



HAL
open science

Etude géologique de deux manifestations du volcanisme paléogène des Alpes franco-italiennes : les Grès de Taveyannaz et les Porphyres de Biella.

Gérard Vitally

► **To cite this version:**

Gérard Vitally. Etude géologique de deux manifestations du volcanisme paléogène des Alpes franco-italiennes : les Grès de Taveyannaz et les Porphyres de Biella.. Stratigraphie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 1980. Français. NNT: . tel-00799999

HAL Id: tel-00799999

<https://theses.hal.science/tel-00799999v1>

Submitted on 13 Mar 2013

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

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



TROISIÈME CYCLE : STRUCTURE ET ÉVOLUTION
GÉOLOGIQUES DES OCÉANS



GEOLOGIE GRENOBLE UJF



D 050 033352 8

Gérard VITALLY

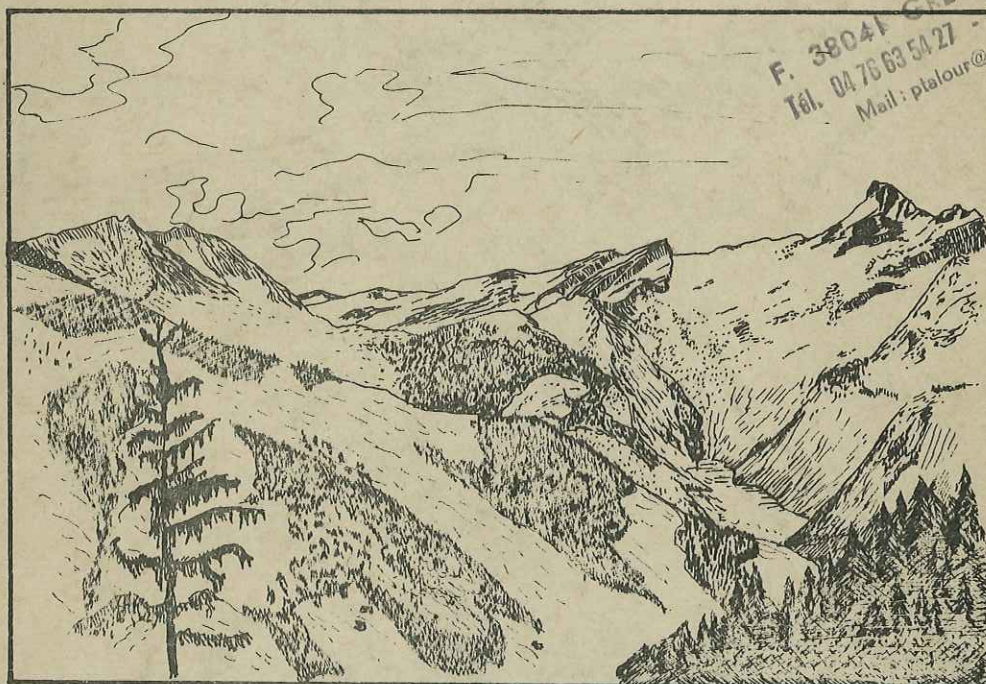
UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE - GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.43

ETUDE GEOLOGIQUE DE
DEUX MANIFESTATIONS DU VOLCANISME PALEOGENE
DES ALPES FRANCO-ITALIENNES :

Les Grès de Taveyannaz et les Porphyres de Biella

THÈSE DE DOCTORAT DE 3ÈME CYCLE

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES SCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tel. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : pialour@jif-grenoble.fr



22 AOUT 2003

N° d'enregistrement U.B.Ø. : 123

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

THESE

présentée pour l'obtention

du

DIPLOME de DOCTEUR de 3e CYCLE

à

L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

- 6 MAI 1982

Mention : Sciences de la Terre

Spécialité : Structure et évolution géologique des Océans

par

M. Gérard VITALLY

ETUDE GEOLOGIQUE DE DEUX MANIFESTATIONS DU VOLCANISME PALEOGENE

DES ALPES FRANCO-ITALIENNES

Les grès de Taveyannaz et les porphyres de Biella

Soutenue le 21 Novembre 1980 devant la Commission d'Examen :

| | |
|-----------------------------------------------------------------|-------------|
| M. Michel GRAVELLE, Professeur, Brest | Président |
| M. René BLANCHET, Professeur, Brest | Rapporteur |
| M. Jean-Paul RAMPNOUX, Professeur, Chambéry | Rapporteur |
| M. Alain COUTELLE, Maître Assistant, Docteur ès Sciences, Brest | Examinateur |
| M. Jean DIDIER, Professeur, Clermont-Ferrand | Examinateur |

10152109

AVANT - PROPOS

J'adresse mes plus vifs remerciements à tous ceux qui, par leurs idées ou leurs critiques, par leur soutien moral ou matériel, ont participé de loin ou de près à l'élaboration de ce travail.

TABLE DES MATIERES

| | pages |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| PREAMBULE | 1 |
| CHAPITRE I : LES GRES DE TAVEYANNAZ DANS LEUR CONTEXTE STRUC- TURAL | 5 |
| I - GENERALITES | 6 |
| A- SITUATION GEOGRAPHIQUE | 6 |
| B- CONTEXTE GEOLOGIQUE | 6 |
| II - ETUDE GEOLOGIQUE DU SYNCLINAL DE THONES ENTRE LES COLS DE LA CROIX FRY ET DE L'OULETTE | 10 |
| A- LA STRATIGRAPHIE | 10 |
| 1) La Stratigraphie d'ensemble | 11 |
| a) La série crétacée post-hautérivienne | 11 |
| +) l'Urgonien | 11 |
| +) le Gault | 13 |
| +) la formation des calcaires sublithographiques . | 14 |
| b) La série paléogène | 14 |
| c) Le quaternaire | 14 |
| d) Conclusion | 15 |
| 2) La stratigraphie du Paléogène | 15 |
| a) Le calcaire à petites Nummulites | 15 |
| b) Les marnes à Foraminifères et les schis- tes à "Meletta" | 16 |
| c) Le flysch marno-micacé | 17 |
| +) le niveau marno-micacé de base | 17 |
| +) les grès de Taveyannaz | 18 |
| - Les grès de Taveyannaz typiques | 18 |
| - Les grès de Taveyannaz pauvres | 19 |
| +) le "flysch à blocs" | 22 |
| - La matrice | 22 |
| - Les blocs | 23 |

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 F. 38041 B.P. 53
 TEL. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: pjalour@ujf-grenoble.fr
 22 AOÛT 2003

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------|----|
| +) les grès du Val d'Illiez | 26 |
| - Les grès du Val d'Illiez de Saint-Jean- de-Sixt | 26 |
| - Les grès du Val d'Illiez du Bois de la Duche | 27 |
| +) les grès de la Tête du Danay | 27 |
| d) Conclusion | 28 |
| 3) Les variations latérales de faciès | 30 |
| a) Variations latérales SE-NW | 30 |
| +) dans la partie N.E. du secteur d'étude | 30 |
| - Etude d'une coupe dans la chaîne des Aravis : la série du col de l'Oulette | 30 |
| - Etude d'une coupe dans la chaîne du Bargy : la série du col de la Colombière | 34 |
| - Conclusion | 34 |
| +) Dans la partie centrale du secteur d'étude | 34 |
| - La série du massif de l'Aiguille des Calvaires | 34 |
| - La série du flanc sud du Mont-Durand | 38 |
| - La série du flanc nord du Mont-Durand | 38 |
| - Conclusion | 38 |
| b) Variations latérales E-NE - W-SW | 42 |
| 4) Conclusion | 42 |
| B- QUELQUES REMARQUES ET DISCUSSIONS | 43 |
| 1) Les grès du Val d'Illiez du Bois de la Duche ... | 43 |
| a) La bordure méridionale du Bois de la Duche | 43 |
| b) Le flanc sud-est du Bois de la Duche | 46 |
| c) Conclusion | 46 |
| 2) Les grès de la Tête du Danay | 46 |
| 3) Le caractère para-autochtone des grès de Taveyannaz | 48 |

III - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES GRES ET CONGLOMERATS DU SYNCLINAL DE THONES ENTRE LES COLS DE LA CROIX FRY ET DE L'OULETTE ...

| | |
|-----------------------------------|----|
| A- GENERALITES | 49 |
| 1) Aperçu historique | 49 |
| 2) Quelques idées générales | 62 |

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| B- ETUDE PETROGRAPHIQUE QUALITATIVE | 63 |
| 1) Grès de la Tête du Danay | 63 |
| a) Les éléments volcaniques | 63 |
| +) fragments andésitiques et basiques | 63 |
| +) les éléments volcaniques acides | 63 |
| b) Les éléments non volcaniques | 64 |
| c) Le ciment | 64 |
| d) Minéraux des zones broyées et des fissures | 64 |
| 2) Les grès du Val d'Illiez | 64 |
| a) Les éléments volcaniques | 65 |
| +) éléments andésitiques | 65 |
| +) éléments diabasiques | 65 |
| +) les roches acides | 65 |
| b) Les éléments non volcaniques | 66 |
| +) les roches plutoniques acides ou intermédiaires | 66 |
| +) les roches sédimentaires | 66 |
| +) les roches métamorphiques | 67 |
| c) Le ciment | 67 |
| d) Les minéraux de néoformation | 67 |
| +) minéraux des fentes et des zones broyées | 68 |
| +) minéraux du métamorphisme | 68 |
| e) Les conglomérats des grès du Val d'Illiez . | 68 |
| +) les roches sédimentaires | 68 |
| +) les roches cristallines acides | 69 |
| +) les roches cristallines intermédiaires et basiques | 69 |
| f) Problème de l'origine des différentes roches constituant les grès et les conglomérats du Val d'Illiez | 69 |
| +) les roches sédimentaires | 69 |
| +) les roches cristallines acides | 70 |
| +) les roches volcaniques | 70 |
| 3) Les grès de Taveyannaz | 72 |
| a) Les éléments volcaniques | 72 |
| b) Les éléments non volcaniques | 73 |
| +) les roches plutoniques | 73 |
| +) les roches sédimentaires | 73 |

| | |
|----------------------------------------------------------|----|
| c) Le ciment | 73 |
| d) Les minéraux de néoformation | 73 |
| +) minéraux de la diagenèse et/ou du métamorphisme | 73 |
| - Grauwackes à laumontite | 73 |
| - Grauwackes à faciès vert | 76 |
| - Les minéraux argileux | 78 |
| +) minéraux des fissures et des zones broyées | 78 |
| - Dans les zones broyées | 78 |
| - Dans les fissures | 78 |
| e) Les accidents sédimentaires | 79 |
| +) les pseudo-galets | 79 |
| +) les galets | 79 |
| +) les accidents carbonneux | 79 |
| C- ETUDE PETROGRAPHIQUE QUANTITATIVE | 79 |
| D- CONCLUSION | 80 |

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------|----|
| CHAPITRE II : LES "PORPHYRES" DE BIELLA DANS LEUR CONTEXTE STRUC- TURAL | 81 |
| I - INTRODUCTION | 82 |
| A- CADRE GEOGRAPHIQUE | 82 |
| B- CONTEXTE GEOLOGIQUE | 82 |
| 1) La zone de Sesia | 82 |
| 2) La zone du Canavese | 86 |
| a) Historique | 86 |
| +) de 1835 à 1908 | 86 |
| +) de 1908 à 1980 | 87 |
| b) Caractéristiques géologiques de la "zone" du Canavese | 89 |
| +) la "zone" du Canavese s.s. | 89 |
| +) le secteur biellese | 92 |
| +) le tronçon Val Mastallone-Lac de Cômes | 93 |
| 3) La zone d'Ivrée | 93 |
| a) Données de la géologie | 93 |
| b) Données de la géophysique | 94 |
| c) Les massifs ultrabasiqes | 97 |

| | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| II - ETUDE DE LA REGION COMPRISE ENTRE FALLETTI ET POLLONE : LE TRONÇON "BIELLESE" | 102 |
| A- LES DONNEES DE LA STRATIGRAPHIE ET DE LA PETROGRAPHIE | 102 |
| 1) La coupe du torrent Oremo | 104 |
| a) Localisation | 104 |
| b) Description | 104 |
| c) Conclusion | 104 |
| 2) L'unité de Trotti | 104 |
| a) Description | 104 |
| b) Age | 106 |
| 3) La coupe de la "Strada statale" 144 | 106 |
| a) Localisation | 106 |
| b) Description | 106 |
| c) Les serpentines de l'unité de Favaro | 110 |
| +) description sommaire | 110 |
| +) signification | 110 |
| d) Les "porphyres" de l'unité de Momproso | 111 |
| +) description sommaire | 111 |
| +) âge | 113 |
| 4) La coupe du torrent Oropa | 113 |
| a) Localisation | 113 |
| b) Description | 113 |
| c) Les métagabbros de l'unité de San Furosia .. | 116 |
| +) description sommaire | 116 |
| +) rapport entre l'unité de San Furosia et de Trotti .. | 1177 |
| d) La série sédimentaire de l'unité de Valle ... | 117 |
| +) description | 117 |
| +) âge | 120 |
| 5) La coupe Croce Grande "Cascina" Monturo | 120 |
| a) Localisation | 120 |
| b) Description | 120 |
| c) Les pyroxénites à grenats de l'unité de C. Monturo | 121 |
| +) description sommaire | 121 |
| +) commentaire | 121 |
| d) Les coulées andésitiques massives de l'unité de Momproso | 122 |

| | |
|---------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 6) La coupe du torrent du Truc d'Olivate | 122 |
| a) Localisation | 122 |
| b) Description | 122 |
| c) Les micaschistes de l'unité de Cima Cucco | 124 |
| +) description sommaire | 124 |
| +) âge | 125 |
| 7) La coupe du torrent Cervo | 125 |
| a) Localisation | 125 |
| b) Description | 127 |
| c) La tonalité de l'unité de Miagliano | 127 |
| +) description sommaire | 127 |
| +) âge et mode de mise en place | 130 |
| 8) Le Plio-quadernaire | 130 |
| a) Le Pliocène | 130 |
| b) Le Quadernaire | 130 |
| 9) Conclusion | 130 |
| B- LA TECTONIQUE | 131 |
| 1) Données microstructurales sommaires | 131 |
| a) Entre Pollone et Falletti | 133 |
| b) La carrière de Favaro dans les serpentines | 133 |
| +) Analyse du diagramme de fracturation | 133 |
| +) le diagramme de densité | 134 |
| c) Conclusion | 135 |
| 2) Les trois contacts majeurs | 135 |
| a) Contact unité Trotti-San Furosia/unité de Favaro | 136 |
| b) Contact unité de Favaro/unité de Momproso : la "faille" du Canavese | 138 |
| c) Contact unité de Momproso/unité de Cima Cucco | 138 |
| d) Conclusion | 140 |
| 3) Conclusion | 141 |
| CONCLUSION | 141 |

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| CHAPITRE III : LE PROBLEME DU MAGMATISME CALCO-ALCALIN PALEOGENE DES ALPES : GRES DE TAVEYANNAZ ET ANDESITES DE BIELLA | 143 |
| I - GENERALITES | 143 |
| A- PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES ANDESITES | 143 |
| B- CHIMIE DES ANDESITES..... | 144 |
| 1) Les éléments majeurs | 144 |
| 2) Les éléments en traces..... | 145 |
| 3) Composition chimique comparée des andésites de marge active de type arc insulaire et de marge continentale active | 145 |
| C- PROBLEME DE L'ORIGINE DES ANDESITES | 146 |
| II - APPROCHE PETROCHIMIQUE SUR LES GALETS ANDESITIQUES DES GRES DE TAVEYANNAZ ET SUR LA SERIE CALCO-ALCALINE DE BIELLA | 147 |
| A- PETROGRAPHIE | 147 |
| 1) Les galets andésitiques des grès de Taveyannaz | 147 |
| 2) La série dite "calco-alkaline" de Biella | 147 |
| 3) Conclusion | 148 |
| B- ELEMENTS MAJEURS | 148 |
| 1) Les galets andésitiques des grès de Taveyannaz | 148 |
| 2) La série dite "calco-alkaline" de Biella | 148 |
| 3) Conclusion | 150 |
| C- MINERALOGIE | 150 |
| 1) Les éléments volcaniques andésitiques des grès de Taveyannaz | 150 |
| 2) La série dite "calco-alkaline" de Biella | 158 |
| 3) Conclusion | 158 |
| D- CONCLUSION | 158 |
| III - PROBLEME DE L'ORIGINE DU MATERIEL VOLCANIQUE DES GRES DE TAVEYANNAZ | 160 |
| A- LES ELEMENTS DIABASIQUES | 160 |
| B- LES ELEMENTS ANDESITIQUES | 160 |
| 1) Hypothèse 1 : Les grès de Taveyannaz seraient des tufs | 160 |

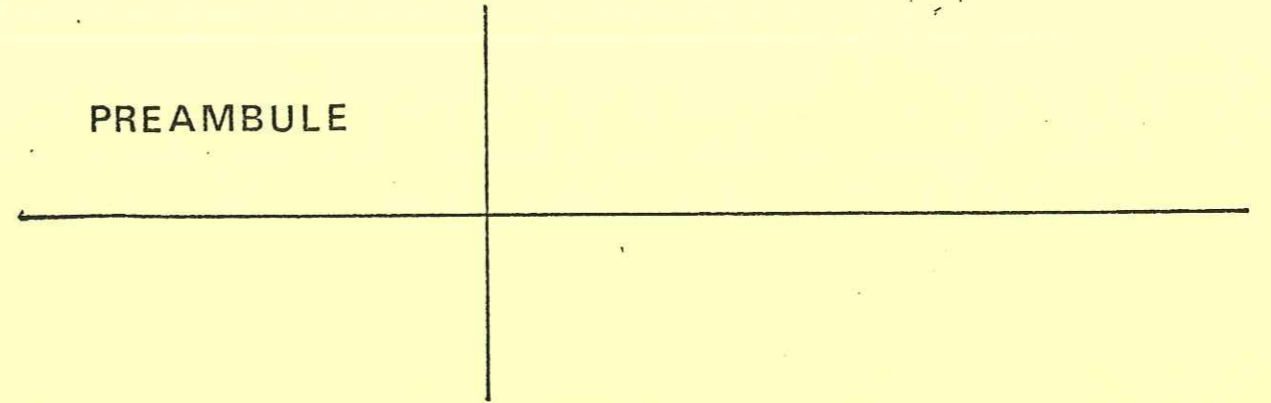
2) Hypothèse 2 : Les éléments andésitiques seraient
issus de massifs volcaniques extérieurs à la
zone helvétique 161
 a) Les zones ophiolitiques 161
 b) Les zones internes proches de la zone
 helvétique 162

IV - CONCLUSION 162

CONCLUSIONS GENERALES 168

BIBLIOGRAPHIE 171

PREAMBULE



PREAMBULE

Depuis plus de 150 ans, des formations gréseuses ou conglomératiques à éléments volcaniques andésitiques ont été décrites sur environ 400 kilomètres de l'arc alpin (fig. 1). Ce sont les grès de Taveyannaz de la Suisse centrale au synclinal de Thônes, les grès du Champsaur au Sud du Pelvoux, les grès de Clumanc au S.E. de Digne et les grès de Saint-Antonin au N.W. de Nice. Depuis, divers auteurs ont cherché à définir l'origine de ces éléments volcaniques. Deux hypothèses principales se détachent concernant la patrie des fragments andésitiques qu'ils contiennent :

- soit ils proviennent d'un volcanisme en bordure des bassins de sédimentation de ces divers grès ,

- soit ils sont issus d'un volcanisme lointain par rapport à ces bassins de sédimentation.

Au cours de cette étude nous nous proposons de tester la deuxième hypothèse : les éléments andésitiques des grès de Taveyannaz proviennent-ils du célèbre complexe andésitique de la zone du Canavese : les classiques "porphyres" (1) de Biella ?

Ainsi dans un premier chapitre, nous définissons la position stratigraphique et structurale des grès de Taveyannaz dans le cadre des chaînes subalpines et en particulier au sein du synclinal de Thônes. Nous effectuons aussi une étude stratigraphique et pétrographique des diverses formations de la série paléogène de ce même synclinal. Au cours du deuxième chapitre, nous situons les "porphyres" de Biella dans le temps et dans l'espace, tout en précisant le cadre structural du secteur, en distinguant une bordure européenne "alpine" et une plaque "afrique" austro-alpine avec ses affleurements d'ultrabasites.

(1) Porphyre : c'est un terme purement descriptif ; il désigne une lave à phénocristaux de plagioclases souvent albitisés ou séricitisés, de pyroxènes et d'amphiboles encore sains ; ces derniers baignent dans une mésostase constituée d'un verre brun peu abondant, souvent recristallisé secondairement, et de microlites de plagioclases et de pyroxènes.

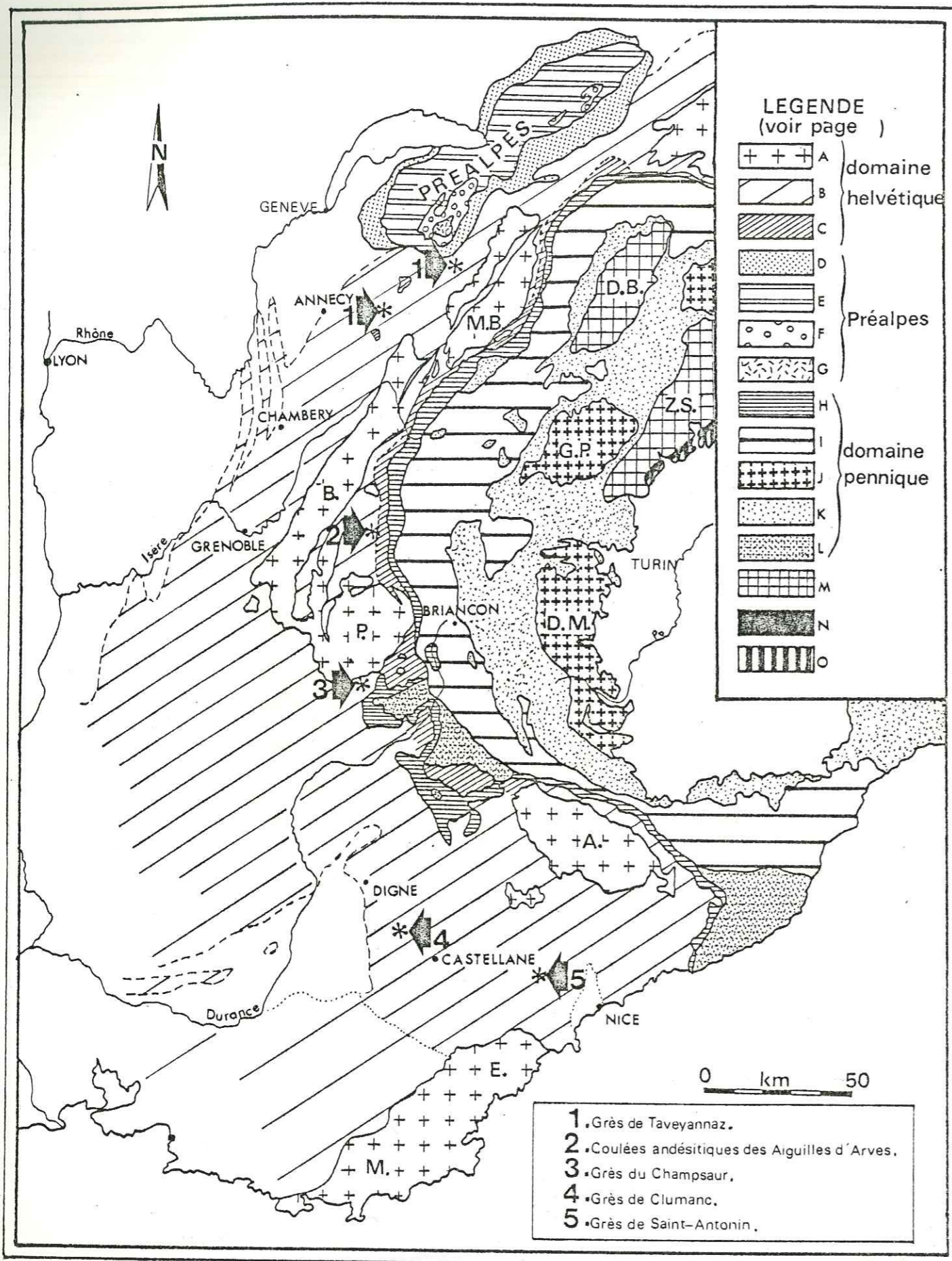


Figure 1 : Position des principaux grès à éléments volcaniques dans le cadre des Alpes occidentales franco-italiennes.

Figure 1

Position des principaux grès à éléments volcaniques dans le cadre des Alpes occidentales franco-italiennes

- | | |
|--------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|
| Domaine helvétique | A : massifs cristallins externes |
| | B : couverture dauphinoise des massifs cristallins externes (massifs subalpins, etc ...) |
| | C : zone ultra-helvétique |
| Préalpes | D : nappes ultra-helvétiques |
| | E : nappes des Préalpes médianes |
| | F : nappe de la Brèche |
| | G : flysch exotique des Gets |
| Domaine pennique | H : zone subbriançonnaise |
| | I : zone briançonnaise |
| | J : massifs cristallins internes |
| | K : schistes lustrés |
| | L : nappes du flysch à Helminthoïdes |
| | M : austro-alpin |
| | N : zone du Canavese |
| | O : zone d'Ivrée |

Dans un troisième chapitre, nous confrontons des données pétrographiques et pétrochimiques acquises sur les éléments andésitiques des grès de Taveyannaz et sur la série andésitique de Biella. Nous définissons ainsi leurs affinités magmatiques et nous voyons aussi si les fragments volcaniques des grès de Taveyannaz sont susceptibles de provenir des "porphyres" de Biella.

CHAPITRE I

LES GRES DE TAVEYANNAZ DANS LEUR CONTEXTE STRUCTURAL

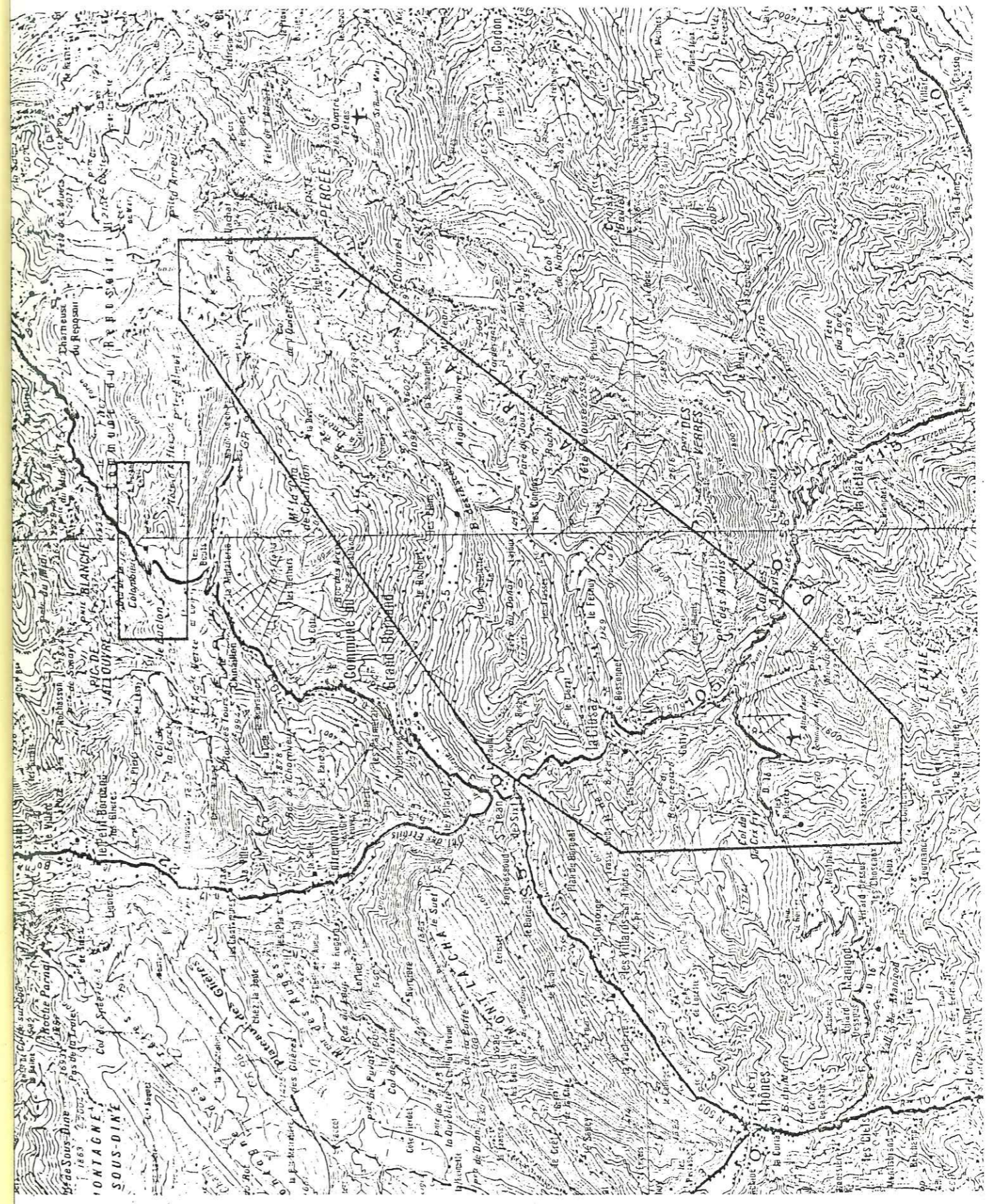


Figure 2 : Carte topographique des régions étudiées (extrait de la carte topographique 1/100 000 Anancy-Lausanne (I.G.N.)).

CHAPITRE I : LES GRES DE TAVEYANNAZ DANS LEUR CONTEXTE STRUCTURAL

I - GENERALITES

A- SITUATION GEOGRAPHIQUE

Ce chapitre est consacré à l'étude de la partie nord-orientale du synclinal de Thônes limitée (fig. 2) :

- au S.E. par la chaîne des Aravis de la Pointe des Aravis (2325 mètres) jusqu'à la Pointe Percée (2752 mètres) ;
- au Nord par une ligne reliant la Pointe Percée au village des Annes en passant par le Col de l'Oulette (2075 mètres) ;
- au N.W. par la route Les Annes - Les Plans et ensuite par la vallée du Borne jusqu'à Saint-Jean de Sixt (950 mètres) ;
- à l'W. par une ligne Saint-Jean de Sixt - Col de la Croix Fry (1460 mètres) ;
- au Sud par une ligne Col de la Croix Fry - Pointe des Aravis.

Le torrent du Borne, le ruisseau de la Duché et le torrent du Nom sont les principaux cours d'eau qui drainent ce secteur. Il se replace dans le cadre plus général du synclinal de Thônes se situant environ à 35 kilomètres au S.E. de Genève, 40 kilomètres à l'Ouest de Chamonix et 20 kilomètres à l'Est d'Annecy, dans le département de la Haute-Savoie (fig. 3).

Ce synclinal est bordé au N.W. par l'ensemble des massifs de la Tournette, du Mont La Cha et de la chaîne du Bargy, au S.E. par la chaîne des Aravis.

L'existence de nombreux sentiers et chemins de grandes randonnées en font une région relativement facile d'accès, se prêtant bien à une étude géologique malgré un fort couvert végétal et forestier.

L'élevage, l'exploitation forestière et le tourisme d'hiver et d'été, centré sur la station de la Clusaz et la ville de Thônes, en représentent les activités économiques essentielles.

B- LE CONTEXTE GEOLOGIQUE

Le synclinal de Thônes est le synclinal le plus oriental du massif des Bornes. Il se développe entre le bord subalpin, représenté ici par la

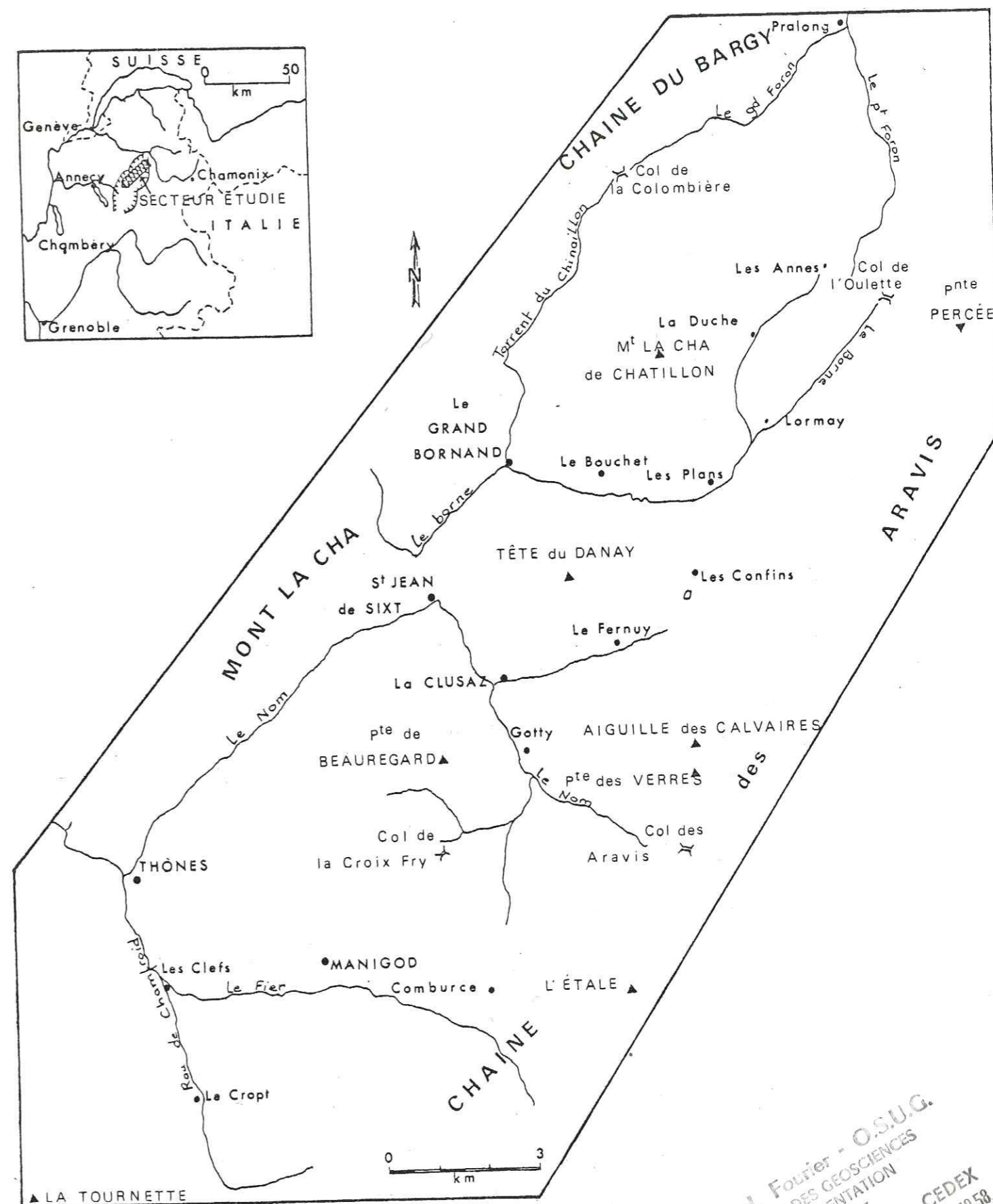


Figure 3 : Situation géographique du Synclinal de Thônes.

22 AOUT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

chaîne des Aravis et le faisceau serré des plis externes du massif des Bornes (fig. 4).

Il se rattache à la zone dauphinoise ou helvétique, caractérisée dans son ensemble par une série sédimentaire secondaire et tertiaire épaisse, à caractère subsident, reposant sur un socle hercynien micaschisteux (massif du Mont-Blanc, des Aiguilles-Rouges, de Belledonne, etc ...). Elle est affectée par une tectonique de couverture. De bas en haut, elle comprend classiquement :

- un *Trias* gréseux à la base, devenant ensuite dolomitique. Du gypse et des schistes bigarrés sont présents épisodiquement au sommet ;

- un *Lias* assez diversifié. Il comprend une partie inférieure dite Lias "calcaire" à calcaires spathiques surmontés de calcaires argileux à bélemnites et une partie supérieure dite Lias "schisteux". Le Toarcien y est sous forme de calcaires argileux. Il est encadré par deux niveaux schisteux, les schistes supérieurs se chargent en nodules et passent à l'Aalénien ;

- un *Bajocien - Bathonien* représenté par de petits bancs calcaires et des interlits schisteux ;

- un *Callovo - Oxfordien* marno-schisteux, noirs, à Céphalopodes.

Il passe en continuité à :

- un *Kimméridgien - Tithonique* sous forme de calcaires fins à Céphalopodes et Calpionelles ;

- un *Néocomien* marneux et marno-schisteux. A partir du Valanginien, nous notons toutefois des indices croissants d'une diminution assez progressive de profondeur (quartz détritiques, glauconie, etc ...). Le Néocomien - Barrémien inférieur passe ainsi progressivement à :

- l'*Urgonien* : calcaires à débris de bordure de plate forme. Il correspond au Barrémien supérieur - Aptien inférieur. Il se termine par des "couches à Orbitolines" plus ou moins gréseuses passant à des pseudo-brèches. Avec lui se termine l'évolution de la fosse dauphinoise.

Ensuite, après une lacune de l'Aptien supérieur commence une sédimentation différente, peu profonde, en bassin perturbé, avec des remaniements fréquents. Elle se caractérise par des grès noirs albiens couronnés par des brèches phosphatées, généralement reconnues comme cénomaniennes, leur succèdent des calcaires sublithographiques turoniens, coniaciens et santonniens à faciès pélagique franc à nombreuses globotruncana. Dans la partie sud

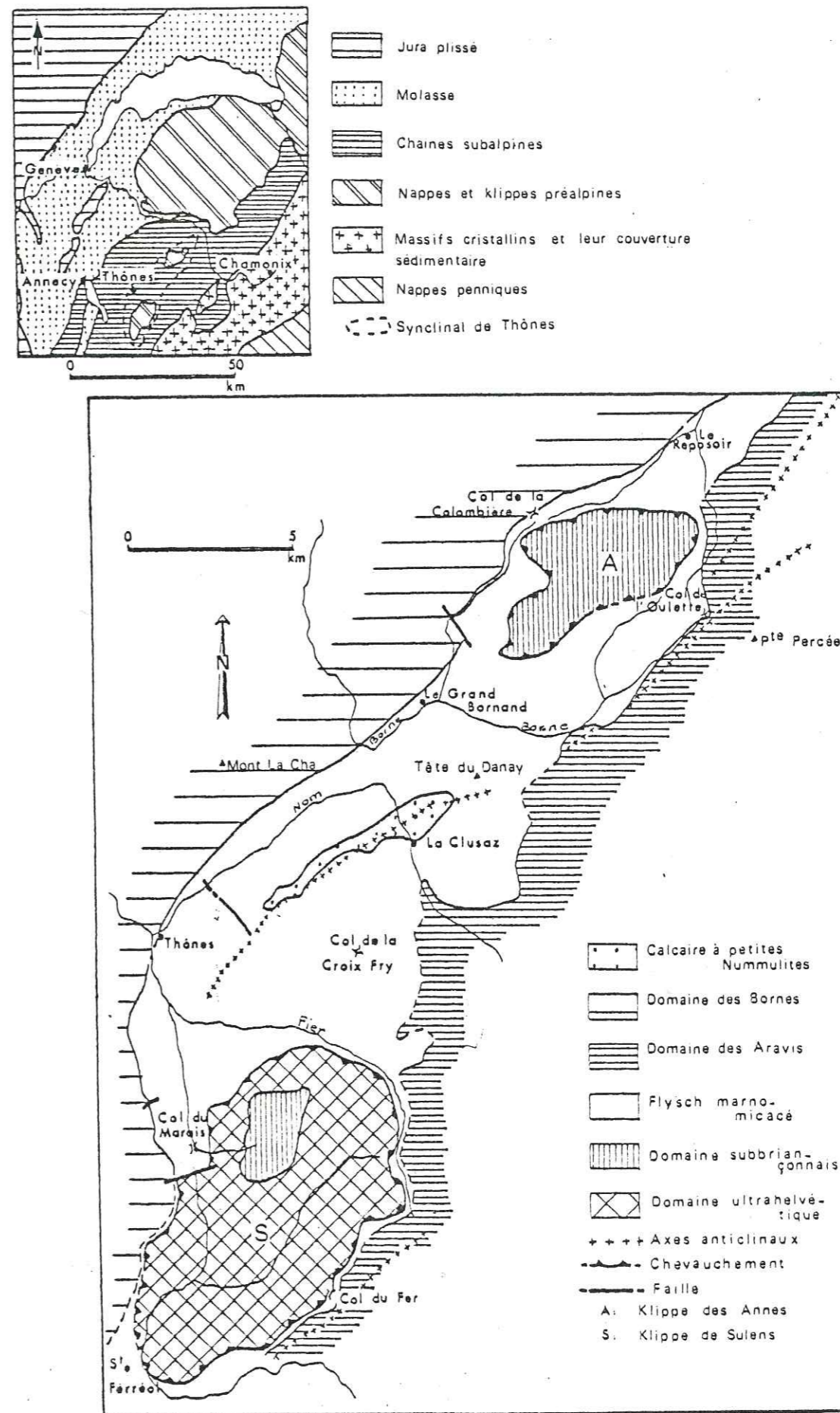


Figure 4 : Contexte géologique du secteur étudié (petite carte d'après G. Sawatzki 1975, modifiée) (grande carte d'après Rosset, Charollais, Gérard et Lacoste 1971, modifiée).

des Aravis, la série se poursuit par les "couches de Wang" ou "couches à Jérémnelles" du Campano - Maestrichtien. Ce dépôt est suivi d'une émergence de la région, marquée par quelques dépôts sidérolitiques, sans phase tectonique importante, à part de légers bombements et quelques failles.

