFM qui nous permettra de savoir si nous avons affaire à des basaltes calco-alcalins ou bien à des basaltes tholeiitiques.

Dans le cas des prasinites constituant des niveaux continus, on constate que (fig. 6') l'ensemble des points s'allonge parallèlement au côté FM et plus précisément le long de la droite d'évolution des basaltes calco-alcalins qui fut tracée par Daly (1933). Par ailleurs, d'après la droite de séparation des basaltes tholéiitiques et des basaltes calco-alcalins établie par Kuno (1968), la majorité des points tombe dans le champ des basaltes calco-alcalins.

Quant aux prasinites emballées dans le complexe à blocs, en raison du nombre nettement insuffisant d'analyses, il est impossible de déterminer leur chimisme.

Nous noterons que l'analyse n° 1, d'après la droite de Kuno (diagramme AFM), tombe dans le domaine des basaltes calco-alcalins. Or, au cours de l'étude lithostratigraphique et pétrographique, nous avons souligné le fait que certains blocs semblaient être des méta-gabbros. Dans ces

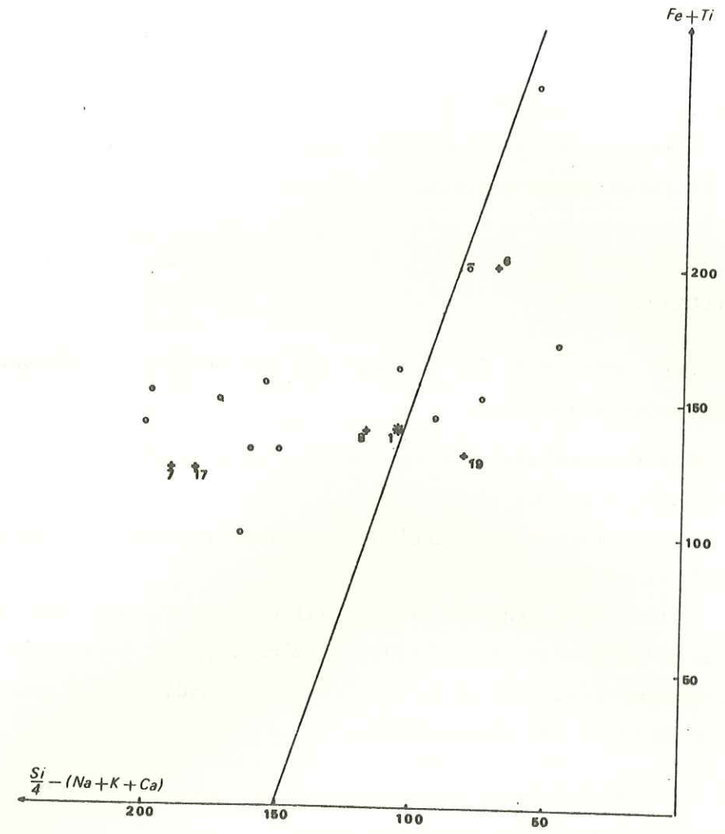


Fig. 5'. Diagramme Fe + Ti/$\frac{Si}{4}$ (Na + K + Ca) de Leterrier et de La Roche (1973).

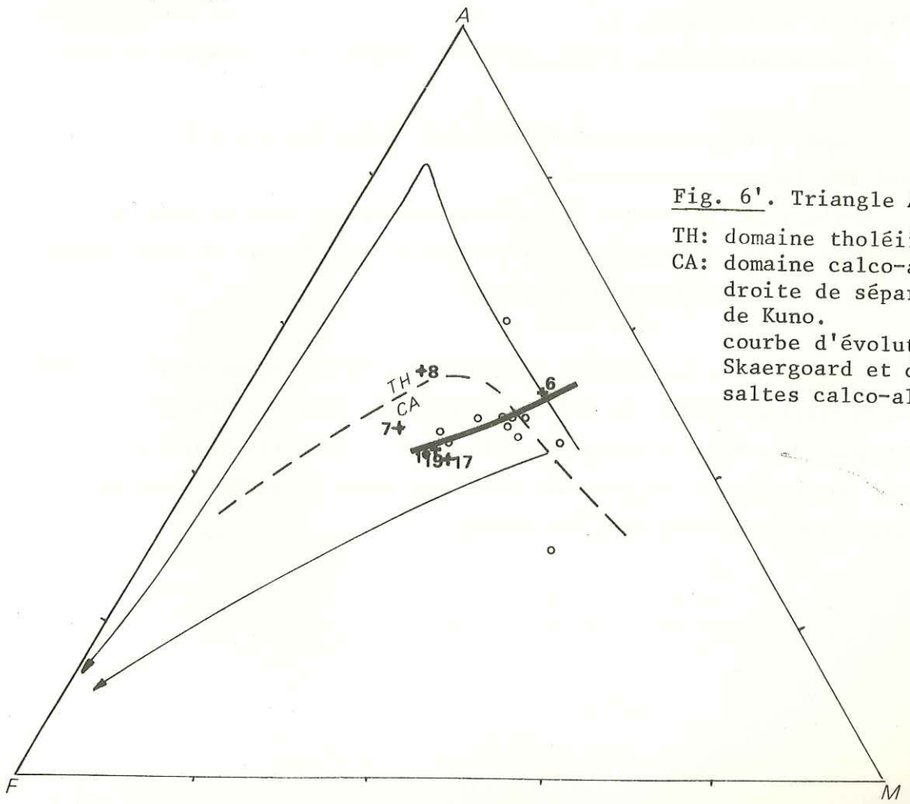


Fig. 6'. Triangle AFM

TH: domaine tholéiitique.
CA: domaine calco-alcalin.
droite de séparation de Kuno.
courbe d'évolution de Skaergoard et des basaltes calco-alcalins.

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

conditions, il se pourrait que les prasinites emballées dans le complexe à blocs ne dérivent pas toutes du même type de roches volcaniques (gabbros, basaltes tholeiitiques, etc...).

III. CONCLUSION.

Nous confirmons ici le fait que les prasinites dérivent bien de roches volcaniques basiques.

Quant au chimisme de ces roches, nous préférons discuter des résultats acquis, à savoir :

- les niveaux prasinitiques semblent représenter des basaltes calco-alcalins métamorphisés ;

- les blocs prasinitiques emballés dans le complexe tectono-sédimentaire ne paraissent pas dériver du même type de roches volcaniques : certains sembleraient être d'anciens basaltes tandis que d'autres correspondraient plutôt à des méta-gabbros.

Un certain nombre d'arguments nous incite à considérer ces résultats avec une prudence extrême ; en effet :

- le nombre d'analyses est trop peu important pour qu'une conclusion définitive soit établie ;

- le métamorphisme a transformé la composition chimique de nos roches ;

- ces roches renferment de nombreux phénocristaux qui entraînent des variations locales du chimisme ;

- l'analyse de roches volcaniques récentes, pour qu'elle soit significative, ne doit se faire que sur la matrice aphyrique. Or nous avons travaillé sur des analyses de roche totale.

Malgré cela, le contexte géodynamique de la région tend à confirmer les résultats précités. En effet, nous avons affaire à des séries caractéristiques d'un milieu océanique (cf. étude lithostratigraphique) dans lesquelles on rencontre, en général, des tholeiites (plancher océanique) ou des basaltes calco-alcalin (arc volcanique).

n° échant.	L3-24b	T7-54g	186	402H77	L3-3	T7-94	157
n° analyse	8	7	17	1	6	19	20
SiO_2	52,34	44,67	46,91	47,27	39,56	52,75	59,78
Al_2O_3	14,71	19,43	14,98	19,35	18,87	16,68	16,65
Fe_2O_3	9,86	7,98	8,34	9,32	13,94	9,44	7,55
MnO	0,10	0,13	0,12	0,08	0,33	0,09	0,20
MgO	3,20	3,12	4,93	4,89	8,34	5,30	4,62
CaO	11,05	11,80	11,63	7,56	7,26	6,71	2,12
Na_2O	4,36	4,92	5,25	3,13	2,90	5,66	3,24
K_2O	0,17	0,37	0,11	3,10	0,61	0,10	0,98
TiO_2	1,28	2,00	1,68	1,85	2,34	1,02	1,01
P.F.	2,85	5,38	5,81	3,52	6,00	2,10	3,41
Total	99,92	99,80	99,76	100,07	100,15	99,85	99,56
FeO^+/MgO	2,77	2,30	2,73	1,71	1,50	1,60	1,47
M.I.	73,49	69,71	60,35	63,17	60,06	61,58	59,52
S.I.	19,28	20,01	28,68	25,07	34,19	27,11	29,56
Normes C.I.P.W.							
Or	1,11	2,22	0,55	18,90	3,34	0,55	5,56
Ab	36,68	17,29	23,32	21,48	13,62	47,68	27,25
An	20,02	29,75	17,24	29,47	36,14	14,18	10,56
Ne	-	13,06	11,22	2,56	5,69	-	-
Di	29,00	23,53	32,82	6,58	-	17,99	-
Hy	4,06	-	-	-	-	0,33	18,89
Ol	-	1,97	2,56	13,02	27,00	10,49	-
Mt	2,09	2,09	2,09	2,09	2,09	2,09	2,09
Il	2,43	3,80	3,19	3,49	4,41	1,97	1,97
Qz	0,66	-	-	-	-	-	22,62
Co	-	-	-	-	0,20	-	6,43
Reste	3,87	6,19	6,77	2,48	7,66	4,57	4,18
An%	35,31	63,25	42,50	57,84	72,62	22,92	27,24
I.D.	40,02	34,85	37,73	44,00	24,49	50,62	24,06
I.C.	39,12	33,49	43,72	25,80	36,22	34,50	24,06
Paramètres de Lacroix							
p	II(III)	II'	'III	II	II(III)	II(III)	II
q	5	4	4	5	(4)5	5	'4
r	3	3'	'3	3	4	2(3)	2(3)
s	5	5	5	3(4)	3	5	2'
h	1(2)	2	(1)2	2	2	1(2)	'2
k	1	1'	1'	'4	5	2(3)	5
l	2(3)	(2)3	'3	1(2)	1	2	1
m	3'	3	'3	3	'3	'3	(2)3
Paramètres de Niggli							
al	23,37	28,66	22,17	29,32	24,66	26,08	34,46
fm	32,95	27,15	33,78	36,88	50,93	40,00	44,40
c	31,98	31,67	31,22	20,83	17,33	19,20	8,03
alk	11,69	12,52	12,82	12,96	7,06	14,72	13,11
si	141,56	112,37	117,95	121,60	87,86	140,64	210,57
ti	2,59	3,77	3,17	3,55	3,87	2,08	2,75
k	0,027	0,048	0,011	0,404	0,113	0,010	0,192
mg	0,394	0,440	0,536	0,510	0,544	0,528	0,547
si'	146,76	150,08	151,28	151,84	128,24	158,88	152,44
qz	-5,20	-37,71	-33,33	-30,24	-40,38	-18,24	+53,13

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

BIBLIOGRAPHIE

ALLEGRE C.J., MONTIGNY R. et BOTTINGA Y. (1973) - Cortège ophiolitique et cortège océanique, géochimie comparée et mode de genèse. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7), XV, n° 5-6, pp. 461-477.*

MAUDRIC DU CHAFFAUT S.A., CARON J.M., DELCEY R. et LEMOINE M. (1972) - Données nouvelles sur la stratigraphie des schistes lustrés de Corse : la série de l'Inzecca. Comparaisons avec les Alpes Occidentales et l'Apennin ligure. *C.R. Acad. Sc., t. 275, pp. 2611 -1614.*

AMSTUTZ G.C. (1974) - Spilites and Spilitic Rocks. *Edited by International Union of Geological Sciences, Serie A, n° 4, Ed. Springer-Verlag Berlin.*

ARGAND E. (1909) - L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. *Bull. Labo. Géol. Univ. Lausanne, n° 14.*

AUBOUIN J. (1960) - Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. *Bull. Soc. Géol. Fr., 7, II, p. 487-526.*

AUBOUIN J. (1961) - Propos que les géosynclinaux. *Bull. Soc. Géol. Fr., 7, III, p. 629-728.*

AUBOUIN J. (1963) - Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales (Alpes méridionales ; Lombardie et Vénétie, Italie ; Slovénie occidentale, Yougoslavie). *Bull. Soc. Géol. Fr., 7, V, p. 730-766.*

AUBOUIN J. (1973) - Paléotectonique, tectonique, tarditectonique et néotectonique en Méditerranée moyenne : à la recherche d'un guide pour la comparaison des données de la géophysique et de la géologie. *C.R. Acad. Sc., t. 276, pp. 457-460.*

AUBOUIN J. (1977) - Méditerranée orientale et Méditerranée occidentale : esquisse d'une comparaison du cadre alpin. *Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XIX, p. 421-435.*

AUBOUIN J., BLANCHET R., CADET J.P., CELET P., CHARVET J., CHOROWICZ J., COUSIN M. et RAMPNOUX J.P. (1970) - Essai sur la géologie des Dinarides. *Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XII, p. 1060-1095.*