Ensuite commence à l'Yprésien - Lutétien ou au Priabonien, suivant les endroits, la transgression nummulitique caractérisée par une trilogie lithologique (Moret 1934) comportant de bas en haut :

- un calcaire à grandes et petites Nummulites et Orthophragmines, dont l'épaisseur dépasse rarement quelques dizaines de mètres ;

- des marnes à Foraminifères ou marnes à Globigérines, plus ou moins carbonatées, passant parfois par l'intermédiaire de marnes micacées à "Meletta" à :

- un flysch à matrice marno-micacée dans laquelle s'intercalent des niveaux gréseux à matériel pyroclastique : grès de Taveyannaz, grès du Val d'Illiez, grès intermédiaires. Ce cycle sédimentaire s'achève par un flysch à blocs.

Celui-ci est partiellement recouvert par les masses allochtones ultra-helvétiques et subbriançonnaises de la Klippe de Sulens au S.W. ou subbriançonnaises de la Klippe des Annes au N.E. (Caron et al. 1967 ; Rosset et al. 1968, 1976 ; Charollais et al. 1970, 1978).

Notre secteur d'étude correspond à la partie du synclinal de Thônes qui est chevauché par la Klippe des Annes. Au niveau de la Clusaz, le petit anticlinal du Mont-Durand divise le synclinal de Thônes en deux synclinaux secondaires. Nous étudierons uniquement les terrains post-néocomiens de ce secteur.

II - ETUDE GÉOLOGIQUE DU SYNCLINAL DE THÔNES ENTRE LES COLS DE LA CROIX FRY ET DE L'OULETTE

A- LA STRATIGRAPHIE

Comme nous l'avons signalé précédemment, nous n'avons étudié que les terrains post-hauteriviens et en particulier la série paléogène uniquement représentée par la "trilogie nummulitique".

Notre étude sur la série crétacée est elle-même très succincte et nous conseillons aux lecteurs de se rapporter à ce sujet aux travaux anté-

rieurs de L. Moret (1934), de J. Rosset (1956) ou de S. Rivano-Garcia (1978) pour avoir plus de détails.

1) *La stratigraphie d'ensemble*

Nous effectuons une coupe allant de La Clusaz à l'entrée de Saint-Jean de Sixt par la route nationale n° 509 : c'est la coupe de l'anticlinal du Mont-Durand (fig. 5). Nous observons sur le flanc sud de l'anticlinal, le calcaire à petites Nummulites transgressant sur l'Urgonien, lui-même reposant sur l'Hauterivien. Nous remarquons une charnière anticlinale dans l'Hauterivien. La série du flanc nord est nettement plus complète. Elle débute par de l'Hauterivien surmonté par l'Urgonien passant à du Gault. Il est transgressé par le calcaire à petites Nummulites qui passent progressivement aux marnes à Foraminifères, elles-mêmes se poursuivant par un flysch marno-micacé. La coupe s'achève dans les grès du val d'Illiez comprenant un conglomérat de base.

Nous empruntons ensuite à l'entrée de Saint-Jean de Sixt, une route en direction de Corengy et du Rosay. Nous effectuons ainsi une coupe au travers du flysch marno-micacé. Nous observons successivement les grès du val d'Illiez, un flysch marno-micacé, un flysch à blocs, les grès de la Tête du Danay.

Nous remarquons qu'au cours de ces deux coupes, le Crétacé supérieur et les grès de Taveyannaz sont absents. Ils sont facilement observables le long de la R.N. 509 en direction du col des Aravis, au niveau du Gotty pour les grès de Taveyannaz et des Etages pour le Crétacé supérieur.

Nous présentons ci-après, les principales caractéristiques de chaque formation. Le paragraphe sur la série paléogène est très succinct car il fera l'objet d'une deuxième partie.

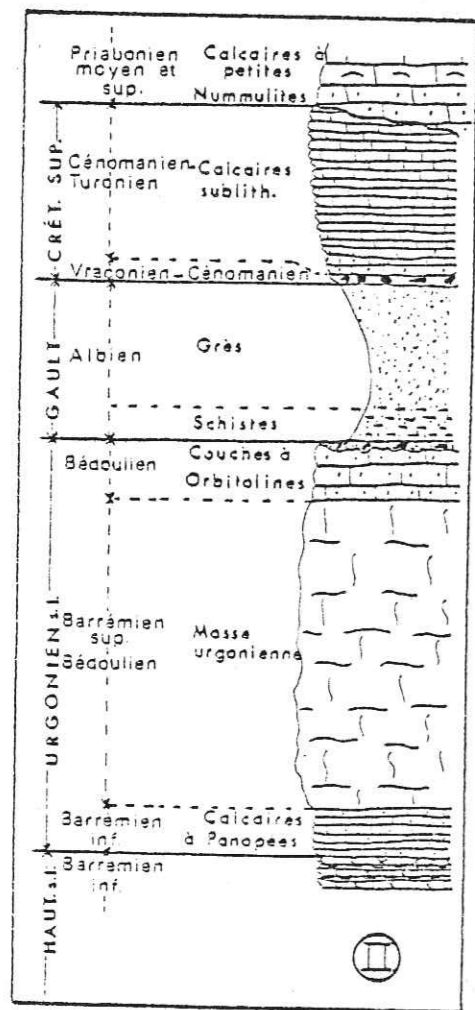
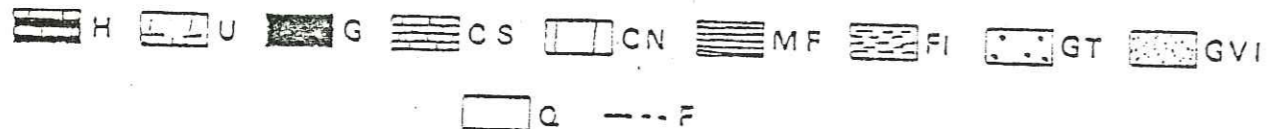
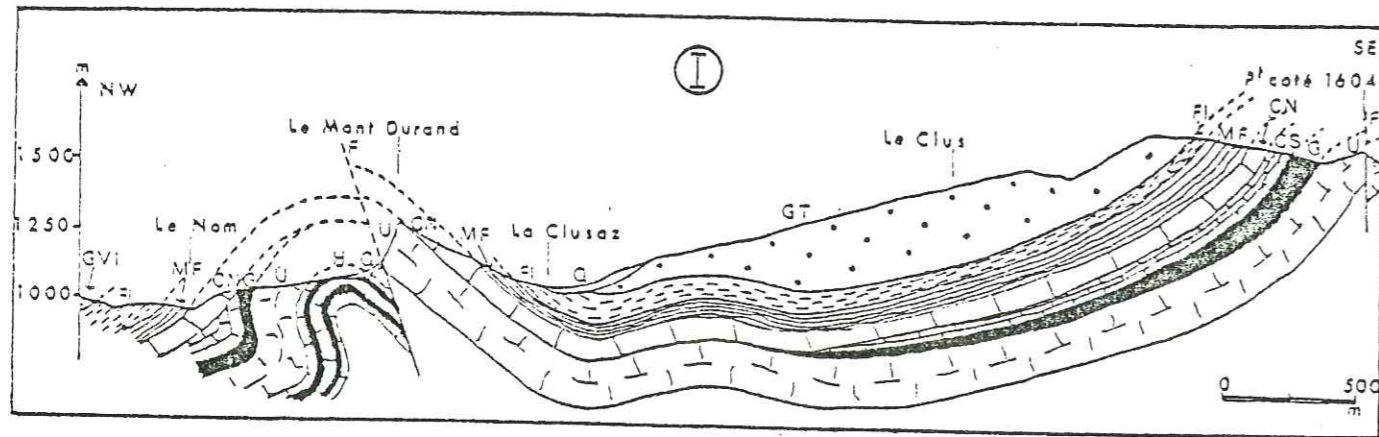
a) *La série crétacée post-hauterivienne (fig. 5)*

Nous n'avons aucune particularité majeure à signaler par rapport à la série de l'Etale étudiée par S. Rivano-Garcia en 1978. Nous rappellerons donc brièvement les caractéristiques de chaque formation.

+) l'Urgonien

C'est un calcaire massif, gris à gris-blanc, à patine blanche, organogène à stratification confuse. C'est l'élément architectural principal. Il forme d'importantes falaises (Mont-Durand, chaîne des Aravis) ou de vastes plateaux lapiazés (Combes de La Balme, de Bella Cha, etc ...).

Selon S. Rivano-Garcia (1978), l'Urgonien du secteur de l'Etale peut être divisé en trois zones :



- H : Hauterivien
 U : Urgonien
 G : Gault
 CS : Crétacé supérieur
 CN : Calcaire nummulitique
 MF : Marnes à Foraminifères
 FL : Flysch marno-micacé
 GT : Grès de Taveyannaz
 GVI : Grès du Val d'Illiez
 Q : Quaternaire
 F : Faille

Figure 5 : Coupe de l'anticlinal du Mont-Durand et du synclinal de Thônes
 (I) - Colonne stratigraphique de la série crétacée post-hauterivienne (II)

- * les couches à Panopées du Barrémien inférieur,
- * la masse urgonienne principale du Barrémien supérieur-Bédoulien,
- * la masse urgonienne supérieure ou couches à Orbitolines du Bédoulien.

- Les couches à Panopées (Moret 1934) sont des calcaires spathiques, bien limités, mais elles se distinguent mal, dans les Aravis, de l'Hauterivien supérieur. J.-L. Pairis (1975) parle à leur égard de couches de transition dans le massif de Platé.

- La masse urgonienne principale est constituée par les classiques calcaires biodétritiques, gris-clair, à rudistes. Le faciès récifal est localement réalisé et alors souvent accompagné de dolomies. Au microscope, l'Urgonien est une "purée" d'organismes pouvant former des oolithes et des pseudo-oolithes. On y reconnaît de nombreux Miliolidés, Orbitolinidés, des fragments de Lamellibranches, Polypiers, Bryozoaires et Algues calcaires.

- Avec les "couches à Orbitolines" s'amorce une nette tendance au détritisme. Celle-ci s'accroît au sommet de la formation (Rosset 1956 ; Pairis 1975 ; Rivano-Garcia 1978), où l'on passe même parfois à des brèches ou pseudobrèches à ciment gréseux plus ou moins glaucomieux, ou à des grès ou quartzites blancs pouvant encore alterner avec des calcaires à rudistes. C'est le cas à la pointe Percée.

Selon S. Rivano-Garcia, il existe en tous cas un net hiatus entre cet Urgonien supérieur et le Gault.

+ le Gault

C'est un ensemble de schistes vers la base et de grès compacts au sommet, noirs, glauconieux, parfois très fossilifères. C'est un horizon repère, peu épais (une vingtaine de mètres) formant une dépression herbeuse et un niveau aquifère au pied de la falaise du Crétacé supérieur. Il forme une bande continue du col de l'Oulette à la route du col des Aravis. Il s'observe aussi sur le flanc nord du Mont-Durand ; par contre, il est absent du côté sud de cet anticlinal.

Au microscope, les schistes noirs sont en fait des grès fins schistosés (Rivano-Garcia 1978) de même nature que les grès qui les surmontent. Ils sont essentiellement composés de grains de quartz (40 à 45%), de glauconie (5 à 7%) et de minéraux détritiques. La matrice comprend des cristaux de dolomie, des argiles ferrugineuses, des grains pyriteux altérés.

Ce sont des dépôts néritiques attribués généralement à l'Albien. Au-dessus, une brèche phosphatée à ciment de grès noir ou de calcaire grésoglaucieux paraît, selon les cas, terminer le Gault ou amorcer la formation des calcaires sublithographiques sus-jacents. Elle est généralement rapportée au Vraconien-Cénomaniens.

+) la formation des calcaires sublithographiques

Elle est datée du Turonien-Cénomaniens inférieur.

Ce sont des calcaires gris-clair à blanc, sublithographiques, en petits bancs bien stratifiés de 20 centimètres d'épaisseur en moyenne. Nous les observons sur une puissance de 50 mètres environ d'une façon continue de la pointe de Rouelleta à la route du col des Aravis.

Nous avons noté des couches roses, rouges ou versicolores vers le sommet de la formation au niveau du chalet le Planet (1664,5 mètres). J. Rosset (1956) de son côté, en a observées vers la base de la série. Des plis métriques liés à des slumpings se remarquent par ailleurs à la pointe de la Rouelleta.

Au microscope, nous observons une pâte micritique, pélagique, ne montrant jamais d'éléments clastiques à nombreux Foraminifères (*Globotruncana*) et débris d'*Inocerames*.

Ensuite, il y a une longue période d'émersion, la sédimentation ne reprendra qu'au Priabonien moyen dans notre secteur d'étude.

b) La série paléogène

Elle est représentée dans le synclinal de Thônes par la trilogie suivante :

- un calcaire à petite Nummulites transgressif sur la série crétacée ;
- les marnes dites d'abord à Foraminifères puis à "Meletta" ;
- un flysch marno-micacé.

Le passage des marnes à Foraminifères et/ou à "Meletta" avec les formations sous-jacentes (calcaires à petites Nummulites) ou sus-jacentes (le flysch marno-micacé) est très graduel.

c) Le quaternaire

La plupart des dépôts quaternaires sont dûs à des actions glaciaires, en particulier de La Clusaz au plateau des Confins. On relève de nombreux restes de moraines, des combes modelées par les glaciers : Combes de Tardevant, de Paccaly, de Bella-Cha, etc ..., des roches moutonnées, par

exemple au chalet du Plan au N.E. des confins, des cirques glaciaires souvent remplis par de petits lacs.

Il existe aussi de vastes écroulements au pied de la falaise N.W. du Mont-Durand, au N.-N.E. de La Clusaz, et au pied des imposantes falaises urgoniennes de la chaîne des Aravis.

d) Conclusion

L'Urgonien, correspondant à la fin de l'évolution de la "fosse dauphinoise", se termine par des formations détritiques, gréseuses et bréchiques. Ensuite, nous avons un hiatus, sans doute dû à une lacune de sédimentation, de l'Aptien supérieur. Divers auteurs évoquent même une émergence véritable avec réalisation d'un premier karst anté-albien.

Les dépôts du Gault marquent le début d'un nouveau cycle de sédimentation en eau peu profonde, en bassin perturbé, avec de nombreux remaniements. Les calcaires lithographiques se déposent ensuite dans un milieu qui devient progressivement calme et pélagique. Cela dénote un approfondissement du bassin. Suit enfin une longue période d'émersion, de la fin du Crétacé supérieur au Priabonien.

Le calcaire nummulitique amorce un nouveau cycle sédimentaire qui se terminera à l'Oligocène moyen ou au Miocène inférieur par un flysch à blocs.

2) La stratigraphie du Paléogène

La transgression nummulitique se fait sur un substratum peu tectonisé si ce n'est en vastes bombements (Charollais 1962 ; Pairis 1975). Elle met en place la classique trilogie "priabonienne" (Moret 1934).

a) Le calcaire à petites Nummulites

C'est un calcaire massif, à patine blanche, à cassure noire ou gris-noir, fétide, en bancs de 2 à 3 mètres d'épaisseur, riche en organismes. Son épaisseur est assez variable : une cinquantaine de mètres dans l'anticlinal du Mont-Durand, 20 à 30 mètres entre l'aiguille des Calvaires et le chalet "Paccaly" (1459,9 mètres), 1 à 2 mètres au pied de la pointe de la Rouelleta.

Nous observons parfois à la base sur quelques décimètres un conglomérat suivi par un calcaire gréseux plus ou moins glauconieux (chalet "Paccaly"). Ces calcaires présentent parfois des niveaux lumachelliques à grandes huîtres (*Ostrea gigantea* Solander in Brander, Rosset 1956) (Anticlinal du Mt-Durand).

Au microscope, nous observons des Algues, des Lamellibranches, des

Gastéropodes, des débris d'Echinodermes, des Bryozoaires, des Polypiers, des Brachiopodes, des Ostracodes, de nombreux Foraminifères dont des Nummulites. Le Nummulitique prend rarement un faciès microcristallin.

Ce calcaire correspond à une ambiance de dépôt infralittorale (Moret 1934 ; Rosset 1956 ; Charollais 1962). Il transgresse soit sur le Sénonien (flanc N.W. des Aravis), soit sur le Gault (flanc N. de l'anticlinal du Mont-Durand), soit sur l'Urgonien (flanc S. de l'anticlinal du Mont-Durand) (fig. 5).

Il est daté du Priabonien moyen (N. Fabianii) au Priabonien supérieur (N. Garnieri) (Détermination A. Blondeau).

b) Les marnes à Foraminifères et les schistes à "Meletta"

Encore appelées marnes à Globigérines, ce sont plutôt des marno-calcaires ou des calcaires argileux schistoïdes. Ils peuvent se déliter en petits parallélipèdes très allongés en forme de frites et contiennent parfois de petites paillettes de mica (muscovite essentiellement). Leur couleur varie du gris-bleu au jaune-rouille suivant le degré d'altération.

Cette série affleure essentiellement sur la bordure N.W. de la chaîne des Aravis où elle est fortement redressée et forme des falaises imposantes surplombant la vallée supérieure du Borne, et dans l'anticlinal du Mont-Durand.

Son épaisseur est très variable, son maximum est de 60 mètres environ dans l'anticlinal du Mont-Durand. Nous pouvons parfois observer dans sa partie inférieure des empreintes de Pectinidés.

La teneur en carbonate de ces marno-calcaires varie de 50% à 93% (Charollais et al. 1962, 1980).

Au microscope, nous reconnaissons des Ostracodes, des Operculines, des Globigérines, de rares Tectularidés et Miliolidés, des débris de Nummulites, de Lamellibranches, d'Echinodermes, de Bryozoaires et d'Algues, inclus dans une matrice micritique argileuse. Vers le sommet de la série s'observe un enrichissement en grains de quartz et de glauconie et une raréfaction des fossiles. Nous passons ainsi aux schistes à "Meletta".

Ils n'apparaissent que sur le flanc nord-ouest du synclinal de Thônes (col de la Colombière, par exemple). Ils se différencient des marnes à Foraminifères par la présence de nombreuses écailles ou autres débris de poisson. J. Charollais et al. (1980) notent aussi, dans ces schistes, une disparition presque totale des Foraminifères benthiques ainsi que des grands planctiques au profit des petits Foraminifères planctiques. Il y a une plus

grande proportion d'argile, de quartz détritique, de micas et de matière organique au détriment des carbonates qui ne dépassent pas 50 à 70%.

J. Charollais et al., en 1962, en se basant sur une étude comparative de la teneur en carbonate et des pourcentages de Foraminifères benthiques ou pélagiques, estiment que la profondeur maximum du bassin de dépôt des marnes à Foraminifères et des schistes à "Meletta" est de 1000 mètres.

En 1980, J. Charollais et al. ont effectué un inventaire micropaléontologique détaillé des marnes à Foraminifères et des schistes à "Meletta". Selon eux, à partir des données fournies par les Pollens, les Foraminifères planctiques et la nannoflore, les marnes à Foraminifères s'étendent de la base de l'Oligocène inférieur et même, éventuellement, d'un Eocène tout à fait terminal, jusqu'à la partie supérieure de l'Oligocène inférieur. Les schistes à "Meletta" sont Oligocène inférieur et par certaines formes de Foraminifères planctiques, Oligocène moyen.

c) Le "flysch" marno-micacé

Le terme de flysch est sans doute inexact pour désigner cette série car les bancs gréseux sont rarement granoclassés et ne présentent des figures de base de bancs qu'exceptionnellement, surtout pour les grès de Taveyannaz et les grès du val d'Illiez. C'est un ensemble intermédiaire entre les molasses et les flyschs. Cette série est formée par l'association de différents termes que nous étudierons successivement.

+) le niveau marno-micacé de base

D'une puissance réduite, 50 à 60 centimètres au col de l'Oulettes, 2 ou 3 mètres au col entre le cret du Loup et l'aiguille des Calvaires, ce niveau est pourtant constant sur tout le flanc N.W. de la chaîne des Aravis. Il y repose sur les marnes à Foraminifères. Il est constitué de deux termes lithologiques.:

- des bancs gréseux de 3 à 4 centimètres d'épaisseur se rapprochant du type grès du Val d'Illiez, pauvres en éléments volcaniques : diabasiques ou andésitiques. Leur détermination est rendue difficile à cause de la calcitisation.

- des strates schisteuses et silteuses de 20 à 30 centimètres d'épaisseur, essentiellement constituées de quartz, d'argiles, de fer et d'un peu de micas. Une étude calcimétrique (Charollais et al. 1965) a montré au col de l'Oulettes des pourcentages de CaCO₃ variant de 33% à 70%. Ces teneurs sont voisines de celles des séries marno-micacées de Bornes plus externes et toujours supérieures à 25%.

Cet ensemble constitue une série détritique, rythmique où alternent régulièrement de minces lits de grès fins et des schistes silteux marno-micacés, plus développés. Le tout décrit parfois des plis décimétriques (chemin de La Frasse-Crèvetout) dûs à des glissements synsédimentaires.

L'âge de cette formation est oligocène inférieur. H. Feinberg (1980) y a déterminé des formes caractéristiques de nannoflores des biozones NP 21 et NP 22 (*Braarudosphaera bigelowii* (Gran et Braarud 1935) Deflandre 1947) ; *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller 1930 ; *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade 1966) Bukry et Percival 1971 ; *Isthmolithus recurvus* Deflandre 1954 ; *Lanternithus minutus* Stradner 1962 ; *Reticulo Fenestra umbilica* (Levin 1965) Martini et Ritzkowski 1968 ; *Sphenolithus distentus* (Martini 1965) Bramlette et Wilcoxon 1967 ; *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner 1960) Bramlette et Wilcoxon 1967 ; *Zygrhablithus bi-jugatus* (Deflandre 1954) Deflandre 1959.

+) les grès de Taveyannaz

Ils reposent stratigraphiquement sur le niveau décrit ci-dessus. Ils sont de deux types : les grès de Taveyannaz typiques et les grès de Taveyannaz pauvres (nomenclature de Sawatzki 1975).

* *Les grès de Taveyannaz typiques* affleurent sur tout le flanc N.W. de la chaîne des Aravis, du col de l'Oulette à la route du col des Aravis. Ils forment aussi plus au Sud une partie du massif du Merdassier et une partie du plateau de Beauregard, leur épaisseur est assez considérable : 200 mètres au col de l'Oulette, 70 mètres au moins sur le massif de l'Aiguille des Calvaires.

Ils se présentent le plus souvent sous forme de bancs gréseux de 1 à 2 mètres d'épaisseur séparés par des horizons schisto-marno-micacés légèrement gréseux de 2 à 3 centimètres d'épaisseur, plus nombreux et plus épais à la base de la formation. Ces horizons ont d'ailleurs une composition comparable au niveau marno-micacé de base.

Ces grès riches en éléments volcaniques, andésitiques, en moyenne 75%, ont une couleur qui varie suivant le degré d'altération atmosphérique et suivant la teneur en zéolites (laumontite particulièrement). A l'état frais, ils sont vert-bleu plus ou moins foncés; après altération ou développement de zéolites, ils prennent une teinte brunâtre ou jaunâtre. La laumontite est le plus souvent répartie en taches de 5 millimètres de diamètre en moyenne d'où l'aspect moucheté des grès. Ce faciès est très bien représenté dans le synclinal de Thônes. Les niveaux calcitisés, gris foncé ou noirs, sont brun

foncé après altération.

Ces grauwackes localement affectées de slumpings, renferment par endroits des galets andésitiques, des galets mous, des pseudo-galets, des marges de bancs calcitisés, des débris carbonneux pouvant former des lits de 2 centimètres d'épaisseur (le cret Moret au Sud du col du Merdassier). On y observe aussi des venues microconglomératiques ou microbréchiques en particulier aux Frasses au N.-N.E. du Fernuy. Sur le plateau de Beauregard ou dans le massif du Merdassier, ces grès contiennent des lentilles de flysch marno-micacé, comparable au niveau marno-micacé de base. Elles sont légèrement déformées. C'est probablement un indice de perturbations synsédimentaires.

Ces masses gréseuses sont parfois recoupées par un réseau dense de filonets brunâtres (Pl. I, 1), sans direction privilégiée (massif du Merdassier, massif de l'Aiguille des Calvaires) probablement liés à des phénomènes de calcitisation locaux. D'autre part, nous remarquons une autre génération de filons, recoupant et décallant les précédents, plus épais (1 à 2 cm). Ils n'existent que dans le massif du Merdassier. Nous discuterons de ce problème dans un chapitre suivant. Les grès de Taveyannaz typiques sont surmontés par une série marno-micacée à petits bancs gréseux d'une épaisseur de 4 à 5 mètres (col de l'Oulette, massif de l'Aiguille des Calvaires). Celle-ci est de même nature que les séries rencontrées précédemment bien que plus micacée. Ensuite, viennent les grès de Taveyannaz pauvres.

* *Les grès de Taveyannaz pauvres* sont difficilement séparables à l'œil nu des grès de Taveyannaz typiques. Ils forment une pointe cotée à 1951 mètres à l'Ouest du col de l'Oulette et affleurent aussi dans le bois du Plan et le bois de la Motte à l'E.-S.E. de La Clusaz.

Ils ne comprennent à leur base que quelques petites intercalations schisto-marneuses et micacées alors que vers le haut, nous notons une nette prédominance des marnes et nous passons ainsi insensiblement à un flysch marno-micacé.

Ces grès commencent à devenir polygéniques et ressemblent aux grès du val d'Illiez. Ils ont à l'état frais une couleur gris-verdâtre à gris-foncé car ils sont fortement calcitisés. Leur couleur d'altération est vert-olive foncé. Ils présentent par ailleurs, toutes les caractéristiques des grès de Taveyannaz typiques décrits dans le paragraphe précédent.

Ils ont une puissance difficile à estimer, de l'ordre d'une trentaine de mètres.

En allant vers le S.W. dans le synclinal de Thônes, G. Sawatzki

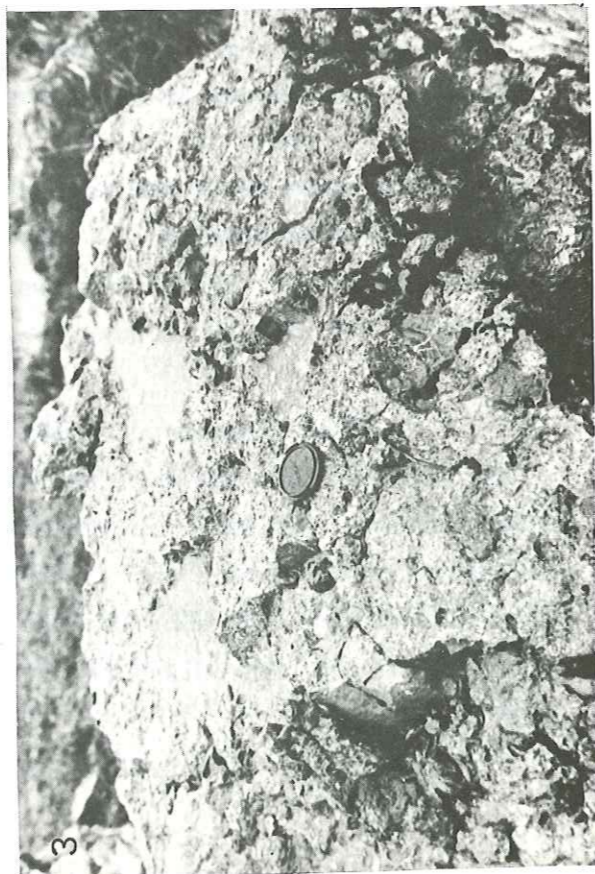
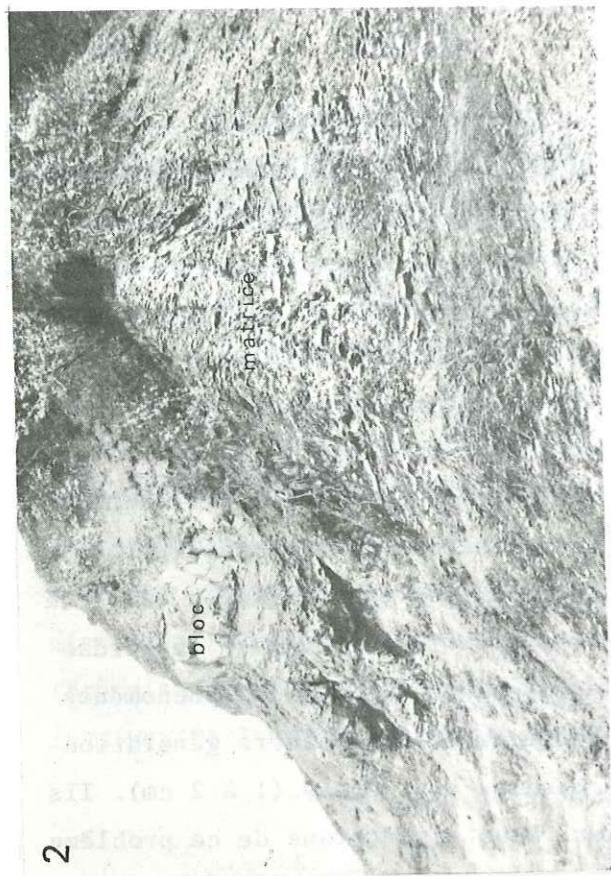


PLANCHE I

PLANCHE I

- 1 - Filonnets brunâtres dans les grès de Taveyannaz mouchetés
- 2 - Le flysch à blocs
- 3 - Aspect microconglomératique du flysch à blocs
- 4 - Brèche polygénique

(1975) a décrit des grès de Taveyannaz intermédiaires sur le plateau de Beau-regard et dans le massif du Merdassier. Nous ne les avons pas étudiés, mais à l'oeil nu, ils sont indissociables des autres catégories de grès de Taveyannaz.

Au-dessus des grès de Taveyannaz pauvres, se dépose une puissante série, environ 70 mètres d'épaisseur au col de l'Oulette, de flysch marno-micacé aux mêmes caractéristiques que la série marno-micacée de base.

Nous noterons seulement un enrichissement en micas, une diminution des teneurs en carbonate et l'apparition d'empreintes végétales. C'est ce flysch qui constitue la matrice du "flysch à blocs".

A partir de déterminations effectuées par H. Feinberg (1980) sur la nannoflore, nous attribuons un âge oligocène inférieur aux grès de Taveyannaz et au "flysch" marno-micacé sus-jacent grâce aux formes suivantes : *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877 Schiller 1930 ; *Cyclococcolithus formosus* Kamptner 1963 ; *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade 1966) Bukry et Percival 1971 ; *Isthmolithus recurvus* Deflandre 1954 ; *Lanternithus minutus* Stradner 1962 ; *Reticulofenestra hillae* Bukry et Percival 1971 ; *Reticulo fenestra* sp. ; *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner 1960) Bramlette et Wilcoxon 1967 ; *Sygrhoblithus bijugatus* (Deflandre 1954) Deflandre 1959. Cette étude confirme celle de J. Rosset et al. (1976) qui ont décrit une association de Foraminifères oligocènes inférieurs dans les grès de Taveyannaz de l'unité de Clefs. J.W. Schroeder et E. Pictet, en 1946, préconisaient déjà un âge oligocène inférieur pour les grès de Taveyannaz du massif de Platé en se basant sur la découverte de Nummulites oligocènes : *N. Vascus* et *N. Semicostata*.

A côté de ces formes typiquement oligocènes inférieures, il existe de nombreux spécimens crétacés ou éocènes remaniés tant dans la nannoflore (Rosset et al. 1976 ; Feinberg 1980) que dans les Foraminifères (Moret 1944 ; Rosset et al. 1976 ; Martini 1968).

+) le "flysch à blocs"

Appelé encore "wildflysch" ou "flysch à lentilles", à l'Ouest, il encadre les grès du val d'Illiez. A l'Est, il surmonte la série des grès de Taveyannaz sans jamais être directement en contact avec ces grès ; il en reste toujours séparé par un flysch marno-micacé tranquille. Ce "flysch à blocs" comprend donc deux parties : la matrice et les blocs (pl. I, 2).

- La matrice est marno-schisto gréseuse. Elle a les mêmes caractéristiques que les autres séries marno-schisteuses. Elle est très micacée et peu riche en CaCO₃ : 20 à 25% sous le bois de la Duché (Charollais

et al. 1965). Par endroit, elle prend l'aspect de schistes argileux noirs (route de La Clusaz - Le Plattuy).

- Dans la chaîne des Aravis, les premiers blocs apparaissent environ 70 mètres au-dessus des grès de Taveyannaz. Dans le domaine du Bargy, vers le col de la Colombière, nous observons les premiers blocs à 1,50 - 2 mètres au-dessus des schistes à "Meletta". De petits galets de l'ordre du centimètre précèdent en général les blocs dans la série flyschoïde (anticlinal du Mont-Durand, col de la Colombière), ce qui donne alors à la formation un aspect microconglomératique (Pl. I, 3) avec un ciment parfois gréseux (anticlinal du Mont-Durand). Ensuite, apparaissent les premiers blocs de taille modeste (10 à 20 cm) qui dérangent peu la série rythmique flyschoïde. Puis rapidement leur dimension augmente. Ils deviennent métriques, puis plurimétriques jusqu'à hectométriques (col de la Colombière, coupe du ravin de La Duché). La formation prend alors un faciès chaotique. Les bancs gréseux sont plissés, boudinés aux voisinages des blocs. Les niveaux schisteux les moulent. Les blocs sont de nature très variée. Nous observons essentiellement des blocs de Crétacé supérieur - Paléocène (marbres en plaquettes gris, rouges ou verdâtres, ou calcaires lithographiques), de grès de Taveyannaz, de grès du val d'Illiez, de calcaires tithoniques-néocomiens à silex et microbrèches (surtout vers le col de la Colombière). Plus épisodiquement, nous rencontrons des blocs de flysch à Helminthoïdes, des lames de cargneules (près du contact avec la klippe des Annes), également des blocs de brèches polygéniques (Pl. I, 4) (exemple: combes des Forts, près du col de la Colombière). Ces dernières sont constituées essentiellement de matériel sédimentaire : dolomies et calcaires dolomitiques du Trias, calcaires crétacés supérieurs, silex, radiolarites rouges et vertes. Les rares galets cristallins sont des granites roses. Ces brèches renferment d'abondantes Nummulites : *N. Garnieri*, *N. Bouillei*, *N. Incrassatus* (détermination A. Blondeau) et des Discocyclines. Cette population nummulitique confère à ces brèches polygéniques, un âge minimum éocène supérieur.

Ces blocs ont des origines paléogéographiques assez variées. La plupart proviennent des domaines helvétiques ou ultra-helvétiques mais certains, comme les blocs de "couches rouges" ou les blocs de Tithonique-Néocomien à microbrèches sont sans doute originaires du domaine subbriançonnais. D'autres, les "flyschs à Helminthoïdes" proviennent du domaine piémontais au sens large (Charollais et al. 1965).

Grâce à l'association de nannoflore suivante (détermination H. Fein-

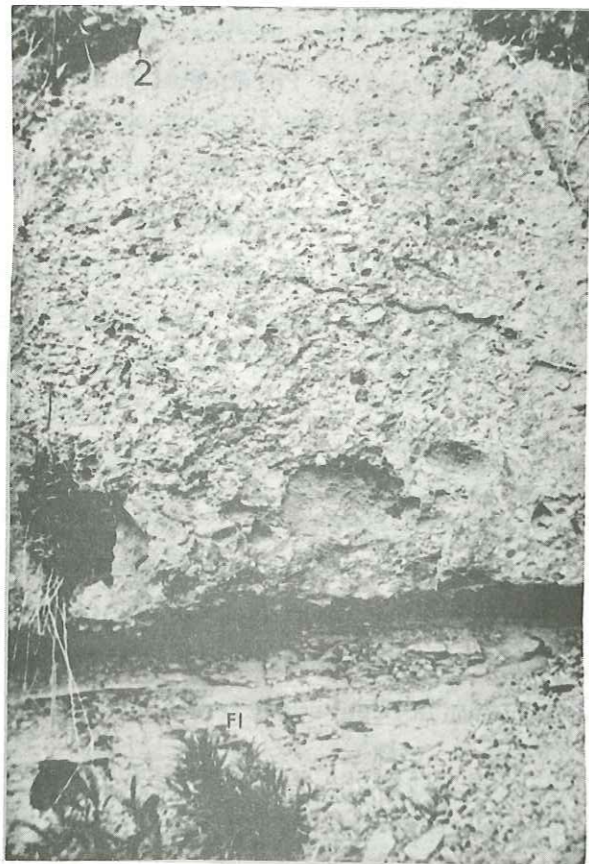


PLANCHE II

PLANCHE II
(voir légende figure 5)

1 - Venues conglomératiques dans les grès du
Val d'Illiez

2 - Détails de ce conglomérat polygénique

berg) : *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller 1930 ; *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay 1967) Bukry 1971 ; *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade 1966) Bukry et Percival 1971 ; *Lanthermithus minutus* Stradner 1962 ; *Reticulo fenestra hillae* Bukry et Percival 1971 ; *Reticulo fenestra umbilica* (Levin 1965) Martini et Ritzkowski 1968 ; *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner 1960) Bramlette et Wilcoxon 1967 ; *Sphenolithus pseudoradians* Bramlette et Wilcoxon 1967 ; *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre 1954) Deflandre 1959, nous attribuons un âge oligocène inférieur au "flysch à blocs" dans le domaine Aravis. Dans le domaine Bargy, en particulier sur le plateau de Samance, il est daté de l'Oligocène supérieur ou du Miocène inférieur (*Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller 1930 ; *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay 1967) Bukry 1971 ; *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade 1966) Bukry et Percival 1971 ; *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Mok 1927 ; *Discoaster tani* Bramlette et Riedel 1954 ; *Isthmolithus recurvus* Deflandre 1954 ; *Lanthermithus minutus* Stradner 1962 ; *Reticulo fenestra hillae* Bukry et Percival 1971 ; *Sphenolithus radians* Deflandre 1952 ; *Triquetrorhabdulus carinatus* Martini 1965 ; *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre 1954) Deflandre 1959).

Ainsi, le "flysch à blocs" est oligocène inférieur dans la partie est du synclinal de Thônes et oligocène supérieur à miocène inférieur dans la partie ouest. Nous y observons aussi de nombreuses formes remaniées du Crétacé, du Paléocène, de l'Eocène et de l'Oligocène inférieur.

+) les grès du Val d'Illiez

La coupe la plus claire se situe le long de la route Saint-Jean de Sixt - La Clusaz mais ces grès forment aussi tout le bois de la Duche. Ils reposent stratigraphiquement soit sur le "flysch à blocs" (bois du Cret Perreux, bois de la Duche), soit sur un flysch marno-micacé (St-Jean de Sixt). Nous observons parfois du "flysch à blocs" au-dessus d'eux (Mont-Durand).

- Les grès du val d'Illiez de Saint-Jean de Sixt sont de couleur gris-clair à gris moyen à l'état frais. Ils deviennent gris-verdâtre sous l'effet de l'altération météorique. Ils se présentent sous forme de bancs de grès fins micacés de 30 centimètres d'épaisseur avec des figures sédimentaires séparés par des interlits schisteux et micacés décimétriques.

Ils débutent par des grès à nombreuses venues conglomératiques polygéniques (Pl. II, 1-2), dans lesquelles nous distinguons à l'oeil nu des fragments andésitiques et diabasiques, des radiolarites ou des jaspes rouges, plus rarement verts, des calcaires gris clair, des marnes noires, des roches

granitiques, des grès et des débris de quartz, d'orthose, de plagioclases et de micas, des fragments de la série "marnes à Foraminifères" avec des tailles variant du millimètre à la cinquantaine de centimètres.

Leur épaisseur est difficile à mesurer. Cependant, G. Sawatzki en 1975 l'a évaluée à 100 mètres environ.

- Les grès du Val d'Illiez du bois de la Duche sont moins caractéristiques car très calcitisés. C'est une alternance de bancs de grès fins à moyens, décimétriques et de schistes marno-micacés. Nous y observons aussi des faciès conglomératiques grossiers dans des fonds de cheneaux (bordure sud du bois de la Duche).

Les niveaux gréseux montrent de nombreuses figures sédimentaires et une teneur moyenne de 40% en éléments volcaniques andésitiques et diabasiques ce qui les place dans les grès du val d'Illiez riches (Sawatzki 1975). Leur originalité est due à l'apparition de nombreux fragments de serpentinites inaltérées.

Les schistes marno-micacés sont comparables à ceux du "flysch à blocs" sous-jacent d'ailleurs, ils ont une teneur sensiblement comparable en CaCO₃ : 10 à 22% (Rosset et al. 1976).

Les grès du val d'Illiez sont aussi de l'Oligocène inférieur. H. Feinberg (1980) a reconnu en particulier des spécimens de nannofossiles caractéristiques de la biozone NP 22 : *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller 1930 ; *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay 1967) Bukry 1971 ; *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade 1966) Bukry et Percival 1971 ; *Discoaster tani* Bramlette et Riedel 1954 ; *Lanthermithus minutus* Stradner 1962 ; *Reticulo fenestra hillae* Bukry et Percival 1971 ; *Reticulo fenestra umbilica* (Levin 1965) Martini et Ritzkowski 1968 ; *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre 1954) Deflandre 1959. Il a aussi observé de nombreuses formes remaniées du Crétacé. Dans les grès du bois de la Duche, L. Moret (1934) a trouvé une *Natica* et L. Feugueur (1949) une grande Nummulite du Priabonien inférieur, mais c'étaient aussi des fossiles remaniés.

+) les grès de la Tête du Danay

Nous ne les observons qu'à la Tête du Danay (1730m) et sur le versant nord de l'anticlinal du Mont-Durand. C'est apparemment le terme ultime de notre "flysch" marno-micacé. Ils reposent sur le "flysch à blocs" mais nous n'avons jamais vu le contact. Nous ne savons donc pas s'il est tectonique ou stratigraphique. Nous développerons ce problème ultérieurement.

Ce sont des grès essentiellement feldspathiques cimentés par de la calcite ; les éléments volcaniques sont rares.

Ils renferment des niveaux conglomératiques en particulier à la Tête du Danay où ils sont redressés à la verticale. Ces conglomérats sont mal classés et ont une distribution bimodale : de nombreux éléments calcaires anguleux, de 10 à 20 centimètres de longueur, sénoniens sont associés à de rares petits galets arrondis de roches cristallines. Le tout est cimenté par un grès feldspatho-calcitique.

Ces grès sont sans doute le résultat d'une fin de sédimentation dans un bassin.

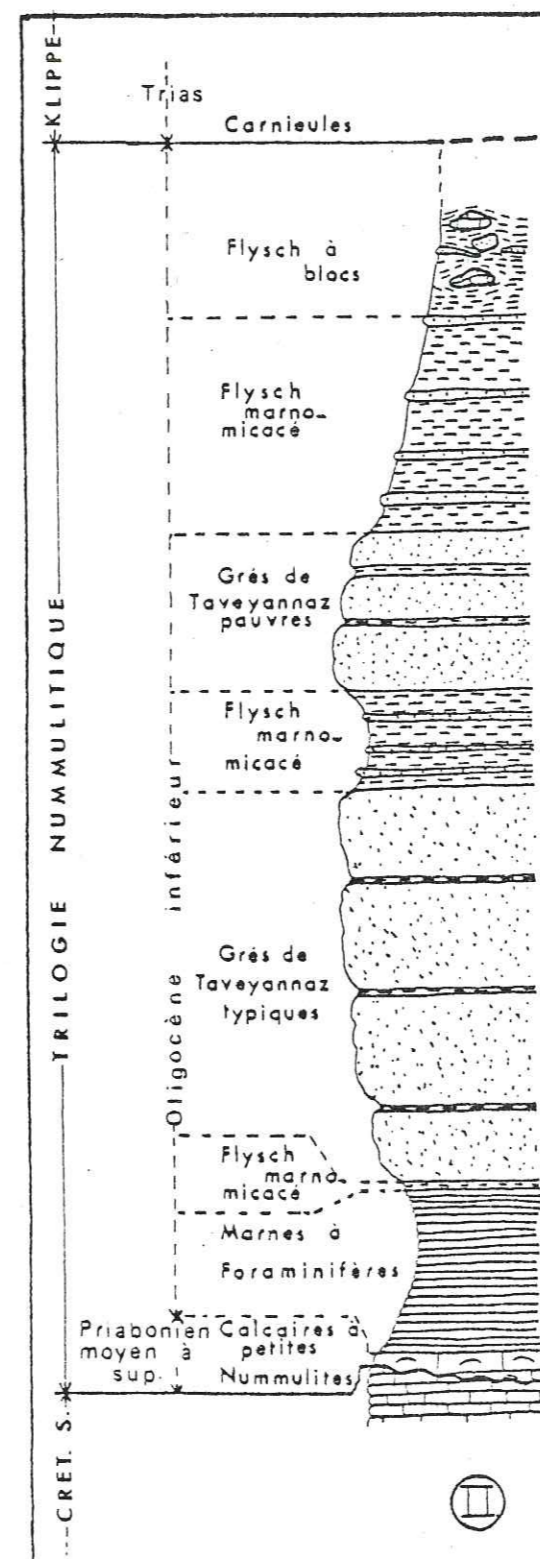
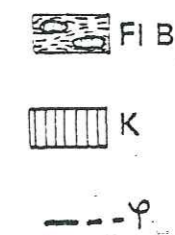
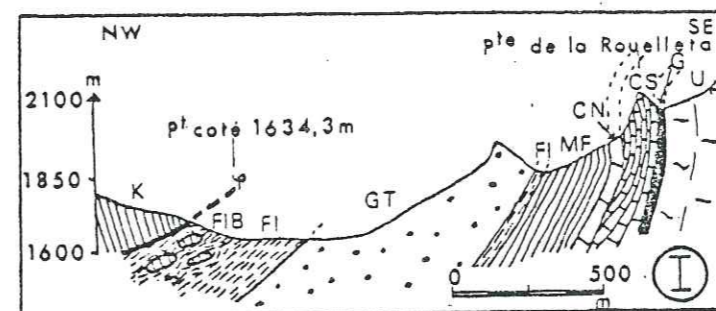
H. Feinberg (1980) a décrit quelques formes de nannofossiles oligocènes inférieurs : *Braarudosphaera bigelowii* (Gran et Braarud 1935) Deflandre 1947 ; *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller 1930 ; *Cyclococcolithus formosus* Kamptner 1963 ; *Dietyococcolithus bisectus* (Hay, Mohler et Wade 1966) Bukry et Percival 1971 ; *Discoaster tani* Bramlette et Riedel 1954 ; *Isthmolithus recurvus* Deflandre 1954 ; *Lanternithus minutus* Stradner 1962 ; *Reticulo fenestra hillae* Bukry et Percival 1971 ; *Sphenolithus pseudoradians* Bramlette et Wilcoxon 1967 ; *Sphenolithus radians* Deflandre 1952 ; *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre 1954) Deflandre 1959, associées à des formes remaniées du Crétacé. Cet ensemble confère donc un âge oligocène inférieur aux grès de la Tête du Danay.

d) Conclusion

Dans la région étudiée, le Tertiaire forme donc une série continue des calcaires à petites Nummulites aux grès du val d'Illiez. Le rapport des grès de la Tête du Danay avec la formation sous-jacente, le "flysch à blocs", n'a jamais été observé. Néanmoins, nous considérons ces grès comme reposant stratigraphiquement sur le "flysch à blocs".

Nous remarquons aussi une diminution constante de la teneur en carbonate au profit des éléments détritiques des "marnes à Foraminifères" (50 à 93% de carbonate) au "flysch à blocs" (20 à 25% de carbonate). C'est un argument en faveur d'un remplissage du bassin de sédimentation de ces diverses formations.

Ainsi, dans le domaine des Aravis, la série paléogène débute par un calcaire priabonien moyen à supérieur, gréseux et biodétritique transgressant sur un substratum crétacé. Elle se poursuit par un marno-calcaire éocène supérieur à oligocène inférieur : "Les marnes à Foraminifères". Elles passent progressivement à un flysch marno-micacé oligocène inférieur, essentiellement formé par des niveaux gréseux et conglomératiques : les grès de Taveyannaz (Oligocène inférieur), les grès du Val d'Illiez (Oligocène inférieur, biozo-



FIB : Flysch à blocs
K : Klippe des Annes
: Plan de chevauchement

Figure 6 : Coupe de la Pointe de la Rouellera à la klippe des Annes (I)
Colonne stratigraphique du Col de l'Oulette (II) (voir légende à la fig. 5)

ne NP 22), les grès de la Tête du Danay (Oligocène inférieur), emballés dans une matrice marno-micacée et d'un wildflysch (Oligocène inférieur). Il apparaît donc clairement que ces divers grès et conglomérats sont des venues gréseuses et conglomératiques dans un ensemble flyschoidé : le flysch marno-micacé indiquant le remplissage progressif d'un bassin. Le "flysch à blocs" est probablement lié à des actions tectoniques en bordure du bassin, par exemple arrivée et mise en place des klippes des Annes et de Sulens.

Dans le domaine du Bargy, nous n'avons étudié la série paléogène qu'à partir des "marnes à Foraminifères". Elles sont éocènes supérieures à oligocènes inférieures et passent progressivement aux schistes à "Meletta" oligocènes inférieurs à oligocènes moyens. Le flysch marno-micacé uniquement représenté par un wildflysch oligocène supérieur à miocène inférieur, du moins dans le secteur du col de la Colombière, repose stratigraphiquement sur les schistes à "Meletta".

3) Les variations latérales de faciès

Elles s'effectuent dans deux sens privilégiés : du S.E. vers le N.W. et de l'E.-N.E. vers l'W.-S.W.

a) Variations latérales S.E.-N.W.

Nous les avons observées dans la partie N.E. de notre secteur d'étude, au niveau de la klippe des Annes et dans la partie centrale au niveau du synclinal de La Clusaz et de l'anticlinal du Mont-Durand.

+) dans la partie N.E.

- Etude d'une coupe dans la chaîne des Aravis : la série du col de l'Oulette.

Celle-ci s'observe du col de l'Oulette à la pointe d'Almet (fig. 6, 7). Nous rencontrons successivement les marnes à Foraminifères, le niveau marno-micacé de base, peu épais, à peine une cinquantaine de centimètres, une épaisse série de 150 mètres au moins de grès de Taveyannaz, le flysch marno-micacé supérieur sans blocs, ensuite le "flysch à blocs" d'une puissance de 30 mètres environ à faciès chaotique avec d'importantes écailles ou "lenticilles" de Crétacé supérieur et de brèches polygéniques riches en débris cristallins et pauvres en galets sédimentaires pouvant atteindre une longueur de 20 mètres. Ensuite apparaissent les séries triasiques et liasiques de la klippe des Annes (fig. 8) reposant en général sur deux mètres de flysch marno-micacé extrêmement tectonisé aux bancs de grès boudinés et plissés. Cette observation est un argument de plus en faveur d'une mise en place à sec de la klippe des Annes, du moins en phase finale.

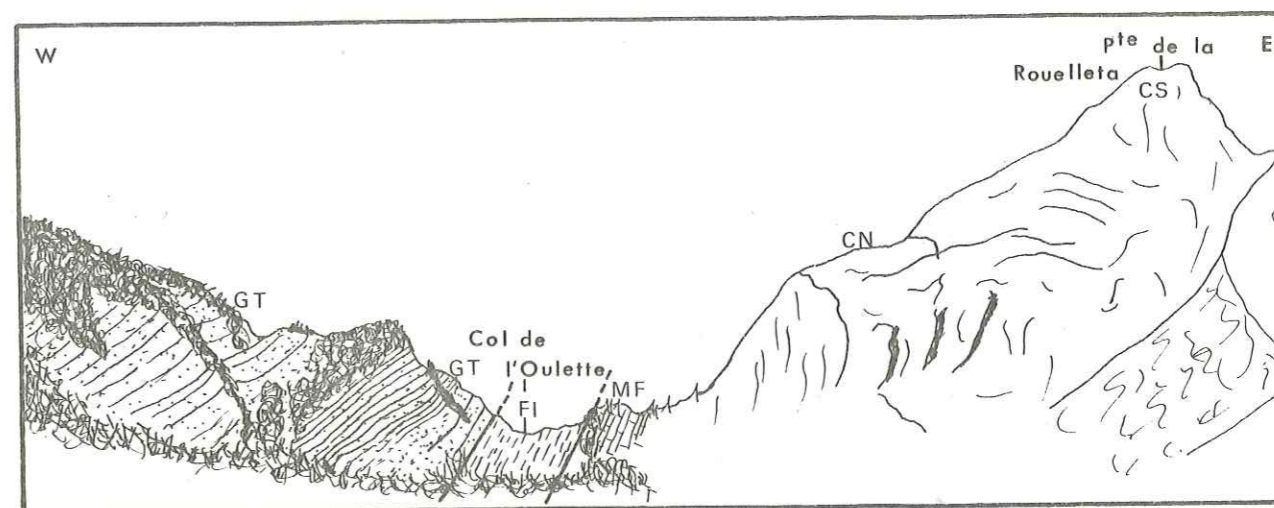
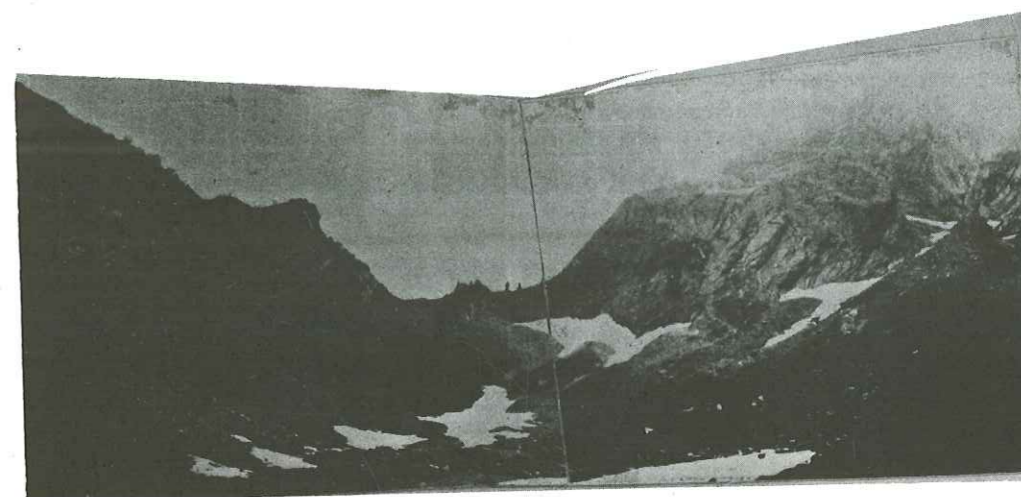
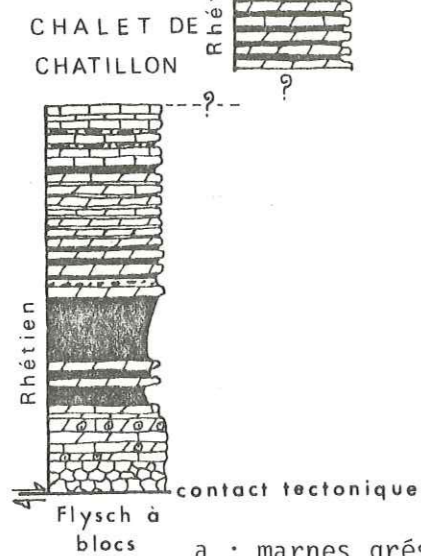
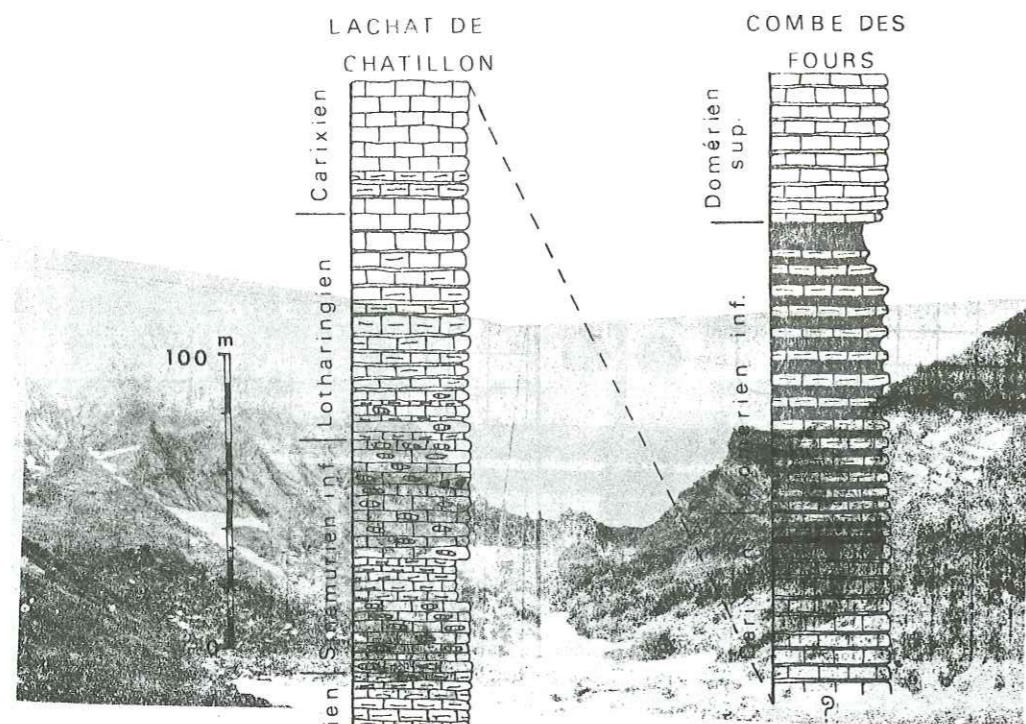


Figure 7 : Panorama du col de l'Oulette. (Voir légende figure 5).



- a
- b
- c
- d
- e
- f
- g
- h
- i
- j
- k
- l
- m

- a : marnes gréseuses schisteuses
- b : alternance de calcaires et de marnes schisteuses
- c : calcaire marneux
- d : chaille
- e : calcaire noduleux
- f : calcaire à Polypiers
- g : calcaire fin ou organe détritique
- h : calcaire oolitique
- i : carnieule
- j : calcaire dolomitique
- k : dolomie
- l : "bone beds"
- m : argilites

Figure 8 : Colonne stratigraphique de la klippe des Annes (d'après Rosset et al. 1976, modifiée)

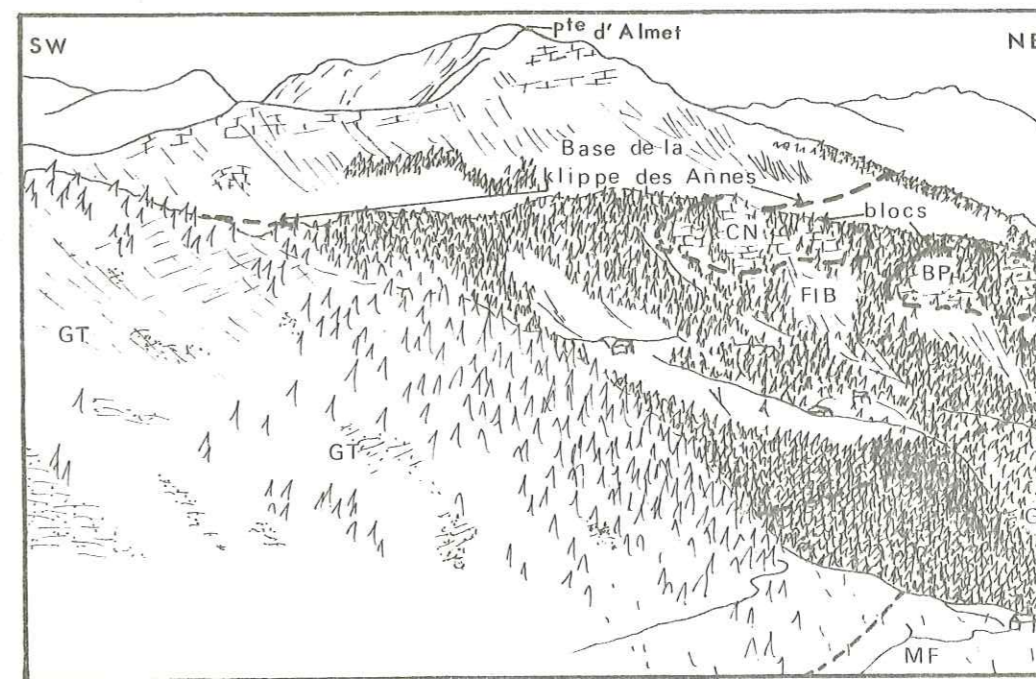


Figure 9 : Panorama montrant le rapport des grès de Taveyannaz avec la klippe des Annes. (Légende figures 5 et 6)
B.P. : brèche polygénique.

Nous remarquons que la klippe des Annes n'est jamais en contact direct avec les grès de Taveyannaz mais toujours séparée de ceux-ci par un "flysch" marno-micacé avec ou sans blocs, très déformé alors que les grès et la série sous-jacente ne le sont que peu ou pas du tout (fig. 9).

- Etude d'une coupe dans la chaîne du Bargy : la série du col de la Colombière. Nous observons des calcaires à petites Nummulites séparés des marnes à Foraminifères par une discontinuité sédimentaire (Charollais et al. 1962). Celles-ci sont surmontées par 1,50 mètre de schistes à "Meletta" sur lesquels se développe le "flysch" marno-micacé de 200 mètres de puissance. Il est tout d'abord à faciès microconglomératique à galets allochtones de 1 centimètre, ensuite il prend un aspect normal et vers son sommet apparaissent les blocs pouvant atteindre des tailles hectométriques. Le tout est coiffé par la klippe des Annes.

Dans ce secteur nous n'avons jamais vu de grès de Taveyannaz ou du Val d'Illiez en place. On ne les trouve qu'en blocs dans le "flysch à blocs".

- Conclusion

Nous notons la disparition des grès de Taveyannaz lorsque nous nous déplaçons des Aravis au Bargy et l'apparition des schistes à "Meletta" et du faciès flyschöide à galets. D'autre part, la série du col de l'Oulette des marnes à Foraminifères au "flysch à blocs" est oligocène inférieur alors que du côté Bargy, les marnes à Foraminifères et une partie des schistes à "Meletta" sont oligocènes inférieurs, le reste de la série étant oligocène moyen à miocène inférieur. Ainsi, il existe un passage latéral de faciès du flysch marno-micacé côté Aravis à une partie des schistes à "Meletta" côté Bargy (fig. 10). Nous montrons aussi que le "flysch à blocs" est un faciès diachrone, précoce (Oligocène inférieur) du côté des Aravis et tardif (Oligocène supérieur à Miocène inférieur) du côté Bargy.

+) dans la partie centrale

- Série du massif de l'Aiguille des Calvaires (fig. 11)

Nous avons la succession classique, calcaire à petites Nummulites formant l'Aiguille des Calvaires, marnes à Foraminifères, 2 ou 3 mètres de "flysch" marno-micacé et grès de Taveyannaz qui atteignent ici une épaisseur supérieure à 70 mètres (fig. 12). Tout cet ensemble a un plongement régulier et moyen vers le N.W.

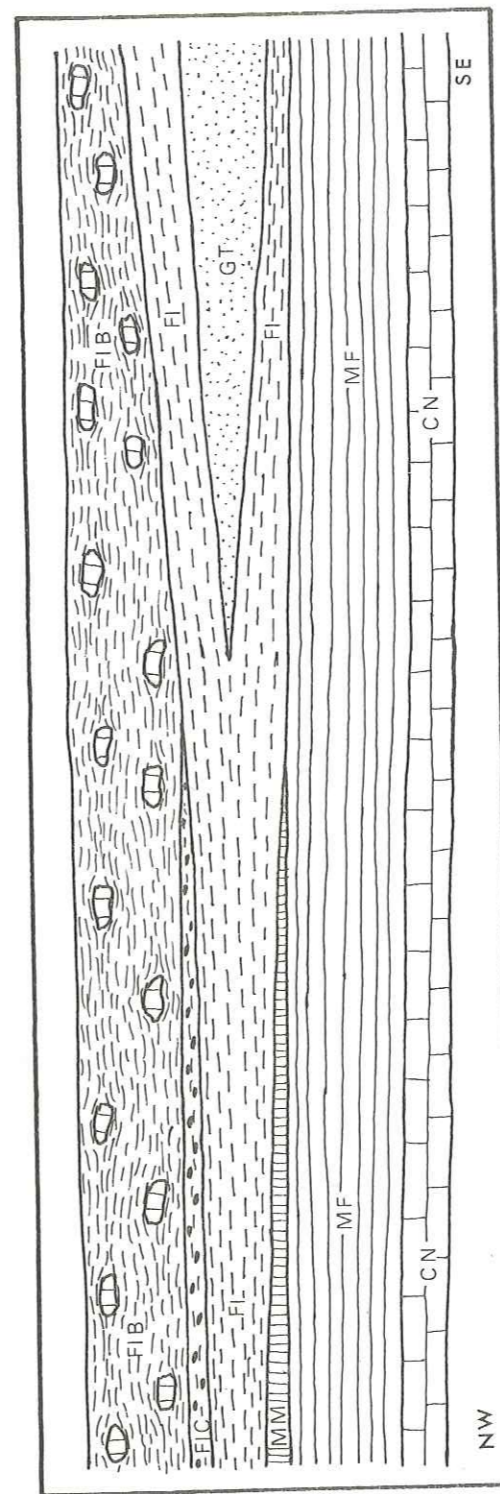


Figure 10 : Variations latérales de faciès N.W.-S.E. au N.E. de notre secteur d'étude

Légende :

| | |
|-----|-----------------------------------------------|
| CN | : Calcaire nummulitique |
| MF | : Marnes à Foraminifères |
| MM | : Marnes à "Meletta" |
| FI | : Flysch marno-micacé |
| GT | : Grès de Taveyannaz |
| FIC | : Flysch à blocs, faciès microconglomératique |
| FIB | : Flysch à blocs |

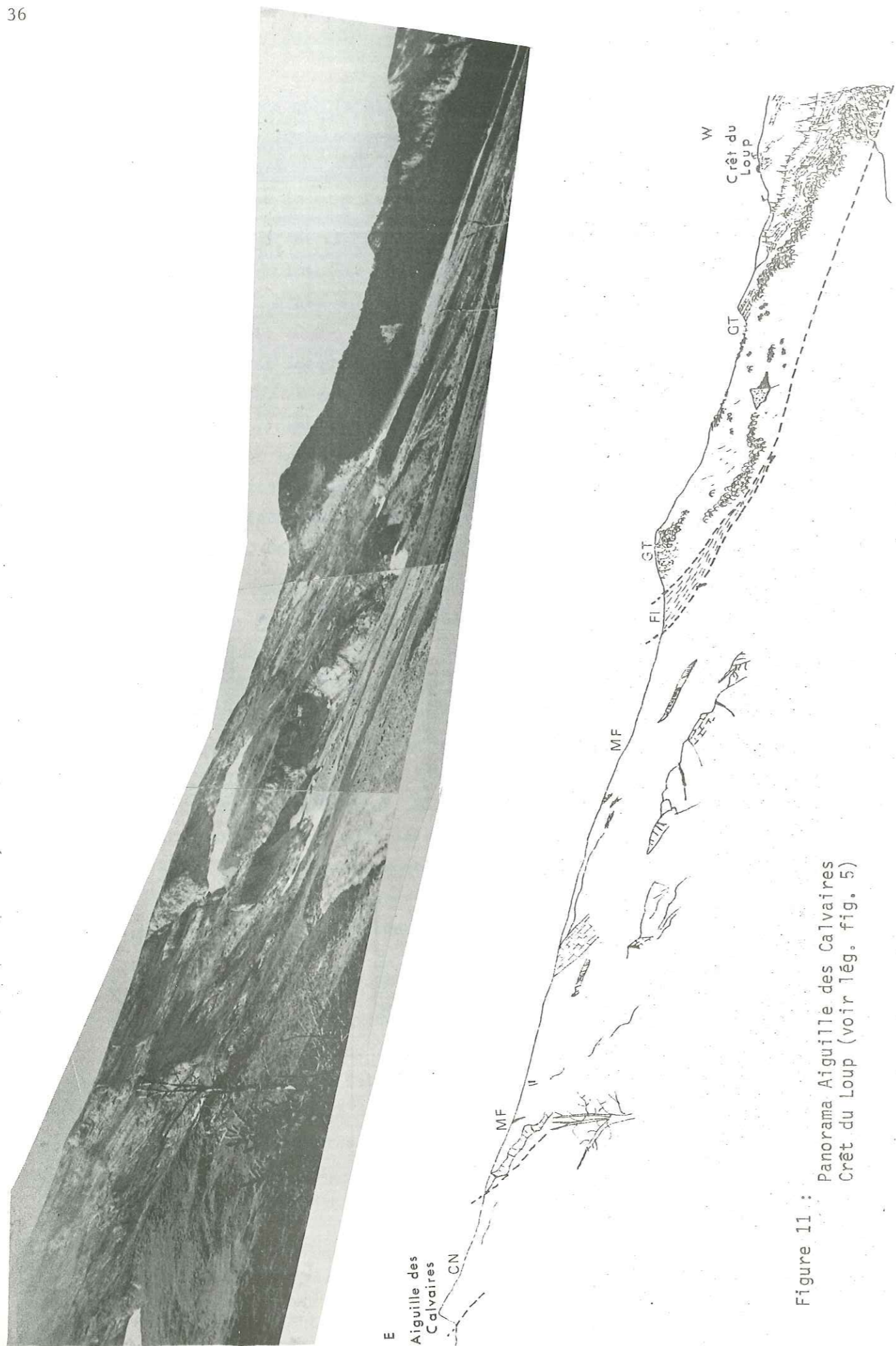


Figure 11 : Panorama Aiguille des Calvaires Crêt du Loup (voir lég. fig. 5)

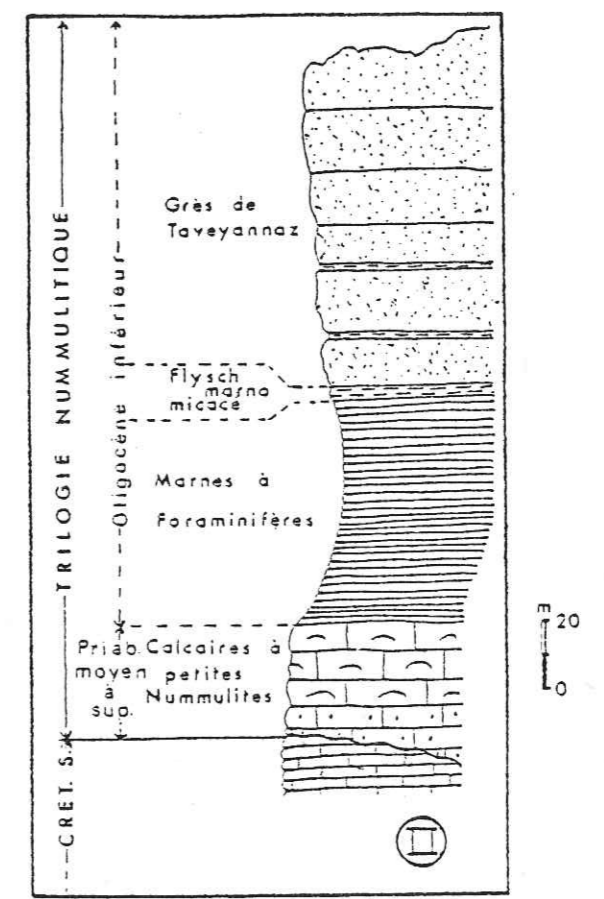
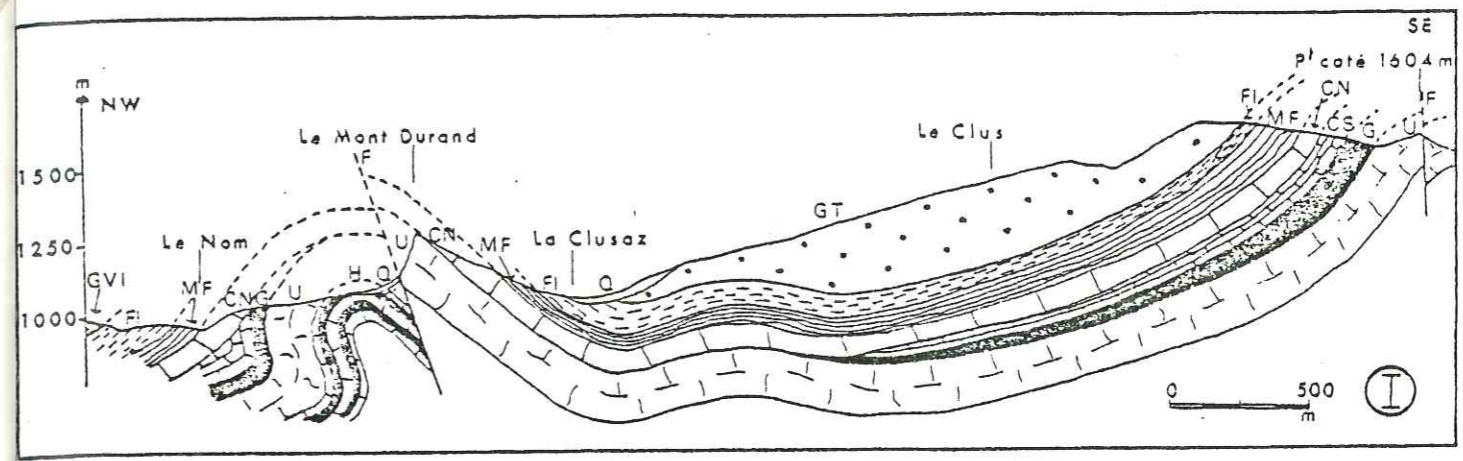


Figure 12 : Coupe de l'anticlinal du Mont-Durand et du synclinal de La Clusaz (I) - Colonne stratigraphique du massif de l'Aiguille des Calvaires (II) (voir légende figure 5)

- Série du flanc sud du Mont-Durand (fig. 13)

Nous partons de La Clusaz en direction du Fernuy d'en haut. Au niveau de ce village, nous prenons un sentier cheminant dans le Bois du Crêt Perreux. Sur le calcaire à petites Nummulites reposent les marnes à Foraminifères, peu épaisses (10 à 20 mètres) ; ensuite, viennent en continuité un flysch marno-micacé, un flysch à faciès microconglomératique à petits galets passant au "flysch à blocs", puis, toujours en continuité, les grès du Val d'Illiez et, enfin, de nouveau le "flysch à blocs. La puissance de la série flyschoidé est difficile à évaluer, elle est probablement supérieure à 200 mètres.

- Série du flanc nord du Mont-Durand (fig. 13)

Nous empruntons la N 509 à partir d'une carrière dans l'Hauteriviien au N.W. de La Clusaz jusqu'à l'entrée de Saint-Jean de Sixt. Ensuite, nous prenons la direction de Corengy et nous remontons la route jusqu'au Danay d'en haut. Elle débute par un calcaire à petites Nummulites passant progressivement aux marnes à Foraminifères d'épaisseur réduite (10 à 20 mètres). Cette coupe se poursuit stratigraphiquement par un flysch marno-micacé d'environ 80 mètres de puissance. Au-dessus de celui-ci, nous observons des grès du Val d'Illiez avec, à leur base, des interstratifications conglomératiques, puis un flysch à blocs coiffé par les grès de la Tête du Danay.

- Conclusion

Nous constatons qu'en se déplaçant du S.E. vers le N.W., les grès de Taveyannaz disparaissent. Ils passent latéralement à une première langue de flysch à blocs (fig. 14) qui elle-même se biseaute et passe à des grès du Val d'Illiez.

Nous observons aussi des grès du Val d'Illiez sur les deux flancs de l'anticlinal du Mont-Durand. Celui-ci n'a donc pas joué un grand rôle dans la répartition des grès au sein du flysch marno-micacé. Il n'était donc plus guère marqué topographiquement à l'époque du dépôt de ceux-ci, c'est-à-dire à l'Oligocène inférieur. Ce fait avait déjà été souligné par G. Sawatzki (1975).