AUBOUIN J., BLANCHET R., LABESSE B. et WOZNIAK J. (1977) - "Alpes occidentales et Alpes orientales : la zone du Canavese existe-t-elle ? *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., fasc. 3, p. 155-158.*

BASSAGET J.P., MICHEL R. et RICHARD F. (1967) - Les Rodingites et les ophisphérites du massif ultrabasique de la province de Mugla (Taurus occidental, Turquie). Compraison avec des analyses chimiques récentes de rodingites des Alpes. *Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 43, p. 23-40.*

BEARTH P. (1953) - Carte géologique de Zermatt. *Atlas géologique de la Suisse 1/25.000ème.*

BEARTH P. (1967) - Die ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee. *Beitr. Geol. Karte Schweiz, n.F. 132, 130 p.*

BERTRAND J.M.L. (1965) - Données nouvelles sur la géologie de la partie française du massif du Grand Paradis (Haute Maurienne). *C.R. Acad. Sc., t. 260, pp. 6405-6408.*

BERTRAND J.M.L. (1966) - Etude géologique de la partie française du massif du Grand Paradis (Région de Bonneval sur Arc, Vanoise Orientale). *D.E.S. Paris.*

BERTRAND J.M.L. (1968) - Etude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis. *Géol. Alpine, t. 44, p. 55-87.*

BERTRAND J.M.L. et SALIOT P. (1966) - Données nouvelles sur l'âge et la nature des gneiss du Grand Paradis (Alpes Graies). *C.R. Acad. Sc., t. 262, pp. 1669-1672.*

BLANCHET R. (1970) - Sur un profil des Dinarides de l'Adriatique (Split-Omis, Dalmatie) au bassin Pannonique (Bauja Luka, Doboj, Bosnie). *Bull. Soc. Géol. Fr., 7, t. XII, p. 1010-1027.*

BLANCHET R. (1973) - Formations terrigènes, phases tectoniques précoces, mise en place des ophiolites dans les Dinarides de Bosnie septentrionale (Yougoslavie). *C.R. Acad. Sc., t. 276, pp. 153-155.*

BLANCHET R. (1975) - De l'Adriatique au Bassin Pannonique. Essai d'un modèle de chaîne alpine. *Mém. de la Soc. Géol. Fr., T. LIII, Mém. n° 120, p. 171.*

BLAKE M.C. et DAVID L. JONES (1974) - Origin of Franciscan melanges in northern California. *Modern and ancient geosynclinal sedimentation Special Publication n° 19, p. 345-357.*

BOCQUET J. (1971) - Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. *Eclogae Geol. Helv., 64, pp. 71-103.*

BOCQUET J. (1974) - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les alpes françaises. *Thèse Grenoble, 489 p.*

BONNEAU M. et BLAKE M.C. (1979) - Les olistostromes ophiolitiques métamorphiques de Syros (Cyclade, Grêce). Conséquences pour l'interprétation de certains "mélanges" à faciès schistes bleus. *7ème Réun. Ann. Sc. de la Terre, p. 67.*

CABY R. (1973) - Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. *Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XV, n° 5-6, pp. 624-634.*

CABY R. et GALLI J. (1964) "Note présentée par ORCEL J." - Existence de cinérites et de tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone briançonnaise. *C.R. Acad. Sc., t. 259, p. 417-420.*

CABY R., KIENAST J.R. et SALIOT P. (1976) - Modèle d'évolution structurale des Alpes occidentales. *Colloque International CNRS n° 268. Ecologie et Géologie de l'Himalaya, p. 85-92.*

CABY R., MICHARD A. et TRICART P. (1971) - Découverte d'une brèche polygénique à éléments granitoïdes dans les ophiolites métamorphiques piémontaises (Schistes Lustrés du Queyras, Alpes françaises). *C.R. Acad. Sc., t. 273, pp. 999-1002.*

CABY R., KIENAST J.R. et SALIOT P. (1976) - Translations et subductions dans les zones internes des Alpes occidentales. *4ème Réun. des Sc. de la Terre, Paris, p. 86.*

CABY R., KIENAST J.R. et SALIOT P. (1978) - Structure, Métamorphisme et Modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., Paris, Vol. XX, fasc. 4, pp. 307-322.*

CABY R. (1964) - Etude géologique du bord interne de la zone briançonnaise et de la bordure des schistes lustrés entre Modane et la Vallée étroite. *Trav. Lab. Géol. Grenoble, T. 40, pp. 131-186.*

CARON J.M. (1969) - Sur des brèches polygéniques chaotiques intercalées dans les schistes lustrés piémontais au Monte Banchetta près de Sestrière (Alpes Cottiennes, Italie). *Extrait du "C.R. Somm. des Scé. de la Soc. Géol. de Fr.), fasc. 4, p. 112.*

CARON J.M. (1971) - Contribution à l'étude lithostratigraphique et structurale de la région de Sestrière (Alpes Cottiennes, Italie). *Géol. Alpine, t. 47, fasc. 1, pp. 45-68.*

CARON J.M. (1973) - Les glissements synschisteux dans les schistes lustrés Piémontais (Alpes Cottiennes septentrionales. France et Italie) : leurs liaisons avec les rétrocharriages. *Sci. Géol. Strasbourg, 26, 2-3, p. 259-278.*

CARON J.M. (1974) - Rapports entre diverses "générations" de lawsonite et les déformations dans les schistes lustrés des Alpes côtiennes septentrionales (France et Italie). *Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XVI, n° 3, p. 255-263.*

CARON J.M. (1974) - Les glissements synschisteux, reflets dans les schistes lustrés de mouvements de socle ? *Géol. Alpine, t. 50, p. 45-55.*

CARON J.M. (1977) - Lithostratigraphie et Tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. *Thèse Strasbourg.*

CARON J.M. et GAY M. (1977) - La couverture mésozoïque du massif d'Ambin, transition entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais ? *Eclogae geol. Helv., Vol. 70/3, p. 643-665.*

CARON J.M., SCHUMACHER F. et TRICART P. (1973) - Chronologie et évolution longitudinale des structures dans les schistes lustrés Piémontais des Alpes cottiennes (France et Italie). *Sci. Geol. Bull., 26, 2-3, pp. 245-258.*

CHOPIN C. (1977) - Une paragenèse à margarite en domaine métamorphique de haute pression - basse température (massif du Grand Paradis, Alpes françaises). *C.R. Acad. Sc., t. 285, D, p. 1383-1386.*

CHOPIN C. (1978) - Les paragenèses réduites ou oxydées de concentrations manganésifères des "Schistes Lustrés" de Haute Maurienne (Alpes françaises). *Bull. Mineral., p. 514-531.*

CHOPIN C. et MALUSKI H. (1978) - Résultats préliminaires obtenus par la méthode de datation 39 Ar/40 Ar sur des minéraux alpins du massif du Grand Paradis et de son enveloppe. *6ème Réun. Ann. des Sc. de la Terre, p. 102.*

CHOROWICZ J. et GEYSSANT J. (1976) - La Paléofaille transformante Split-Karlovac, Vienne. Introduction à un modèle d'évolution des chaînes de l'Europe moyenne. *Revue Geol. Phys. et Geol. Dyn. (2), Vol. XVIII, fasc. 1, pp. 127-142.*

COLEMAN R.G., LEE D.E., BEATTY L.B. et BRANNOCK W.W. (1965) - Eclogites and Eclogistes : their differences and similarities. *Geol. Soc. of Am. Bull., V. 76, p. 483-508.*

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

COLEMAN R.G. et CLAARK J.R. (1968) - Pyroxènes in the blueschist facies of California. *American Journal of Science, Vol. 266, p. 43-59.*

COLEMAN R.G. et PAPIKE J.J. (1968) - Alkali amphiboles from the bueschists of Cazadero, California. *Journal of Petrology, 9, pp. 105-122.*

COMPAGNONI R., ELTER G. et LOMBARDO B. (1974) - Eterogeneita stratigrafica del complesso degli "gneiss minuti" nel massiwo cristallino del Gran Paradiso. *Mem. Soc. Geol. It., 13/1, p. 227-239.*

CORTESOGNO L., ERNST W.G., GALLI M., MESSIGA B., PEDEMONTE G.M. et PICCARDO B. (1977) - Chemical petrology of eclogitic lenses in serpentinite, gruppo di Voltri, Ligurian Alps. *Journal of geology, Vol. 85, p. 255-277.*

DAL PIAZ G.V. (1974) - Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique (1ère partie : considérations paléogéographiques). *Boll. Soc. Géol. It. 93, pp. 437-468.*

DAL PIAZ G.V. (1974) - Le métamorphisme de haute-pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique (2ème partie). *Schweiz. min. Petr. Mitt. 54, pp. 399-424.*

DEBELMAS J. (1975) - Les Alpes et la théorie des plaques. *Revue de Géographie Physique et de Géol. Dyn. (2), Vol. XVII, fasc. 3, pp. 195-208.*

DEBELMAS J. (1975) - Réflexions et hypothèses sur la paléogéographie crétacée des confins alpino-apenniniques. *Bull. Soc. Géol. de Fr., 7, XVII, 6, pp. 1002-1012.*

DECANDIA F.A. et ELTER P. (1972) - La "zona" ofiolitifera del Bracco nel settore compreso pra Levanto a la Val Graveglia (Appennino Ligure). *Memorie della Soc. Geol. It., Vol. XI, pp. 503-530.*

DE ROEVER W.P. (1972) - Glaucophane problems. *Tschermaks Min. Petr. Mitt., 18, p. 64-75.*

ELLENBERGER F. (1958) - Etude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr., 561 p.*

ELLENBERGER F. (1960) - Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute Maurienne (Savoie). *Bull. Soc. Géol. Fr., (7), 2, p. 190-194.*

ELLENBERGER F. (1960-1963) - La Vanoise, un géanticlinal métamorphique. *Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot, tome II, pp. 383-392.*

ELTER G. (1971) - Schistes Lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèse sur l'origine des ophiolites. *Géol. Alpine, t. 47, p. 147-169.*

ELTER G. (1972) - Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes Graies. *Mém. Ist. Geol. Min. Univ. Padova 28, p. 3-18.*

ELTER G., ELTER P., STURANI C. et WEIDMANN M. (1966) - Sur la prolongation du domaine Ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s.l. des Préalpes Romandes et Chablaisiennes. *Arch. des Sc., Vol. 19, fasc. 1, pp. 279-374.*

ERNST W.G. (1961) - Stability relations of glaucophane. *Am. Journal of Sc., Vol. 259, pp. 735-765.*

ERNST W.G. (1963) - Petrogenesis of glaucophane schists. *J. Petrol. 4, p. 1-30.*

ERNST W.G. (1963) - Polymorphism in alkali amphiboles. *Journal of the mineralogical society of America, Vol. 48, pp. 241-260.*

ERNST W.G. (1963) - Significance of phengitic micas from low-grade schists. *Am. Min. 48, p. 1357-1373.*

ERNST W.G. (1965) - Mineral paragenesis in Franciscan metamorphics rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull., t. 75, pp. 879-913.*

ERNST W.G. (1972) - Occurence and Mineralogic evolution of blueschist belts with time. *American Journal of Science, Vol. 272, pp. 657-668.*

ERNST W.G. (1973) - Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Geol. Soc. Am. Bull., V. 84, pp. 2053-2078.*

FAUST G.T. and FAFEY J.J. (1962) - The serpentine group minerals. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper 384 M., pp. 1-92.*

FUDRAL S., RAMPNOUX J.P. et ROBERT D. (1977) - Les Schistes Lustrés à "ophiolites" de Haute Maurienne sont-ils le reflet d'une étape paléo-tectonique des Alpes occidentales. *C.R. Somm. Soc. Géol., n° 6, p. 330-332.*

GAY M. (1970) - Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléogéographique antealpine. *Bull. B.R.G.M. (I), 3, p. 5-81.*

GAY M. (1972) - Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution métamorphique. *Arch. des Sc., Vol. 25, fasc. 1, p. 5-100.*

GAY M. (1972) - Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution structurale. *Arch. des Sc., Vol. 25, fasc. 2, p. 165-214.*

GOGUEL J. (1955) - Tectonique des schistes lustrés de Bonneval (Savoie). *Communications orales, Bull. Soc. Géol. Fr., t. 5, 6, p. 309-311.*

GOGUEL J. et ELLENBERGER F. (1952) - La série mésozoïque de la couverture du massif d'Ambin. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 262-264.*

GUITARD G. (1976) - Quelques aspects des relations entre tectonique et métamorphisme. *Bull. du B.R.G.M., (2ème série), sect. I, n° 4, pp. 321-340.*

GUITARD G. et SALIOT P. (1971) - Sur les paragenèses à lawsonite et à pympellyite des Alpes de Savoie. *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristallogr., 94, pp. 507-523.*

HERMANN F. (1927) - La nappe de la Dent Blanche et les nappes des Schistes Lustrés en Maurienne et Tarentaise. *Actes Soc. Helv. Sci. Nat. Bâle, 2ème partie, p. 158.*

IRVINE T.N. et BARAGAR W.R.A. (1971) - A guide to the chemical classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523, p. 523-548.*