Nous remarquons aussi que les divers termes gréseux du flysch marno-micacé (grès de Taveyannaz, grès du Val d'Illiez, grès de la Tête du Danay) sont des lentilles gréseuses au sein d'un flysch, aucunement liées entre elles (fig. 14). En effet, les grès de Taveyannaz proviennent d'apports du S.E. vers le N.W. et ceux du Val d'Illiez et de la Tête du Danay d'apports du N.W. vers le S.E. ; ce qui implique que les grès du Val d'Illiez sont en position globalement plus externe que les grès de Taveyannaz au sein de la

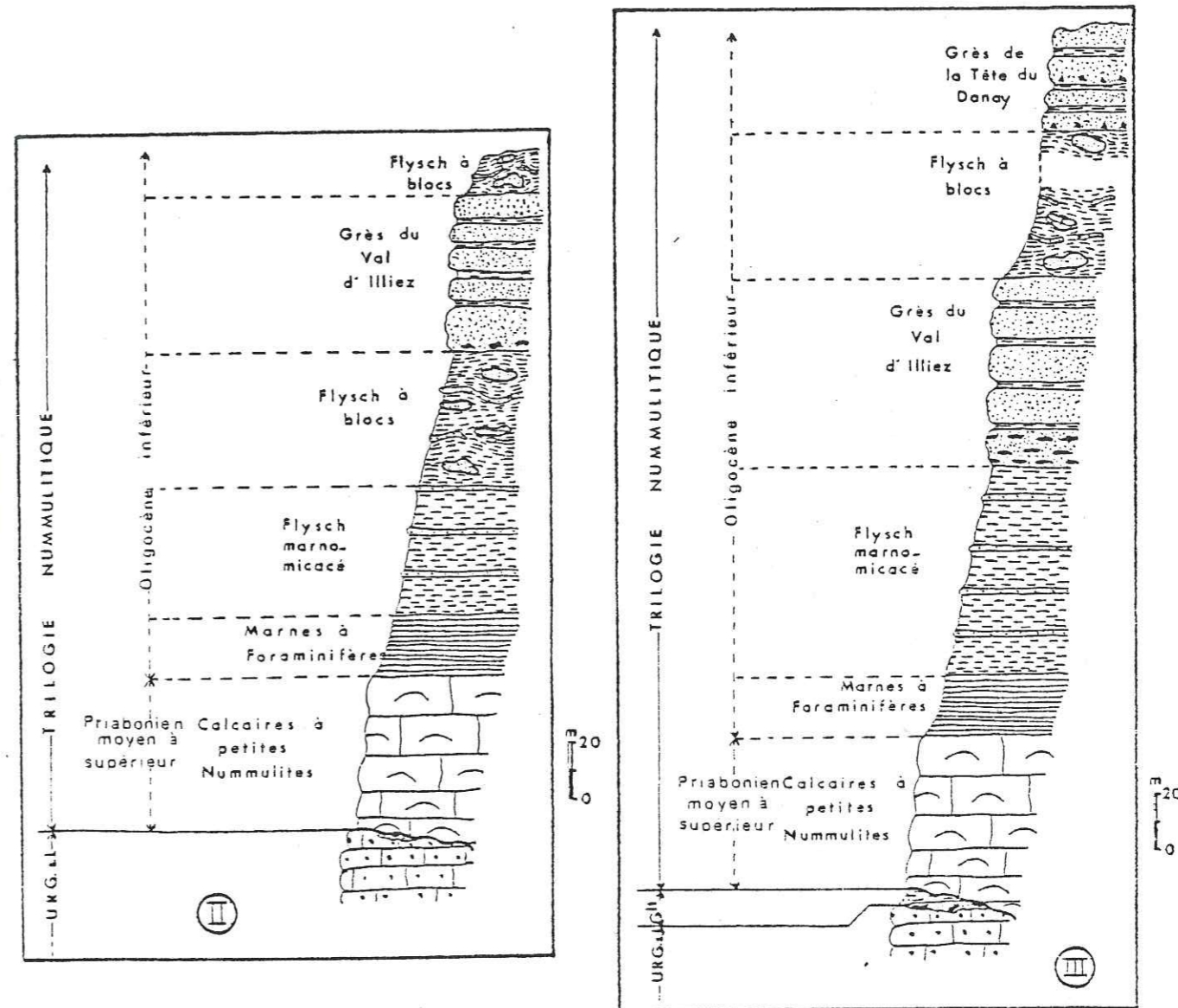
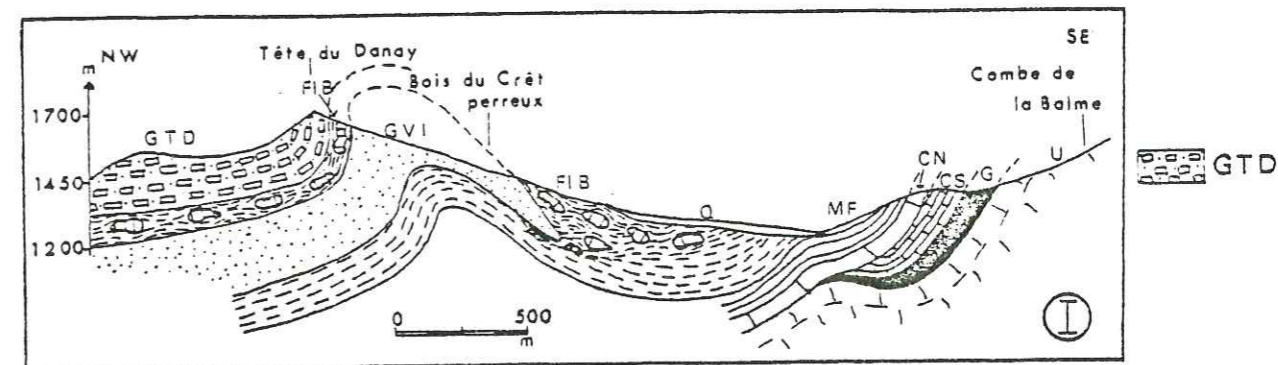


Figure 13 : Coupe de la Tête du Danay (1) - Colonne stratigraphique du flanc sud de l'anticlinal du Mont-Durand (II) - Colonne stratigraphique du flanc nord de l'anticlinal du Mont-Durand (III) (voir légende figures 5 et 6)

GTD : Grès de la Tête du Danay

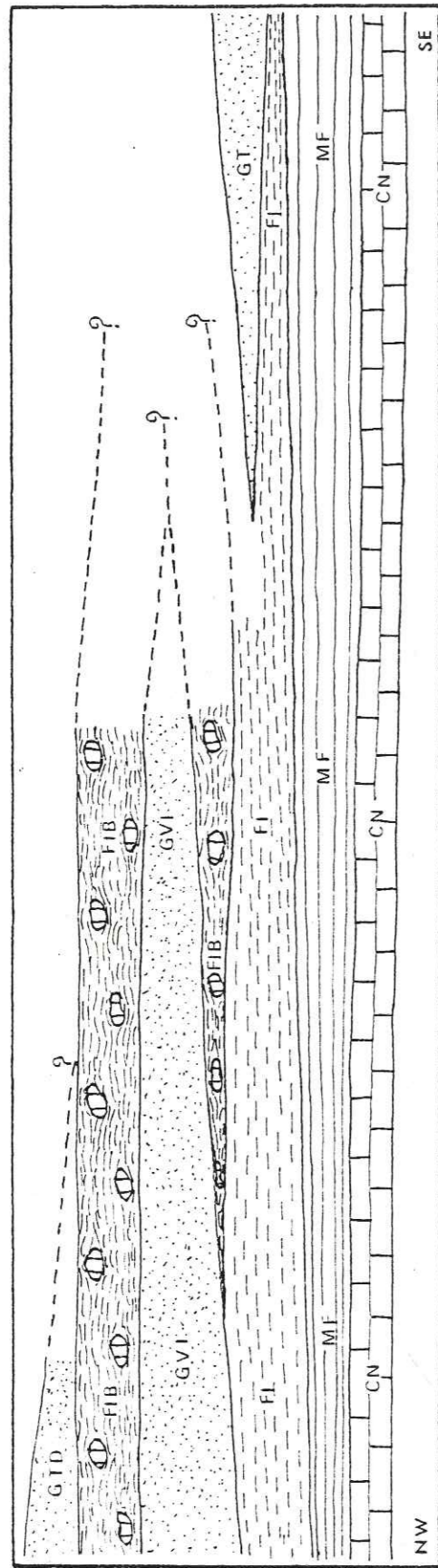


Figure 14 : Variations latérales de faciès N.W.-S.E. dans le secteur du Mont-Durand - Aiguille des Calvaires (voir légende fig. 10)

Légende :
 GVI : Grès du Val d'Illiciez
 GTD : Grès de la Tête du Danay

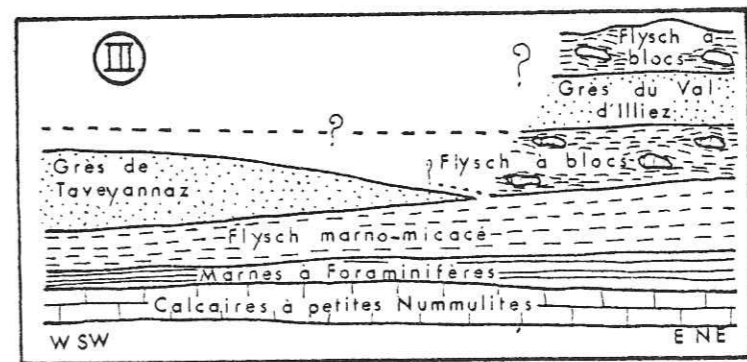
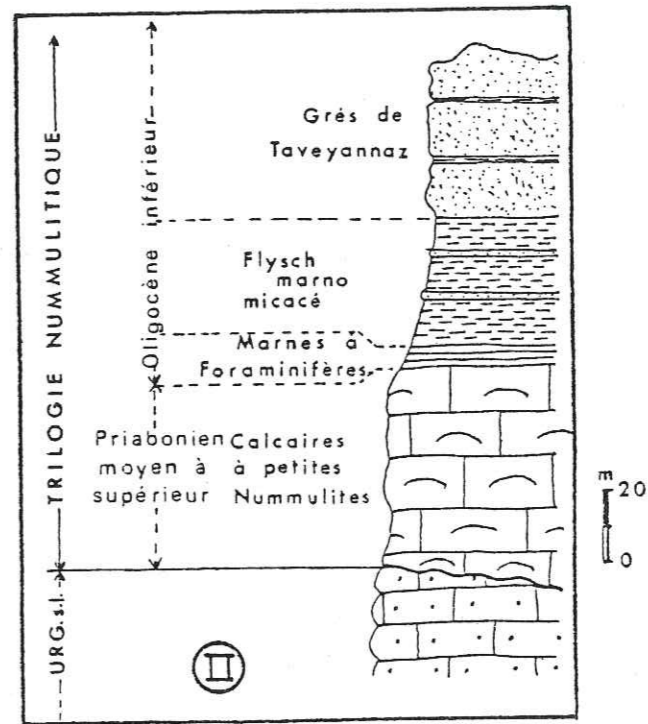
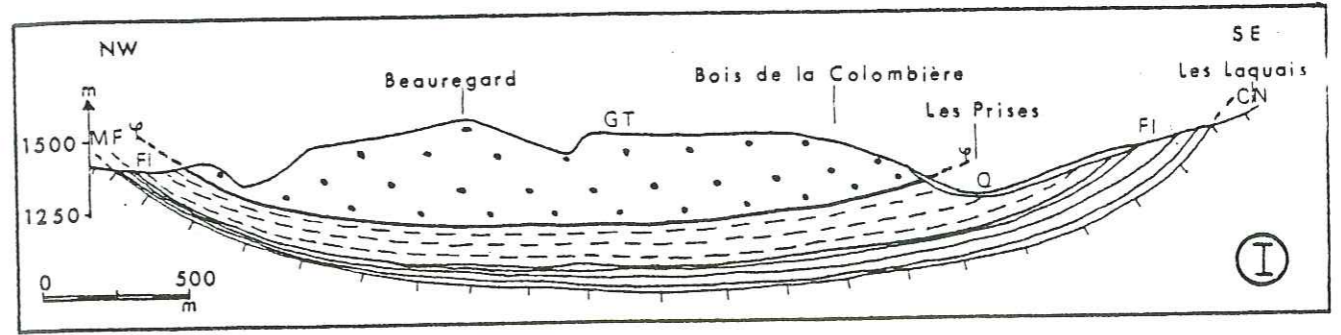


Figure 15 : Coupe du plateau de Beauregard (I) - Colonne stratigraphique du plateau de Beauregard (II) - Schéma interprétatif montrant les variations W-SW - E-NE de faciès dans le secteur étudié (III)

zone dauphinoise. G. Sawatzki avait déjà émis cette idée en 1975.

Si nous considérons qu'il existe un flysch à blocs au-dessus des grès de Taveyannaz dans la série du massif de l'Aiguille des Calvaires comme c'est le cas plus au Nord (série du col de l'Oulette), nous relierons les deux langues de flysch à blocs (sous-jacentes et sus-jacentes aux grès du Val d'Illiez) en un tronç commun vers le S.E., ce qui entraîne un biseautage des grès du Val d'Illiez. Mais ceci reste une hypothèse car ce biseautage n'a jamais été observé en place.

b) *Les variations latérales E.-N.E. - W.-S.W.*

Si nous effectuons une coupe sur la bordure sud du Bois de l'Ars, nous observons successivement des calcaires à petites Nummulites, des marnes à Foraminifères peu épaisses, quelques mètres seulement, un flysch marno-micacé et les grès de Taveyannaz (fig. 15). Cette série a la même position que celle du flanc sud de l'anticlinal du Mont-Durand, elle se situe donc sur le flanc sud de cet anticlinal. Par comparaison avec la série ci-dessus nommée, nous constatons la disparition des grès de Taveyannaz de l'W.-S.W. vers l'E.-N.E. Ceci entraîne le biseautage de cette formation sans doute au profit du flysch à bloc (fig. 15).

Ces passages latéraux de faciès s'accompagnent aussi de variations transversales d'épaisseur : les marnes à Foraminifères passent de 20 mètres dans la série du flanc sud du Mont-Durand à 2 ou 3 mètres au niveau du Bois de l'Ars, le flysch marno-micacé s'amincit d'une quarantaine de mètres en allant du Plattuy vers La Patton.

4) *Conclusion*

Il existe vraisemblablement dans la partie N.E. du synclinal de Thônes une série normale, en place et continue de l'Urgonien aux grès de la Tête du Danay. Nous y avons défini trois cycles sédimentaires : un premier s'achevant à l'Urgonien, un second comprenant le Gault et le Crétacé supérieur et le dernier représenté par la série paléogène.

Celle-ci débute par un calcaire à petites Nummulites priabonien moyen à supérieur. Elle se poursuit par des marnes à Foraminifères et/ou à "Meletta", éocène supérieur à oligocène moyen. Ces dernières passent progressivement à un flysch marno-micacé oligocène inférieur à miocène inférieur. Le flysch marno-micacé est lui-même formé de diverses lentilles gréseuses : les grès de Taveyannaz (Oligocène inférieur), les grès du Val d'Illiez (Oligocène inférieur), les grès de la Tête du Danay (Oligocène inférieur), indé-

pendantes les unes des autres, dûes à des venues détritiques, du S.E. pour les grès de Taveyannaz, du N.W. pour les deux autres, au sein d'un dépôt de flysch et d'un flysch à blocs diachrone (Oligocène inférieur du côté Aravis, Oligocène supérieur à Miocène inférieur du côté Bargy), sans doute liés à des phénomènes tectoniques en bordure du bassin de sédimentation du flysch marno-micacé (probablement la mise en place progressive des klippe des Annes et de Sulens). Nous remarquons aussi de nombreuses variations de faciès et d'épaisseur des formations aussi bien dans le sens N.W.-S.E. que dans le sens E.-N.E. - W.-S.W. au sein du flysch marno-micacé.

B- QUELQUES REMARQUES ET DISCUSSIONS

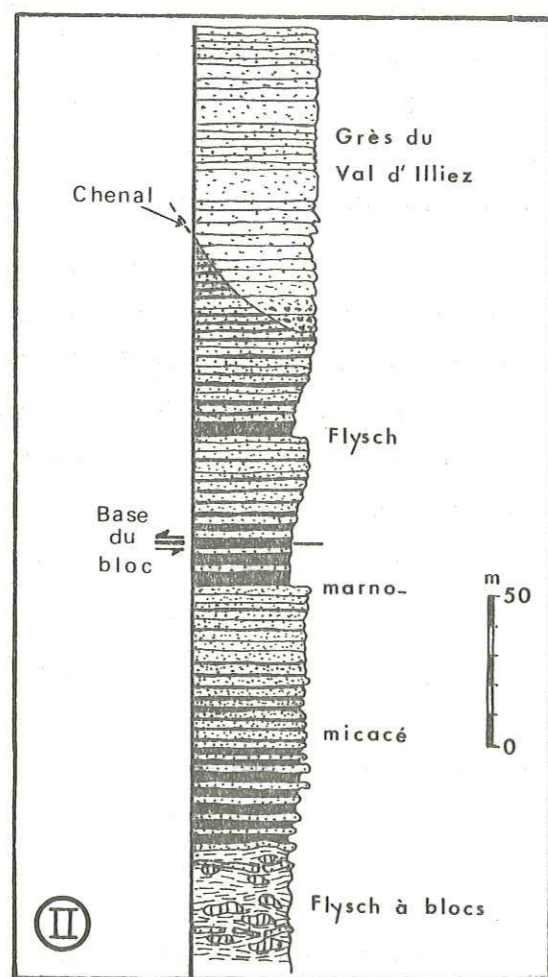
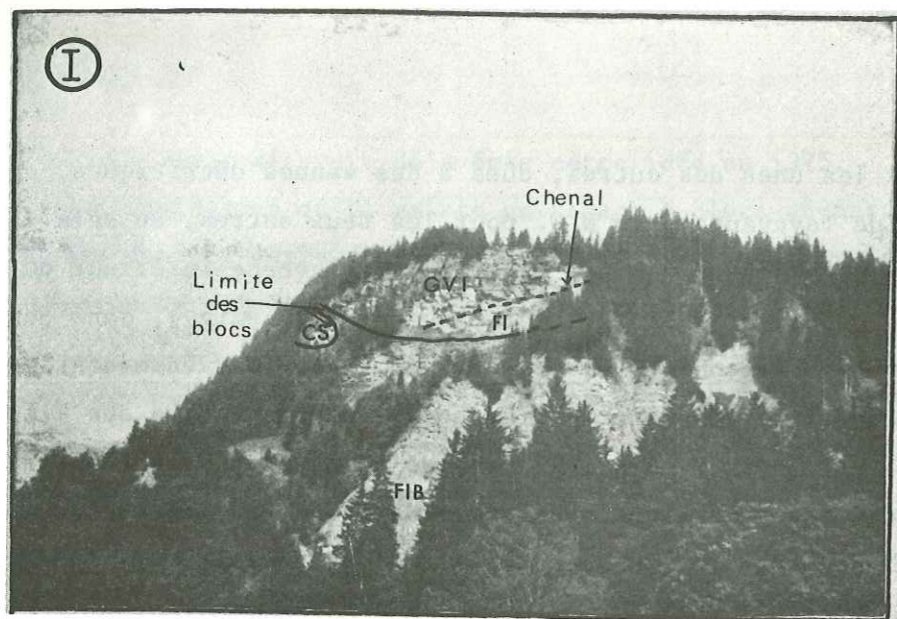
Nous avons regroupé dans cette partie divers points particuliers dont la signification est discutée depuis plusieurs décennies. Il s'agit des grès du Val d'Illiez du Bois de la Duché, des grès de la Tête du Danay, du caractère chevauchant des grès de Taveyannaz. Nous essayons d'apporter notre contribution à la résolution de ces divers problèmes.

1) *Les grès du Val d'Illiez du Bois de la Duché*

Ces affleurements ont toujours intrigué les auteurs. Ils ont d'abord été considérés comme faisant partie de la "nappe moyenne" de la klippe des Annes (Moret 1934 ; Rosset 1956), le "flysch à blocs" sous-jacent étant la nappe inférieure. Ils sont ensuite devenus une klippe à part entière formant l'unité "Danay - La Duché" (Rosset et al. 1976). Nous verrons que cette notion n'est guère plus satisfaisante que la précédente.

a) *La bordure méridionale du Bois de la Duché (fig. 16)*

Si nous débutons la coupe dans le ruisseau de la Duché, nous observons le "flysch à blocs" formé d'une matrice schisto-micacée, extrêmement tourmentée, dans laquelle s'insèrent des blocs de grès de Taveyannaz ou du Val d'Illiez de plusieurs mètres cubes, parfois complètement repliés sur eux-mêmes, des blocs de Sénonien broyés et laminés. Cette série passe progressivement à un "flysch" marno-micacé, tranquille, contenant quelques rares blocs de petites dimensions (20 à 30 centimètres). Puis, les blocs disparaissent complètement et la série n'est plus formée que de bancs gréseux fins et moyens de 10 à 20 centimètres, riches en empreintes végétales alternant avec des niveaux marno-micacés schisteux. Nous notons simplement quelques plis décimétriques légèrement déversés vers l'W. aucunement liés à un niveau de décollement quelconque. Les grès du Val d'Illiez reposent strati-



(d'après Rosset et al. 1976, modifiée)

Figure 16 : Photo (I) et colonne stratigraphique (II) de la bordure méridionale du Bois de la Duché. (Légende figures 5 et 6)

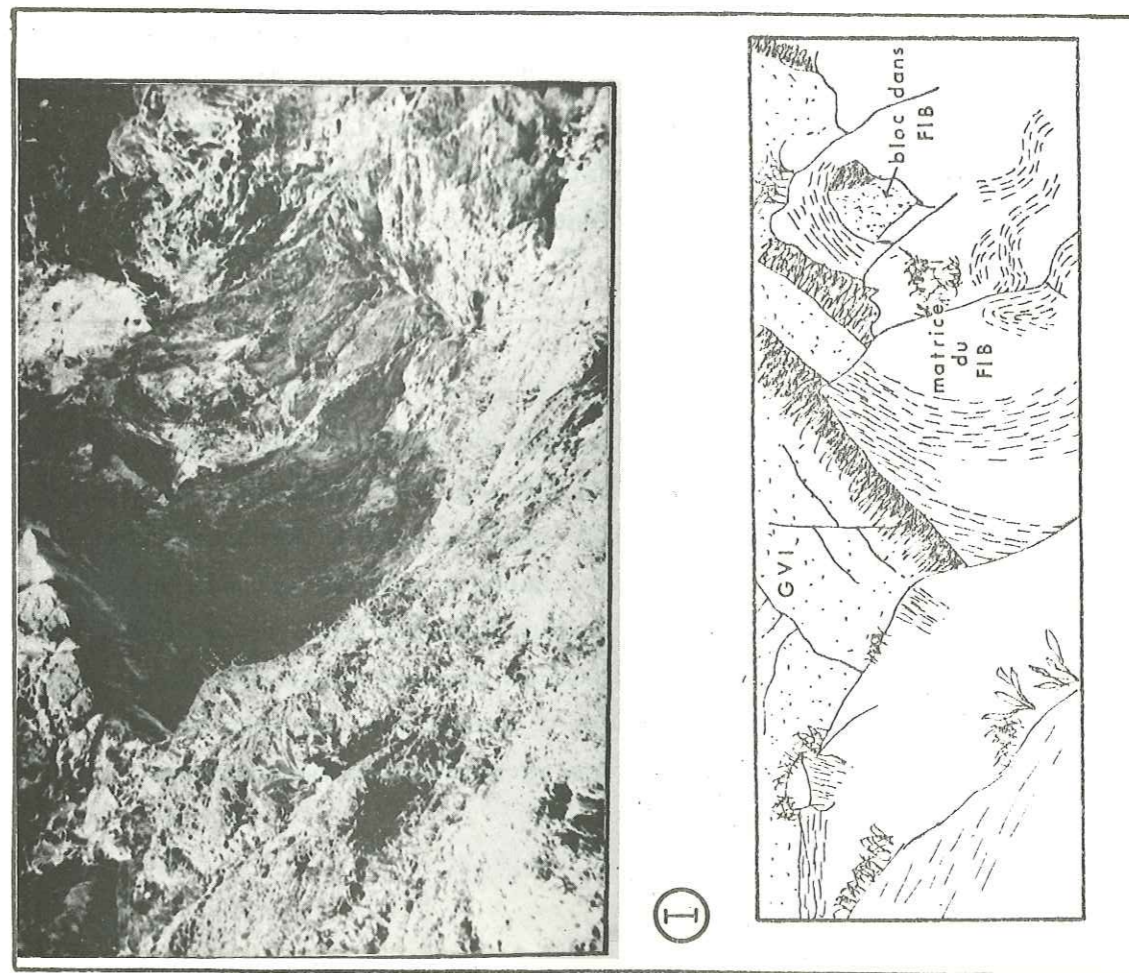
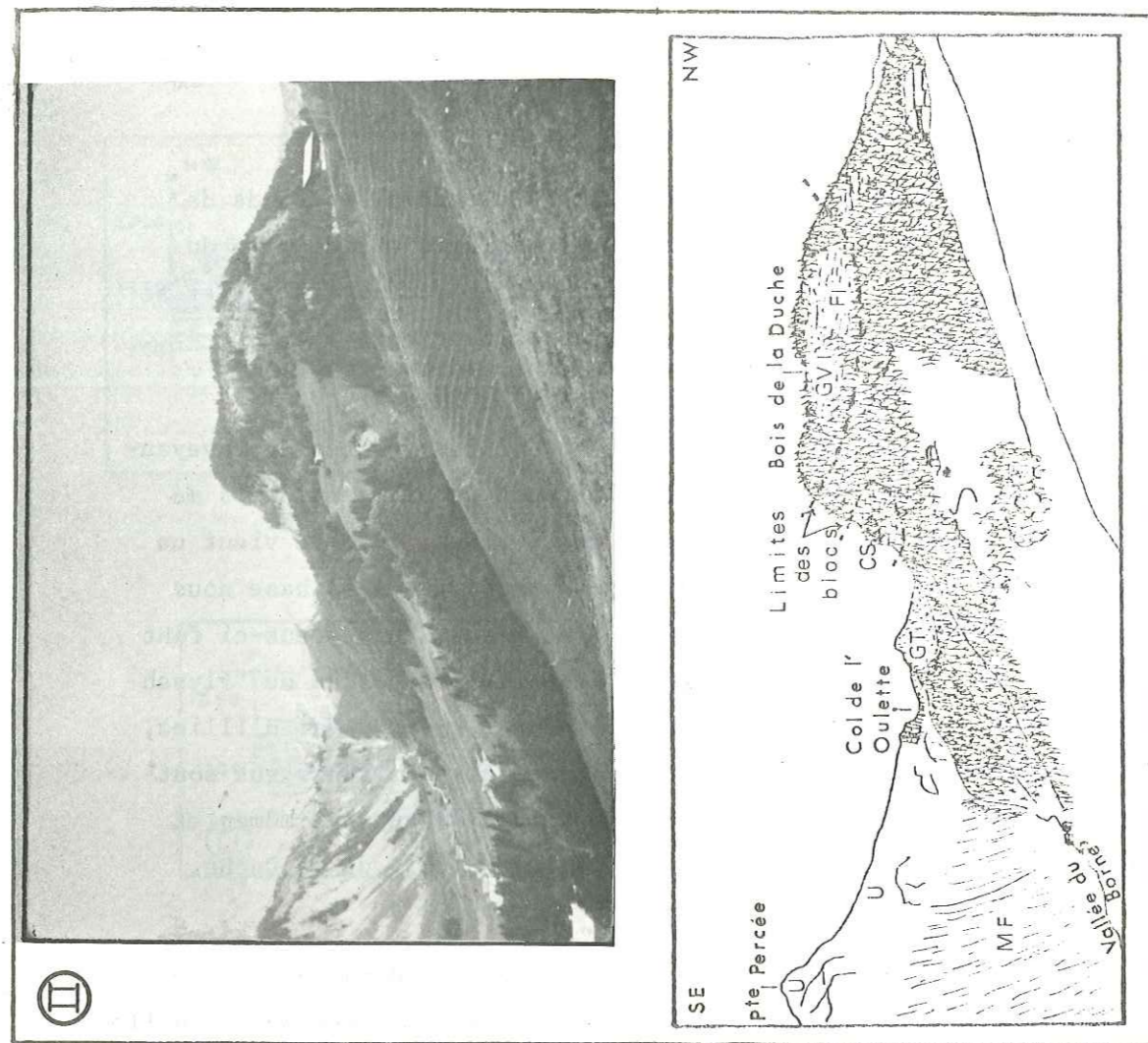


Figure 17 : Le contact grès du Val d'Illiciez - flysch à blocs sur le flanc sud-est du Bois de la Duché (I). Panorama Pointe Percée - Bois de la Duché (II) (voir légende figures 5 et 6).

graphiquement sur cet ensemble avec leurs conglomérats dans les fonds de chenaux. Nous observons un de ces chenaux sur la bordure méridionale du Bois de la Duché (fig. 16). En effet, les bancs de grès du Val d'Illiez se biseautent et passent au "flysch" marno-micacé en allant vers l'W.

b) Le flanc sud-est du Bois de la Duché

La coupe débute par 150 à 200 mètres de grès de Taveyanaz légèrement plissotés par endroits. Ces plis sont probablement liés au resserrement du synclinal et au redressement des couches. Ensuite vient un ensemble marno-micacé schisteux de 200 mètres d'épaisseur. A sa base nous trouvons un "flysch" marno-micacé tranquille sans blocs. Puis, ceux-ci font leur apparition et le "flysch" prend l'aspect chaotique classique du "flysch à blocs". Un ou deux mètres avant le contact avec les grès du Val d'Illiez, le "flysch" est extrêmement déformé (fig. 17). Les niveaux schisteux sont plissotés et contournés ; les bancs de grès sont repliés sur eux-mêmes et boudinés. Ensuite viennent les grès du Val d'Illiez du Bois de la Duché.

c) Conclusion

Il apparaît donc que sur la bordure sud du Bois de la Duché nous avons une série continue du "flysch à blocs" aux grès du Val d'Illiez. Nous notons aussi qu'en allant vers le Nord, nous retrouvons le "flysch à blocs" au-dessus des grès du Val d'Illiez du Bois de la Duché. Ainsi, ces grès sont dans un environnement de "flysch à blocs". Nous pensons donc que le Bois de la Duché est un mégabloc de grès du Val d'Illiez. La série apparemment continue de la bordure sud du Bois serait due au fait que les grès du Val d'Illiez auraient conservés en partie leur matrice de base de "flysch" marno-micacé (fig. 17).

2) Les grès de la Tête du Danay

Ils nous apparaissent soit subhorizontaux vers le Danay d'en haut, soit à pendage moyen vers le N.W. dans le Bois de la Pézerette, soit subverticaux ou à léger pendage inverse vers le S.E. au N.E. de la Tête du Danay (fig. 18). Ils présentent donc une amorce de synclinal dont le flanc sud-est est légèrement déversé vers le S.E., en continuité avec l'anticlinal du Mont-Durand vers le S.W. Ainsi, cette amorce de pli dans les grès de la Tête du Danay s'insère bien dans la structure générale du secteur (fig. 18).

Ces diverses observations nous amènent à penser que les grès de la Tête du Danay sont des venues gréseuses en place au sein du "flysch" marno-

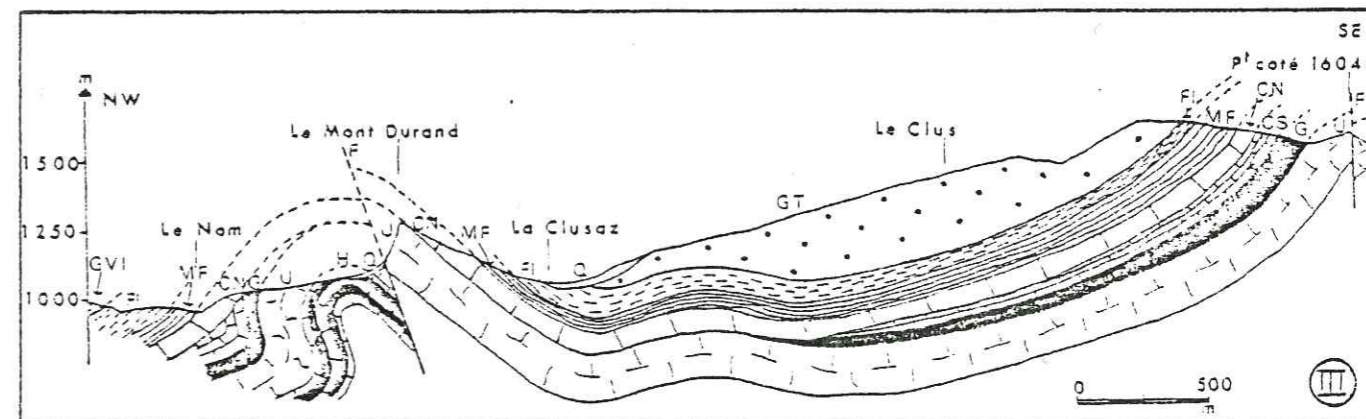
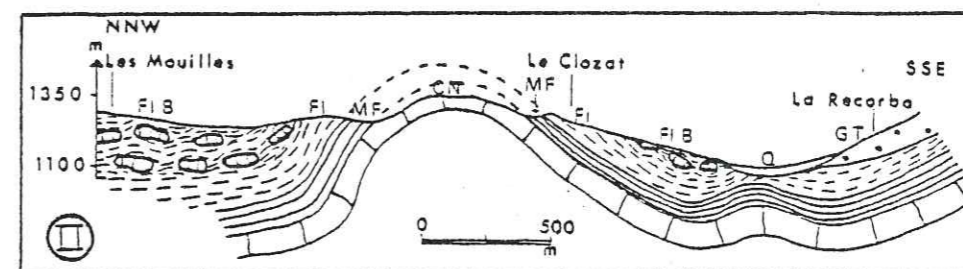
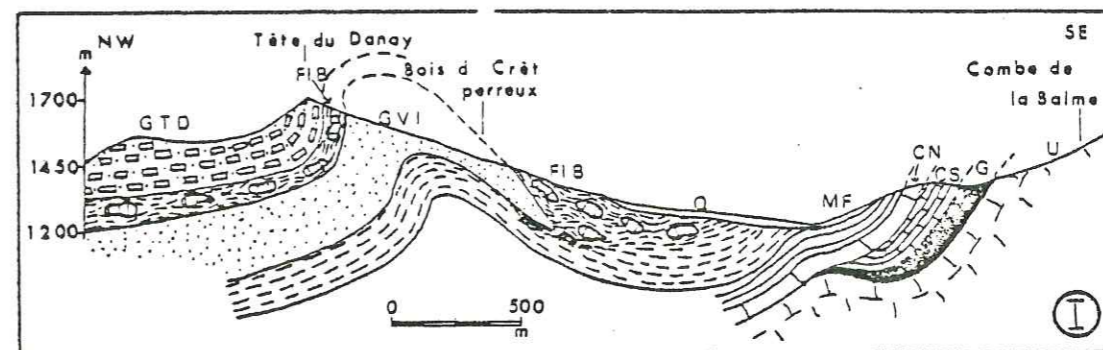


Figure 18 : Trois coupes (coupe de la Tête du Danay (I), coupe du Clozat (II), coupes de l'anticlinal du Mont-Durand (III)) montrant que les grès de la Tête du Danay s'insèrent bien dans la structure générale du secteur d'étude (voir légende figures 5, 6 et 13)

micacé, replissées. Néanmoins, comme nous n'avons jamais vu le contact entre ces grès et le "flysch à blocs" sus-jacent, nous ne pouvons exclure les hypothèses d'un mégabloc comme au Bois de la Duché ou d'un contact tectonique vrai entre les grès et le "flysch à blocs".

Si nous considérons les grès du Bois de la Duché comme un bloc et ceux de la Tête du Danay comme en place, la notion de klippe "La Duché - Le Danay" ne tient donc plus, d'autant plus que ces grès sont très différents pétrographiquement. Il est donc très difficile de les associer dans une même unité tectonique.

3) Le caractère para-autochtone des grès de Taveyannaz

Dans notre secteur d'étude, les grès de Taveyannaz ne sont chevauchants qu'au niveau du plateau de Beauregard, en particulier à l'W. de La Patton.

Le plateau de Beauregard est un vaste synclinal de grès de Taveyannaz à grand rayon de courbure (fig. 15) reliant le col de la Croix Fry au Chalet de La Patton à l'W. de La Clusaz. Au-dessus de La Patton, le "flysch" marno-micacé offre une succession de plis métriques, aigus déversés vers le N.W. Ils indiquent des mouvements du S.E. vers le N.W. A ce niveau, les grès de Taveyannaz sont donc légèrement décollés et chevauchent vers le N.W. les séries sous-jacentes. Cela concorde avec les observations de J. Rosset et al. en 1971 et de G. Sawatzki en 1975 dans le S.W. du synclinal de Thônes : les grès de Taveyannaz sont chevauchants sur les grès du Val d'Illiez dans la région de Thônes ou sur les calcaires à petites Nummulites au col du Marais. A noter cependant que G. Sawatzki estime que dans cette dernière région, les grès de Taveyannaz sont en partie autochtones sur le flanc occidental de la Tournette. J. Rosset et al. (1971) ont aussi observé les grès de Taveyannaz chevauchant le "flysch à blocs" entre Romme et le Reposoir au N.E. du synclinal de Thônes. Ces divers chevauchements ont pu s'effectuer lors du resserrement final du synclinal de Thônes à ces deux extrêmes (S.W. et N.E.) lors d'une phase tectonique ponto-pliocène (Rivano-Garcia 1978).

III - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES GRÈS ET CONGLOMERATS DU SYNCLINAL DE THONES ENTRE LE COL DE LA CROIX FRY ET LE COL DE L'OULETTE

A- GENERALITES

Ce paragraphe débute par un historique des grès de Taveyannaz suivi dans une deuxième partie par quelques idées générales sur la pétrographie des grès du flysch marno-micacé.

1) Aperçu historique

Il est uniquement consacré aux grès de Taveyannaz. A sa lecture, nous verrons que l'histoire de ceux-ci est pleine de controverses et nous nous familiariserons avec les problèmes posés.

L.A. Necker (1826) est le premier à signaler entre Arve et Giffre une formation gréseuse qui portera le nom quelques années plus tard de grès de Taveyannaz. En 1830, E. Gueymard signale des grès mouchetés au Sud du Pelvoux dans le Champsaur. B. Studer (1834) appelle "grès de Taviglianaz", du nom d'un alpage situé au pied des Diablerets, une formation gréseuse particulière dont, en 1853, il démontre la nature de tuf andésitique. Il leur attribue un âge éocène. En outre, il cherche à démontrer une action métamorphique de contact sur les schistes encaissants, ce qui peut sembler étrange pour des tufs. Au contraire, A. Favre (1867), dans sa remarquable monographie géologique de la Savoie, écrit que les grès de Taveyannaz ne sont pas des tufs au sens strict mais des roches détritiques constituées surtout d'éléments volcaniques roulés pendant un long transport. Pour lui, les débris volcaniques proviennent des basaltes vicentins dont il compare également l'aspect tacheté aux mouchetures des grès de Taveyannaz. Il leur donne un âge éocène comme B. Studer. La première analyse chimique des grès de Taveyannaz est effectuée en 1865 par R.L. von Fellenberg sur des échantillons provenant de Merligen, au bord du lac de Thoune.

Ainsi dès 1867 ces grès sont connus sur tout l'arc alpin et l'épineux problème de leur origine se pose déjà : s'agit-il de tufs formés in situ ou de grès à éléments volcaniques exotiques ?

De 1888 à 1895, un certain nombre d'auteurs militent en faveur d'une origine in situ. C'est tout d'abord C. Schmidt (1888) qui effectue la première description microscopique des grès de Taveyannaz. Il parle d'un tuf de diabase quartzifère comparable à celui lié aux éruptions ophitiques des Pyrénées. Ensuite, P. Termier (1891) décrit ces tufs près de La Clusaz et en 1895, en compagnie de P. Lory, dans le Champsaur. Dans ce massif, ils obser-

vent un dyke volcanique qui recoupe les grès, par conséquent plus jeune que ces derniers. Selon eux, l'origine du matériel volcanique est à rechercher dans les mélaphyres de la couverture triasique du massif du Pelvoux. En 1895, L. Duparc et E. Ritter publient une synthèse pétrographique des grès de Taveyannaz des Diablerets au synclinal de Thônes en passant par le massif de Platé. Ces auteurs découvrent l'existence de deux faciès de grès, selon qu'ils sont mouchetés ou pas. Ils y définissent deux catégories de roches volcaniques suivant la nature et la quantité de plagioclases: les andésites et les labradorites et diverses variétés d'après la nature des ferro-magnésiens. Ils décrivent en outre les éléments non volcaniques des grès: les roches cristallines et sédimentaires. Ces auteurs reviennent aux conceptions de A. Favre et pensent à une origine lointaine, sans doute vicentine, bien qu'il y ait une différence pétrographique entre les fragments éruptifs des grès de Taveyannaz et les roches volcaniques de cette région. De plus, ils remarquent la présence de galets provenant des formations immédiatement sous-jacentes: calcaires crétacés et nummulitiques. Pour expliquer ce fait, ils pensent à des bombements qui auraient accidenté le bassin de sédimentation et auraient permis l'érosion du substratum. A. Heim (1908), travaillant en Suisse centrale, attribue pour la première fois, une place stratigraphique bien définie aux grès de Taveyannaz. Il les place à la base du flysch et montre qu'ils sont surmontés par les grès de la série des "Dachschiefer". Du fait que les grès se trouvent sous le flysch ultra-helvétique, il leur attribue un âge lutétien. En 1912, paraît le travail remarquable de J. Boussac sur le Nummulitique alpin. Il est aussi partisan de la nature détritique des éléments volcaniques. Par ses synthèses paléogéographiques, il écarte l'hypothèse d'une origine vicentine ou d'un secteur extérieur à la zone alpine pour ce matériel. Il admet que les débris proviennent des rivages S.E. de la mer latorfienne, dans la zone des ophiolites, dont les grès de Taveyannaz, selon lui, contiennent des débris.