KIENAST J.R. (1973) - Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble "schistes lustrés - ophiolites" du Val d'Aoste ; quelques arguments fondés sur l'étude des roches métamorphiques. *C.R. Acad. Sc., t. 276, pp. 2621-2624.*

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

KIENAST J.R. (1976) - Etude des paragenèses magmatiques reliques et métamorphiques d'un gabbro lié à la série ophiolitique inférieure du Val d'Aoste (Alpes Italiennes). *4ème réunion des Sc. de la Terre Paris, p. 241.*

KIENAST J.R. et VELDE B. (1970) - Le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes : mise en évidence d'un gradient de température et de pression. *C.R. Acad. Sc., t. 271, pp. 637-640.*

LABESSE B. (1962) - Sur les ophiolites et les brèches associées dans l'Apennin septentrional. *Bull. Soc. Géol. Fr., 7/4, pp. 867-870.*

LEMOINE M. (1955) - Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des schistes lustrés du Queyras (Hautes Alpes). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., n° 5,6, p. 94-96.*

LEMOINE M. (1959) - Remarques à propos de quelques faits et hypothèses concernant l'âge des schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes et Briançonnaises. *Bull. Soc. Géol. Fr., (7), 1, p. 90-92.*

LEMOINE M. (1961) - La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. *Revue de Géographie physique et Géol. Dyn., Vol. IV, fasc. 3, pp. 163-180.*

LEMOINE M. (1961) - Le Briançonnais interne et le bord de la zone des schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye (Hautes et Basses Alpes). *Trav. du Lab. de Géol. de Grenoble, T. 37, pp. 97-119.*

LEMOINE M. (1962) - Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les Schistes Lustrés du Queyras (Hautes Alpes) et des régions voisines. *Communication orale, C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., 7, pp. 186-187.*

LEMOINE M. et MICHARD D.A. (1963) "Note présentée par PRUVOST P."- Sur le problème stratigraphique et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes Cottiennes. *C.R. Acad. Sc., t. 256, pp. 4050-4053.*

LETERRIER J. et DE LA ROCHE H. (1972) - Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C.R. Acad. Sc., t. 276, p. 3115-3118.*

LORY Ch. (1873) - Observations sur la stratigraphie des Alpes Graies et Cottiennes. *Bull. Soc. Géol. Fr., (3), 1, pp. 266-279.*

MATTAUER M. et PROUST F. (1975) - Données nouvelles sur l'évolution structurale de la Corse Alpine. *C.R. Acad. Sc., t. 281, pp. 1681-1684.*

MAZZUCOTELLI A., MESSIGA B. et PICCARDO G.B. (1976) - Caractteristiche petrografiche e geochimiche delle prasiniti dell'unita' Voltri-Rossiglione (gruppo di Voltri). *Estratto da Ofioliti-Bollettino del gruppo di lavoro sulle ofioliti medirerranee Anno I, n° 2, pp. 255-278.*

MAZZUCOTELLI A., FRACHE R., DADONE A. et BAFFI F. (1976) - A scheme for the ion-exchange separation and determination of elements used for geochemical characterizations : analysis of trace amounts of chromium, phosphorus, Niobium, Tittanium, Zuconium and Yttrium. *Estrato da Ofioliti. Bolletino del gruppo di lavoro sulle ofioliti Mediterranee Anno I, n° 3, pp. 417-430.*

MERCIER de LEPINAY B., LABESSE B., SIGAL J. et VILA J.M. (1979) - Sédimentation chaotique et tectonique tangentielle maestrichtienne dans la presqu'île du sud d'Haïti (île d'Hispaniola, Grandes Antilles). *C.R. Acad. Sc., Paris, t. 289, pp. 887-890.*

MESSIGA B., PICCARDO G.B. et MAZZUCOTELLI A. (1977) - La prasiniti del gruppo di Voltri la caratteristiche petrografiche e chimiche. *Soc. It. di Min. e Petro., t. 33, n° 2, pp. 549-581.*

MEVEL C. (1975) - Les zonations chimiques dans les pillow-lavas spilitiques du Chenaillet et des Gets (Alpes françaises). *Petrologie, t. I, n° 4, pp. 319-333.*

MICHARD A. (1961) "Note présentée par PRUVOST P." - Schéma structural du massif triasico-liasique Maïra-Grana dans ses rapports avec les schistes lustrés et le massif Dora-Maïra (Alpes Cottiennes). *C. R. Acad. Sc., 253, N 23, pp. 2726-2728.*

MICHARD A. (1967) - Etudes géologiques dans les Alpes internes des Alpes Cottiennes. *Ed. C.N.R.S. Paris, 417p.*

MICHARD A. et VIALON P. (1961) - Gneiss, marbres, prasinites en coussins et polymétamorphisme dans la partie sud-occidentale du massif Dora-Maïra (Alpes Cottiennes piémontaises). *Bull. Soc. Géol. Fr., (7), 3, pp. 345-354.*

MICHARD A. et STURANI C. (1964) - La zone Piémontaise dans les Alpes Cottiennes du Cuneese : nouveaux résultats et nouvelles questions. *C.R. Somm. Bull. Soc. Géol. Fr., p. 382-385.*

MICHEL R. (1953) - Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia Lanzo. *Thèse et extrait des Sc. de la Terre, t. 1, n° 3-4, Nancy.*

MICHEL R. et NICOLAS A. (1961) - Textures et débits en coussins (pillow-lavas) dans les prasinites de la Stura di Vicé (Alpes piémontaises). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 227-228.*

MITRE L.M. (1978) - Contribution à l'étude de l'Apennin septentrional : la région du Bracco (Provinces de genes et de la Spezia, Italie). *Thèse 3ème cycle, Paris VI.*

MIYASHIRO A. (1965) - Metamorphism and metamorphic belts. *George Allen and Unwin L.T.D.*

MIYASHIRO A. (1973) - The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island Arc. *Earth and Plavetary Sc. Letters 19, p. 218-224.*

MOINE B. et DE LA ROCHE H. (1968) - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C.R. Acad. Sc., t. 267, D, pp. 2084-2087.*

NICOLAS A. (1966) - Le complexe Ophiolites - Schistes Lustrés entre Dora-Maïra et Grand Paradis (Alpes piémontaises). *Thèse, Nantes.*

NICOLAS A. (1967) - Géologie des Alpes piémontaises entre Dora-Maïra et Grand Paradis. *Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 43, pp. 139-167.*

NICOLAS A. (1968) - Relations structurales entre le massif ultrabasique de Lanzo, ses satellites et la zone de Sesia Lanzo. *Bull. Suisse de Min. et Pétr., Tome 48/1, pp. 145-156.*

NICOLAS A. et JACKSON E.D. (1972) - Répartitions en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée : implications géotectoniques. *S.M.P.M. 52/3 p. 479-495.*

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

NIEMEYER H. (1979) - Contribution à l'étude géologique de la Haute Vallée de Tarentaise entre les massifs de Vanoise et du Grand Paradis. Région de Val d'Isère - Alpes Graies - Alpes franco-italiennes. *Thèse 3ème cycle, Paris VI.*

NOVARESE V. (1894) - Nomenclatura e sistematica delle roccie verdi nelle Alpi occidentali. *Boll. R. Comit. Geol. It., 26, p. 164-181.*

OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1975) - Le Puzzle ophiolitique Corse : un bel exemple de paléo-dorsale océanique.*Thèse, Nancy.*

PARIS A. et VIALON P. (1968) - Une solution possible au problème des plis transversaux à la direction de la chaîne alpine franco-italienne : les plis coniques. *C.R. Acad. Sc., t. 267, D, pp. 2061-2064.*

POLINO R. (1974) - Studio geologico dell'alta Val d'Isère e del bacino del Lago Serrié. *Tesi di laurea, Tornio.*

PREVOT L. et Von ELLER J.P. (1963) - Le grenat présence, nature et signification de ce mineral dans les séries métamorphiques. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Loor., fasc. 3, pp. 175-196.*

PUSZTASZERI Lazlo (1969) - Etude pétrographique du massif du Chenaillet. *Bull. Suisse de Min. et Petr., Tome 49/3, pp. 425-468.*

RAGUIN E. (1930) - Haute Tarentaise et Haute Maurienne (Alpes de Savoie). *Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France.*

RAGUIN E. et HERMANN F. (1931) - Carte de Lanslebourg au 1/50.000ème.

RAGUIN E. et HERMANN F. (1931) - Carte de Tignes au 1/50.000ème.

RAMPNOUX J.P. (1966) - A propos des séries ophiolitiques yougoslaves (de la région de Kurs umlija au Durmitor). *Congrès des géologues yougoslaves, Ohrid, pp. 231-243.*

RAMPNOUX J.P., FUDRAL S. et ROBERT D. (1977) - Existe-t-il des ophiolites dans les Alpes septentrionales françaises ? Conséquences paléotectoniques. *Colloque international du CNRS, Grenoble, "Associations basiques et ultrabasiques dans les zones orogéniques".*

REUNION extraordinaire de la S.G.F. en Maurienne (1954). *C.R. Somm. S.G.F., pp. 435-505.*

RICOU J.E. (1977) - Réflexions sur la mise en place des ophiolites des Alpes occidentales à la lumière de l'expérience orientale. *Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XIX, n° 5, pp. 1103 - 1107.*

ROUTHIER P. (1944) - Essai sur la chronologie des "Roches vertes" mésozoïques des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr., (5), 14, pp. 117-143.*

SALIOT P. (1973) - Les principales zones du métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification. *C.R. Acad. Sc., t. 276, pp. 3081-3084.*

SAUVAGE-ROSENBERG M. (1977) - Tectonique des Schistes Lustrés et des ophiolites de la Vallée du Golo (Corse alpine). *Thèse 3ème cycle, Montpellier.*

SAUVAGE-ROSENBERG M. et LESQUER B. (1978) - Structure des nappe des schistes lustrés corses d'après la géologie et la géophysique. *C.R. Acad. Ac., t. 287, D, pp. 69-72.*

SCEANCE spécialisée de la Société Géologique de France (1974) - Le métamorphisme alpin dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XVI, n° 3, pp. 241-247.*

SCHUMACHER F. (1972) - Contribution à l'étude structurale du Haut Val Grana. (Alpes Cottiennes). *Thèse 3ème cycle, Strasbourg.*

SEMENOV D.F. (1977) - The origin of Keratophyres (based on South Sakhalin). *International Geology Rev., V° 20; n° 4, pp. 457-463.*

TRICART P. (1973) - Tectoniques superposées dans les calcschistes piémontais du Haut Cristillan (Queyras, Alpes franco-italiennes). *C.R. Acad. Sc., t. 276, D, p. 705-708.*

VAN DER PLASS (1959) - Petrology of the northern Adula region, Switzerland. *Leidse Geol. Meded. 24, pp. 418-599.*

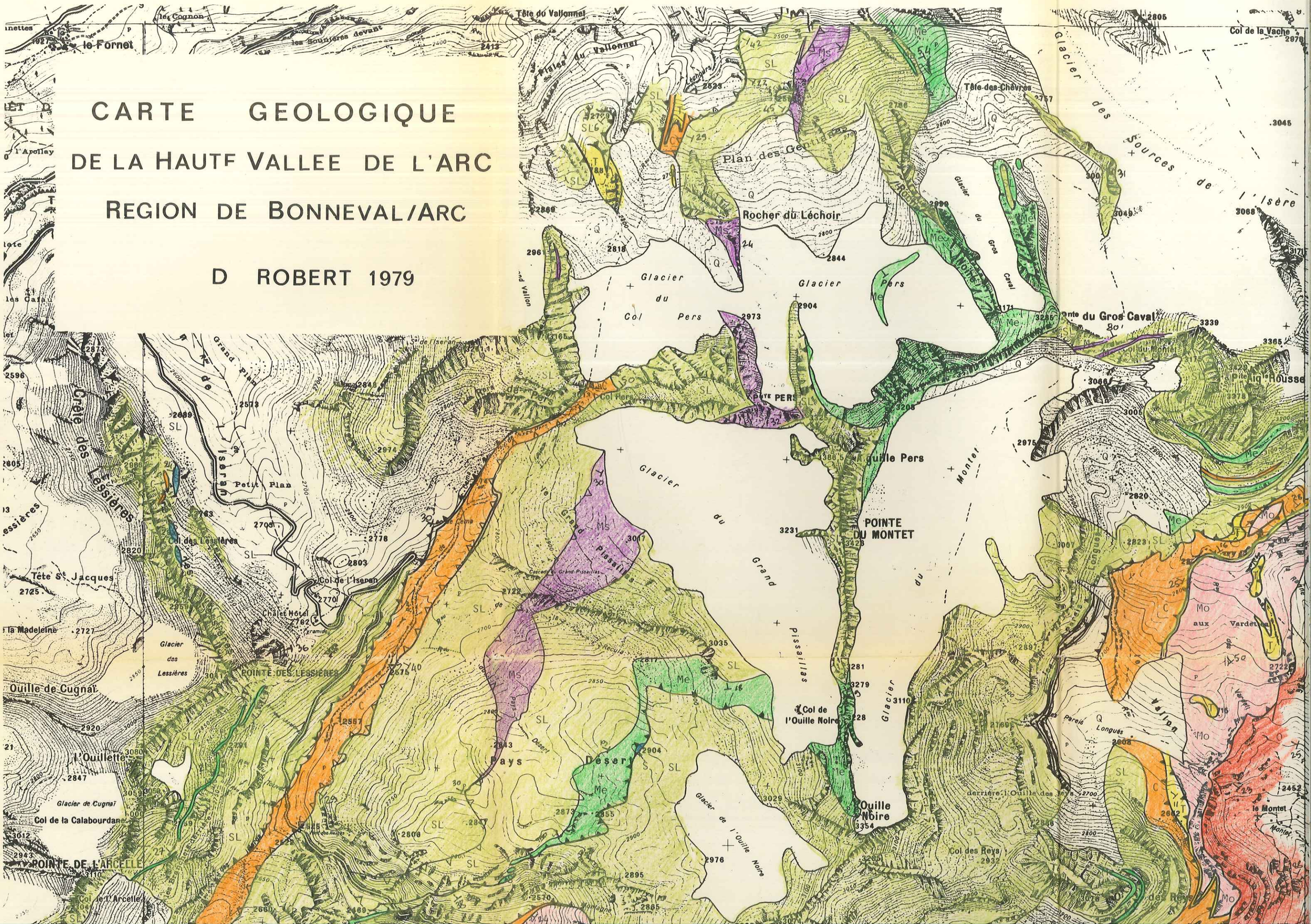
VELDE B. et KIENAST J.R. (1973) - Zonéographie du métamorphisme de la zone de Sesia Lanzo (Alpes piémontaises) : Etude des omphacites et grenats des micaschistes éclogitiques à la microsonde électronique. *C.R. Acad. Sc., t. 276, pp. 1801-1804.*

VIALON P. (1967) - Quelques remarques sur l'étude géologique du massif cristallin Dora Maïra (Alpes cottiennes internes, Italie) et de ses abords. *Géol. Alpine, t. 43, pp. 245-258.*

tel-00636665, version 1 - 28 Oct 2011

CARTE GEOLOGIQUE
DE LA HAUTE VALLEE DE L'ARC
REGION DE BONNEVAL/ARC

D ROBERT 1979

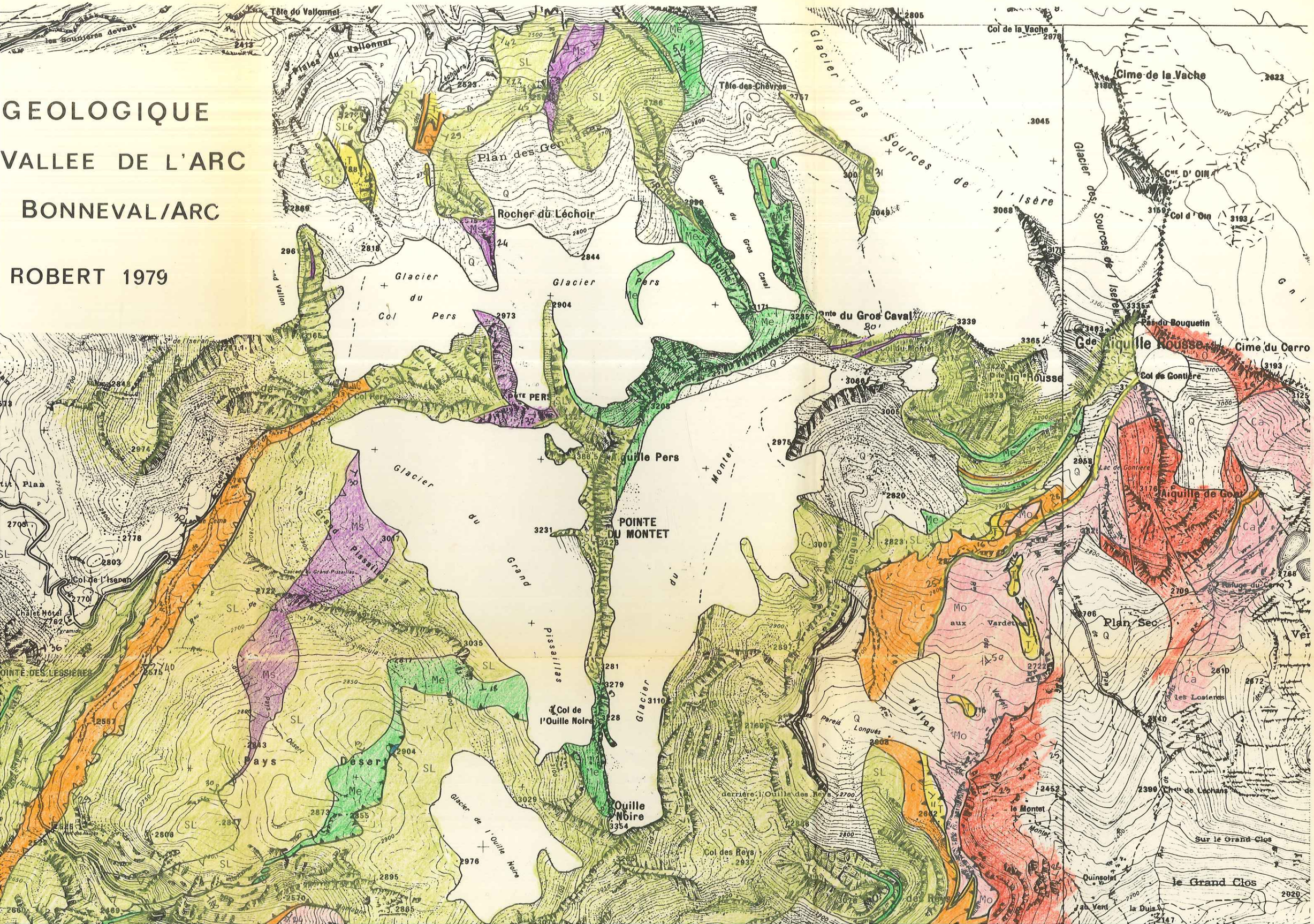


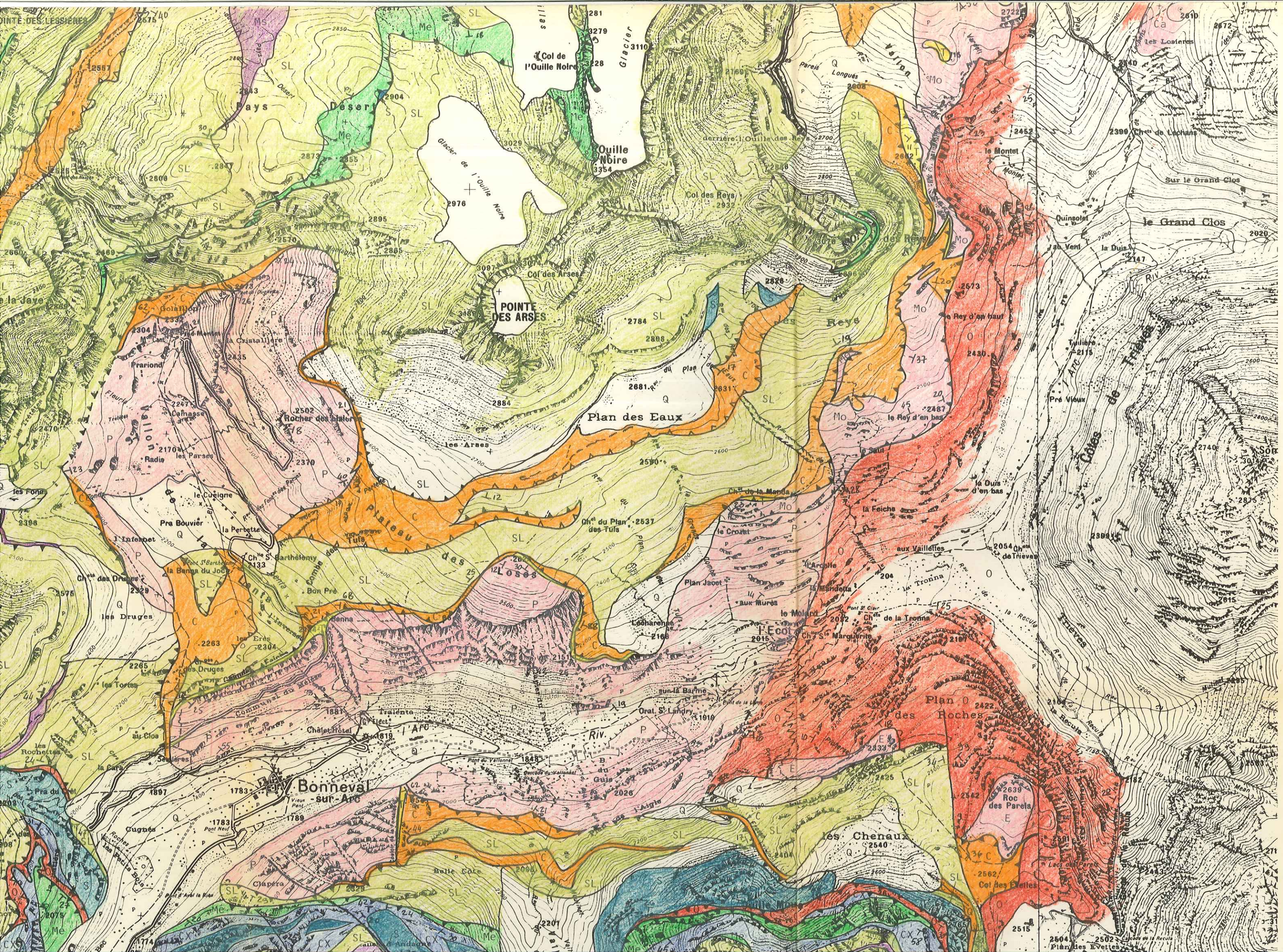
GEOLOGIQUE

VALLEE DE L'ARC

BONNEVAL/ARC

ROBERT 1979

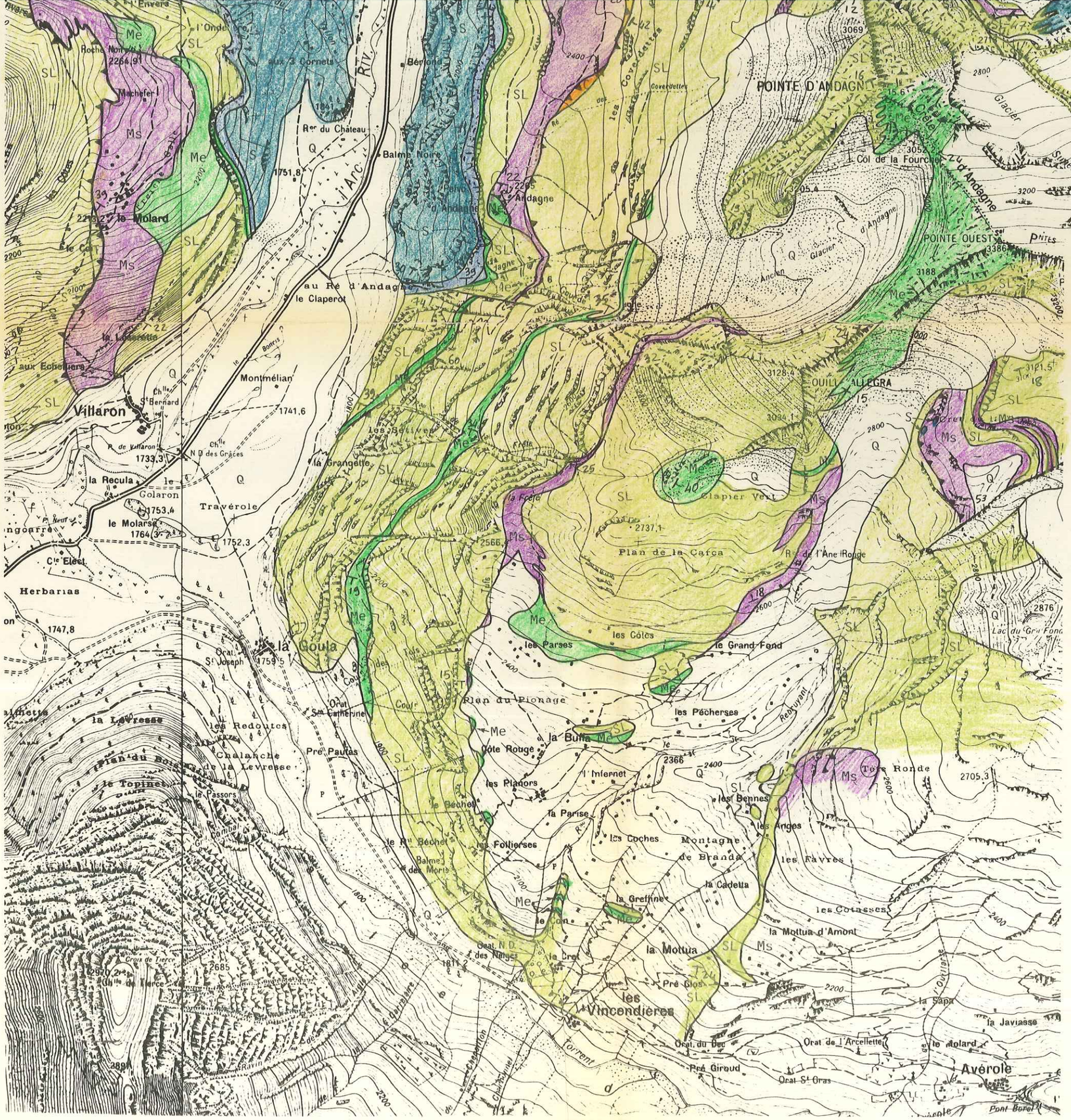


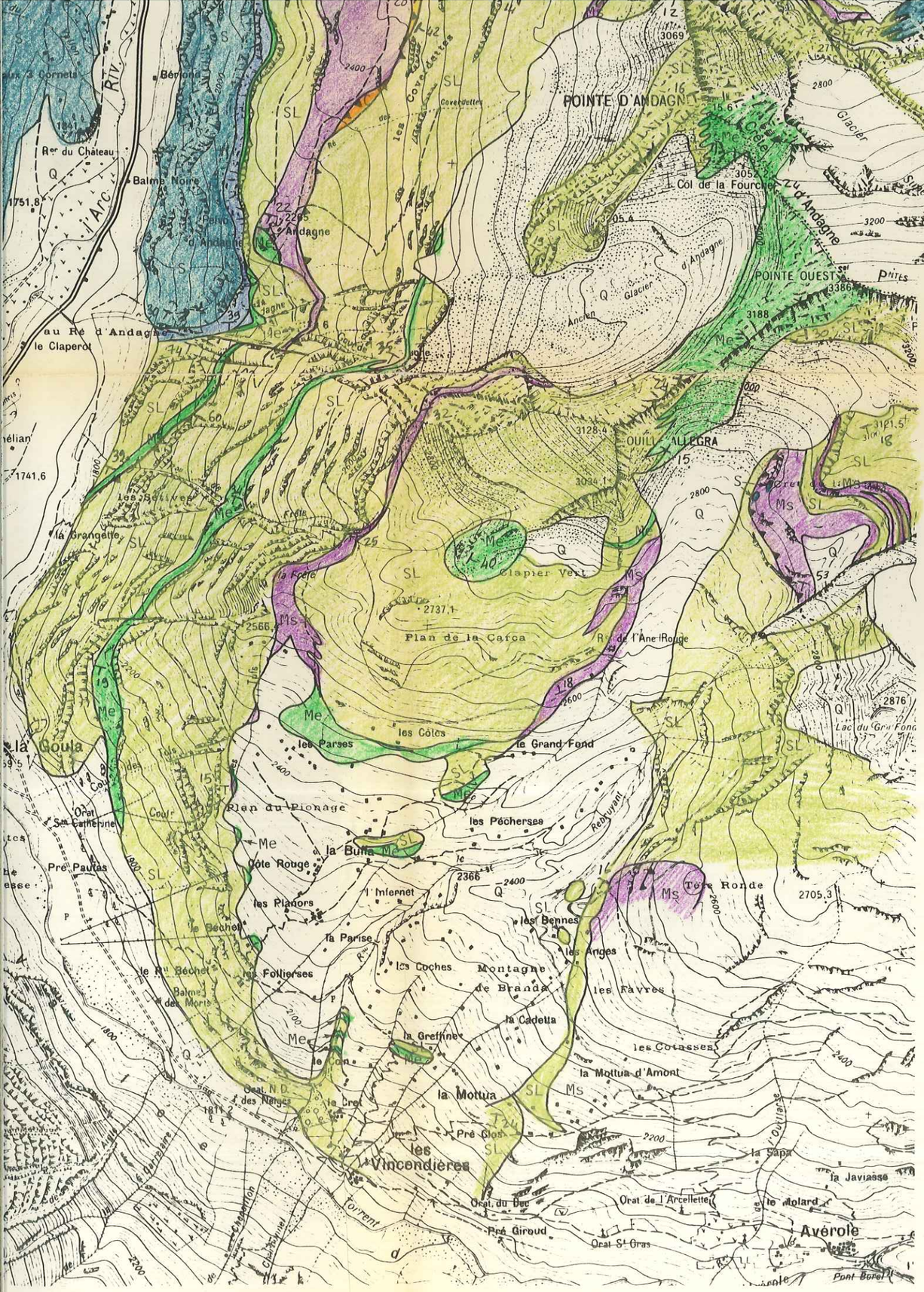

Col de l'Ouille Noire
Glacier de l'Ouille Noire
Ouille Noire
3354
Glacier
Pays
Desert
Glacier de l'Ouille Noire
derrière l'Ouille des Reys
Col des Reys
2932
Col des Arses
POINTE DES ARSES
Plan des Eaux
les Arses
les Reys
le Montet
Sur le Grand Clos
le Grand Clos
Quinsolet
la Duis
le Rey d'en haut
le Rey d'en bas
la Duis d'en bas
la Feicha
Côtes de Trieves
Trieves
Pré Vieux
Tuilières
Ch.ne de Lachans
les Losières
Ch.ne de la Menda
Ch.ne du Plan des Tufs
le Croizat
aux Vailletes
Ch.ne de Trievas
Plan Jacot
la Mandetta
aux Murés
le Molard
Ch.ne de la Tronna
la Tronna
l'Ecot
Ch.ne S.te Marguerite
Plan des Roches
Roc des Pareis
les Chenaux
Lacs des Pareis
Col des Evettes
Plan des Evettes
Pont St Barthelemy
la Banna du Jocz
Ch.ne S.t Barthelemy
Ch.ne des Drubes
les Druges
Bon Pré
Banna
les Tortes
Chalet-Hôtel
Traiente
Pont du Vallonnet
Oratoire St Landry
sur-la-Barme
Bonneval sur-Arc
Vieux Pont
Pont Neuf
Cugnes
Clapéra
Belle Côte
les Rochettes
la Cura
Pra du Chef
au Clos
Sevières
Pont d'Aval la Rieu
Pont de la Lime
Pont St Clair
Riv. de la Recula
Riv. du Grand Mean
Riv. de la Duis
Riv. de la Roche
Riv. de la Lime
Riv. de la Neuvache
Riv. de la Combe des Tufs
Riv. de la Combe de Banna
Riv. de la Combe de Bon Pré
Riv. de la Combe de Sevières
Riv. de la Combe de Cugnes
Riv. de la Combe de Belle Côte
Riv. de la Combe de Clapéra
Riv. de la Combe de Pra du Chef
Riv. de la Combe de Pont d'Aval la Rieu
Riv. de la Combe de Pont de la Lime
Riv. de la Combe de Pont St Clair
Riv. de la Combe de Pont du Vallonnet
Riv. de la Combe de Pont St Barthelemy
Riv. de la Combe de Pont Neuf
Riv. de la Combe de Pont Vieux

Ouille de Cugnaï
Lessières
POINTE DES LESSIÈRES
l'Ouillette
Glacier de Cugnaï
Col de la Calabourdane
POINTE DE L'ARCELLE
Col de l'Arcelle
LAC BLANC
Glacier de la Jave
Ouille de la Jave
Ouille des Tirettes
DES FOURS
Glacier du Fond
NORD DE BEZIN
Col de Bezin
DE LA MET
SUD DE BEZIN
Roches
DES ROCHES
DES BUFFETTES
Pays
Désert
Glacier de l'Ouille Noire
Col de l'Ouille Noire
Ouille Noire
Glacier
Col des Reys
Col des Arses
POINTE DES ARSES
Plan des Eaux
les Arses
derrière l'Ouille des Reys
Pareis Longues
Vallon
le Montet
le Rey d'en haut
le Rey d'en bas
Reys
Prariond
la Cristallière
Rocher des Aigles
Cémasse
les Parses
Radia
le Cueigne
Pra Bouvier
la Perbette
Ch.le S. Barthélemy
Pont St Barthélemy
la Banga du Joco
Ch.ins des Druges
les Druges
les Tortes
la Met
au Clos
les Rochettes
la Cara
Pra du Sier
les Roches Ch.ins Sup.
Bonneval-sur-Arc