Ainsi depuis une vingtaine d'années, l'idée d'une origine exotique des éléments volcaniques des grès de Taveyannaz primait; mais, R. Staub (1918-1920) et E. Argand (1920) remettent à la mode l'hypothèse d'un tuf volcanique. R. Staub décrit des tufs de diabases et d'andésites d'âge latorfien (Oligocène inférieur). Selon lui, ces tufs proviendraient de projections de volcans couronnant les Alpes. Les massifs de Traversella, Biella, Bergell, Adamello sont les fondements batholitiques de ceux-ci. Pour les grès de Taveyannaz de la Suisse centrale, il ne peut s'agir que d'un volcan situé, jadis, au-dessus du massif granitique du Bergell. Pour aplanir les difficul-

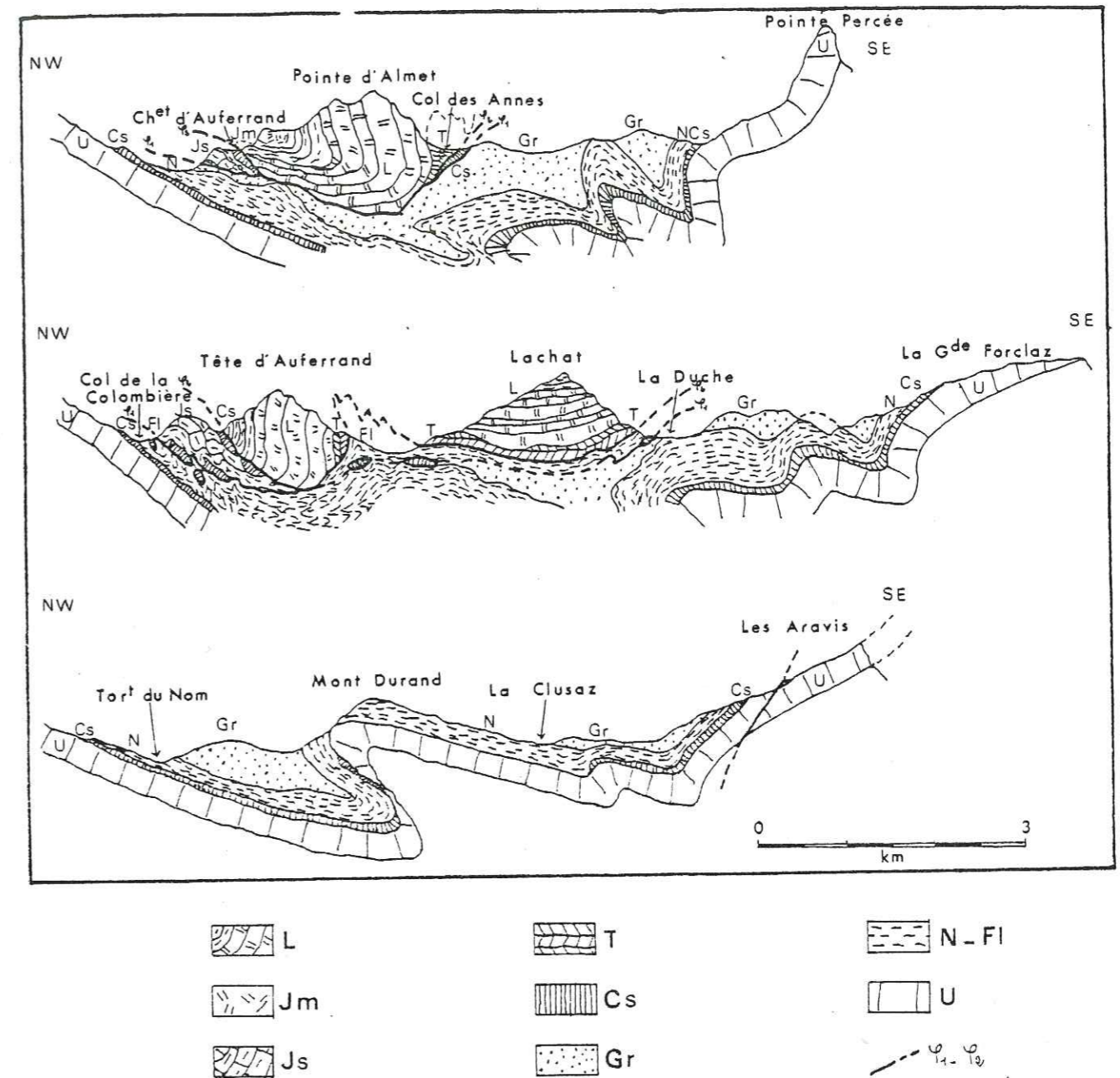


Figure 19 : Coupes dans le synclinal de Thônes effectuées par L. Moret en 1934

| | | | |
|---------|---|-------|---------------------------------------------------------|
| Légende | : | T | : Trias |
| | : | L | : Lias schisteux et calcaire (y compris le Rhétien) |
| | : | Jm | : Jurassique supérieur (Malm) |
| | : | U | : Urgonien |
| | : | Cs | : Crétacé supérieur (y compris l'Albien) |
| | : | N.F1. | { N : Nummulitique autochtone F1 : Flysch des nappes |
| | : | G. | : Grès de Taveyannaz |
| | : | Ψ1 | : Base des nappes inférieures et moyennes |
| | : | Ψ2 | : Base de la nappe supérieure |

tés relatives à l'âge miocène et à la composition acide du batholite du Bergell, R. Staub pense que ce magmatisme a commencé à l'Oligocène par des venues basiques dont on retrouve des restes, non digérés, en enclaves. E. Argand attribue à l'intrusion dioritique de Traversella l'origine des grès de Taveyannaz de la Suisse occidentale et de la France. En 1922, P. Niggli détruit en partie ces hypothèses par une étude pétrochimique sur ces diverses intrusions batholitiques et les grès de Taveyannaz. Il ne voit aucune parenté entre ces massifs et les grès. M. Lugeon (1923) découvre des Orthophragmines dans les grès de Taveyannaz des Diablerets et L. Moret (1924) dans ceux du massif de Platé. On en revient ainsi à un âge éocène supérieur. Mais en 1934, L. Moret adopte un âge oligocène inférieur pour ces grès dans sa monographie sur le massif des Bornes et les klippes des Annes et de Sulens où il nous présente quelques coupes dans le synclinal de Thônes (fig. 19). Ainsi, la position dans le temps des grès de Taveyannaz est plutôt incertaine.

De 1928 à 1937, plusieurs auteurs tentent de classer les grès de Taveyannaz suivant divers critères. F. de Quervain (1928) propose une classification basée sur des arguments sédimentologiques (la granulométrie) et définit différents types d'association de bancs gréseux. En outre, il décrit en détail les éléments détritiques en fonction de leur minéralogie et de leur structure et une quantité de points accessoires jusqu'alors négligés, comme les galets argileux, les phénomènes d'écrasement, les minéraux d'altération. Quant à la signification des grès de Taveyannaz, il reste très prudent. Pour lui ce ne sont pas des tufs, ce sont des grès déposés rapidement dont les éléments proviennent de la zone pennique externe. W. Brücker (1937) tente une subdivision stratigraphique de ces grès, en Suisse centrale, en grès de Taveyannaz inférieurs, moyens et supérieurs. Cette classification est basée sur le fait que leur teneur en quartz augmente du bas vers le haut de la série. W. Leutpold, en 1937, s'est attaqué à l'ensemble du flysch helvétique qu'il sépare en deux types : le flysch sud-helvétique et le flysch nord-helvétique comprenant les grès de Taveyannaz. En 1941, L.W. Collet et M. Gysin décrivent un type spécial de grès de Taveyannaz provenant du Val d'Illiez. Il s'agit d'un grès pauvre en éléments volcaniques à débris de porphyrites arborescentes jusqu'alors inconnues. Les auteurs pensent à des débris issus de l'érosion de coulées sous-marines et évoquent à ce sujet les diabases déjà connues dans les Préalpes (Nappe de la Simme).

Ainsi, il aura fallu attendre plus d'un siècle pour que l'on reconnaisse divers types de grès à éléments volcaniques et qu'une ébauche de classification basée sur la nature et la teneur des grès en éléments pyroclasti-

| Éléments caractéristiques | Espèces (sous-espèces) de grès |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------|
| Andésites ou basaltes vrais (type A) | Grès de Taveyannaz I (semble ne pas exister dans les Alpes suisses) |
| Spilites à augite ou (et) hornblende (type B); débris d'albite, d'augite ou (et) de hornblende | Grès de Taveyannaz II a |
| Andésites ou basaltes altérés avec restes d'augite ou (et) de hornblende (type D); minéraux d'altération calciques abondants, débris d'augite ou (et) de hornblende | Grès de Taveyannaz II b |
| Andésites ou basaltes altérés sans augite ou (et) hornblende fraîches (type D'); minéraux d'altération calciques abondants, absence de débris d'augite ou de hornblende | Grès de Taveyannaz III |
| Spilites albito-chloritiques (type C); débris d'albite, écailles de chlorite | Grès de Taveyannaz IV |

Espèce II

I

| G. Sawatzki (1975) | M. Vuagnat (1952) |
|-----------------------------------|-------------------------------------------------------------------------|
| Grès du Val d'Illiez (GVI) | Grès du Val d'Illiez |
| Grès de Taveyannaz pauvres (GTP) | Grès de Taveyannaz IV |
| Grès de Taveyannaz typiques (GTT) | Grès de Taveyannaz I Grès de Taveyannaz II Grès de Taveyannaz III |
| Grès ultra-helvétiques (GUH) | Grès du Matt-Gruontal |

II

Figure 20 : Classification proposée par M. Vuagnat (1952) des grès du flysch helvétique (I) - Rapport entre la classification de M. Vuagnat et celle de G. Sawatzki (1975) (II)

ques se crée.

En 1943, M. Vuagnat présente sa thèse sur les flysch du Val d'Il-
liez. Elle est suivie en 1952 par un travail d'ensemble sur le flysch nord-
helvétique où il nous propose une classification basée sur la pétrographie
du matériel volcanique tel qu'il se présente à l'examen microscopique (fig.
20). Après une étude en détail de la nature des divers éléments détritiques,
M. Vuagnat conclut qu'ils doivent provenir de l'érosion des nappes préalpi-
nes ou austro-alpines alors "en marche". Pour lui, les grès du Val d'Il-
liez, stratigraphiquement sus-jacents aux grès de Taveyannaz, proviennent de ceux-
ci par appauvrissement en éléments andésitiques. Il propose pour origine des
andésites la même origine géographique que les débris des coulées sous-mari-
nes dues à un volcanisme au départ sous-marin et ensuite sub-aérien. L'éro-
sion attaque les andésites qui disparaissent complètement et laisse les cou-
lées sous-marines réduites à quelques affleurements peu importants. En 1946,
J.W. Schroeder et E. Pictet signalent une nouvelle fois des Orthophragmines à
la base du flysch du massif des Grands Vans (massif de Platé), et plus haut
de petites Nummulites oligocènes. P. Gidon (1954) découvre dans le Champsaur
deux bancs calcaires riches en Orthophragmines, intercalés dans les grès mou-
chetés, à la base de la série flyschoïde. Ces deux observations semblent donc
confirmer l'âge priabonien de la base de ces séries gréseuses.

Puis viennent toute une série d'articles en faveur d'une origine
locale des éléments volcaniques. C'est tout d'abord, J. Goguel (1952) qui étu-
die les galets andésitiques du synclinal de Saint-Antonin (Var) découverts par
A.F. de Lapparent en 1938 et pense qu'ils proviennent d'un volcanisme in situ.
Il est suivi par P. Bellair (1956) qui signale dans le Champsaur des roches té-
moins d'un volcanisme local explosif et sous-marin. Puis Y. Gubler (1958)
découvre une sorte de tuf à Clumanc, résultant d'une pluie de cendres mêlé à
des sédiments grossiers et peu profonds d'origine non volcanique. S. Beuf
(1958) étudie de nouveau les grès du Champsaur. Pour lui, le flysch se com-
pose de deux parties distinctes : un flysch proprement dit, constitué de
bancs gréseux et de pélites, peu important, sans matériel volcanique, et des
intercalations, en bancs épais, de grès mouchetés avec éléments andésitiques
résultant d'un phénomène de "coulées volcano-détritiques" (origine locale).
Ce seraient des avalanches sous-marines déclenchées par des éruptions côtiè-
res. Parfois le matériel cinéritique encore chaud a pu se consolider et don-
ner de véritables andésites. Accompagné de B. Biju-Duval et d'Y. Gubler
(1961), il étend cette notion au synclinal de Thônes à partir d'une étude
comparative des grès de Clumanc, du Champsaur et du synclinal de Thônes.

Au cours de ces dix années, divers autres travaux traitant des grès
de Taveyannaz paraissent. J. Rosset (1956) publie dans son étude géologique
de la chaîne des Aravis, une carte au 1/50 000. Il examine les flyschs de la
partie orientale du synclinal de thônes et range les flyschs du Danay et de
la Duche dans les nappes "inférieures" et "moyennes" de la klippe des Annes
(fig.21). En 1958, R. Barbier et R. Michel remarquèrent à la base du flysch
des Aiguilles d'Arves, un affleurement d'andésite représentant, selon eux,
un témoin des volcans en relation avec les grès mouchetés. La même année, M.
Vuagnat décrit quelques grès de la région d'Araches et du synclinal de Thônes.
En 1959, P. Corminboeuf travaille sur les grès du Cucloz (Fribourg). Il les
assimile aux grès de Taveyannaz ou du Val d'Il-
liez. Comme ils sont datés du
Paléocène supérieur, l'auteur en conclut que ces grès ne sont pas typiques
d'une unité paléogéographique mais peuvent se trouver à des niveaux plus an-
ciens, dans des zones plus internes de la chaîne alpine, ce qui n'est pas
fait pour simplifier le problème. Ultérieurement, P. Czeglédy (1962), G.L.
Baniczky (1964) et G. Hutin (1966) étudient trois passées conglomératiques
du synclinal de Thônes. Ils leur donnent le nom de grès du Val d'Il-
liez. En
1965, J. Charollais et J. Rosset, à partir d'une étude pétrographique et
structurale de détail sur le flysch marno-micacé du synclinal du Reposoir
(partie NE du synclinal de Thônes) le divisent en deux : une partie inférieure
autochtone comprenant les grès de Taveyannaz et du Val d'Il-
liez, et une par-
tie supérieure allochtone : le flysch à blocs, représentant l'ultra-helvéti-
que de la klippe des Annes. Mais ces auteurs abandonneront rapidement cette
dernière interprétation. En effet, en 1967 C. Caron, J. Charollais et J. Ros-
set réexaminent le wildflysch (flysch à blocs) du synclinal de Thônes. Après
avoir évoqué différentes solutions, si le wildflysch est sous la klippe
subbriançonnaise des Annes, ils l'attribuent à l'autochtone ; s'il est
sous la klippe de Sulens, il reste par contre lié à une nappe inférieure
ultra-helvétique.

J. Martini (1968) a apporté une somme de connaissances nouvelles
sur le flysch du massif de Platé. Il a reconnu que la seule classification
des grès de Taveyannaz ayant une valeur stratigraphique indiscutable, doit ê-
tre basée uniquement sur la quantité de matériel volcanique à faciès andési-
tique et/ou diabasique de ces grès sans tenir compte de l'état d'altération
et de transformation métamorphique de ces éléments volcaniques. Ainsi, il a
repris la classification de M. Vuagnat (1952) qu'il a adaptée aux grès du
massif de Platé. J. Martini attribue à ces grès un âge éocène-oligocène. Il

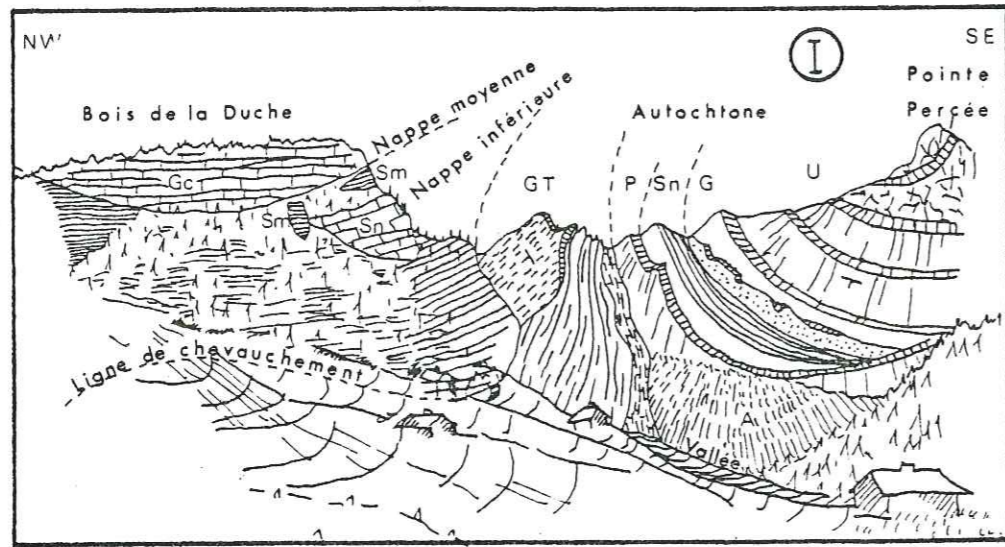
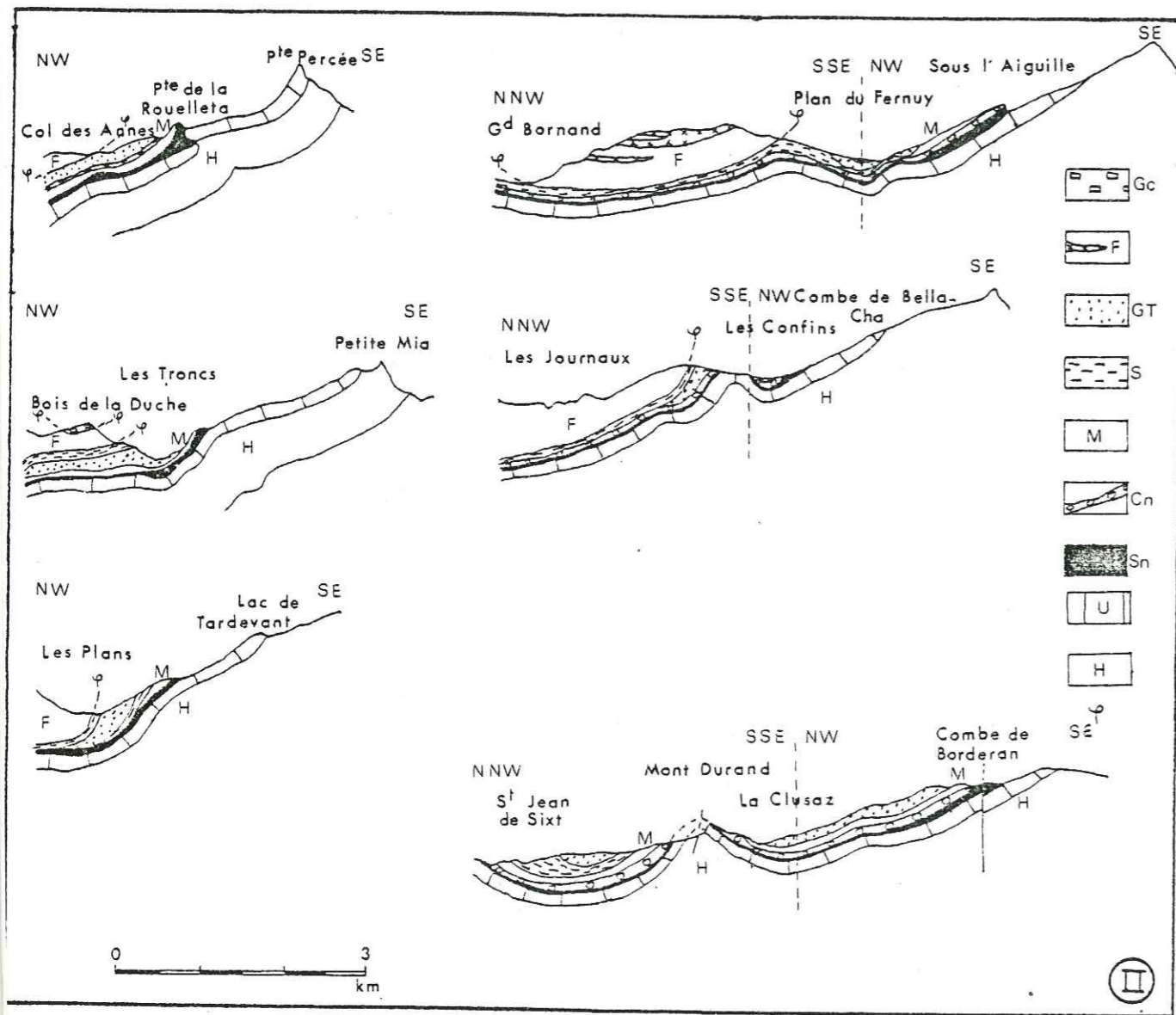


Figure 21



Légende (I) :

- U : Urgonien
- G : Albien (Gault)
- Sn : Sénonien
- P : Marnes à Foraminifères
- GT : Grès de Taveyannaz
- Sm : Schistes micacés (Nappe inférieure de la Duché)
- Gc : Grès conglomératiques (Nappe moyenne de la Duché)
- A : Eboulis

Légende (II) :

- H : Hauterivien
- U : Urgonien
- Sn : Sénonien + Albien
- Cn : Calcaire nummulitique
- M : Marnes bleues
- S : Schistes micacés
- GT : Grès de Taveyannaz
- F : Flysch et grès du Danay (Nappe inférieure)
- Gc : Grès conglomératiques (Nappe moyenne)
- ∅ : Base des nappes moyennes et inférieures

Figure 21 : Panorama du col de l'Oulette (I) et diverses coupes effectuées au sein du Synclinal de Thônes (II) par J. Rosset en 1956

écarter l'idée d'un volcanisme in situ et synchrone du dépôt du flysch. Il pense plutôt à une origine exotique des éléments volcaniques, revenant en cela aux hypothèses de Vuagnat (1952), mais il ne prend pas position sur les mécanismes de mise en place. J. Perriaux et J.-P. Uselle (1968), à la suite d'une étude des figures sédimentaires des niveaux gréseux du Champsaur, préconisent aussi une origine lointaine des éléments volcaniques ; mais ils les font venir du S.W. et non du N.E., la direction du massif cristallin du Pelvoux. C. Alsac, J. Bocquet et J. Bodelle effectuent en 1969 une étude pétrographique et chimique sur les laves provenant des brèches volcaniques éocène-oligocènes du synclinal de Saint-Antonin. Ils découvrent le chimisme rhyolitique des laves et notent une similitude entre les galets andésitiques des grès de Taveyannaz et ceux des grès du Champsaur. La même année, P. Elter, C. Gratziu, J. Martini, M. Michelucini et M. Vuagnat démontrent une certaine ressemblance pétrographique entre les grès de Pétrignacola (Apennin) et les grès de Taveyannaz des Alpes franco-suisse. Selon ces auteurs, ils ont une origine commune : ligure. En 1971, J. Rosset, J. Charollais, J. Gérard et M. Lacoste, à partir de levés de terrain et d'une étude microscopique, précisent la répartition des principaux faciès gréseux à éléments volcaniques dans le flysch du synclinal de Thônes. Ainsi, ils mettent en évidence le rôle majeur, pour eux, de l'anticlinal du Mont-Durand dans la sédimentation du flysch séparant le domaine de dépôt des grès du Val d'Illiez de celui des grès de Taveyannaz.

G. Sawatzki, après une première étude en compagnie de M. Vuagnat en 1971 sur la répartition et l'évolution du faciès zéolites au sein des grès de Taveyannaz, présente une étude complète de ceux-ci dans le synclinal de Thônes, en 1975, dans son mémoire de thèse. Il a travaillé suivant la même conception que J. Martini (1968) entre Arve et Giffre. Il subdivise ce flysch en plusieurs types de grès différents suivant une nouvelle classification basée sur une analyse pétrographique qualitative et quantitative. Selon lui, les éléments volcaniques du flysch nord-helvétique proviennent de deux séries de roches distinctes ; les diabases se rattachant au volcanisme océanique basaltique, d'âge jurassique supérieur à crétacé du domaine piémontais-ligure, les andésites proviennent d'un arc d'îles andésitiques, d'âge compris entre le Jurassique supérieur et la fin de l'Eocène, jalonnant une zone de subduction. G. Sawatzki essaie d'établir une séquence stratigraphique mais il s'aperçoit que c'est une sédimentation hétérochrone d'âge éocène-oligocène. B. Pairis et J.-L. Pairis arrivent à la même conclusion, la même année, après une étude détaillée du Tertiaire du massif de Platé, principale-

ment des formations inférieures. Ils démontrent une grande variabilité dans la nature lithologique des niveaux de même âge et une hétérochronie évidente des strates revêtant le même faciès. Toujours en 1975, J. Aprahamian, B. Pairis et J.-L. Pairis, en se basant sur les indices de cristallinité de l'Illite dans les séries sédimentaires du massif de Platé, mettent en évidence deux phases de métamorphisme, l'une antérieure aux déformations majeures de la région, et l'autre liée à la mise en place des nappes pré-alpines. J. Rosset, J. Charollais, M. Toumarkine, H. Manivit, J.-J. Chateauneuf et H. Schaub (1976) divisent le synclinal de Thônes en dix unités. Ils discutent de l'appartenance géographique de chacune d'elles et proposent aussi une reconstitution palinspathique. En 1976, débute un programme de datation par la méthode Ar^{40}/Ar^{59} effectuée par M. Deloloye et D. Fontignie sur les éléments volcaniques des grès de Taveyannaz et du Val d'Illiez. Ils obtiennent des âges de 55 M.a. (Eocène inférieur) sur les diabases et de 24 M.a. (limite Oligocène-Miocène) sur les andésites. Ces études se poursuivent actuellement.

J. Charollais, J.-J. Chateauneuf, H. Manivit, J. Rosset et D. Steen (1978) effectuent une étude ponctuelle sur les grès intermédiaires (unité de Manigod) et le flysch ultra-helvétique de la klippe de Sulens. Ils leur donnent un âge priabonien s.s. (Eocène supérieur) à partir de la nannoflore et des pollens. Ils discutent aussi des rapports paléogéographiques des différents flyschs de la partie méridionale du synclinal de Thônes.

En 1978, J. Didier et J. Lameyre, sur des critères pétrographiques et notamment en raison de la présence très localisée de filonnets de tuffisites (tufs intrusifs) dans le massif du Merdassier au pied de l'Etale, prennent parti pour une origine proche des éléments volcaniques et pour une quasi contemporanéité de la sédimentation des grès et du volcanisme. Ils réactualisent donc l'hypothèse d'une origine in situ des éléments andésitiques.

M. Le Guern (1979) a montré que le volcanisme du synclinal de Saint-Antonin était de nature typiquement calco-alcaline, lié à une dynamique pé-léenne, suivie par des processus volcano-sédimentaires. Il a envisagé la genèse de ces roches volcaniques dans un contexte autre que celui d'une zone de subduction, par exemple en relation avec un modèle de type "poinçonnement et écrasement rigide-plastique" (P. Tapponnier 1977), et a montré des analogies entre le volcanisme de Saint-Antonin et celui du Champsaur, de Taveyannaz et du district ligure.

En conclusion, il faut relever que les grès de Taveyannaz sont une formation remarquablement uniforme sur 400 kilomètres de l'arc alpin de la Suisse centrale au synclinal de Saint-Antonin. C'est une série flyscholide

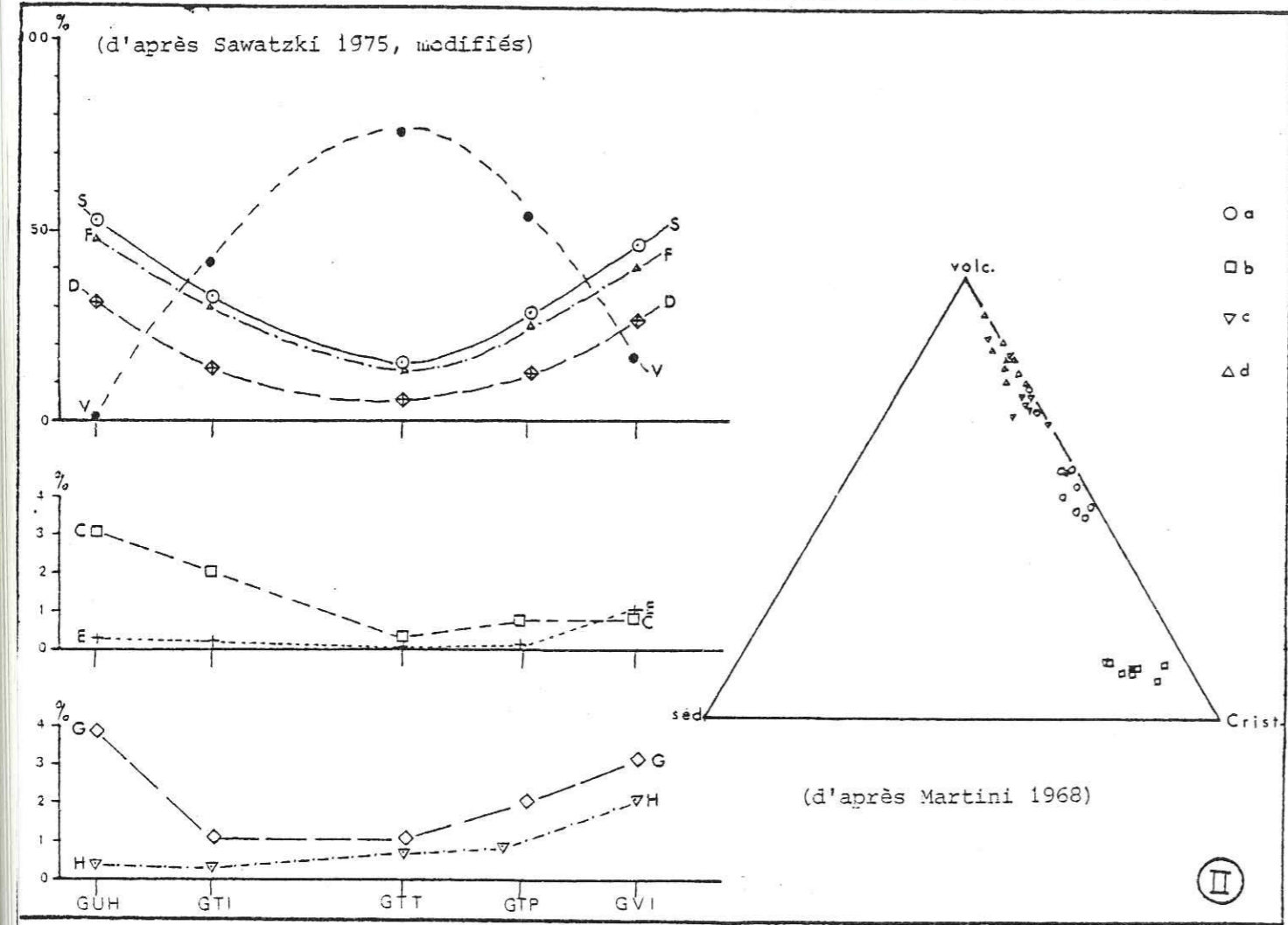
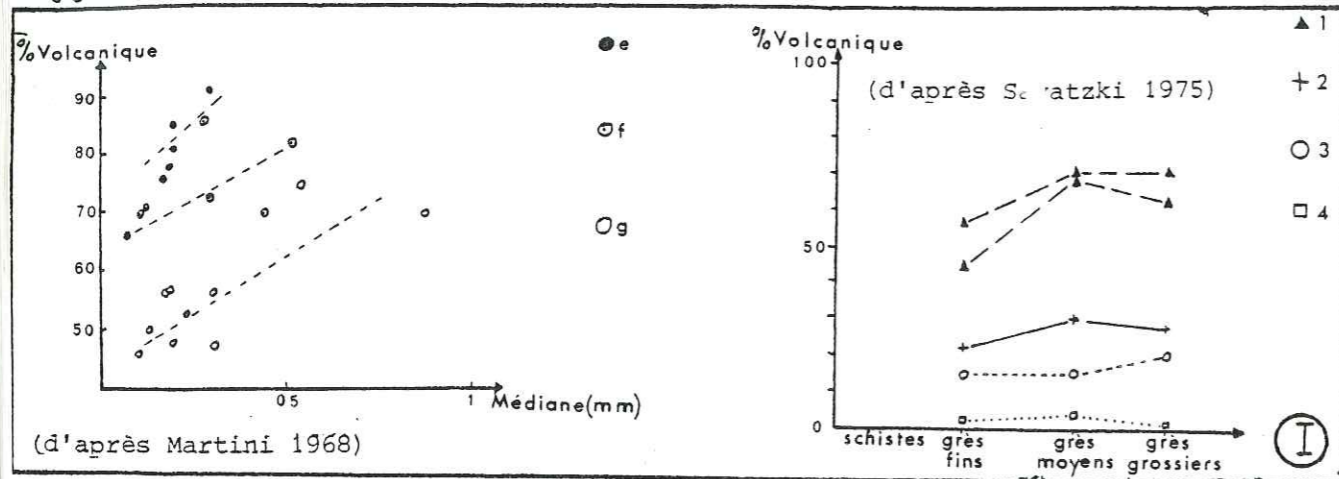


Figure 22 : Variations de la teneur en matériel volcanique en fonction de la granulométrie dans les grès du flysch helvétique (I) - Abondance des éléments constitutifs des grès du flysch helvétique (II)

Figure 22

Légende (I) :

- 1 : Grès de Taveyannaz typiques
- 2 : Grès intermédiaires
- 3 : Grès du Val d'Illiez
- 4 : Grès ultra-helvétiques
- e : Grès de la Série de Gers supérieure (Massif de Platé)
- f : Grès des barres de l'Arbaron et de Tête Pelouse (Massif de Platé)
- g : Grès de Taveyannaz pauvres

Légende (II) :

- GUH : Grès ultra-helvétiques
- GTI : Grès de Taveyannaz intermédiaires
- GTT : Grès de Taveyannaz typiques
- GTP : Grès de Taveyannaz pauvres
- GVI : Grès du Val d'Illiez
- a : Grès de Taveyannaz pauvres
- b : Grès du Val d'Illiez
- c : Grès des barres de l'Arbaron et de Tête Pelouse
- d : Grès de la série de Gers supérieure
- S : Roches sédimentaires
- F : Quartz
- D : Roches plutoniques
- V : Roches volcaniques
- E : Roches métamorphiques
- C : Roches volcaniques acides
- G : Calcaires
- H : Grès et schistes

22 AOÛT 2003
 Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 78 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

associée à d'autres grès : les grès du Val d'Illiez, les grès intermédiaires, etc ..., mais dont les rapports entre eux sont mal connus. Son âge est incertain ; elle repose sur les marnes à Foraminifères que l'on pense être éocène supérieur - oligocène inférieur.

Le problème de l'origine des éléments volcaniques des grès de Taveyannaz est sans doute le plus épineux. Certains auteurs, tels que J. Didier et al. (1978) et M. Le Guern (1979) penchent pour une origine proche du matériel volcanique. En revanche, M. Vuagnat, J. Martini, G. Sawatzki proposent une origine lointaine. Pour eux, les éléments andésitiques proviendraient de l'érosion de coulées andésitiques amenées en bordure du bassin de sédimentation des grès de Taveyannaz par charriage.

2) Quelques idées générales

Dans notre secteur d'étude, un niveau conglomératique existe à la base des grès du val d'Illiez. Il se suit d'ailleurs sur toute la longueur du synclinal (Sawatzki 1975).

On trouve aussi des niveaux bréchiques à la base des grès de Taveyannaz où deux niveaux marneux atteignent par ailleurs 10 mètres d'épaisseur. La couleur des termes gréseux varie fortement en fonction de la calcitisation des bancs et suivant le degré d'oxydation des chlorites. Plus la calcitisation est avancée, plus la roche est foncée. Ainsi un échantillon passe du gris-bleu verdâtre, lorsqu'il est frais, au vert-olive, au brun ou au noir, après altération.

Les grès contiennent aussi des zéolites qui éclaircissent la couleur de la roche lorsqu'elles sont suffisamment nombreuses. Elles peuvent se regrouper en petites taches blanches d'environ 3 millimètres de diamètre et donner au grès de Taveyannaz un aspect moucheté.

La teneur en éléments volcaniques augmente avec la granulométrie des niveaux schisteux aux grès moyens (granulométrie comprise entre 0,3 - 0,4 mm), elle diminue ensuite dans les niveaux microbréchiques (granulométrie supérieure à 0,4 mm) (fig. 22) (Sawatzki 1975). J. Martini (1968) a remarqué la même variation suivant la granulométrie dans les grès du massif de Platé. Ceci s'explique par le fait que les éléments volcaniques offrent moins de résistance à l'usure pendant le transport donc ils sont moins concentrés dans les niveaux fins, schisteux en particulier. Microbrèches et niveaux grossiers sont pauvres en éléments volcaniques mais on y note par contre de nombreux et grands fragments anguleux de roches d'origine locale (calcaire priabonien, calcaire sénonien, marnes à Foraminifères). Ceci implique un faible transport.

Nous avons trouvés aussi dans ces divers niveaux gréseux des microfossiles banaux ou remaniés. Ils ne nous indiquent donc pas l'âge exact des formations en question.

B- ETUDE PETROGRAPHIQUE QUALITATIVE

Trois types de grès se distinguent : les grès de Taveyannaz, les grès du Val d'Illiez et les grès de la Tête du Danay (grès type ultra-helvétique). Ils sont parfois reconnaissables à l'oeil nu (couleur différente) mais dans bien des cas l'examen macroscopique ne suffit pas. De plus, les auteurs les ont classés selon la quantité et la nature des éléments volcaniques qu'ils renferment, ce qui implique un examen microscopique de lames minces.

Dans l'ensemble nous avons vérifié les grandes subdivisions établies par G. Sawatzki (1975) sur l'ensemble du synclinal de Thônes, M. Vuagnat (1952) pour l'ensemble du flysch nord-helvétique et J. Martini (1968) dans le massif de Platé.

1) Grès de la Tête du Danay

Ils sont presque uniquement constitués d'éléments non volcaniques.

a) Les éléments volcaniques

Quant ils existent, ils sont de deux types :

+) fragments andésitiques et basiques

Certains fragments fortement calcitisés ressemblent à des andésites. Elles pourraient provenir de roches volcaniques anciennes associées aux massifs hercyniens ou encore aux ophiolites jurassiques et crétacées, car il y a une association de minéraux : quartz, épidote, chlorite, albite et actinote qui correspond à un faciès métamorphique plus profond que le faciès à laumontite qui est le faciès métamorphique classique pour les roches de la région (Sawatzki 1975).

L'étude microscopique a révélé l'existence d'un minéral ressemblant à la pumpellyite mais seule une étude aux rayons X pourra le confirmer. Nous avons aussi observé des fragments chloritisés provenant sans doute de débris de serpentinites ou de roches ultrabasiques serpentinisées.

+) les éléments volcaniques acides

Ils montrent des pâtes felsitiques, granophyriques, globulaires, fibroradiées et hiéroglyphiques. Ces fragments sont faciles à reconnaître.

tre quand ils renferment des phénocristaux de quartz corrodé, de plagioclases acides, d'orthose ou de biotites souvent complètement transformées en chlorites. Sinon ils se confondent avec des cherts ou de la matrice felsitique des andésites. Cependant, cette confusion est rare, les andésites et les débris acides ont des degrés d'altération différents : les éléments andésitiques sont fortement chloritisés, hématitisés et parfois calcitisés alors que les fragments volcaniques acides, composés essentiellement de petits grains de quartz, ont gardé leur fraîcheur originelle.

b) Les éléments non volcaniques

Une grande quantité du matériel provient de roches plutoniques acides. Ainsi nous trouvons des minéraux isolés (micas en grosse quantité, tourmaline, apatite, grenat), des débris composés de quartz, de plagioclases acides d'orthose souvent criblée de micas blancs et de biotites, elles-même chloritisées.

Nous observons parfois des débris de mylonites et de minéraux déformés mécaniquement (quartz à extinction onduleuse et feldspaths cataclastiques).

Le matériel sédimentaire est représenté par des calcaires gréseux, des calcaires fins, des calcaires biogènes, des marnes, des radiolarites, des cherts et des quartzites. De la glauconie apparaît sporadiquement.

c) Le ciment

Il est essentiellement constitué de calcite et de minéraux en grains fins provenant des matériaux cités ci-dessus.

d) Minéraux des zones broyées et des fissures

Ces grès sont assez tectonisés et riches en fissures pouvant atteindre 1 centimètre de puissance ou en zones broyées importantes. Dans celles-ci la calcite s'est formée en abondance. Les fissures sont remplies de calcite associée à des cristaux de quartz laiteux. Une deuxième génération de petits cristaux de quartz, d'habitus plus ou moins bipyramidal, peut se développer sur la première.

Les grès de la Tête du Danay sont donc essentiellement constitués de roches sédimentaires et/ou plutoniques acides. Rarement, nous observons des fragments andésitiques ou diabasiques. Le tout est cimenté par de la calcite.

2) Les grès du Val d'Illiez

C'est un groupe plus homogène que les grès de Taveyannaz. Les éléments volcaniques jouent un rôle important, cependant le matériel sédimentaire est toujours abondant. Le ciment, généralement carbonaté, constitue une part non négligeable de la roche (Pl. III 1).

a) Les éléments volcaniques

Ils sont essentiellement de deux types : andésitiques et diabasiques.

+) éléments andésitiques

Nous observons la même composition chimique et les mêmes structures que dans les grès de Taveyannaz. Cependant, nous notons une plus grande proportion de structures grossières (felsitiques, hyalopilitiques, trachytiques et pilotaxiques). Les débris andésitiques sont en moyenne de plus petite taille que les débris diabasiques. G. Sawatzki (1975) explique ce phénomène grâce à deux processus qui ont sans doute joué en même temps :

- les fragments à faciès andésitique ont une matrice vitreuse plus fragile que les fragments à faciès diabasique, formée essentiellement par un fin tissu de microlites de plagioclases enchevêtrés ;

- les fragments à faciès andésitique, composants majeurs des grès de Taveyannaz, ont subi un transport plus long. Ils ont été déposés et remaniés plusieurs fois avant de se déposer finalement dans les grès du Val d'Illiez.

+) éléments diabasiques

Ils proviennent de la destruction de laves en coussins. Ils présentent des structures caractéristiques décrites en détail par M. Vuagnat (1952) : sphérolitiques, étoilées, intersertales-divergentes, intersertales, arborescentes, fibroradiées. M. Vuagnat a observé une composition minéralogique monotone : albite, chlorite, sphène et un minéral opaque, probablement de l'hématite.

D'autres débris typiques de laves en coussins existent dans les grès du Val d'Illiez : les chloritites. Ce sont des fragments de chlorites qui proviennent du remplissage inter-coussins où, quand ils englobent des varioles, de leur bordure. Elles montrent, occasionnellement, une structure en ruban ou en mailles rappelant celle des serpentinites. Parfois, ces fragments contiennent des grenats en grains, xénomorphes ou en veinules.

Nous rencontrons fréquemment des éléments constitués d'une mosaïque de plages isométriques de cristaux trapus et parfois maclés d'albite (Vuagnat 1952). Il s'agit en fait de fragments de gabbros métamorphisés.