Vieux Pont
Pont Neuf
Cugnes
Rochers des petits Bois
Clapera
Pont d'Arel la Riva
Chalet-Hôtel
Trélente
Ch.ins de Trélente
Pont du Vallonnet
Riv. du Guio
Orat. St Landry
sur la Barme
Pont de la Lima
Plateau des Tufs
Ch.ins du Plan des Tufs
Plan Jacet
Lecharenne
Ch.ins de la Tronna
Ch.ins St Marguerite
Plan des Roches
les Chenaux
Roc des Parets
Col des Ecelles
Ch.ins de la Manda
la Feiche
le Croset
aux Vailletes
l'Arcelle
la Mandetta
aux Murés
le Molard
Pont St Clair
la Tronna
la Recula
la Duis d'en bas
Ch.ins de Trievas
Col. de la Met
Col. de la Roche
Col. des Buffettes
Glacier du Fond
Glacier de la Jave
Glacier de Cugnaï
Glacier de l'Ouille Noire

POINTE DES ARSES
2784
2888
Les Reys
le Rey d'en haut
2430
Mo
Y37
Plan des Eaux
2681.
du Plan
2631
2884
le Rey d'en bas
2487
Côtes de Trieves
Pré Vieux
2740
2876
2502
Rocher des Aiguilles
Cafnasse
2247
2170
les Parses
Radio
2370
les Arses
2510
le Saut
la Duis d'en bas
la Feiche
Ch.t de la Manda
le Croset
Ch.t du Plan des Tufs
Plateau des Tufs
Pra Bouvier
la Perbette
l'Infernet
le Cuegne
les Fons
2398
Ch.te S.t Barthelemy
2133
Pont S.t Barthelemy
la Banna du Joce
Ch.te des Drubes
2329
2575
les Druges
Bon Pré
Combe des Loses
Loses
Plan Jacot
l'Arcelle
la Mendetta
aux Vaillelles
2054 Ch.t de Thieves
aux Murés
le Molard
2072
Pont S.t Clair
Ch.te de la Tronna
Ch.te S.te Marguerite
2015
l'Ecot
2151
Lecharenne
2166
2263
les Erés
2304
les Tortes
2265
Chalet-Hôtel
1881
Traiente
Ch.t Elect.
1819
Riv. l'Arc
Orat. S.t Landry
1910
sur-la-Barme
Pont de la Lime
Plan des Roches
2422
2433
2425
au Clos
les Rochettes
la Cura
Sellières
Pont du Vallonnet
1848
Cascade du Vallonnet
Bonneval sur-Arc
1897
1783
Vieux Pont
1789
Pont Neuf
Cugnes
Rochers des Belles Balle
Pont d'Avet la Rive
Clapéra
Belle Côte
2328
les Chenaux
2540
2562
Col des Evettes
2639
Roc des Parels
2515
2504
Plan des Evettes
2502
Cascade de la Recula
2510.3
2207
Vallonnet
Chalenson
2250.5
les Laurs
2437
2830
2910
3069
POINTE D'ANDAGN
Glacier
Glacier inférieur du Vallonnet
2750
3001
2720.7
PNTE DES AMPELTE
2969.2
REGAUD
3168
2656
Pierre Bec
Saltanches
Bérioud
Ch.t du Château
Coverdettes
Les Coradettes
Andagne
Lac Noir
Lacs d'Andagne
les Besons
2481
2504
2343
Ouille du Midi
Col de l'Ouille du Midi
Aiton d'Arnda
Lacs des Parels
Lacs de la Recula
Grand Mean
Mulinet
2695
2615
2876
2740
2800
2600
2400
2200
2000
1800

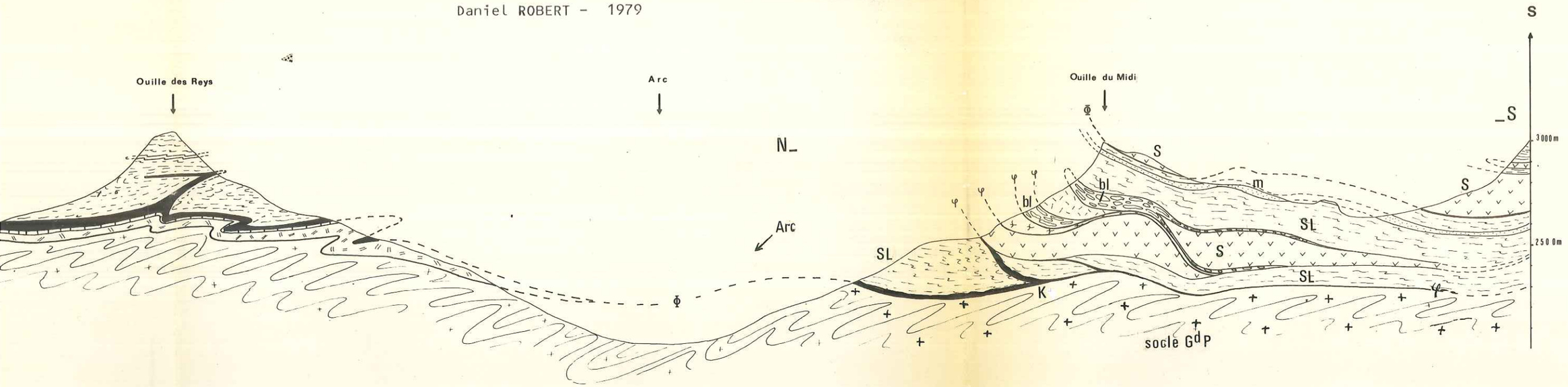
Glacier de la Jave
DES FOURS
Glacier du Fond
2970
NORD DE BEZIN
Col de Bezin
SUD DE BEZIN
Col des Roches
Roches
DES ROCHES
DES BUFFETTES
Crêt Pontet
le Vallon d'en Haut
le Vallon
Roche Noire
Machefer
Glacier de la Pierre Brune
Glacier de la Pierre Blanche
Glacier de la Pierre Ronde
Glacier de la Pierre Carrée
Glacier de la Pierre Plate
Glacier de la Pierre Grande
Glacier de la Pierre Sud
Glacier de la Pierre Nord
Glacier de la Pierre Est
Glacier de la Pierre Ouest
Glacier de la Pierre Centrale
Glacier de la Pierre Supérieure
Glacier de la Pierre Inférieure
Glacier de la Pierre Moyenne
Glacier de la Pierre Petite

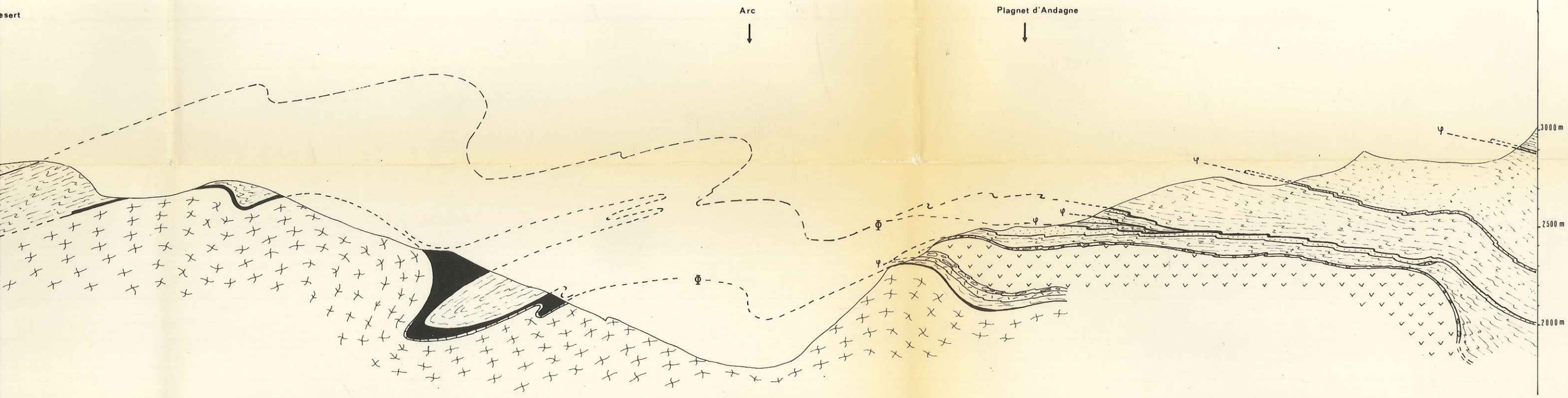

Villaron
Montmélian
Herbarias
la Goula
les Vincendières
Avérole
POINTE D'ANDAGN
POINTE OUEST
OUILLE ALLEGRA
Clapier Vert
Plan de la Carca
Col de la Fourche
Col du Grettier
Glacier
Ancien
Montagne de Branda
Pré Giroud
Pont Borel
Torre Ronde
Lac du Grd Fond
Oratoire St Joseph
Oratoire Ste Catherine
Oratoire N.D. des Neiges
Oratoire du Bec
Oratoire St Gras
Oratoire de l'Arcellette
Chalet Refuge
Chalet Forestier
Chalet Ruinel
Chalet Arbaron
Chalet Arbaronnet
Chalet Arbaronnaz
Chalet Arbaronnaz Dessus
Chalet Arbaronnaz Dessous
Chalet Arbaronnaz Dessous
Chalet Arbaronnaz Dessous


POINTE D'ANDAGNE
POINTE OUEST
Col de la Fourche
Col du Grettier
REGAUD
Glacier
Glacier d'Andagne
Glacier Supérieur du Vallonnet
Glacier
Ancien Glacier d'Andagne
Torrent d'Andagne
Torrent du Vallonnet
Torrent de Rebuvant
Torrent de la Sapa
Torrent de l'Arcellette
Torrent
Riv. de l'Arc
Ruisseau des Coveraudettes
Ruisseau de la Crête
Ruisseau de la Combe
Ruisseau de l'Ane Rouge
Ruisseau de la Combe
Ruisseau de la Combe
Ruisseau de la Combe

UPES GEOLOGIQUES A TRAVERS LE MASSIF DU GRAND PARADIS ET LA NAPPE DES "SCHISTES LUSTRES" (HAUTE MAURIENNE - SAVOIE)

Daniel ROBERT - 1979





CALCSCHISTES

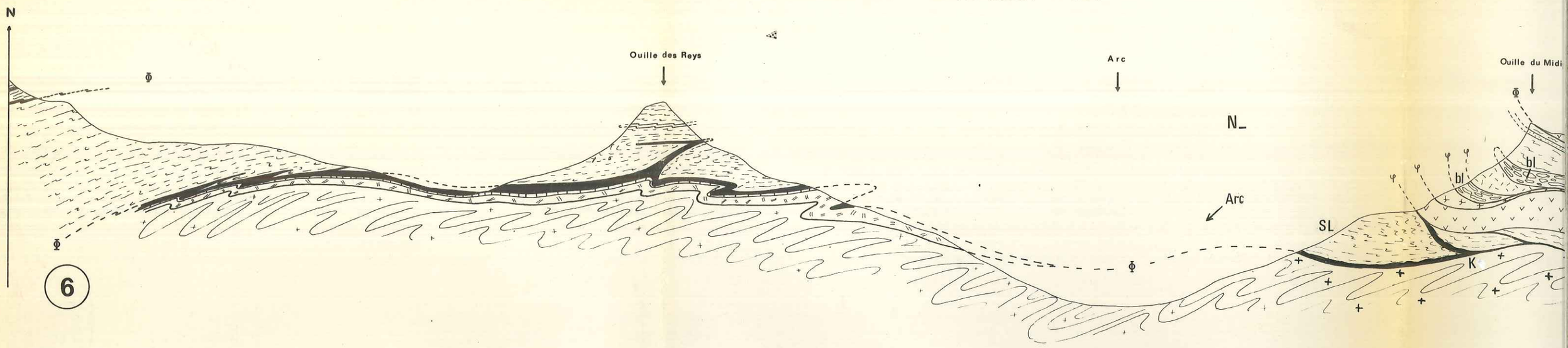
MICASCHISTES ALBITIQUES

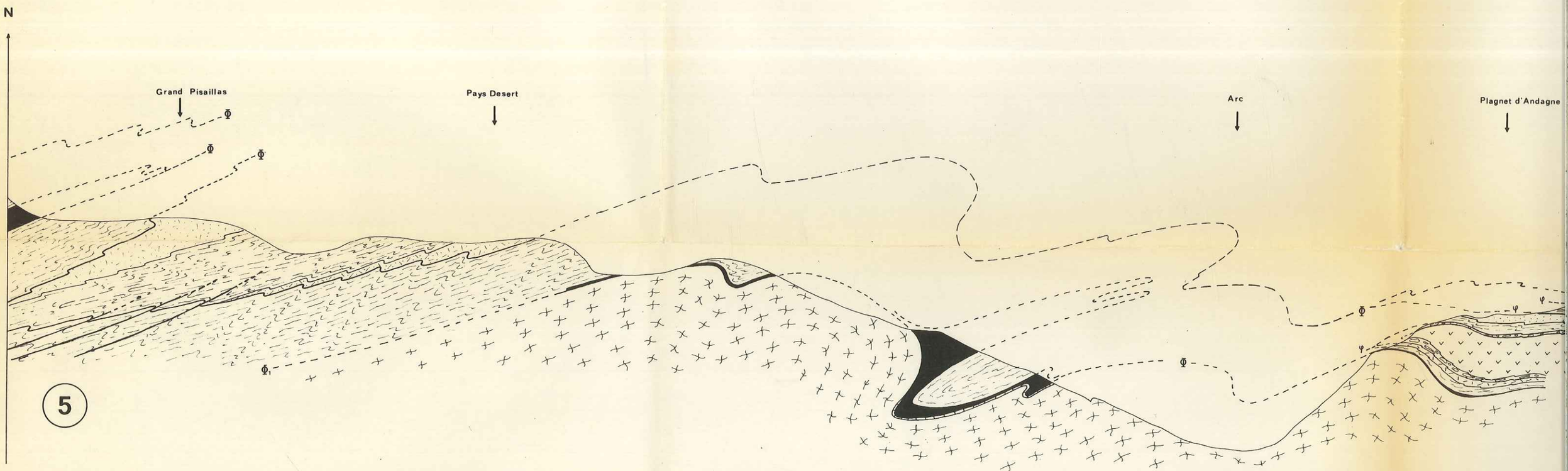
ALTERNANCE MICASCHISTES ALBITIQUES -METABASITES

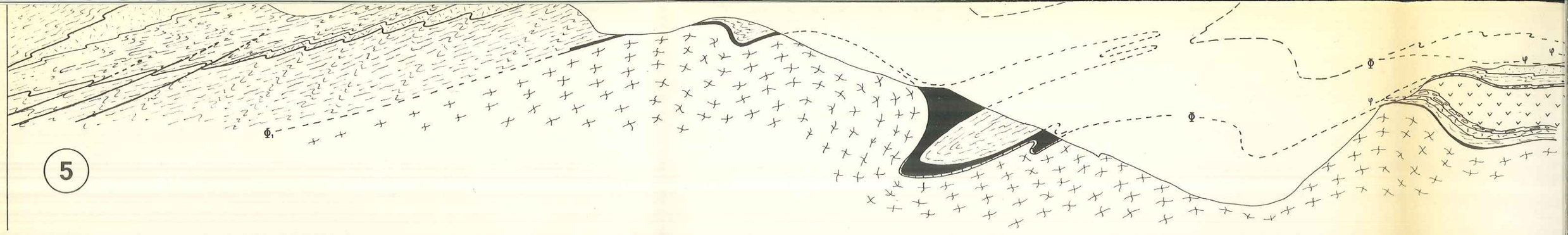
METABASITES (PRASINITES,OVARDITES)

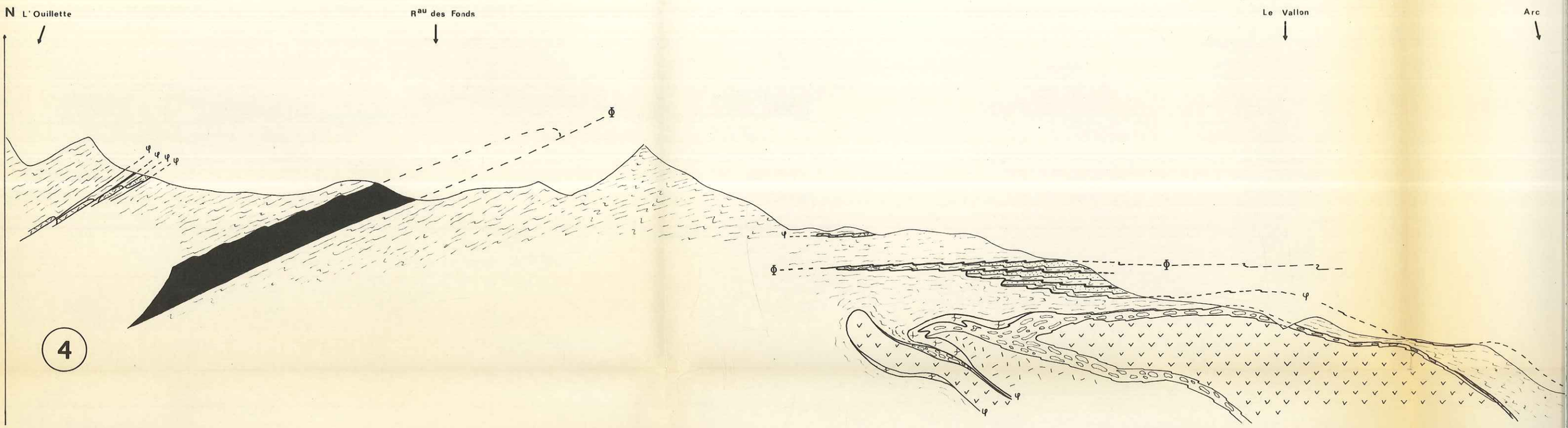
COUPES GEOLOGIQUES A TRAVERS LE MASSIF DU GRAND PARADIS ET LA NAPPE DES "SCHISTES LUSTRES" (HAUTE MAURIENNE - SAVOIE)