+) les roches acides

Elles ont des teneurs en quartz supérieures aux roches volcaniques andésitiques et diabasiques et des structures typiques de roches

acides : felsitiques, granophyriques. Nous distinguons :

* *des rhyolites* (porphyres quartzifères) à phénocristaux de quartz idiomorphe, souvent partiellement résorbés, de plagioclases acides, de feldspaths potassiques et de biotites chloritisées ;

* *des porphyres* globulaires à phénocristaux de quartz englobés dans une matrice fibroradiée sphérolitique ;

* *des microgranites* dont la structure va du type granophyrique - microgrenu au type aplitique - micrographique.

b) *Les éléments non volcaniques*

Ils sont subdivisés en trois groupes :

- les roches plutoniques acides ou intermédiaires ;
- les roches sédimentaires ;
- les roches métamorphiques.

+) les roches plutoniques acides ou intermédiaires

Elles ont une composition de granitoïde et sont constituées de quartz, de plagioclases acides, de feldspaths potassiques (orthose ou microcline) et de micas.

Le plagioclase acide est une albite-oligoclase séricitisée et albitisée. Les feldspaths potassiques sont souvent perthitisés ou albitisés. Ils renferment des inclusions de quartz en forme de gouttelettes et des paillettes de séricite rassemblées parfois en gerbes. Nous remarquons de gros cristaux de microcline souvent isolés.

L'abondance de débris de quartz polycristallins est typique des grès du Val d'Illicz. Biotites, muscovites, apatite, zircon et plus rarement tourmaline forment des inclusions dans les minéraux mentionnés ci-dessus. Ils ont subi des déformations mécaniques : extinction onduleuse et stries de Böhm.

+) les roches sédimentaires

Ce sont des fragments d'une grande diversité. Les roches d'origine locale sont les plus nombreuses (pourcentage supérieur à 50%). Ce sont des :

- calcaires fins sénoniens ,
- calcaires biogènes urgoniens ,
- grès calcaires à glauconie albiens ,
- calcaires biogènes et biodétritiques priaboniens,
- marnes à Foraminifères ,

- marnes et schistes du flysch marno-micacé ,
- marnes micacées et grès du flysch ultra-helvétique ,
- grès de Taveyannaz.

Les roches d'origine inconnue ou incertaine sont des :

- calcaires dolomitiques provenant sans doute du Trias sub-briançonnais de la klippe des Annes ,
- calcaires à grain fin ,
- calcaires biogènes ,
- calcaires gréseux ,
- grès siliceux ,
- schistes micacés et silicifiés ,
- quartzites ,
- radiolarites vertes ou rouges colorées par de l'hématite ,
- cherts carbonatés plus nombreux dans les grès externes que dans les grès du Val d'Illicz ,
- spongolites, rares dans les grès du Val d'Illicz, plus nombreuses dans les grès du Matt-Gruontal et d'Entrevernes (Vuagnat 1952).

+) les roches métamorphiques

Elles sont peu nombreuses et essentiellement représentées par des :

- gneiss à biotites, à muscovites ou à deux micas,
- gneiss de transition des micaschistes aux quartzophyllites,
- métaquartzites à séricite ,
- serpentinites chloritisées ,
- gabbros métamorphisés contenant exceptionnellement de l'actinote-trémolite, de la pumpellyite, de la lawsonite et du glaucophane.

c) *Le ciment*

Il est formé d'une quantité non négligeable de fines particules de minéraux provenant de roches énumérées ci-dessus, mais dans la plupart des cas, c'est la calcite qui est le constituant principal. Il existe des voiles de matière argileuse et des traînées de substances opaques.

d) *Les minéraux de néoformation*

Ils sont dûs à deux phénomènes différents : ceux liés à la tectonique (minéraux des fissures et des zones broyées) et ceux liés au métamorphisme.

+) minéraux des fentes et des zones broyées

Les fentes et les zones broyées sont peu nombreuses et peu importantes. Elles sont remplies de calcite. Dans les fissures la calcite peut occasionnellement remplacer la barytine.

+) minéraux du métamorphisme

Dans le synclinal de Thônes, les grès du Val d'Illiez ont subi un métamorphisme très léger à la limite de la diagenèse. Il a engendré principalement de l'albite, de la chlorite, des zéolites, du quartz et occasionnellement du sphène, de l'épidote, de la magnétite et de la phengite.

Nous observons aussi des minéraux argileux : illites, chlorites, corrensites, chlorite gonflante, interstratifié illite-smectite, des reliques de smectite.

e) Les conglomérats des grès du Val d'Illiez

Ils se situent à la base des grès du Val d'Illiez (Pl. II 1, 2) et contiennent de nombreux galets ophiolitiques. Ils possèdent la même composition qualitative et quantitative que les grauwackes. La taille des galets varient de 2 centimètres à 15 centimètres, ce qui permet une étude microscopique plus révélatrice que celle des petits fragments (5 mm au maximum) des grès. La plupart sont arrondis à part ceux provenant du flysch marno-micacé, des marnes à Foraminifères et les galets andésitiques "aberrants" (4).

Nous rencontrons les mêmes types de roches sédimentaires que dans les grès du Val d'Illiez de la Suisse (Vuagnat 1943, 1952). Les galets de roches granitiques, de gabbros et de diabases correspondent aux types de roches cristallines liées au flysch du col des Gets (Bertrand 1970).

+) les roches sédimentaires

Les galets de roches sédimentaires d'origine locale sont les plus fréquents (plus de 50%) et les plus grossiers. Il y a une nette prédominance du calcaire crétacé moyen et supérieur et du calcaire priabonien à petites Nummulites. Les schistes du flysch marno-micacé, les marnes à Foraminifères et des grès fins ultra-helvétiques sont également bien représentés. Les galets de grauwackes à éléments volcaniques sont extrêmement rares. Ce sont en fait des fragments irréguliers de grès de Taveyannaz typiques, de grès de Taveyannaz intermédiaires ou de grès intermédiaires. Ils sont souvent très

(4) "Aberrants" : de dimension supérieure à la moyenne des autres galets, en général supérieure à 10 centimètres.

calcitisés et contiennent soit des plagioclases complètement albitisés (An 0-5), soit des plagioclases (An 60-65) à peine affectés par la calcitisation.

D'autres galets de roches sédimentaires : calcaires dolomitiques, calcaires micritiques, grès, cherts et radiolarites, etc ..., provenant de domaines paléogéographiques plus internes, ne peuvent pas être identifiés du fait de la rareté des microfossiles qu'ils contiennent.

+) les roches cristallines acides

Ce sont essentiellement des granites alcalins, des rhyolites (porphyres quartzifères) et des gneiss qui ressemblent beaucoup aux roches correspondantes du flysch des Gets (Bertrand 1970).

Les granites les plus nombreux sont les leucogranites. Nous observons aussi des rhyolites et des gneiss sous forme de fragments de petites tailles.

+) les roches cristallines intermédiaires et basiques

Les conglomérats renferment 10 à 15% de galets ophiolitiques. Ils ont une taille variant entre 1 et 15 centimètres de diamètre. Nous distinguons :

- 0,3% d'omphazite ,
- 2% de gabbros à même composition chimique que ceux du flysch du Col des Gets ,
- 3,5% d'andésites à teneur en ferromagnésiens inférieure à 40% et avec un plagioclase supérieur à 50% d'anorthite. Ce sont donc des andésites basaltiques ou des leucobasaltes ,
- 6,5% de diabases dont les galets sont de diamètre variant entre 3 et 5 centimètres ,
- 1% de dacites et de rhyolites.

Le pourcentage dans les grès du Val d'Illiez de roches andésitiques est plus élevé (9% d'andésites et 2% de diabases) que dans les conglomérats. Cela s'explique par le fait que les diabases résistent mieux à l'érosion donc elles se retrouvent plus facilement en éléments grossiers que les andésites.

L'absence quasi totale de galets de serpentinites dans les conglomérats est probablement due aussi à la moindre résistance de ces roches.

f) Problème de l'origine des différentes roches constituant les grès et les conglomérats du Val d'Illiez

+) les roches sédimentaires

Nous rencontrons la même association que dans la nappe de la

Simme (Elter, Sturani et Weidman 1966). Une grosse partie des fragments et des galets sédimentaires proviennent probablement de l'érosion de cette nappe. Comme la nappe de la Simme a un cachet ligure, la patrie d'origine de ces éléments est sans doute à rechercher vers le domaine suprapennique ou ligure.

+) les roches cristallines acides

Les granites alcalins et les rhyolites ont été spilitisés et ressemblent beaucoup aux roches observées dans les Préalpes romandes, le Chablais et dans le flysch ligure (complexe des "argiles scagliose" de l'Apennin). Toutes ces roches ont donné par datations radiométriques un âge hercynien (Pb total sur zircon, Bertrand et al. 1965). Elles montrent toutes un développement de stilpnomélane et d'amphibole bleue (Bertrand 1970).

Ainsi ces roches seraient arrivées avec la nappe de la Simme et auraient alimenté, depuis l'Oligocène inférieur, le bassin de sédimentation du flysch nord-helvétique (Caron et al. 1967).

+) les roches volcaniques

Les gabbros et les diabases ont les mêmes compositions minéralogiques, chimiques (fig. 23) et les mêmes structures qu'au col des Gets. Ils présentent un métamorphisme alpinotype : stilpnomélane, amphibole bleue, pumpeillyite, épidote, actinote-trémolite, lawsonite et talc. Leur origine est donc aussi à rechercher vers la nappe de la Simme.

Les dacites et les rhyolites ont des parentés avec les andésites et sans doute la même origine. Nous développerons ce problème dans le chapitre III. Toutefois, nous pouvons remarquer que, bien que les andésites et les diabases ont la même composition minéralogique due à une spilitisation secondaire, elles ont subi un métamorphisme différent. De plus, une étude pétrochimique (Sawatzki 1975) (fig. 23) montre deux séries différentes : l'une diabasique et l'autre andésitique. Nous pouvons donc conclure à deux origines différentes.

En conclusion, les éléments cristallins acides, gabbroïques et diabasiques et une partie des roches sédimentaires des grès et des conglomérats du val d'Illiez semblent provenir de l'érosion de la nappe de la Simme. Ils ont donc une origine primaire à rechercher vers les domaines supra-penniques (à la limite de l'austro-alpin et du domaine pennique) ou ligures. Une grosse majorité des galets sédimentaires sont locaux. Le problème de l'origine des andésites sera traité dans le chapitre III.

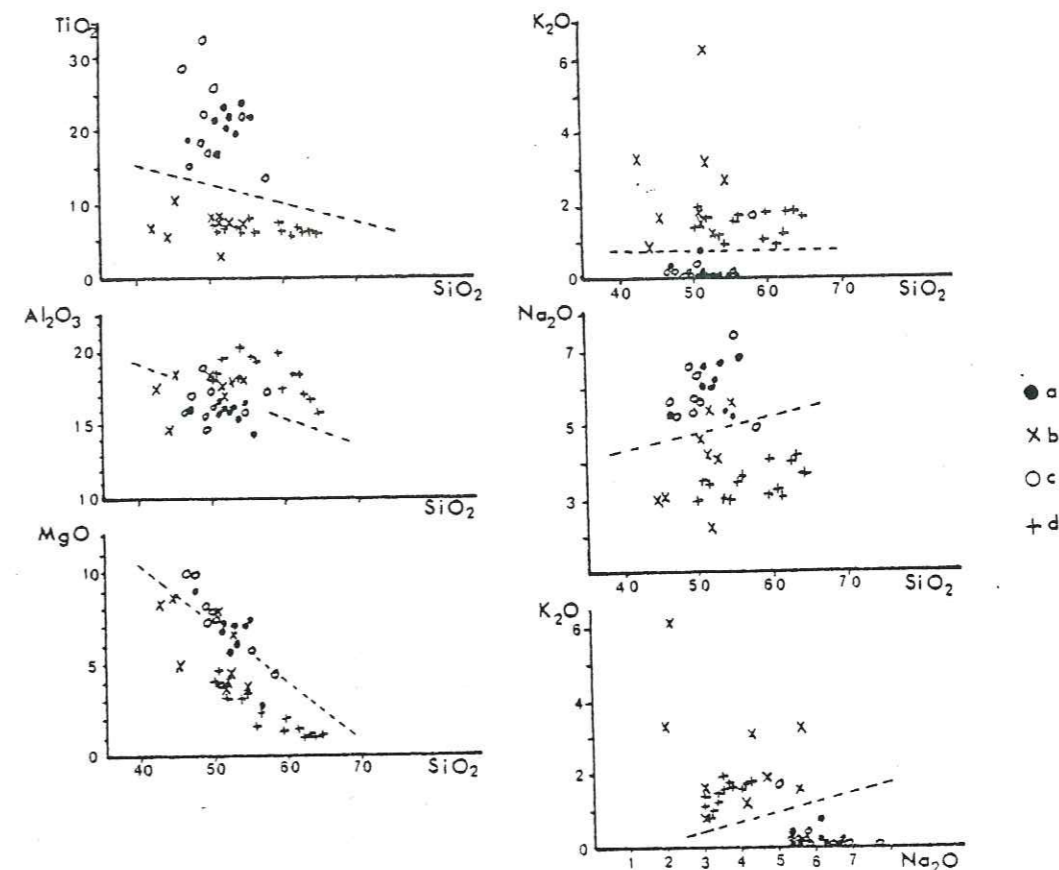


Figure 23 : Divers diagrammes sur les éléments volcaniques de quelques flyschs et grès alpins (d'après Sawatzki 1975)

Légende :

- a : Diabases des grès du Val d'Illiez
- b : Andésites des grès du Val d'Illiez et des grès de Taveyannaz
- c : Diabases du flysch du col des Gets
- d : Andésites de Saint-Antonin

3) Les grès de Taveyannaz

Ce sont des grès riches en éléments volcaniques essentiellement andésitiques jusqu'à 80% (Vuagnat 1952 ; Martini 1968 ; Sawatzki 1975). Cette teneur diminue avec la taille des grains ainsi il faut travailler sur des grauwackes de même granulométrie pour faire des comparaisons.

a) Les éléments volcaniques

Les débris volcaniques proviennent de deux types principaux d'andésite : les andésites à augite et les andésites à hornblende (Pl. III 2), rarement des andésites à biotite (variété plus fréquente dans les grès de Petriagnacola (Elter et al. 1969). Nous notons une prédominance de l'andésite à augite dans le synclinal de Thônes malgré quelques niveaux plus riches en hornblende.

Dans le massif de Platé, J. Martini (1968) décrit quatre types d'andésites : andésite à hornblende et biotite, à hornblende seule, à hornblende et augite, à augite seule.

Nous retrouvons trois types principaux de structure andésitique : fréquemment la structure felsitique (Pl. III 3), parfois structure vitrophyrique ou hyalopilitique (Vuagnat 1952).

La composition minéralogique des fragments volcaniques est très monotone : phénocristaux de plagioclases, plus rarement phénocristaux d'augites ou de hornblendes englobés dans une matrice chloriteuse ou palagonitisée dans laquelle nagent des microlites de plagioclases. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'ilménite et l'hématite. Les plagioclases sont de deux types :

- albite plus ou moins impure ,
- plagioclases calciques très limpides et souvent zonés. C'est

fréquemment du labrador, rarement de l'andésine ou de la bytownite.

L'albitisation est un phénomène secondaire.

Nous remarquons que la mésostase des andésites est uniquement constituée de ferromagnésiens donc elle n'est pas primaire. Ainsi, nous pouvons penser que lors de son dépôt, le matériel andésitique était uniquement composé de verre, de labrador, de hornblende, d'augite et dans la moindre mesure de biotites, de minéraux opaques et d'apatite. Les autres minéraux sont secondaires.

Les fragments volcaniques andésitiques sont répartis en deux familles de galets (Martini 1968) :

- les galets "normaux" de taille modérée, atteignant rarement le diamètre d'une noix, plus arrondis que les éléments détritiques plus fins de même nature ,

- les galets "aberrants" très anguleux, légèrement aplatis, pouvant atteindre un diamètre d'une dizaine de centimètres, souvent associés aux grès de Taveyannaz typiques. Dans cette catégorie, les andésites à hornblende sont majoritaires. La fragilité de ces galets exclut un long transport.

Nous notons la présence extrêmement rare de fragments diabasiques de même caractère que dans les grès du Val d'Illiez.

b) Les éléments non volcaniques

Ils sont essentiellement représentés par des roches plutoniques granitoïdes et en moindre proportion par des roches sédimentaires.

+ les roches plutoniques

Le groupe des roches profondes comprend des granites, des microgranites, des aplites et des pegmatites. Nous notons de rares fragments de micaschistes, de gneiss ou de métaquartzites.

+ les roches sédimentaires

Elles sont représentées surtout par des roches locales comme des calcaires à grains fins sénoniens, des calcaires biogènes et biodétritiques priaboniens ou urgoniens et des marnes à Foraminifères.

Les schistes, les calcaires gréseux, les quartzites, les cherts et les radiolarites sont d'origine inconnue ou incertaine.

c) Le ciment

La calcite entre parfois dans sa composition mais il est essentiellement formé de chlorite et de minéraux en grains fins provenant des matériaux ci-dessus.

d) Les minéraux de néoformation

Ils sont dus à l'action de la diagenèse et/ou du métamorphisme de faible intensité : zéolites, minéraux argileux et minéraux du faciès spilitique.

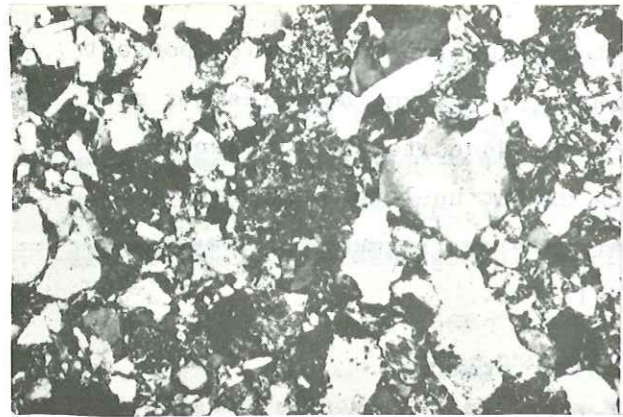
Nous trouvons aussi des minéraux de néoformations dans les zones broyées et dans les fissures.

+ les minéraux de la diagenèse et/ou du métamorphisme

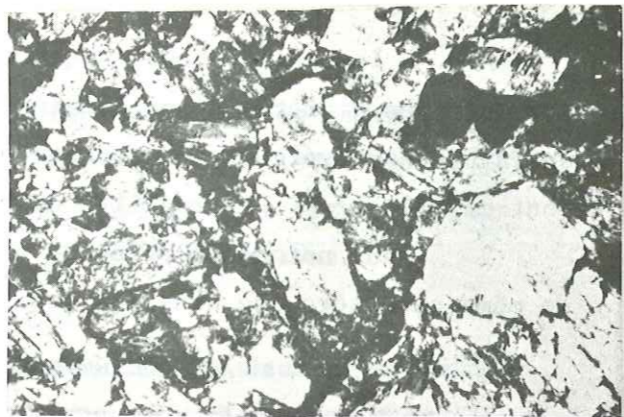
Suivant l'apparition de tel ou tel minéral, ils nous ont permis de classer les grès de Taveyannaz en diverses catégories :

* Grauwackes à laumontite :

Ce faciès correspond aux grès mouchetés (Pl. III 4) où se distinguent des mouchetures, d'un diamètre voisin de 3 millimètres, constituées de taches blanches arrondies entourées d'un fond verdâtre.



1



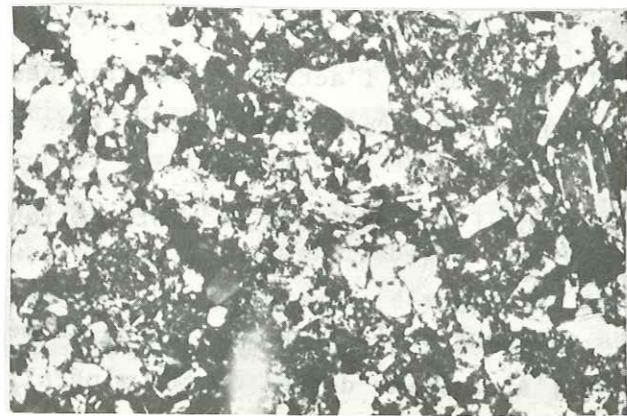
2



3



4



5

PLANCHE III

PLANCHE III

- 1 - Grès du Val d'Illicz (x 63)
- 2 - Galet d'andésite dans les grès de Taveyannaz (x 25)
- 3 - Galet d'andésite à structure felsitique dans les grès de Taveyannaz (x 160)
- 4 - Grès de Taveyannaz à laumontite (x 63)
- 5 - Faciès vert du grès de Taveyannaz (x 63)

C'est une roche assez tendre, d'aspect tufacé. Les mouchetures paraissent en être les parties les plus altérées. La laumontite envahit les interstices entre les grains détritiques et ce qui correspond à la pâte vitreuse des andésites. Elle corrode les plagioclases et s'insinue dans les clivages de la biotite. Les seuls minéraux qui ont échappé à ce remplacement calcique sont le quartz, la hornblende et l'augite.

La masse de fond vert foncé paraît inaltérée sous le microscope car chaque espèce minérale de néoformation remplace individuellement la phase primitive. Ainsi, il y a pseudomorphose et les structures les plus délicates des andésites sont bien conservées. L'albite occupe uniquement la place du labrador et la chlorite celle du verre primitif. Cette masse de fond chloriteuse est très pauvre en minéraux calciques, rarement calcite et sphène en petits granules. Le quartz et les minéraux ferromagnésiens sont également inaltérés. Occasionnellement, nous observons de la prehnite et de la pumpellyite en nids isolés.

* *Grauwackes à faciès vert* :

Selon J. Martini (1968) cette catégorie est à subdiviser en deux faciès extrêmes : le faciès vert sensu stricto et le faciès vert micro-moucheté. Entre les deux, il existe tous les intermédiaires. Dans le synclinal de Thônes il n'apparaît que le faciès vert s.s. (Pl. III 5).

Ces grauwackes sont dures et massives. Microscopiquement, elles sont comparables à la masse de fond verdâtre des grès mouchetés bien que les phénocristaux d'albite contiennent toujours de fines inclusions d'un mica (de la phengite peut-être).

Les minéraux calciques secondaires sont rares et représentés par un peu de calcite et du sphène. Nous notons aussi une chloritisation plus ou moins avancée, souvent complète de la hornblende et de l'augite. Ainsi, c'est le type vert qui a le mieux conservé les structures primitives, mais il s'agit aussi du type le plus évolué puisqu'aucun minéral volcanique primaire ne subsiste. Ce faciès est largement développé dans la partie S.W. du synclinal de Thônes (Sawatzki 1975).

Les grauwackes à pumpellyite et prehnite n'existent pas dans le synclinal de Thônes. Elles ont été décrites par J. Martini (1968) dans le massif de Platé.

G. Sawatzki et M. Vuagnat (1971) ont noté l'apparition du faciès heulandite-clinoptilolite dans la partie S.W. du synclinal de Thônes seulement.

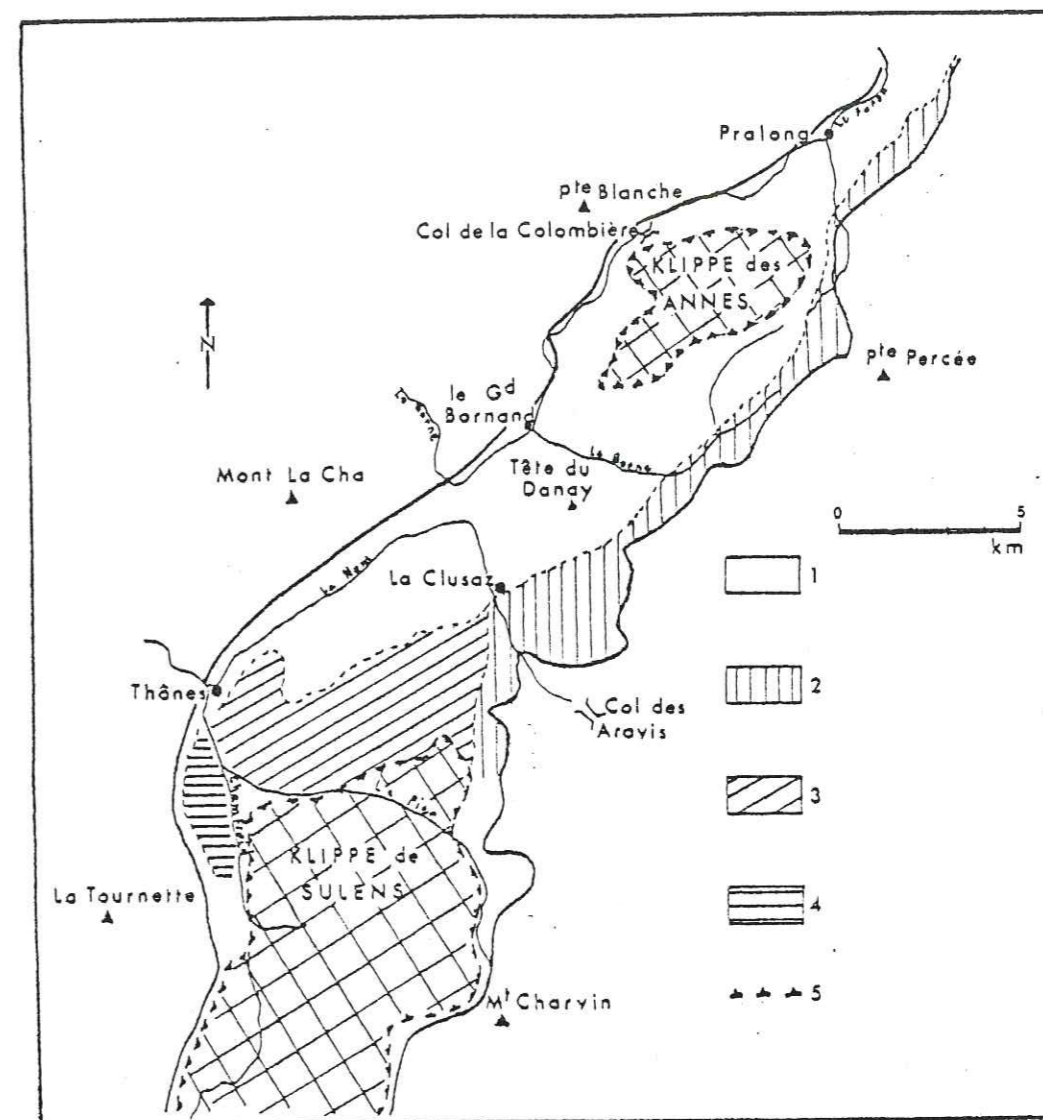


Figure 23a : Répartition des faciès métamorphiques au sein du synclinal de Thônes (d'après Sawatzki 1975, modifiée)

Légende :

- 1 - Minéraux argileux
- 2 - Faciès à laumontite
- 3 - Faciès de transition entre le faciès à laumontite et le faciès à heulandite
- 4 - Faciès à heulandite
- 5 - Plan de chevauchement

* *Les minéraux argileux*

G. Sawatzki (1975) a observé de l'illite, de la chlorite, de la corrensite, de la chlorite gonflante, un interstratifié illite/smectite, des reliques de smectite.

J. Aprahamian, B. Pairis et J.-L. Pairis (1975) ont étudié la cristallinité de l'illite dans le massif de Platé afin d'estimer les conditions du métamorphisme. Ils ont obtenu une température comprise entre 100 et 200°C et une pression variant de 0,7 Kbar à 1,5 Kbar, ce qui correspond à une profondeur de 2,7 kilomètres à 6 kilomètres.

Ainsi, nous remarquons un décroissement de l'intensité du métamorphisme en allant vers le S.W. G. Sawatzki (1975) l'avait déjà observé sur l'ensemble du synclinal de Thônes (fig. 23a) ainsi que J. Martini et M. Vuagnat (1965) pour tout le flysch nord-helvétique.

Ce métamorphisme est sans doute dû à la surcharge provoquée par le passage des klippen subbriançonnaises et ultra-helvétiques bien que G. Sawatzki (1975) relie le faciès vert s.s. à un phénomène de calcitisation.

+) minéraux des fissures et des zones broyées

Suivant la nature de l'encaissant, G. Sawatzki et al. (1971) a observé des minéraux de néoformation différents.

* *Dans les zones broyées*

Lorsque l'encaissant est dans le faciès à laumontite, il y a apparition de la pumpellyite-prehnite ; au contraire, si l'encaissant est le faciès à heulandite, la zone broyée est envahie par la laumontite.

Dans les zones de transition entre le faciès à laumontite et le faciès à heulandite, nous rencontrons aussi bien de la pumpellyite que de la prehnite ou de la laumontite. Parfois, celle-ci est remplacée par de la datolite.

* *Dans les fissures*

Si l'encaissant est la laumontite, il se forme de la laumontite en agrégats blancs poudreux, souvent déshydratés. Cette cristallisation est fréquemment suivie par celle de la calcite remplacée à son tour par du quartz. La chabasia et l'heulandite participent rarement au remplissage des fissures dans ce cas-là.

Si l'encaissant est le faciès à heulandite, il y a apparition de l'heulandite et de la stilbite parfois accompagnée ou remplacée par de la calcite.

Dans la zone de transition entre les deux faciès, il y a abondance de

stilbite. La chabasia et l'heulandite sont aussi fréquentes.

e) *Les accidents sédimentaires*

+) les pseudo galets

Ce sont des galets mous entourés par un encroûtement calcitique. En fait, il existe un encroûtement externe, assimilable aux marges calcitiques de bancs gréseux et une zone blanchâtre directement en contact avec les galets mous (marnes ou schistes) : il s'agit de laumontite. Souvent associés aux galets "aberrants", ils ont sans doute "été" mis en place par des courants de turbidités arrachant à leur passage des blocs de lave et des paquets de marnes ou de schistes.

+) les galets

On remarque souvent sur leur pourtour une marge blanche laumontitisée. Il y a rarement des zéolites à l'intérieur.

+) les accidents carbonneux

Ce sont des fragments carbonneux très localisés. Il s'agit probablement de débris de bois flottés, entraînés par les courants de turbidités, puis sédimentés au large des côtes.

C- ETUDE PETROGRAPHIQUE QUANTITATIVE

Cette étude est nécessaire pour mettre en évidence les termes intermédiaires non reconnaissables à l'oeil nu entre les grès de Taveyannaz et les grès de la Tête du Danay ou les grès de Taveyannaz et les grès du val d'Illiez.

Les fragments volcaniques ne sont pas répartis uniformément dans le flysch dauphinois, les andésites sont plutôt dans les grès de Taveyannaz et les diabases surtout dans les grès du Val d'Illiez.

Nous notons aussi que lorsque le pourcentage des éléments volcaniques (andésites plus diabases) augmente, celui des quartz isolés, des roches volcaniques acides et des fragments calcaires diminue (fig. 22).

Leur répartition forme une sorte de courbe de Gauss : 0% ou presque d'éléments volcaniques dans les grès de la Tête du Danay ; nous passons par un maximum dans les grès de Taveyannaz à 80% pour arriver dans un intervalle de 1 à 40% pour les grès du Val d'Illiez.

G. Sawatzki (1975) a approfondi au maximum cette étude des grès du flysch dauphinois. Il en a tiré un tableau qui montre bien une série évolutive des grès de la Tête du Danay aux grès du Val d'Illiez en passant par les

grès de Taveyannaz.

Nous présentons ce tableau qui servira de conclusion à ce chapitre et auquel nous nous sommes référé tout au cours de ce travail.

D- CONCLUSION

| Type de flysch | Pourcentage en éléments volc. A* et D* = V' | $P = \frac{\sum \text{éléments A}^*}{\sum \text{éléments A}^* + \text{D}^*}$ |
|----------------------------------------|---------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------|
| Flysch interne (SE) | | |
| Grès ultrahelvétiques (GUH) | 0 | — |
| Grès intermédiaires (GI) | 1-40 | 1 |
| Grès de Taveyanne intermédiaires (GTI) | 40-60 | 1 |
| Grès de Taveyanne typiques (GTT) | >60 | 1 |
| Grès de Taveyanne pauvres (GTP) | 40-60 | $p > 0,5$ |
| Grès du val d'Illeiez riches } (GVI) | 20-40 | $p > 0,5$ |
| Grès du val d'Illeiez pauvres } | 1-20 | $p < 0,5$ |
| Flysch externe (NW) | | |
| Grès de la molasse de Bonneville | 0 | — |

A* : éléments volcaniques andésitiques

D* : éléments volcaniques diabasiques

CHAPITRE II

LES "PORPHYRES" DE BIELLA DANS LEUR CONTEXTE STRUCTURAL

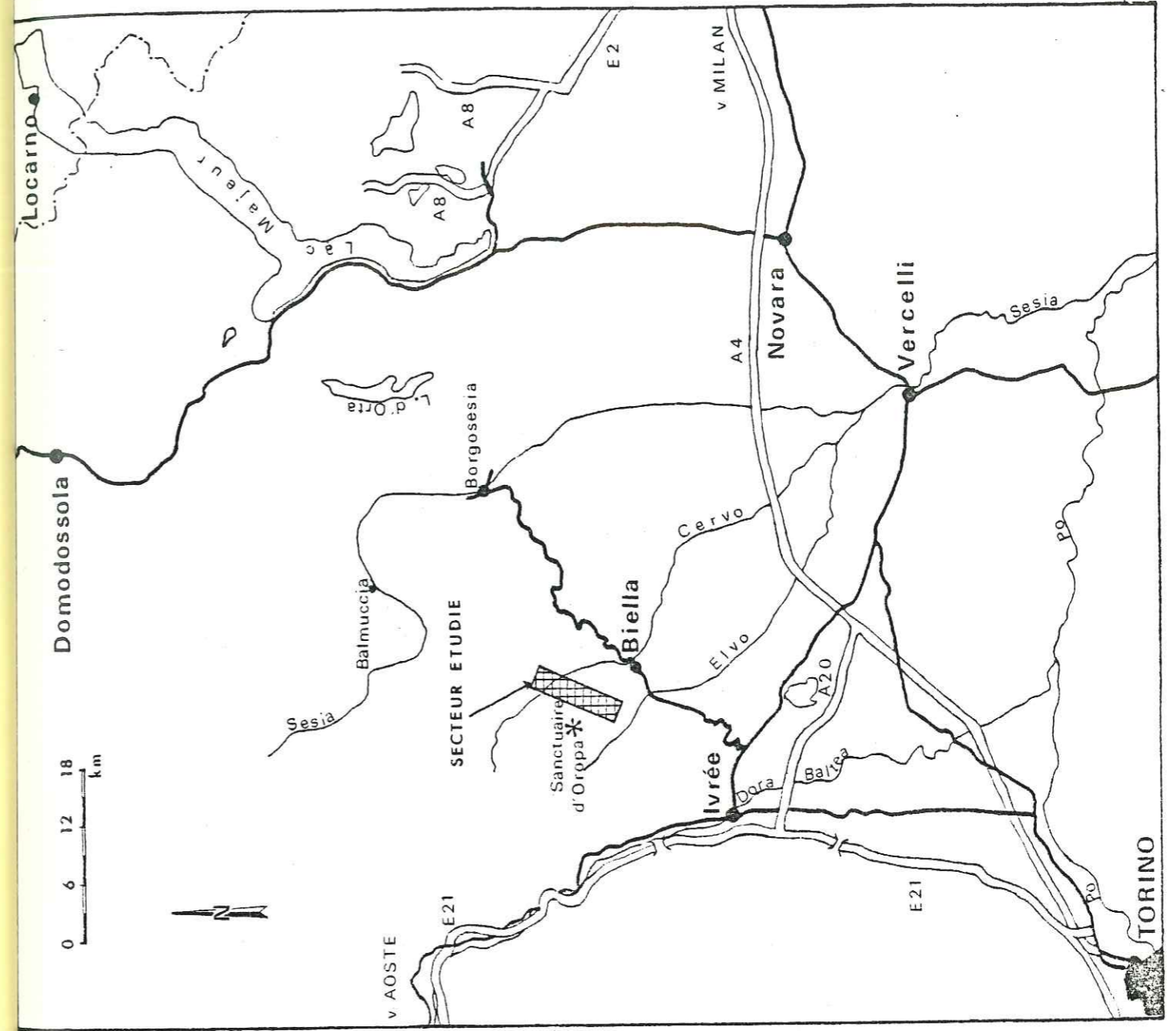
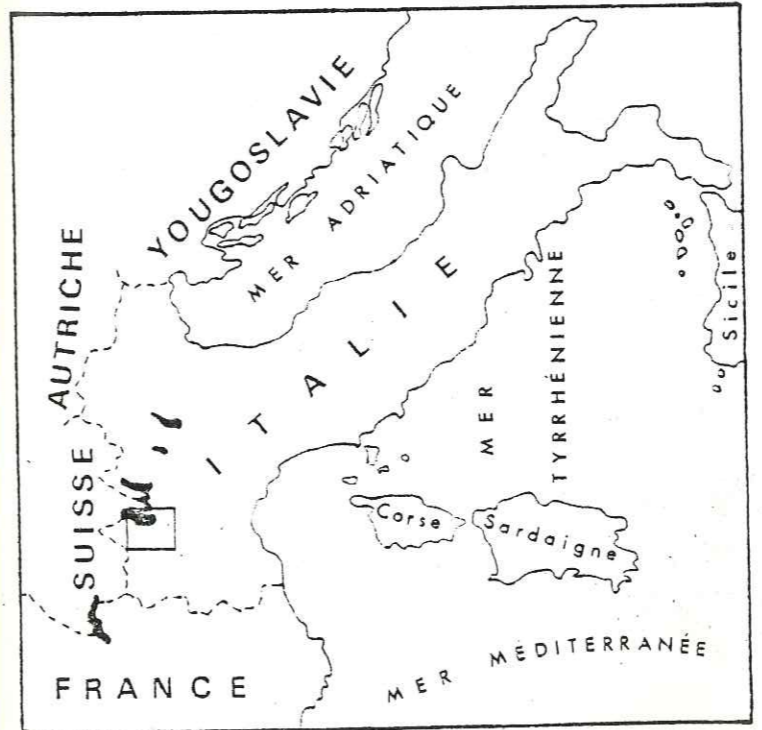


Figure 24 :

Le cadre géographique du secteur

Pollone-Falletti

CHAPITRE II : LES "PORPHYRES" DE BIELLA DANS LEUR CONTEXTE STRUCTURAL

I - INTRODUCTION

A- CADRE GEOGRAPHIQUE (fig. 24)

Le terrain étudié dans ce chapitre représente une bande très complexe de 7 à 8 kilomètres de long sur 3 à 4 kilomètres de large située à une trentaine de kilomètres au S.W. du Lac Majeur et à une quinzaine de kilomètres du N.NE. d'Ivrée.

Ce secteur est à cheval sur la plaine de Biella et les premiers reliefs importants des Alpes italiennes formés par le Massif de Sesia (Mt. Muan-da : 1446m, Cima Cucco : 1288m), à 6 kilomètres au N.W. de Biella.

Il est délimité au N.E. par le Cervo (le principal cours d'eau de la région) et le village de Falletti, et au S.W. par le Torrent Oremo, un affluent de l'Elvo, et le bourg de Pollone. La principale caractéristique morphologique de ce domaine est le découpage en une succession de ravins abruptes et de crêtes par des torrents dévalant les premiers contreforts montagneux. Ceci nous a permis d'obtenir une série de coupes du S.W. vers le N.E. La seule difficulté du terrain provient d'un fort couvert végétal (prairie et forêt) dû à un climat relativement doux et à des précipitations abondantes.

Enfin, cette région a un certain attrait touristique de part la présence du magnifique sanctuaire d'Oropa et d'une petite station de sports d'hiver sur le flanc N.E. du Mt. Mucrone.

B- CADRE GEOLOGIQUE (fig. 25, 26)

Cette bande de terrain se situe dans un secteur clef des Alpes franco-italiennes à la limite Alpes occidentales - Alpes orientales. Nous avons étudié successivement des formations de la zone de Sesia, de la zone du Canavese, de la zone d'Ivrée. Nous rappelons ci-dessous les principales caractéristiques de ces divers domaines en insistant particulièrement sur la zone du Canavese, pour laquelle nous présentons un historique.