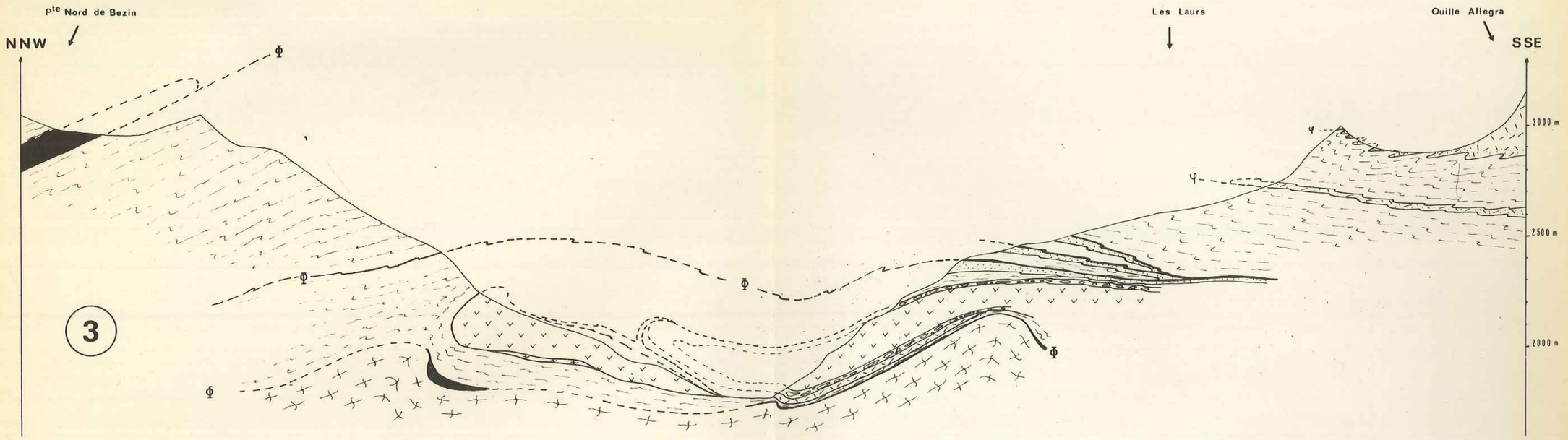
Daniel ROBERT - 1979

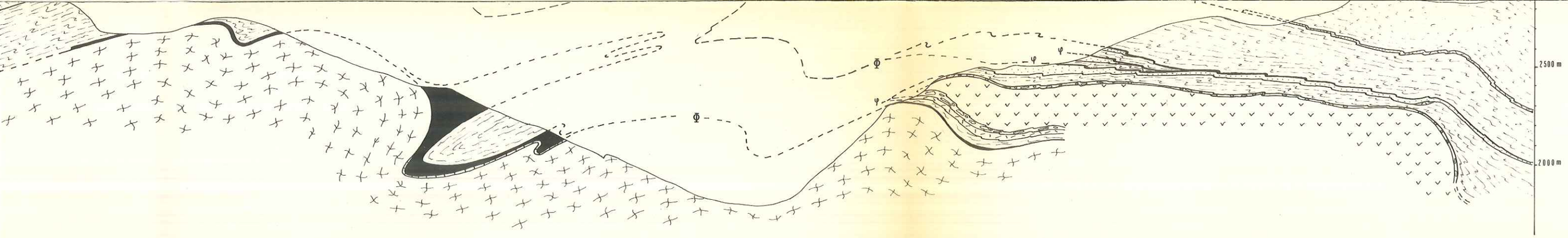


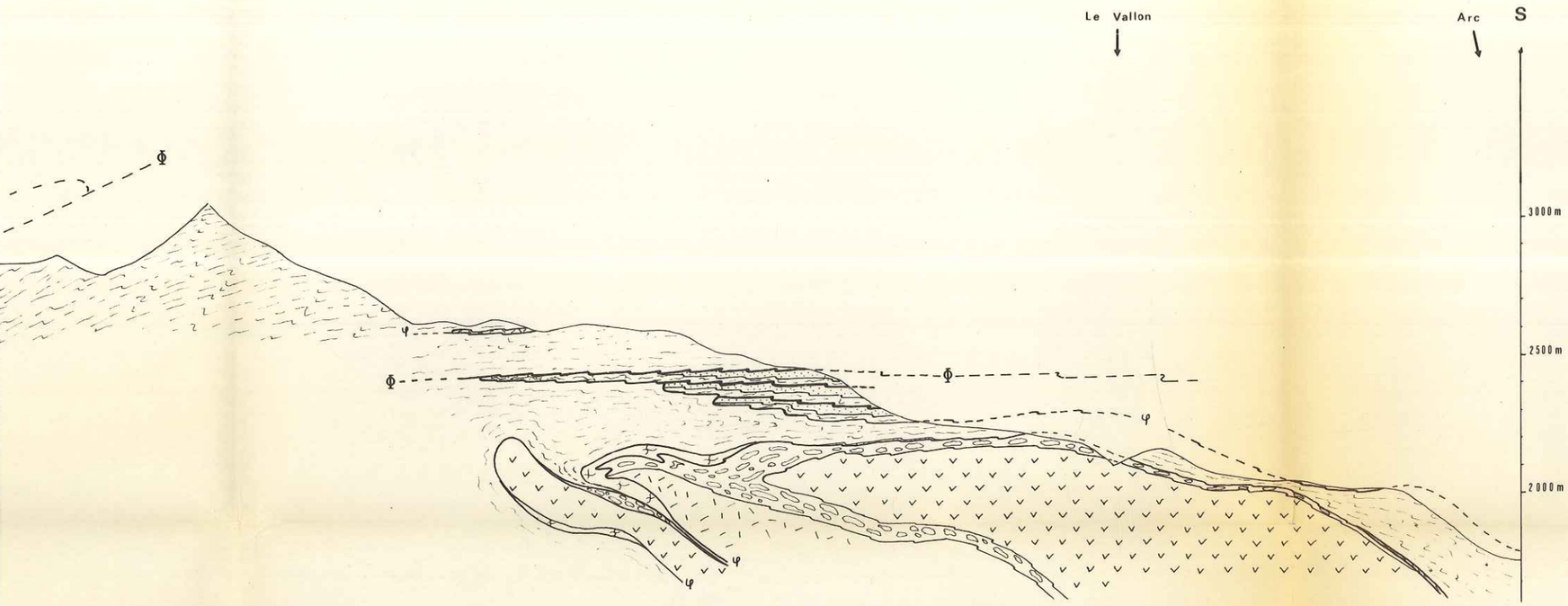


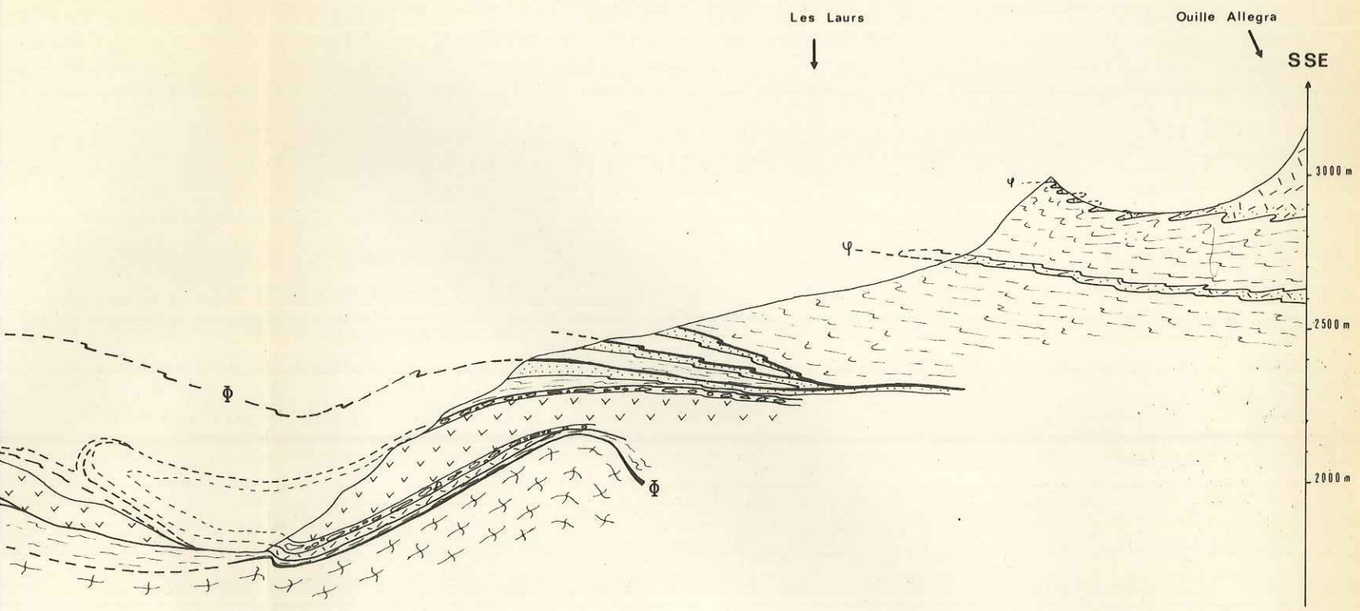

5


N
L'Ouillette
Rau des Fonds
Le Vallon
Arc
4


Pte Nord de Bezin
NNW
Les Laurs
Ouille Allegra
SSE
3000 m
2500 m
2000 m
3







Le Vallon
Arc
S
3000 m
2500 m
2000 m

CALCSCHISTES

MICASCHISTES ALBITIQUES

ALTERNANCE MICASCHISTES ALBITIQUES -METABASITES

METABASITES (PRASINITES, OVARDITES)

COMPLEXE A BLOCS

SERPENTINITES

CARGNEULES BRECHIQUES

CALCAIRE DOLOMITIQUE TRIASIQUE

SERIE DU MONTET

GNEISS DE BONNEVAL

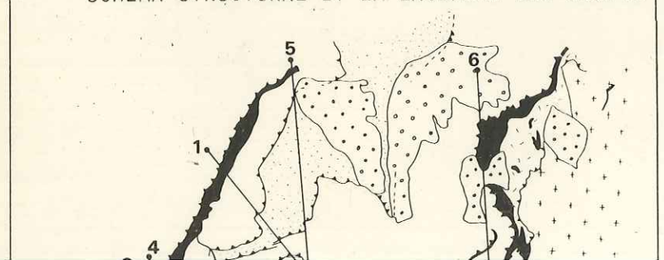
SOCLE DU GRAND PARADIS

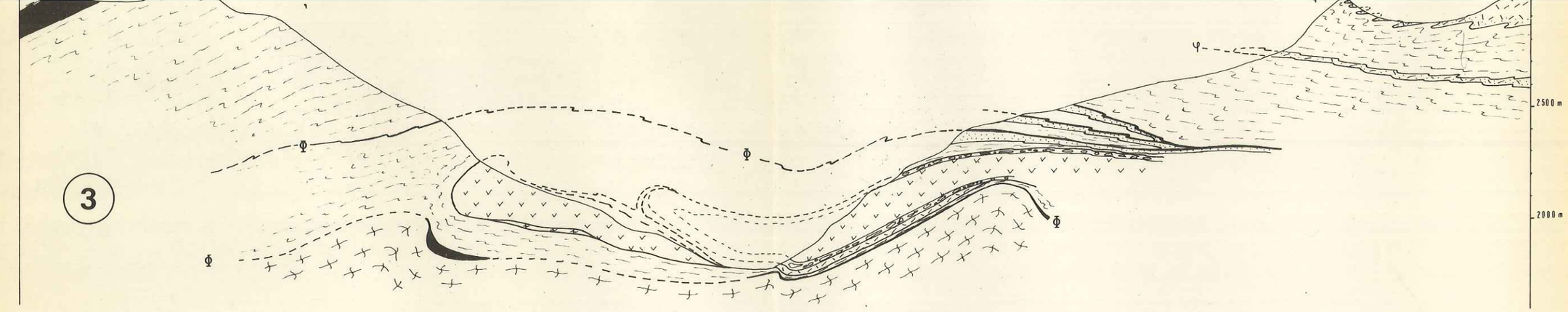
CONTACT TECTONIQUE MAJEUR

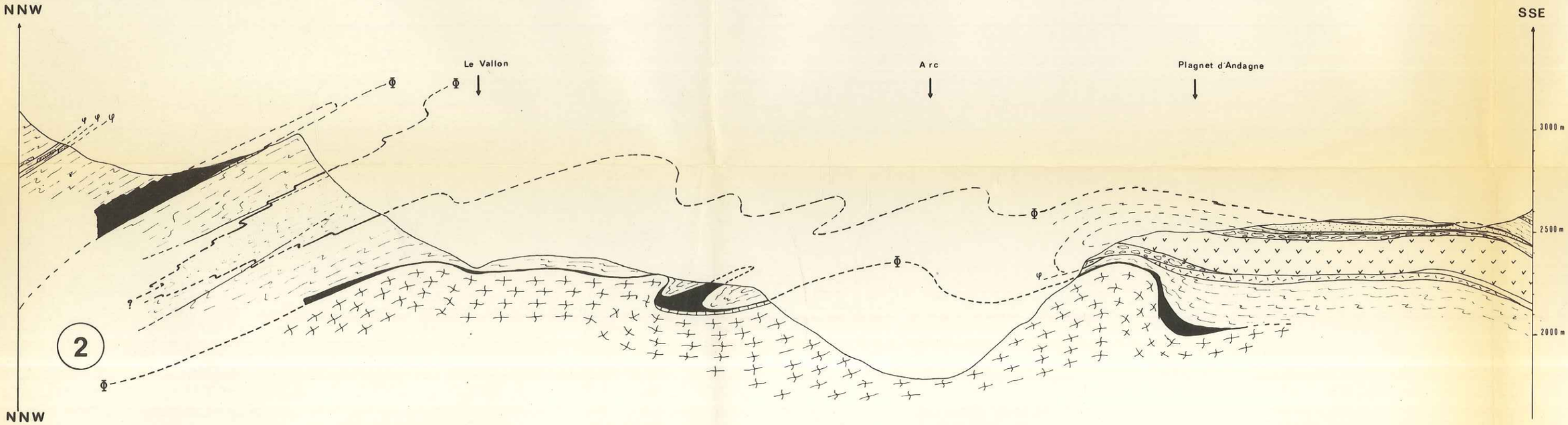
CONTACT TECTONIQUE MINEUR

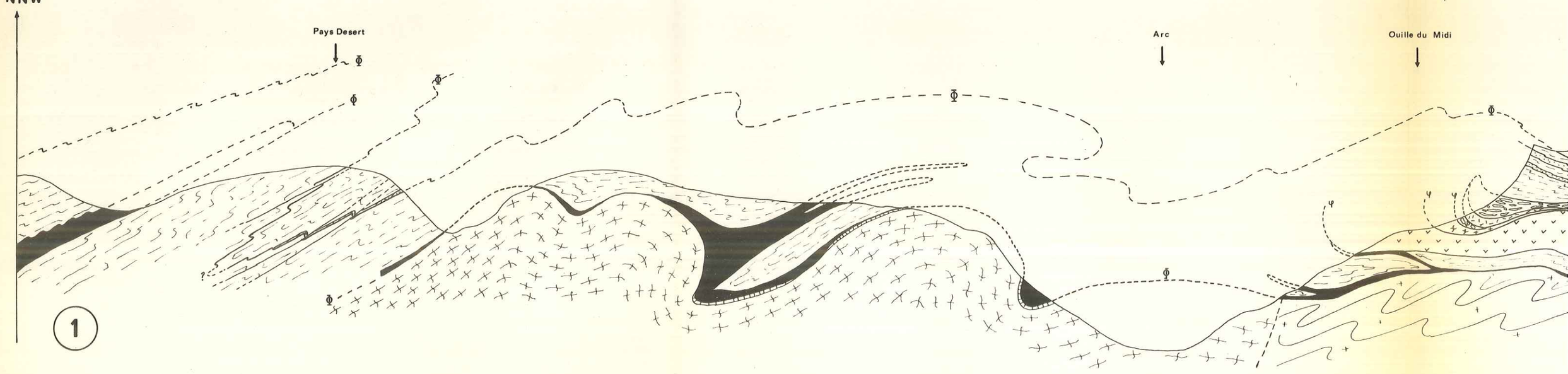
ECHELLE DES LONGUEURS = ECHELLE DES HAUTEURS
1/20000

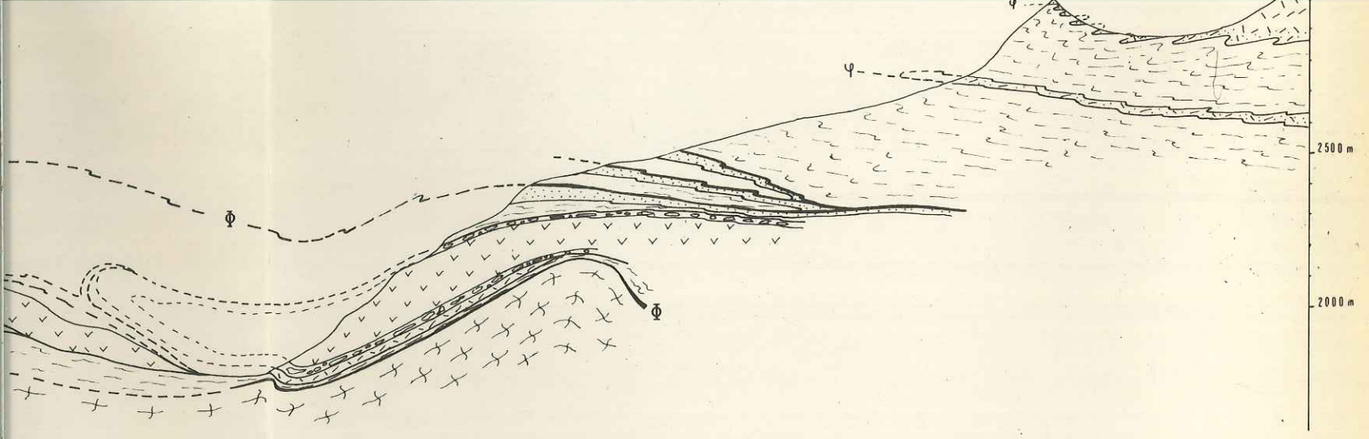
SCHEMA STRUCTURAL ET EMPLACEMENT DES COUPES

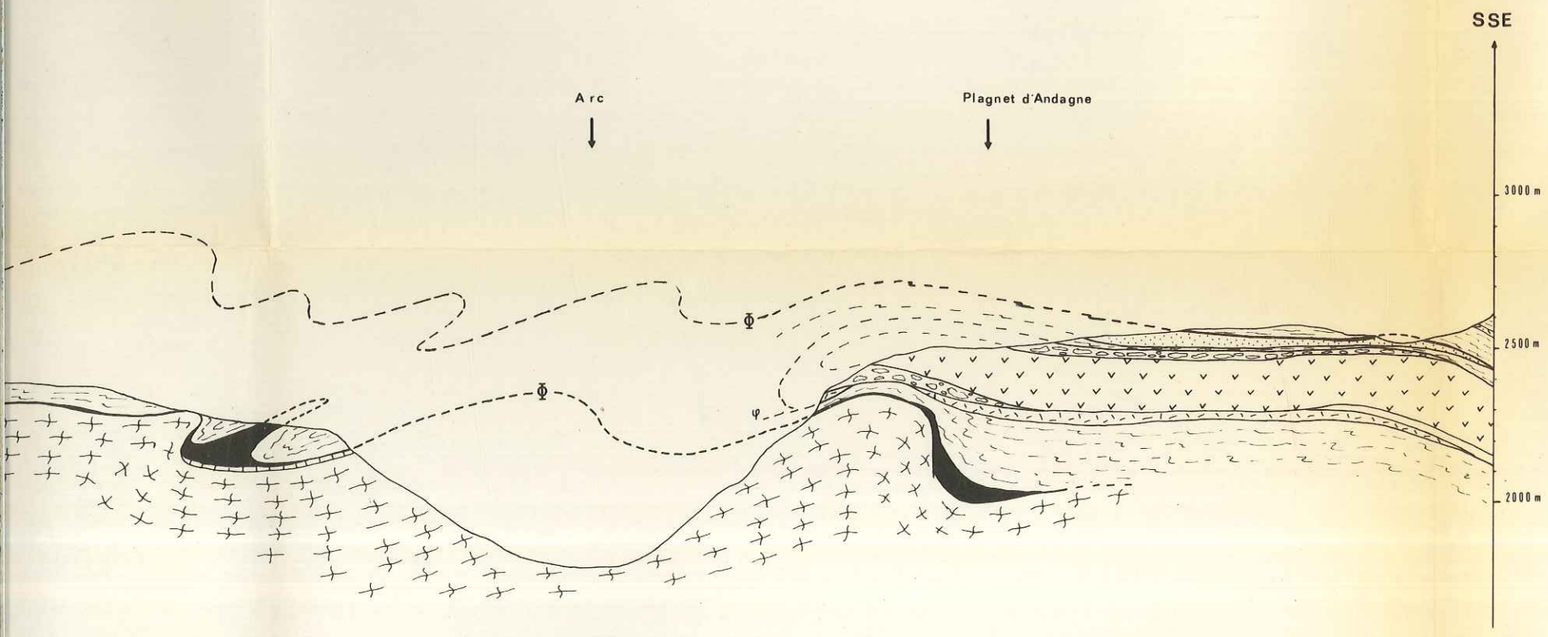


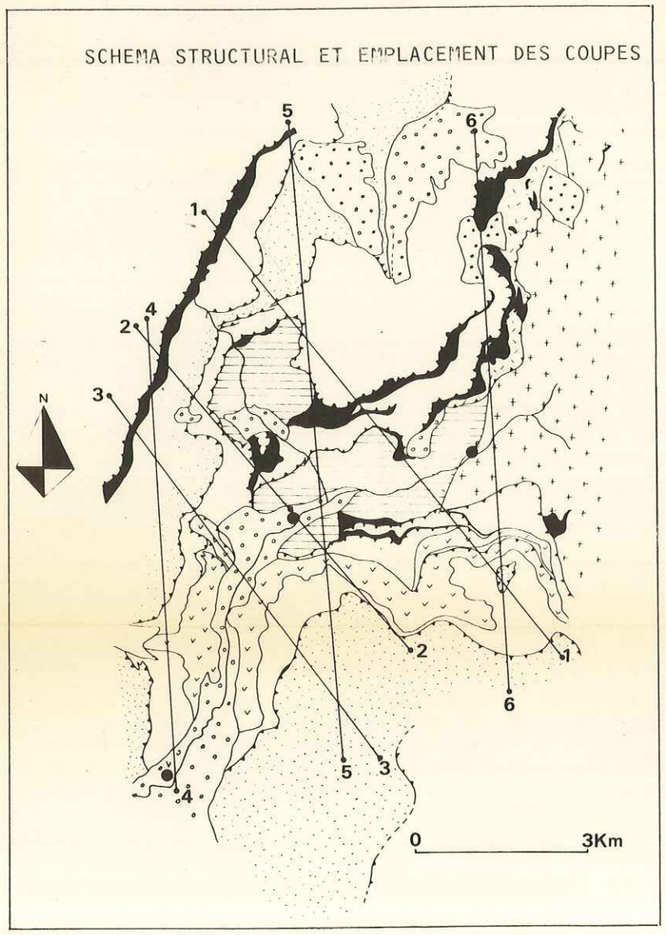
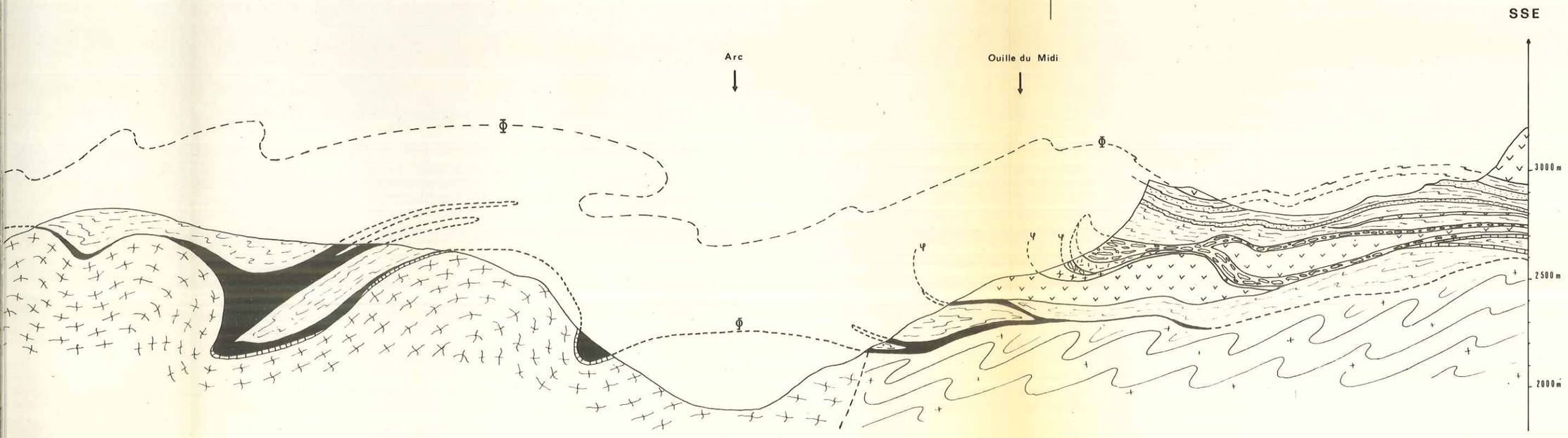

3
2500 m
2000 m


NNW
Le Vallon
Arc
Plagnet d'Andagne
SSE
3000 m
2500 m
2000 m
2


NNW
Pays Desert
Arc
Ouille du Midi
1





CONTACT TECTONIQUE MINEUR

ECHELLE DES LONGUEURS = ECHELLE DES HAUTEURS
1/20000