1) La zone de Sesia

Elle est essentiellement constituée de gneiss et de micaschistes polymétamorphiques et intensément plissés. Ils portent la marque de trois phases métamorphiques importantes (Dal Piaz, Hunziker et Martinotti 1972 ; Scheuring, Ahrendt, Hunziker et Zingg 1974) :

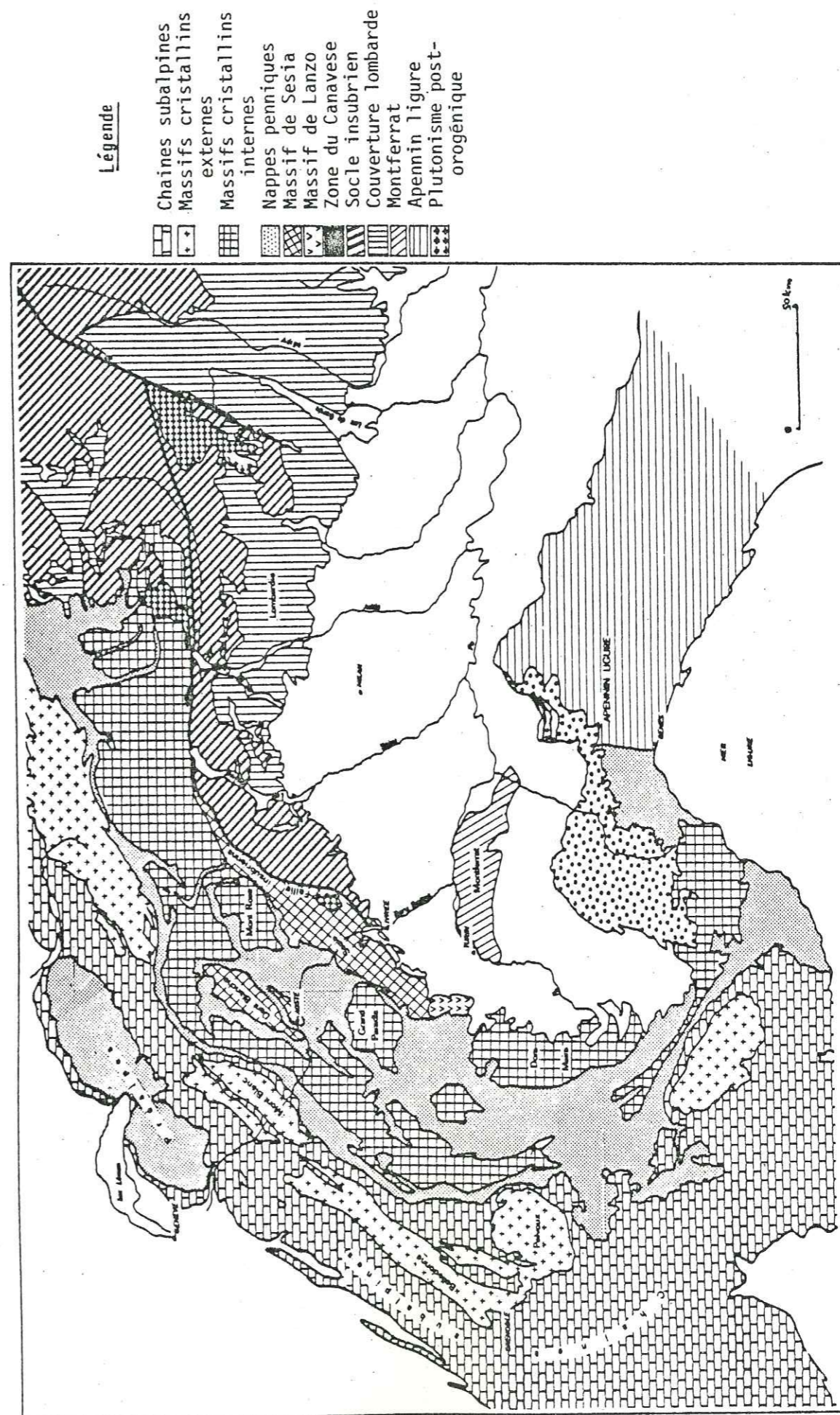
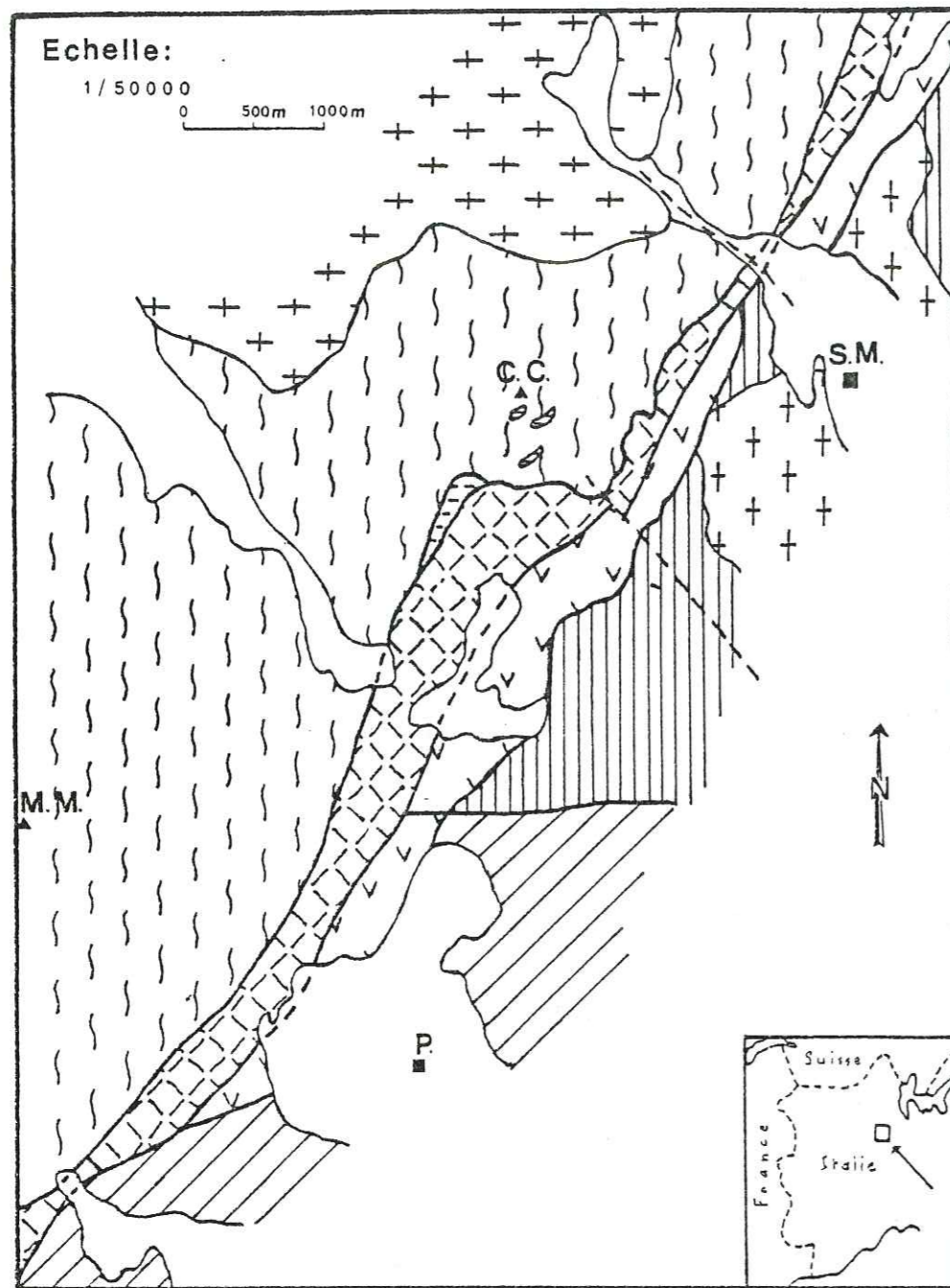











Figure 25 : Carte schématique des Alpes



Légende:

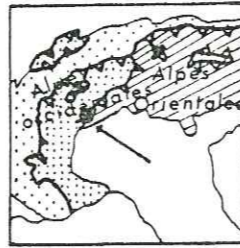
-  Quaternaire
-  Porphyres
(Unité de Momproso)
-  Syénites
-  Micaschistes
(Unité de Cima Cucco)
-  Tonalites
(Unité de Miagliano)
-  Serpentes
(Unité de Favaro)
-  Pyroxénites à grenats
(Unité de C. Monturo)
-  Métagabbros
(Unité de S. Eurosia)
-  Diorites quartzifères
(Unité de Trotti)

B.

Figure 26 : Cadre géologique du secteur Pollone-Falletti

Légende :

- B. : Biella
- P. : Pollone
- M.M. : Mont-Muanda
- C.C. : Cima Cucco
- S.M. : Sagliano Micca



- le polymétamorphisme hercynien H.T. daté de 340, 270 ou 240 M.a. (Hunziker 1974) subsiste à l'état de reliques. Il provoque l'apparition de biotites, de grenats, de sillimanites, de quartz et de feldspaths. Un phénomène de granitisation suit ces épisodes métamorphiques.

- le métamorphisme éoalpin daté entre 90 et 57 M.a. (âge K-Ar) (Hunziker 1974, Scheuring et al. 1974) H.P. - B.T., à paragenèse : jadéite, omphacite, grenats, quartz, micas blancs, glaucophane, parfois : chloritoïde, disthène, épidote, lawsonite, accompagné par la première schistosité régionale de l'orogène alpine.

- le métamorphisme de la phase lépontine vers 38 M.a. (Hunziker 1974; Zingg, Hunziker, Frey et Ahrendt 1976), H.T. - B.P. qui correspond au faciès schiste vert à paragenèse : albite, phengite, épidote, quartz, chlorites, actinote, biotite verte, et parfois, stilpnomélane. Il s'accompagne d'une nouvelle schistosité disposée en éventail.

Seuls les deux épisodes alpins se retrouvent facilement ; les autres ont été partiellement effacés.

Il n'existe qu'un témoin de la couverture sédimentaire de ce socle : le Mont Dolin (Massif de la Dent Blanche), qui montre un lias bréchré réduit du même type que celui de la zone du Canavese (Hagen 1949).

Il faut noter la présence des granodiorites de Traversella et des syénites de Biella intrusives dans le massif de Sesia. Ces roches ont été datées par la méthode K. - Ar. entre 33 et 28 M.a. (Dal Piaz et al. 1972, Scheuring et al. 1974).

Les études structurales sur la zone de Sesia sont rares. Néanmoins il existe deux hypothèses principales :

- certains auteurs (Argand 1910; Dal Piaz et al. 1972) voient dans le Massif de Sesia la racine verticale de la série d'Arolla (partie inférieure de la nappe de la Dent Blanche).

- d'autres (Comes 1975; Caby 1977; Auboin, Blanchet, Labesse et Wozniak 1977) la considèrent comme une structure en nappe, ployée ultérieurement en un dôme complexe tardif ; la série d'Arolla se rattachant cependant à ce domaine.

Il reste encore l'épineux problème de la signification du massif de Sesia. Deux courants d'idées s'affrontent :

- J. Debelmas (1975) ; J. Chorowicz et J. Geysant (1976) ; R. Caby (1977), considèrent ce massif comme un "micro craton", plus ou moins

dépendant du domaine austro-alpin, entre le paléocéan piémontais et la zone du Canavese.

- J. Aubouin (1975) ; J. Wozniak (1977, 1979) pensent qu'il représente la bordure la plus orientale de la plaque européenne, bordé de part et d'autre par des schistes lustrés : les schistes de Bio, de Levone (Wozniak 1977) d'une part et les schistes lustrés piémontais d'autre part.

2) La zone du Canavese

a) Historique

La bibliographie sur la zone du Canavese est relativement riche. Elle se divise en deux périodes :

- jusqu'en 1908, sur des études ponctuelles, divers auteurs ont décrit et cerné l'âge des roches du Canavese.

- à partir de 1908 on s'occupe plutôt des relations de la zone du Canavese avec les zones voisines. On s'aperçoit ainsi que la "zone" du Canavese est un domaine géographique sans aucune signification paléogéographique.

+) de 1835 à 1908 :

Le premier travail sérieux remonte à V. Barelli (1835) sur le granite de Belmonte. Il est suivi dix ans plus tard par celui de A. Sismonda (1845). Il nous donne une lithologie précise des roches sédimentaires non métamorphisées d'âge jurassique, selon lui. Cet âge est remis en question par B. Gastaldi en 1871 et M. Baretta en 1877 qui travaillèrent respectivement dans le secteur Levone - Montalto et dans le Grand Paradis et décrivent des terrains sédimentaires qu'ils attribuèrent au Paléozoïque. La première étape importante sur la connaissance de la "zone" du Canavese est fournie par l'étude de A. Issel (1884-1893) sur le Massif lherzolitique de Rivara. Il est le premier à découvrir des roches ultra-basiques dans la "zone" de Canavese. Elles deviendront plus tard des ophiolites (Novarese 1929 ; Baggio 1963-1965) et récemment (Nicolas 1972) des roches ultra-basiques rattachées au manteau supérieur continental de la zone d'Ivrée. Il démontre l'âge triasique de certains calcaires et fait des comparaisons avec la Ligurie orientale. T. Taramelli (1885) est le premier à reconnaître la "zone" du Canavese de Locarno (Lac Majeur) à Levone. Il associe des calcaires du Val d'Ossola à des calcaires près de Montalto. S. Traverso (1890-1893), à partir d'un travail de pétrographie microscopique très fouillé, a décrit les granites, les "porphyres" et les tufs volcaniques. Il confirme aussi l'existence de terrains paléozoïques et mésozoïques se terminant par des calcaires dolomitiques et des schis-

tes. En 1893, paraît l'oeuvre majeure de M. Baretta : "La Geologia della provincia di Torino" et il attribue cette fois un âge triasique aux terrains sédimentaires. Il rejoint ainsi l'opinion de A. Issel (1884-1893).

Le premier cycle de connaissance sur la "zone" du Canavese se termine au début du 20ème siècle. Tous les auteurs de cette époque s'accordent pour attribuer à la "zone" du Canavese un complexe de terrains sédimentaires non métamorphiques paléozoïques et/ou mésozoïques accompagnés de granites, de "porphyres", de tufs volcaniques et de roches ultra-basiques.

+) de 1908 à 1980

De 1908 à 1912, paraît toute une série de travaux consacrés aux relevés des cartes 1/100 000 d'Italie sous la direction de S. Franchi et de A. Stella. Ils démontrent la continuité de la "zone" du Canavese, du Lac de Comes à Levone et la divise en trois tronçons.

Ils découvrent des niveaux liasiques et jurassiques supérieurs dont ils nous donnent les caractéristiques stratigraphiques et pétrographiques. E. Argand (1909-1910) définit pour la première fois la "zone" du Canavese, dont l'extension géographique a été reconnue par T. Taramelli (1885), comme une unité tectonique des Alpes occidentales. Il considère l'unité tectonique du Canavese comme du Pennique supérieur, représentant la racine des nappes rhétiques (Massif de la Dent Blanche). Au contraire, M. Lugon, G. Henny (1915) et R. Staub (1916) l'interprètent comme la zone des racines des nappes austro-alpines et l'associent aux Alpes méridionales. Leur avis est partagé par V. Novarese (1929) et P. Baggio (1963-1965). V. Novarese a étudié l'ensemble de la "zone" du Canavese dans sa monographie de 1929 et il démontre la ressemblance du socle de la "zone" du Canavese avec celui des Alpes méridionales. Il considère les roches vertes comme des lambeaux "ophiolitiques" mésozoïques et pose ainsi le problème d'une relation avec la zone des schistes lustrés alpins à ophiolithes. P. Baggio (1963-1965) après une étude systématique de la "zone" du Canavese entre Levone et Bio, où il découvre les premières calpionelles, s'oppose à V. Novarese (1929). Il nie l'existence d'ophiolites mésozoïques et donne à ces roches ultra-basiques un âge paléozoïque. Il place la faille du Canavese entre la zone de Sesia et la "zone" du Canavese. Au contraire, E. Argand (1909) la situe entre la zone d'Ivrée et la "zone" du Canavese. Ainsi on a donné le même nom à deux accidents tectoniques bien distincts. Nous trancherons en attribuant le nom de faille du Canavese à celle située entre la "zone" du Canavese et la zone d'Ivrée.

Nous constatons aussi que dès 1915, la "zone" du Canavese est interprétée de plusieurs façons. Certains auteurs comme E. Argand (1910) la

rattache aux Alpes occidentales donc à la plaque européenne, d'autres (Lugeon, Henny 1915) aux Alpes méridionales donc à la plaque africaine. Nous verrons dans la suite de cet exposé que ce problème est le principal sujet de querelle des divers auteurs. F. Carraro (1966-1970) a un avis partagé. Il considère le complexe sédimentaire de la "zone" du Canavese comme la couverture du socle de la zone de Sesia et de celui de la zone d'Ivrée. Il s'est aussi intéressé à l'ardu problème des schistes de "Rimella" et de "Fobello". G. Elter, P. Elter, C. Sturani et M. Weidman (1966) ont une position ambiguë. Ils rattachent la "zone" du Canavese aux Alpes méridionales d'un point de vue structural, et au domaine austro-alpin d'un point de vue paléogéographique. Ils comparent aussi les séries du Canavese à celles de l'Apennin ligure en se basant sur l'existence d'ophiolites mésozoïques et de radiorites. Pour eux, la "zone" du Canavese représente la racine de la nappe de la Simme, et ils notent l'existence d'un accident tectonique important entre la zone de Sesia et la "zone" du Canavese. A. Ahrendt (1972) se prononce pour une appartenance de la "zone" du Canavese aux Alpes méridionales après une étude sur les secteurs de Bric Figlia, de Montalto et de Biella. J. Wozniak (1977) partage son avis. Il montre une grande ressemblance entre les séries sédimentaires de la "zone" du Canavese, entre la zone de Bio et celle du domaine lombard, couverture du socle d'Ivrée. J. Debelmas (1974-1975) considère la "zone" du Canavese comme un "hiatus". C'est le reste d'un bassin à fond océanique (présence d'ophiolites) autonome, différent du bassin océanique des schistes lustrés et d'où serait issue la nappe de la Simme. Il serait lié au bassin ligure. Pour J. Aubouin (1975) et J. Aubouin, R. Blanchet, B. Labesse et J. Wozniak (1977), la "zone" du Canavese représente la cicatrice entièrement suturée de la zone océanique fondamentale séparant la plaque européenne de la plaque africaine. Il n'y aurait pas de domaine des schistes lustrés mais une nappe des schistes lustrés dont l'origine serait à rechercher dans la cicatrice entre la zone d'Ivrée et la zone de Sesia. Nous terminerons cette revue par les travaux de A. Nicolas (1968 à 1972) et de R. Sacchi (1977).

A. Nicolas (1968 à 1972) démontre à partir de nombreuses données pétrographiques et géochimiques que les massifs ultra-basiques jalonnant la faille du Canavese sont d'origine continentale, sans doute issue du manteau supérieur de la zone d'Ivrée. Ils n'ont rien à voir avec des ophiolites car ils n'ont aucune affinité océanique, ce qui rejoint plus ou moins les conceptions de P. Baggio (1963, 1965). G. Ménard (1979), à partir d'une approche géophysique, nous propose divers modèles susceptibles d'expliquer la mise en place des massifs ultra-basiques : Lanzo, Baldisero, etc ... à partir du

manteau supérieur d'Ivrée. Il rejoint en cela l'opinion de A. Nicolas (1972). En 1977, R. Sacchi s'est particulièrement intéressé aux schistes de Rimella entre Sesia et Toce. Il nous propose un rétrocharriage de ces schistes de la zone de Sesia sur la zone d'Ivrée.

Ainsi il apparaît clairement que la "zone" du Canavese est un ensemble de terrains appartenant soit au domaine de Sesia, soit au domaine d'Ivrée. Le terme de "zone" est employé uniquement dans un sens géographique ou cartographique. Il désigne une succession de terrains en copeaux ou en écaillés, du N.E. vers le S.W., coincés entre deux accidents majeurs.

Néanmoins, la "zone" du Canavese est une région clé des Alpes à la limite des Alpes méridionales, orientales, occidentales et de l'Apennin.

b) Caractéristiques géologiques de la "zone" du Canavese

C'est un ensemble de roches sédimentaires, éruptives et de socle, découpé par un réseau de failles et qui jalonnent un accident majeur des Alpes : la faille du Canavese ou faille insubrienne. Ce complexe de terrains très tectonisés, parfois métamorphisés, souvent altérés, s'étend de Levone au S.W. jusqu'à Gravedona (en bordure du Lac de Comes) au N.E. Les divers éléments sont coincés entre la zone de Sesia au N.W. et la zone d'Ivrée au S.E.

La "zone" du Canavese est classiquement divisée en trois tronçons (Novarese 1929) (fig.27) :

- la "zone" du Canavese s.s. entre Levone et Montalto
- le secteur "biellese" entre Bio et le Valsessera (Scopello)
- un 3ème tronçon entre le Val Mastallone (Fobello et Rimella) et le lac de Comes.

+) la "zone" du Canavese s.s.

C'est dans ce secteur que la série sédimentaire est la plus complète. Elle se définit comme suit (Baggio 1963 ; Debelmas 1975 ; Wozniak 1977) (fig.27) :

- calcaire dolomitique du Trias,
- brèches liasiques type "macchia vecchia" à niveaux condensés de type "Ammonitico Rosso",
- radiolarites et grès volcanodétritiques se situant entre le Lias et le Jurassique moyen, provenant de l'érosion de formations permienes caractérisées par un volcanisme rhyo-dacitique,
- marno calcaires à radiolaires jurassiques moyens et supérieurs,
- calcaires à Calpionelles à faciès "maiolica",

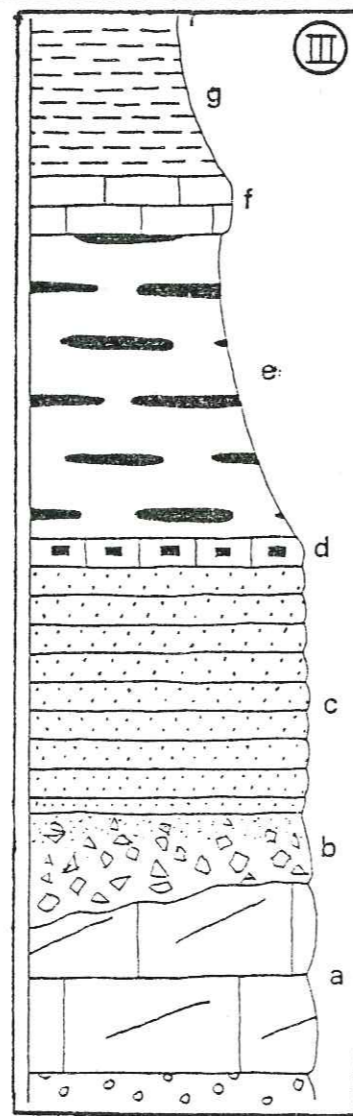
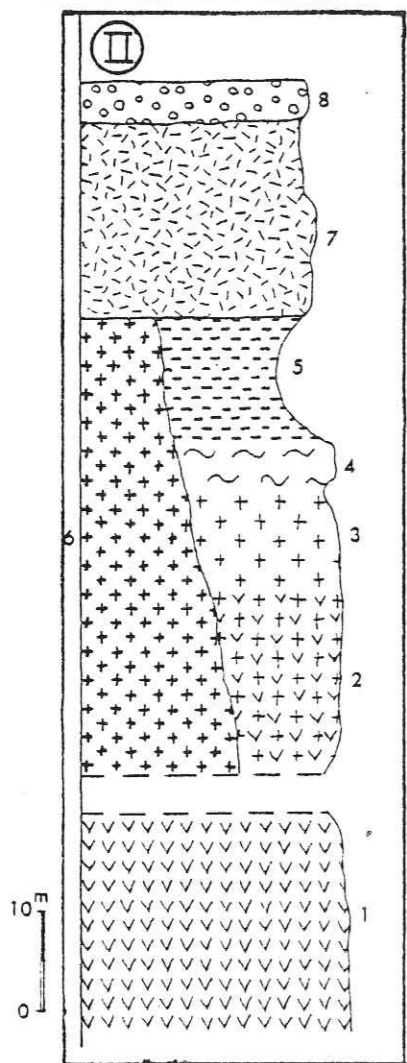
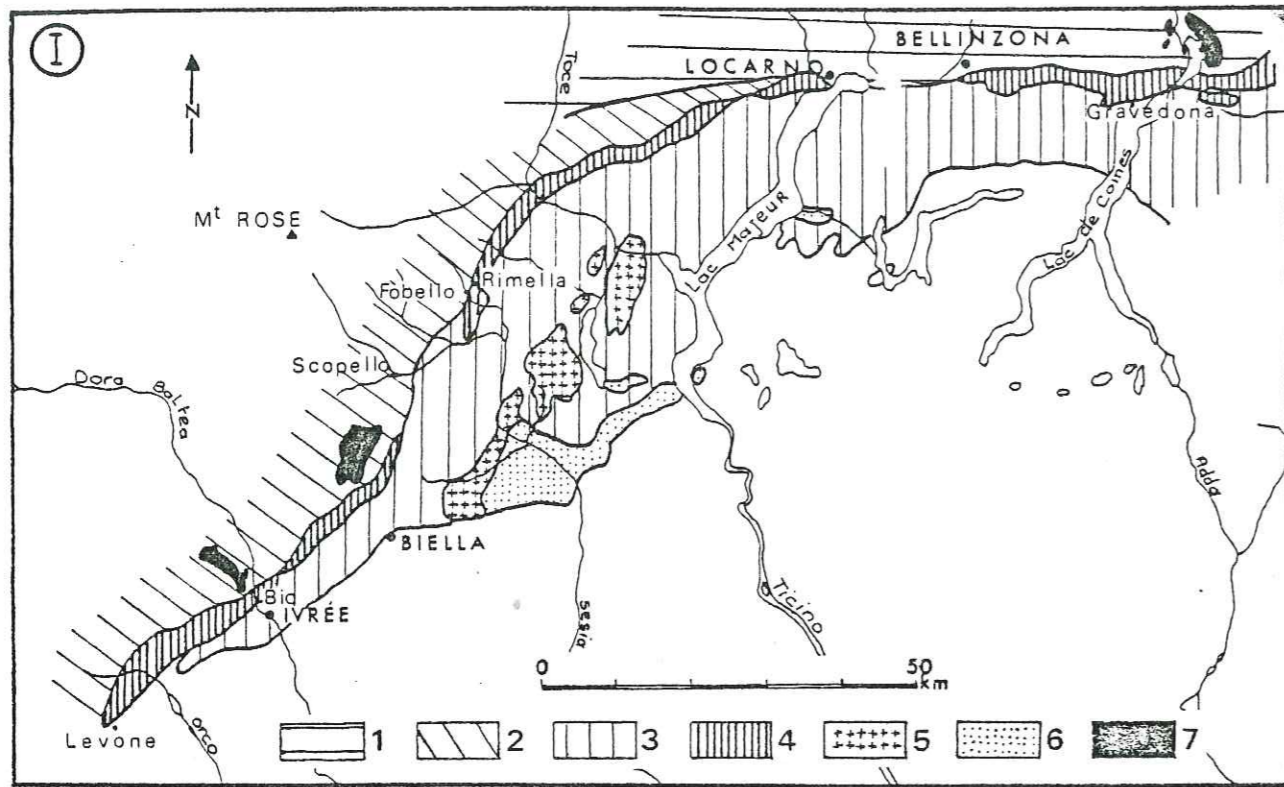


Figure 27

Figure 27

Les différents tronçons de la zone du Canavese (I)
 (d'après Novarese 1929, modifiée) - Colonnes synthétiques du socle
 (II) et de la couverture sédimentaire (III) de la zone du Canavese
 (d'après Wozniak 1977)

Légende (I) :

- 1 - Massifs cristallins internes
- 2 - Zone de Sesia
- 3 - Zone d'Ivrée
- 4 - Zone du Canavese
- 5 - Granites post-hercyniens (Raveno, haut et bas Valsesia, etc..)
- 6 - Granites et porphyres du Permien
- 7 - Magmatisme tertiaire (Diorite de Traversella, syénite de Biella, granites de San Fedelino et de Riva)

- (II)
- 1 - Lherzolites
 - 2 - Gabbros-kinzigites
 - 3 - Granite clair
 - 4 - Gneiss
 - 5 - Micaschistes
 - 6 - Granite rose
 - 7 - Rhyolites
 - 8 - Verrucano

- (III)
- a - Calcaire dolomitique (Trias)
 - b - Brèches
 - c - Grès volcano-détritiques pelitiques
 - d - Marnes noires
 - e - Marno-calcaire à radiolaires
 - f - Mañolica
 - g - Scisti neri
- } Lias
- } Jurassique
- } Crétacé inférieur

- pélites sombres à faciès "scisti neri" du Crétacé inférieur,
- brèches grossières à éléments de socle.

Cette série sédimentaire est d'âge mésozoïque, de type lombard (Wozniak 1977), ayant subi un métamorphisme anchizonal (quartz, zéolites, chlorites, micas blancs, parfois un peu d'albite) à épizonal (beaucoup de quartz, d'albite, d'épidote, de chlorites, de muscovites, un peu de feldspath potassique (Hunziker 1974, Zingg et al. 1976)

Le socle est représenté par (Elter et al. 1966 ; Wozniak 1977) (fig.27) :

- des roches ultra-basiques (lherzolites),
- des gabbros métamorphiques d'Ivrée,
- des gneiss et des granites,
- des rhyolites permienes,
- du Verrucano,

Ainsi la "zone" du Canavese s.s. est à associer d'un point de vue paléogéographique à la zone d'Ivrée (identité du socle et des couvertures sédimentaires).

+) le secteur "biellese"

La série sédimentaire est très réduite. Seul le calcaire dolomitique du Trias est bien reconnaissable, le reste de la série mésozoïque a été métamorphisé dans le faciès schistes verts et transformé en calcschistes, schistes argileux ou micaschistes. Nous notons que le degré métamorphique dans ce tronçon est nettement plus élevé que dans le Canavese s.s. Ceci indique qu'il n'y a pas de "zone" de Canavese au sens isopique du terme. Des séries avec une évolution métamorphique aussi différente sont incompatibles avec la notion de zone isopique. Il y a donc obligatoirement juxtaposition de domaines distincts.

Le socle est représenté par des affleurements de roches ultra-basiques (serpentes, pyroxénites à grenats).

L'originalité de cette zone est due à la présence d'une bande d'andésites massives orientée S.W.-N.E. et de tufs de 25 kilomètres de long et de largeur variable à l'affleurement entre 3 mètres et 100 mètres. Cette série calco-alcaline a été métamorphisée dans le faciès schistes verts. Considérée jusqu'en 1969 comme d'âge permien (Bianchi et Dal Piaz 1963 ; Carraro 1966), elle est actuellement datée de l'Oligocène (33 à 29 M.a.) par des approches multiples : tectoniques (Ahrendt 1969-1972), palynologiques dans les tufs andésitiques (Scheuring et al. 1973), magnétiques (Heller et Schmid 1974)

(même pôle magnétique que les plutons oligocènes de Bergell, Biella et Traversella), radiométriques (méthode Rb-Sr, K-Ar, isotopes du Pb) (Scheuring et al. 1973 ; Hunziker 1974 ; Zingg et al. 1976).

+) le tronçon Val Mastallone - lac de Comes

Des alignements de calcaires dolomitiques ou cristallins, des calcschistes, de brèches liasiques à faciès "macchia-vecchia" sont les rares représentants de la série sédimentaire mésozoïque. Le tout est légèrement métamorphisé dans le faciès zéolites.

Des diorites du socle d'Ivrée et du Verrucano représentent le socle et son tégument. La particularité de ce secteur est l'existence de vastes affleurements de schistes sériciteux très tectonisés et métamorphisés (métamorphisme alpin) : ce sont les schistes de "Rimella" et de "Fobello". La signification de ces roches reste obscure ; certains auteurs les rattachent à la zone de Sesia (Reinhardt 1966 ; Sacchi 1977) d'autres à la zone d'Ivrée (Baggio et al. 1969), d'autres encore ont un avis partagé (Porada 1967).

Ainsi le caractère fondamental de cette "zone" du Canavese est son extension géographique. D'un point de vue géologique, elle correspond à la juxtaposition de séries différentes dans leur évolution tectonique et thermodynamique : socle et série sédimentaire lombarde, séries épimétamorphiques, séries à métamorphisme alpin. La "zone" du Canavese n'existe donc pas en tant que zone paléogéographique. C'est une région géographique dont les terrains sont soit rattachés à la zone de Sesia (métamorphisme alpin), soit à la zone d'Ivrée (série lombarde, sans métamorphisme alpin).

Le secteur que nous avons étudié se situe dans le tronçon biellese. Nous décrirons successivement :

- l'unité de Trotti (diorites quartzifères), l'unité de S. Eurosia (métagabbros), l'unité de Miagliano (tonalites), l'unité de Favaro (serpentes), appartenant toutes à la zone d'Ivrée.

- l'unité de Valle (roches sédimentaires), l'unité de Momproso ("porphyres" et tufs volcaniques), l'unité de C. Monturo (pyroxénites à grenats). Ces diverses unités sont des écailles formant la "zone" du Canavese.

- l'unité de Cima Cucco : gneiss et micaschistes de la zone de Sesia.

3) La zone d'Ivrée et les Massifs ultrabasiques associés

a) Données de la Géologie

Elle est encore appelée zone diorito-kinzigitique (Novarese 1931), ou socle orobique ou insubien (de Sitter 1949) lorsqu'elle porte

sa couverture sédimentaire. Elle est constituée de roches intensément métamorphisées du type gabbros métamorphiques, gabbro-diorites, diorites, gneiss à sillimanites, kinzigites (Giraud 1968; Caby et Comes 1975). Ces séries ont subies des métamorphismes anté-hercyniens ou hercyniens d'âge compris entre 1000 M.a. et 300 M.a. (Méthodes Rb-Sr et isotopes du Pb : Hunziker 1974) mais on n'y trouve jamais des traces de métamorphismes alpins. A cette zone, s'ajoute une guirlande de massifs ultrabasiques parsemés le long de la faille du Canavese (fig. 28) dont nous parlerons dans un paragraphe suivant. Des granites hercyniens (Baveno etc.) datés à 270 M.a. (Hunziker 1974) traversent cet ensemble complexe.

La couverture sédimentaire lombarde de ce socle est connue vers l'Est dans les Alpes bergamasques (Alpes méridionales). Elle se caractérise par la série de référence suivante (Bernouilli 1964 ; Blanchet 1965) (fig. 28) :

- un Trias dolomitique (Rhétien marneux à la base, dolomitique au sommet),
- un Lias épais constitué de calcaires fins, à silex, marneux dès la fin de l'Héttangien. Il peut présenter des faciès bréchiques (faciès "Macchia Vecchia"), et il existe deux niveaux à faciès "ammonitico rosso" : l'un Domérien, l'autre à la limite Toarcien-Aalénien,
- un Dogger-Malm siliceux constitué par des formations radiolaritiques rouges suivies par des calcaires rouges à Aptychus (faciès "Rosso à Aptychus"),
- un Jurassique terminal-Crétacé inférieur pélagique calcaire (faciès Maïolica"). Au Crétacé inférieur des intercalations pélitiques dans la "Maïolica" annoncent une sédimentation détritique (faciès "Scisti Neri"). Un puissant flysch crétacé moyen-supérieur suit le dépôt de calcaires marneux, détritiques, gris. D'autre part, les niveaux détritiques sont de plus en plus précoces au-dessus de la "Maïolica" d'E. en W.

L'absence de série sédimentaire sur la partie occidentale du socle d'Ivrée suggère à certains auteurs (Elter et al. 1966) une zone de haut fond (ou ride insubrienne) séparant les Alpes lombardes de la "zone" du Canavese, et servant d'alimentation aux flyschs lombards se trouvant plus à l'Est (Aubouin et al. 1970). Cette zone représente aussi l'extrême bordure du domaine continental africain (Aubouin 1975).

b) Données de la Géophysique

La zone d'Ivrée est caractérisée à la fois par une anomalie gravimétrique positive (Berckemer 1968 ; Goguel 1968) (fig. 29) et par

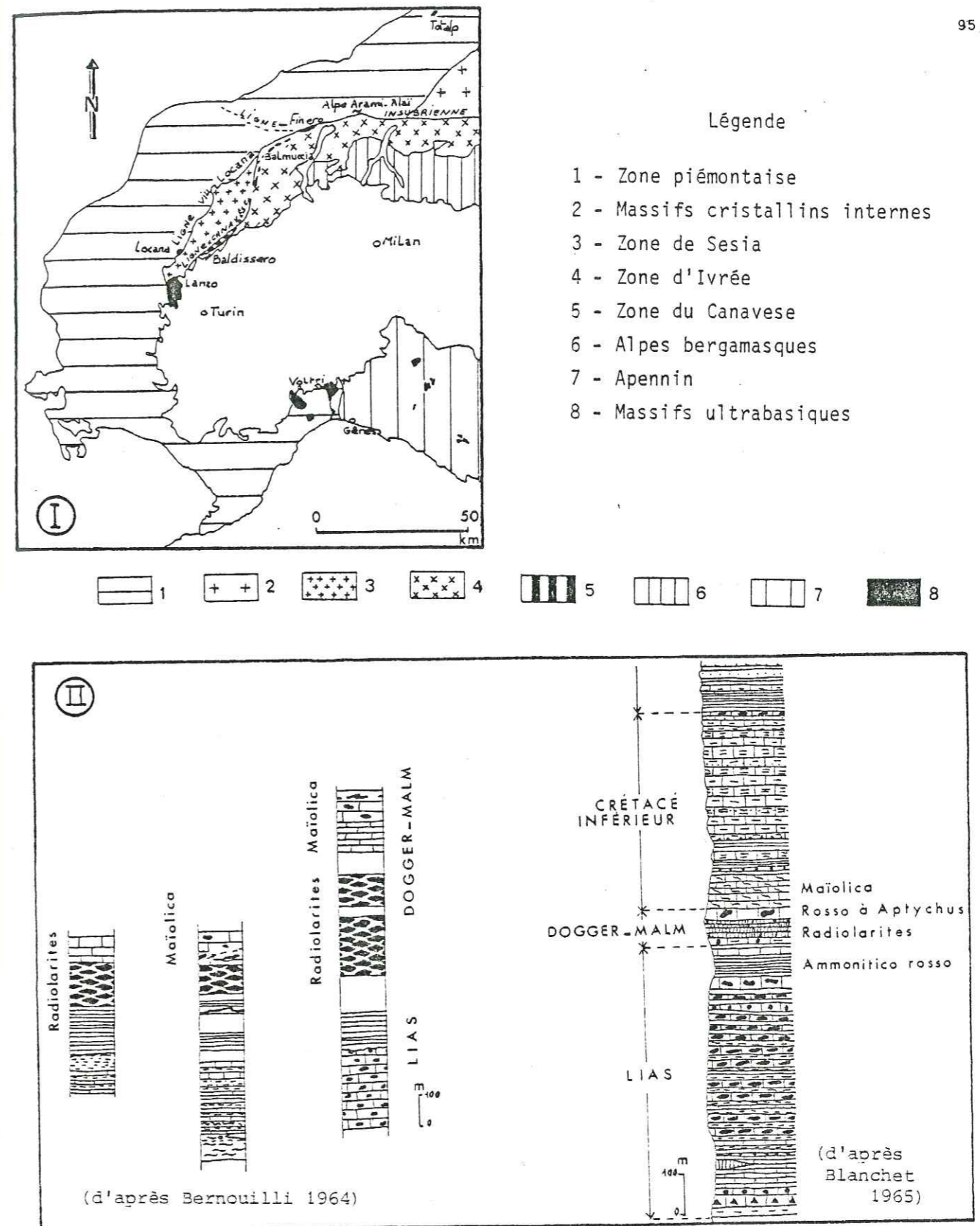


Figure 28 : Répartition des massifs ultrabasiques le long de la faille du Canavese (I) (d'après Nicolas et al. 1972, modifiée) - Série de référence de la couverture sédimentaire lombarde (II)

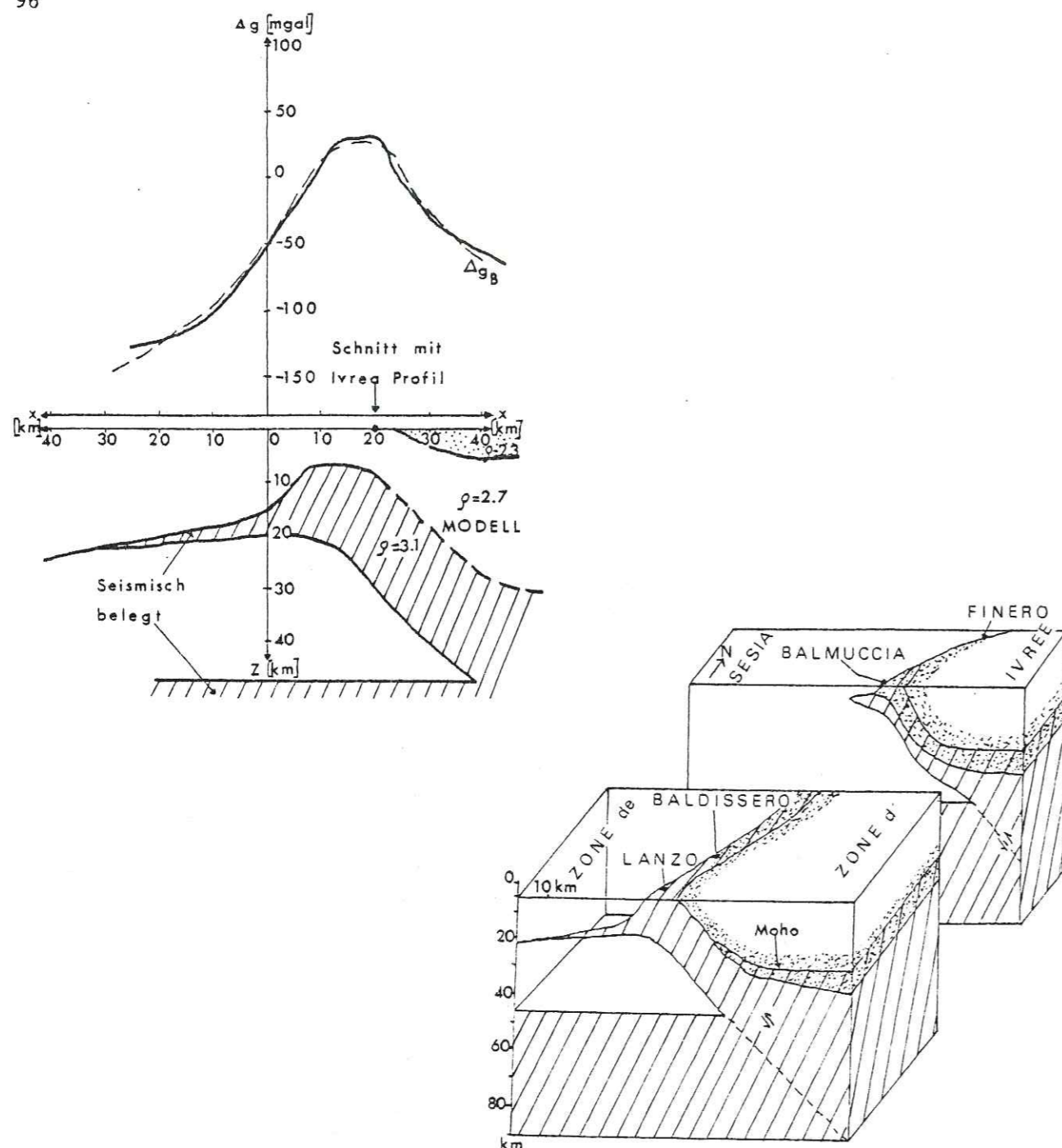


Figure 29 : Coupe interprétative du Moho donnée par H. Berckemer (1968) à l'aplomb de la zone d'anomalie isostatique positive (ρ = densité) Bloc diagramme montrant les relations entre les massifs ultrabasiques et la zone d'Ivrée (d'après Nicolas et al. 1972)

des vitesses sismiques anormalement élevées, dès une profondeur faible (Goguel 1968 ; Ménard 1979).

A une profondeur de l'ordre de 10 kilomètres, la vitesse des ondes longitudinales est de l'ordre de 7,4 km/sec. (Goguel 1968 ; Ménard 1979) alors qu'elle ne devrait être guère supérieure à 6 km/sec. comme c'est le cas plus à l'Ouest. La limite occidentale de la zone rapide paraît fortement inclinée vers l'Ouest et sa position coïncide d'une manière frappante avec la lisière occidentale de l'anomalie gravimétrique. La limite orientale n'est pas connue mais rien n'indique que la zone rapide se prolonge sous la plaine du Pô.

Les valeurs positives de l'anomalie de Bouguer pour cette zone sont de quelques dizaines de mgal alors que le relief élevé des Alpes entraîne des valeurs négatives pour celles-ci (Berckemer 1968 ; Goguel 1968).

La gravimétrie et la sismique indiquent donc la présence dans la zone d'Ivrée de roches à la fois lourdes et rapides, sur une faible largeur, à une profondeur de 10 à 30 kilomètres. Elles devraient être normalement situées sous la surface de Mohorovicic, c'est-à-dire, au moins à 40 kilomètres de profondeur, et constituent probablement les racines des massifs ultrabasiques alignés le long de la faille du Canavese (Wozniak 1977, 1980). G. Ménard (1979) pense que cette remontée du manteau supérieur près de la surface (et même jusqu'à la surface dans Lanzo) est le résultat d'une structure d'extension (création d'un océan avec remontée du manteau supérieur) ayant postérieurement été refermé. Il recherche donc dans la zone d'Ivrée, la trace de ces structures jadis symétriques correspondant aux marges de deux continents séparés par l'ouverture d'un océan.

Il propose donc une nouvelle interprétation du "corps" d'Ivrée. Elle consiste à envisager la structure d'Ivrée comme la superposition de trois ensembles (fig. 30). Le premier, le plus élevé et le plus oriental, est une lame du manteau supérieur anormal appartenant à la lithosphère sudalpine (plaque africaine), elle-même écaillée et replissée par la suite. Cet ensemble chevauche vers le N.W. une unité de manteau supérieur qui s'enfonce vers l'Ouest et qui appartient à la marge amincie de la lithosphère européenne. Enfin, le deuxième domaine chevauche vers l'Ouest un panneau de croûte continentale. Le dernier chevauchement est l'expression d'un clivage affectant la lithosphère européenne.

c) Les massifs ultrabasiques

Ils sont l'expression en surface de la remontée du manteau supérieur sudalpin (voir paragraphe précédent). Ils sont en bordure de

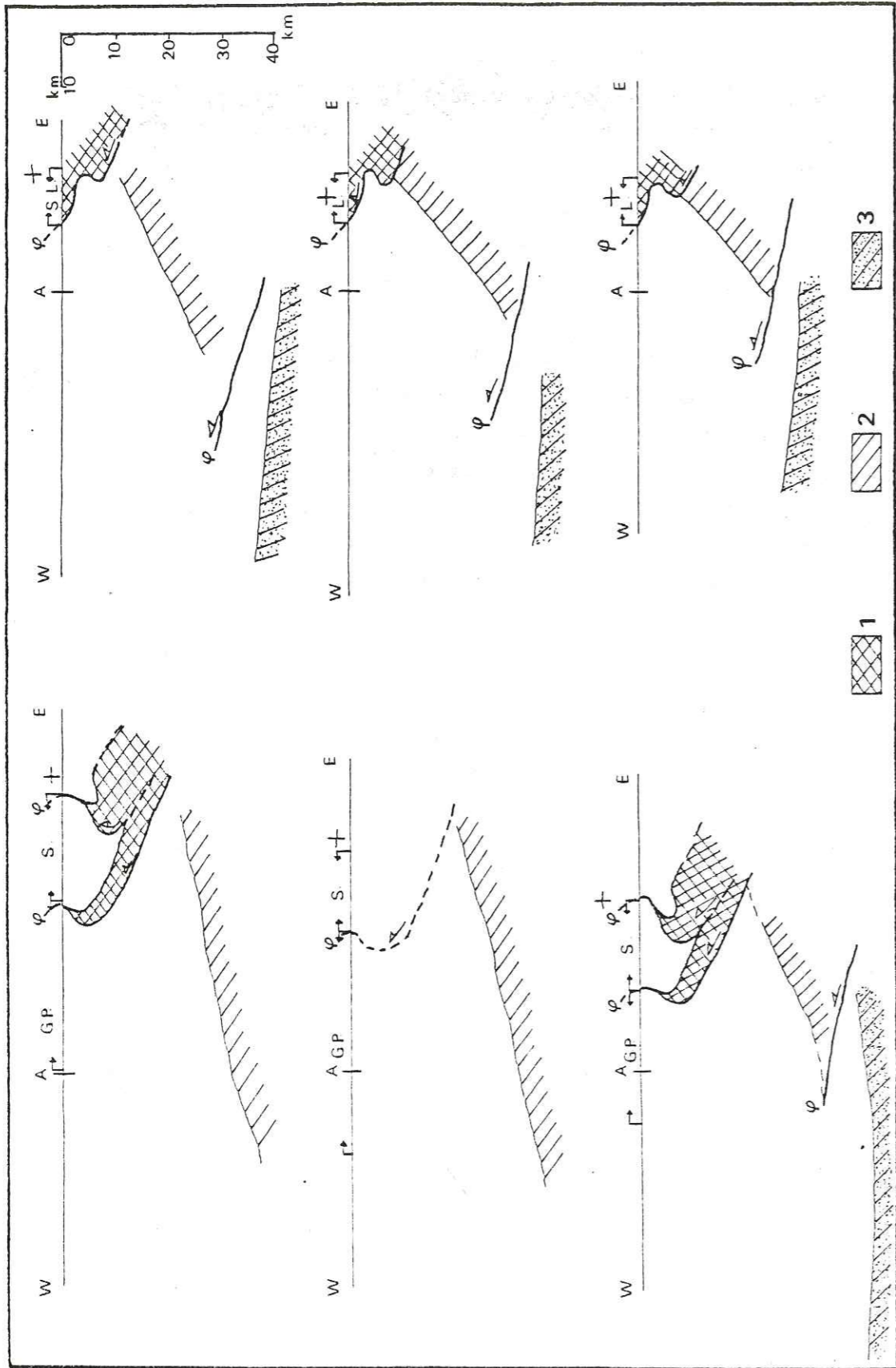


Figure 30 : Interprétation du corps d'Ivrée à partir des données de vitesses sismiques (d'après Ménard 1979, modifiée)

Figure 30

Légende :

- 1 - Manteau supérieur de la lithosphère sudalpine
- 2 - Manteau supérieur de la lithosphère européenne
- 3 - Croûte continentale

- + - Maximum de l'anomalie de Bouguer
- A - Axe de référence des coupes
- G.P. - Grand paradisi
- S - Sesia
- S.L. - Sesia-Lanzo
- L. - Lanzo

la plaque sudalpine (Nicolas et al. 1977) (fig. 31) et ont pour nom massifs de : Alpes Arami au Nord, de Finero, de Balmuccia, de Baldissero, de Locana, de Rivara, de Lanzo, de Trana, de Piossasco et de Voltri.

Ces divers massifs montrent une grande identité chimique et paragéométrique (fig. 31) (Nicolas 1969 ; Boudier 1972 ; Nicolas et Jackson 1972) et texturale. Ils sont tous rubanés et portent les stigmates d'épreuves subies dans le domaine profond (Nicolas 1969) donc à HT et HP. Néanmoins, ils présentent quelques dissemblances dues à une histoire superficielle différente (Nicolas 1969 ; Nicolas et Jackson 1972).

- Le complexe Rivara-Lanzo est un corps de lherzolites (2) plagioclasiques très serpentinisées, à filons gabbroïques. Nous notons aussi la présence d'une lentille hectométrique de Dunite (Bourdier 1972) à Lanzo.

Le massif de Lanzo, dans sa partie nord au moins, est en position de "synclinal" sur les gneiss de Sesia. Ceci est le reflet d'un vaste cisaillement crustal, déformé, postérieur au rapprochement des plaques européennes et africaines (Wozniak 1979).

- Le massif de Locana est le plus occidental des corps ultrabasiques rattachés à la zone d'Ivrée. Il se situe sur la zone tectonique de Viu-Locana. C'est un complexe essentiellement constitué de lherzolites à spinelles.

A cause de leur position externe, proche des ophiolites piémontaises, les massifs de Locana et de Lanzo ont longtemps été considérés aussi comme des ophiolites (Issel 1884 ; Novarese 1929 ; Elter et al. 1966) ce qui a pu prêter à confusion lors de reconstitutions géodynamiques.

- Les massifs de Baldissero et de Balmuccia ont une histoire pétrographique et tectonique semblable. Ce sont tous deux des complexes lherzolitiques à spinelles. Le massif de Baldissero est peu serpentinisé et en contact tectonique avec les rhyolites permienes de la zone du Canavese (Baggio 1963 ; Etienne 1971).

- Finero est un massif très complexe que nous pouvons classer dans les lherzolites à spinelles, peu serpentinisées. Néanmoins, il se divise en trois unités pétrographiques différentes (Nicolas et Boudier 1977) :

- * des péridotites à phlogopite
- * des péridotites amphiboliques

(2) Rappelons la composition minéralogique moyenne de la lherzolite : olivine (forstérite) = 60%, orthopyroxène (enstatite) = 15 à 20%, clinopyroxène (diopside) = 6 à 10%, plagioclase = 6 à 8%, spinelle = 2%.

| | ALPE ARAMI | FINERO | BALMUCCIA | BALDISSERO | LANZO |
|--------------------------------|------------|--------|-----------|------------|-------|
| SiO ₂ | 44,6 | 43,4 | 45,1 | 45,2 | 44,0 |
| Al ₂ O ₃ | 3,1 | 1,5 | 2,5 | 3,0 | 3,7 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,4 | 0,0 | 0,4 | 0,4 | 0,1 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,8 | 4,2 | 3,9 | 3,1 | 2,1 |
| FeO | 5,8 | 4,1 | 5,8 | 5,9 | 6,3 |
| MnO | tr | 0,0 | 0,2 | 0,2 | 0,2 |
| MgO | 40,0 | 44,8 | 39,1 | 38,9 | 40,9 |
| CaO | 3,2 | - | 2,9 | 3,2 | 2,4 |
| Na ₂ O | - | 0,4 | - | - | 0,2 |
| K ₂ O | - | 1,1 | - | - | - |
| TiO ₂ | 0,1 | 0,4 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| P ₂ O ₅ | - | - | - | - | - |
| $\frac{MgO}{\Sigma FeO} (*)$ | 4,8 | 5,7 | 4,2 | 4,5 | 5,0 |

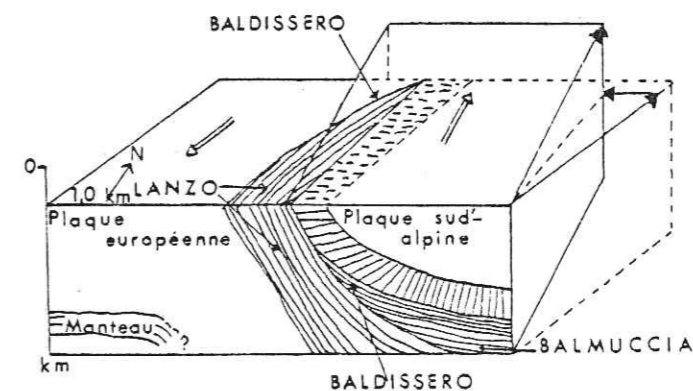


Figure 31 : Tableau des compositions chimiques moyennes comparées des lherzolites constituant les principaux massifs ultrabasiques de l'arc alpin interne (d'après Boudier 1972, modifiée) Bloc diagramme montrant les relations des massifs ultrabasiques entre eux avant leur mise en place (d'après Nicolas 1974)

22 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: plalour@ujf-grenoble.fr

* des pyroxénites à grenats

C'est le seul massif où nous pouvons observer le passage progressif des lherzolites aux gabbros de la croûte continentale de la zone d'Ivrée (Nicolas et Jackson 1972). C'est une antiforme résultant d'une déformation tardive à froid.

En conclusion G. Lensch (1968, 1971) et A. Nicolas (1969) considèrent ces massifs comme issus d'une même zone du manteau supérieur sous-jacente à la croûte continentale (Socle d'Ivrée) et montée le long du même accident, la faille du Canavese, suivant des modalités et à des périodes différentes d'où leurs singularités. Ces auteurs leur attribuent donc une histoire profonde commune ; et leur origine continentale explique leur association avec des roches du faciès granulite.

Lanzo correspond au manteau profond de la plaque africaine initialement surmontée par les lherzolites de Baldissero et de Balmuccia, Finero se situant à la limite manteau supérieur - croûte, juste au-dessous de la surface de Mohorovicic (Boudier 1972) (fig. 31).

Tous les auteurs sont actuellement d'accord pour donner un âge anté-Mésozoïque à toutes ces lherzolites à structures métamorphiques (3) (Boudier, 1972). Elles sont probablement anté-hercyniennes puisqu'un socle hercynien les surmonte. Nous insistons encore sur le fait que ces roches ultrabasiques (qui furent appelées ophiolites) n'ont aucune affinité avec une croûte océanique alpine. Il s'agit de manteau infra-continental ancien.

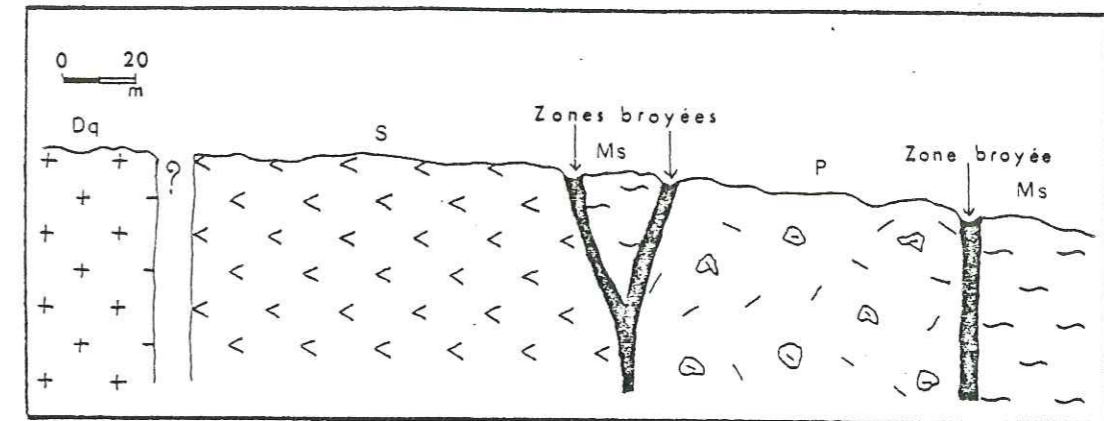
II - ETUDE DE LA REGION COMPRISE ENTRE FALLETTI ET POLLONE : LE TRONCON "BIELLESE"

A- LES DONNEES DE LA STRATIGRAPHIE ET DE LA PETROGRAPHIE

Dans la suite de cet exposé, nous continuerons à employer le terme de "zone" du Canavese dans un souci d'homogénéité avec les travaux antérieurs. Cependant, nous rappelons aux lecteurs que la "zone" du Canavese n'a qu'une signification cartographique.

Nous décrivons et commentons différentes coupes-types du S.W. vers le N.E.

(3) Le qualificatif "métamorphique" signifie que les roches présentent des linéations, des foliations mais pas de recristallisations sous des conditions de pressions et de températures particulières.



Légende

- Dq : Diorites quartzifères
(Unité de Trotti)
- S : Serpentes
(Unité de Favaro)
- P : "Porphyres" de Biella (conglomérats volcaniques)
(Unité de Momproso)
- Ms : Micaschistes
(Unité de Cima Cucco)

Figure 32 : Coupe synthétique du torrent Oremo

1) La coupe du torrent Oremo (fig. 32)

a) Localisation

Elle s'effectue dans le lit du torrente Oremo à l'extrême S.W. de la bande de terrain étudié. Elle débute à la cote 630 mètres dans le bourg de Trotti et s'arrête à la cote 950 mètres à proximité de "Cascina" Vanej.

b) Description

Les premiers terrains profondément entaillés par le torrent Oremo sont des diorites quartzifères de l'unité de Trotti très diaclasées. Nous observons ensuite une succession d'affleurements de serpentine de l'unité de Favaro provenant probablement de l'altération ou de la tectonisation de roches ultrabasiqes. Une écaille micaschisteuse de l'unité de Cima Cucco se retrouve coincée entre l'unité de Favaro et l'unité de Momproso essentiellement représentée par des conglomérats volcaniques. La coupe se termine dans les micaschistes à muscovites et grenats de l'unité de Cima Cucco. Une faille subverticale marque le contact entre les micaschistes et les "porphyres".

c) Conclusion

Nous remarquons que des unités micaschisteuses de même nature se situent au S.E. et au N.W. de l'unité de Momproso. Cela prouve donc que l'unité de Momproso n'est pas dans sa position originelle et qu'elle chevauche l'unité de Cima Cucco.

2) L'unité de Trotti

Elle est uniquement formée de diorites quartzifères que nous avons particulièrement étudiées dans le lit d'un torrent à 700 mètres environ au N.E. du torrent Oremo.

a) Description sommaire

Macroscopiquement, les diorites quartzifères sont rubanées, de couleur gris vert ou vert-foncé, à grains moyen-gros à très fins.

Microscopiquement, nous trouvons (Pl. IV 1) :

- quartz,
- plagioclases,
- amphiboles,
- pyroxènes,
- biotites,

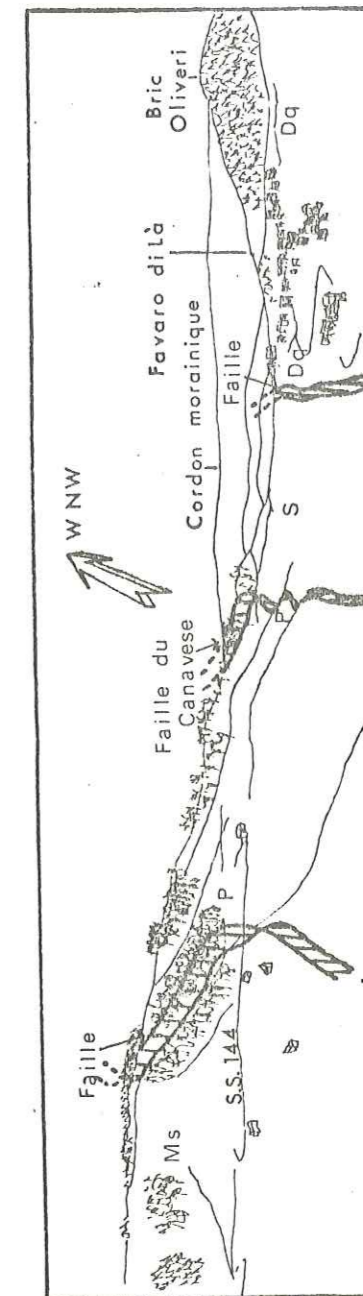


Figure 33 : Panorama du secteur de la Strada Statale n° 144 (voir légende figure 32)

- muscovites,
- chlorites,
- apatite,
- minéraux opaques dont la picotite.

La hornblende verte représente l'amphibole. Elle est très souvent altérée, soit partiellement, soit entièrement. Elle se transforme alors en biotites et chlorites. Il existe donc deux sortes de biotite :

- des biotites de première génération en paillette,
- des biotites d'altération, associées à la hornblende.

b) Age

Par des méthodes isotopiques (Rb-Sr, K-Ar, isotopes du Pb), S. Graeser et J.-C. Hunziker (1968) et J.-C. Hunziker (1974) ont déterminé un âge maximum de 1000 M.a., un âge métamorphique de 310 M.a. et un rajeunissement des biotites à 184 M.a. L'unité de Trotti fait donc partie d'un socle ancien précambrien avec une histoire hercynienne.

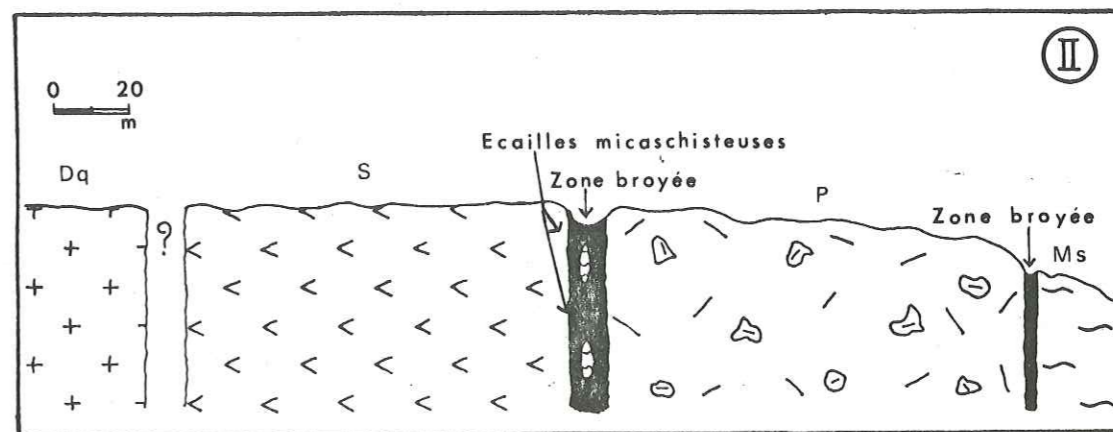
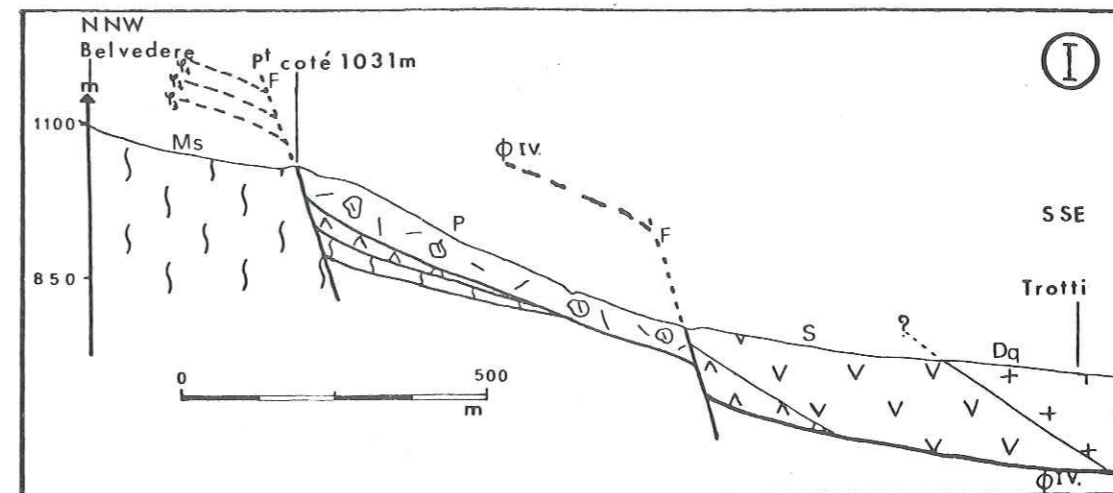
3) La coupe de la "strada statale" 144 de Favaro à Bora (fig. 33, fig. 34)

a) Localisation

Cette coupe s'effectue le long de la route principale : la S.S. 144, reliant la ville de Biella au sanctuaire San Oropa. Elle débute à la cote 800 mètres dans un virage en épingle à cheveu, 300 mètres après le village de Favaro. Elle se termine à la cote 950 mètres au niveau du chalet "Bora".

b) Description

Au départ, nous observons des serpentines extrêmement fracturées appartenant à l'unité de Favaro, ensuite nous passons à l'unité de Momproso essentiellement représentée par des conglomérats volcaniques encore appelés "porphyres". Entre ces deux unités, il existe une zone de roches finement broyées sur 10 à 15 mètres de large environ, présentant une fine schistosité verticale, à caractères de phyllonites. Nous remarquons aussi à son niveau, des copeaux micaschisteux provenant de l'unité de Cima Cucco (fig. 34). Nous achevons la coupe dans les micaschistes de l'unité de Cima Cucco. Le contact entre l'unité de Momproso et celle de Cima Cucco est peu visible car il est emprunté par un torrent mais il se fait sans doute par l'intermédiaire d'une faille.



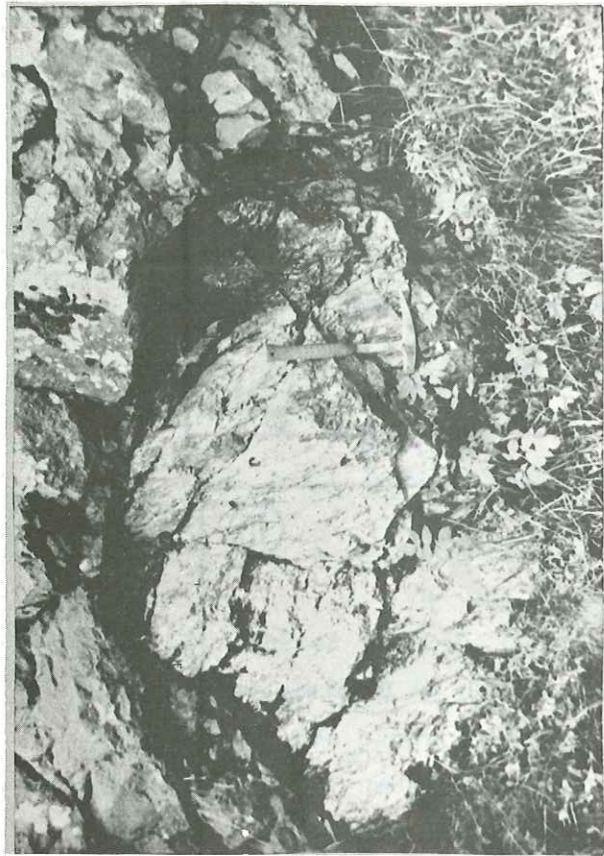
Légende

Φ IV : Plan de chevauchement principal
(cisaillement crustal)

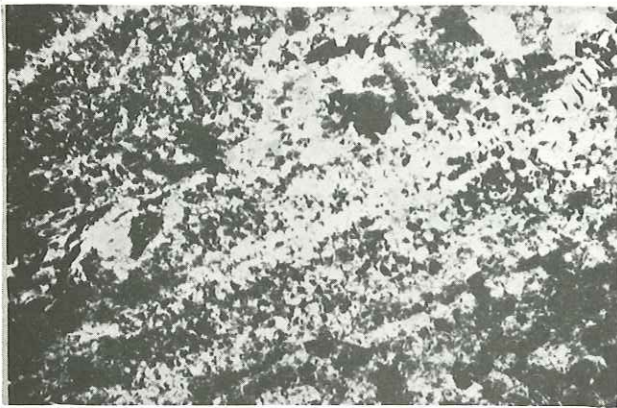
Ψ 1 }
 Ψ 2 } Plans de chevauchements secondaires
 Ψ 3 }

F : Faille

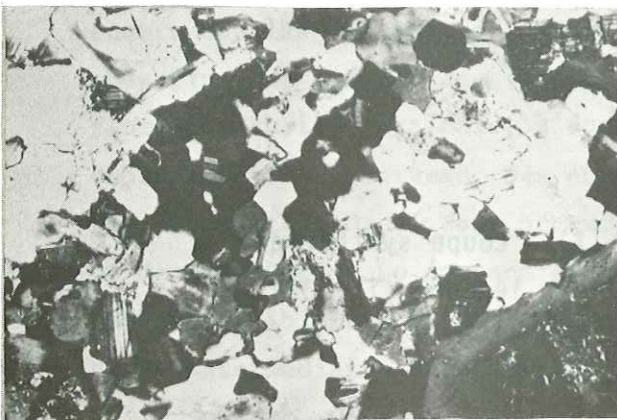
Figure 34 : Coupe interprétative de Trotti (I) - Coupe synthétique de la Strada Statale 144 (II) (voir légende fig. 32)



5



2



1



4



3

PLANCHE IV

PLANCHE IV

- 1 - Diorite quartzifère (x 63)
- 2 - Serpentine (x 25)
- 3) Conglomérat volcanique (unité de Momproso) à
- 4) l'affleurement
- 5 - Bloc de micaschiste dans le conglomérat volcanique (unité de Momproso)

Nous remarquons, comme dans la coupe précédente, que l'unité de Momproso est bordée au S.E. et au N.W. par des micaschistes de l'unité de Cima Cucco. L'unité de Momproso n'est donc pas dans sa position primaire. Nous notons aussi l'existence d'un contact tectonique important entre l'unité de Favaro et celle de Momproso.

Au cours de cette coupe nous avons particulièrement étudié les roches de deux unités : les serpentines de l'unité de Favaro et les "porphyres" de l'unité de Momproso.

c) Les serpentines de l'unité de Favaro

Elles affleurent bien en une bande continue formant des pics dans le paysage (Truc d'Olivate), et des falaises abruptes le long des lits des torrents. Elles sont souvent exploitées en carrière comme à Favaro.

+) description sommaire

C'est une roche massive, dure, de couleur sombre noire à reflets verts. A l'oeil nu, nous observons des taches claires de 0,5 à 1,5 millimètre de diamètre, parfois une certaine orientation des minéraux. Après examen microscopique, nous distinguons (Pl. IV 2) :

- antigorite,
- phlogopite,
- pyroxènes,
- calcite,
- opaques.

L'antigorite forme la masse principale de la roche. Elle présente une structure en maille. Elle est souvent traversée par des veines de calcite. La phlogopite se dispose en auréole autour d'un noyau d'antigorite. Elle correspond en fait aux taches blanches évoquées ci-dessus. Quelques reliques de cristaux de pyroxènes suggèrent qu'il s'agit de roches ultrabasiqes serpentinisées.

+) signification

En fait, si nous considérons ce massif comme le produit d'une serpentinitisation de roches ultrabasiqes, il a exactement la même situation tectonique que d'autres massifs lherzolitiques du type Finero, Baldissero ou Balmuccia. Ces affleurements représenteraient donc le manteau supérieur de la zone d'Ivrée, mis à l'affleurement après de multiples et complexes processus tectoniques superposés et une puissante évolution des roches ultrabasiqes en serpentine.

d) Les "porphyres" de l'unité de Momproso

Nous n'avons observé que des brèches et des conglomérats volcaniques au ciment tufacé au cours de cette coupe.

+) description sommaire

Les conglomérats volcaniques (Pl. IV 3, 4) sont assez compacts et de couleur gris violet. Les galets et blocs ont des tailles variables allant de 0,5 centimètre à une vingtaine de centimètres. En général, les gros blocs sont arrondis, et ce sont des poudingues volcaniques, les petits blocs sont anguleux et nous employons alors le terme de brèches volcaniques. Les tufs bréchiques désignent une roche essentiellement tufacée à structure parfois fluidale contenant quelques galets de petite taille.

Les blocs ont souvent conservé un coeur compact alors qu'ils subissent une altération superficielle en "pelure d'oignon". Cet aspect a amené quelques auteurs à les confondre avec des pillow-lavas (Carraro 1962).

Au microscope, les fragments sont des "porphyres" à plagioclases et pyroxènes ou amphiboles souvent très altérées. Nous trouvons aussi des éléments de roches vitreuses dévitrifiées, à structure cryptocristalline.

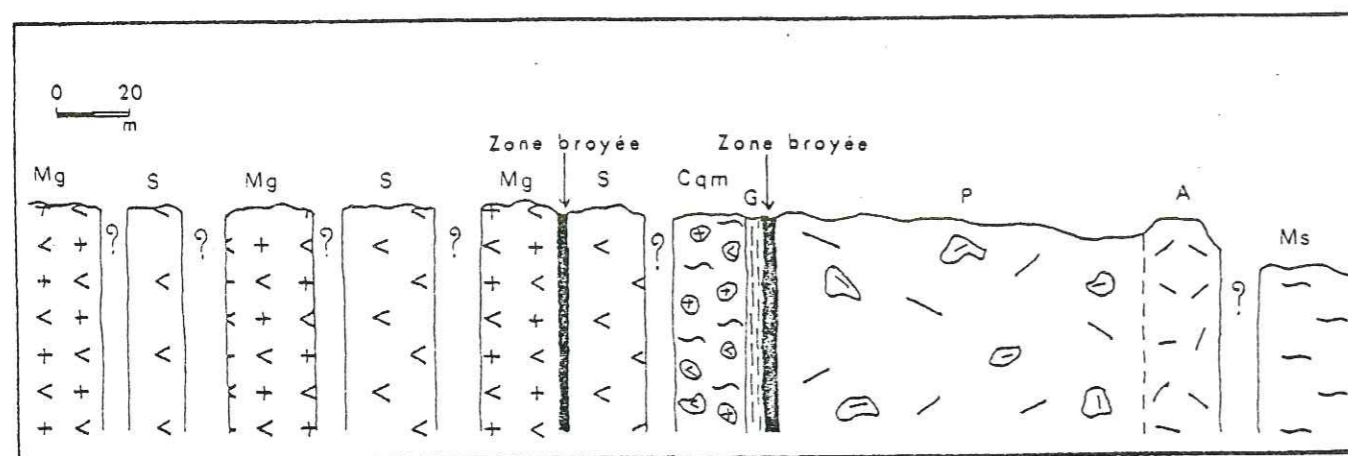
Le tuf à la même minéralogie que les andésites massives, enrichi en nombreux minéraux secondaires d'altération tels que la calcite, la chlorite, la céladonite, la pyrite, l'hématite, la limonite. Nous observons aussi des agrégats microgranulaires de quartz, des lamelles de muscovite et des grenats provenant des micaschistes de la zone de Sesia. C'est un premier indice indiquant que cette série calco-alcaline s'est mise en place après la collision Ivree-Sesia.

Jusqu'à quarante mètres du contact avec les micaschistes de Sesia, cette série pyroclastique contient des blocs de micaschistes et des veines rougeâtres siliceuses.

Les blocs de micaschistes sont de tailles très variables : de quelques millimètres à plusieurs mètres. Ils ont la même pétrographie et géochimie que les micaschistes à muscovite de Sesia (Bianchi et al. 1963). Ils sont extrêmement déformés et tectonisés (Pl. IV 5). Ils ont subi une altération superficielle, ferrugineuse, qui leur confère souvent une teinte rosâtre.

Les veines rougeâtres sont en placage sur les blocs de la série pyroclastique. Elles sont essentiellement constituées de cornaline. C'est une association de silice et d'hématite parfois stratifiée (Pl. V 1). Parmi les éléments du conglomérat volcanique, nous observons aussi (T. Oropa) :

- une roche rouge-rose à phénocristaux de plagioclases. Au mi-



Légende

- Mg : Métagabbros
(unité de San Eurosia)
- Cqm : Poudingue à matrice quartzo-micacée
(unité de Vallee)
- G : Grès
(unité de Vallee)
- A : Coulée andésitique massive
(unité de Momproso)

Figure 35 : Coupe synthétique du torrent Oropa (voir légende figure 32)

croscopie, ceux-ci sont très fracturés et saussuritisés. Des plages de chlorite correspondent sans doute à des pyroxènes. Le fond est un mélange d'opales bruns et de calcite. Ce sont sans doute des galets d'une ancienne rhyolite extrêmement altérée et tectonisée.

Cet ensemble pyroclastique a subi des manifestations hydrothermales tardives qui se traduisent par des taches ôcres d'hématite et de limonite et des veines quartzieuses.

+) Age

Jusqu'en 1972 les "porphyres" de Biella étaient datés du Permien en tant que couverture directe de la zone de Sesia. Ce n'est qu'en 1972 que A. Ahrendt lui attribua un âge crétacé supérieur à tertiaire en se basant sur des datations radiométriques (K-Ar, Rb-Sr), âge qui fut fortement critiqué par certains auteurs dont F. Carraro (1975).

J.-C. Hunziker (1974), A. Zingg et al. (1976) repriront les datations radiométriques (K-Ar, Rb-Sr) et obtinrent des âges de 76 M.a. sur des phengites dans les tufs et des âges de 33 M.a. sur roche totale.

L'âge de 76 M.a. n'est pas à retenir car il a été obtenu sur des minéraux provenant sans doute du socle de Sesia et remaniés dans les tufs.

L'âge de 33 M.a. correspond à la phase Lépontine dont le métamorphisme a légèrement affecté ces pyroclastiques.

Celles-ci n'étant pas touchées par le métamorphisme éoalpin (Crétacé supérieur), l'âge des "porphyres" serait donc compris entre 60-70 M.a. et 33 M.a.

Si nous ajoutons des données palynologiques et tectoniques (Scheuring et al. 1974 ; Zingg et al. 1976), il est raisonnable d'attribuer à ce complexe un âge eocène supérieur - oligocène.

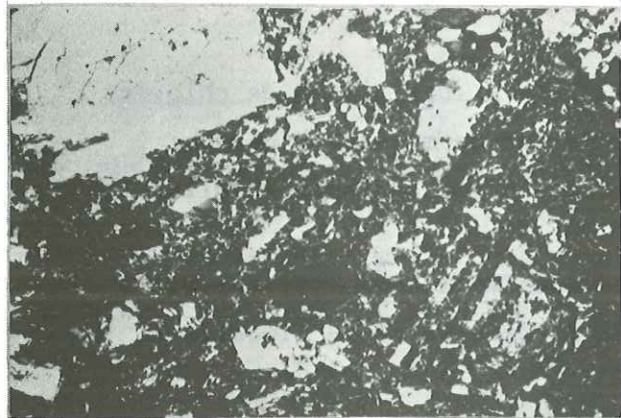
4) La coupe du torrent Oropa (fig. 35)

a) Localisation

Pour parcourir cette coupe, nous remontons le cours du torrent Oropa de la cote 600 mètres en aval près de Balma, à la cote 770 mètres en amont.

b) Description

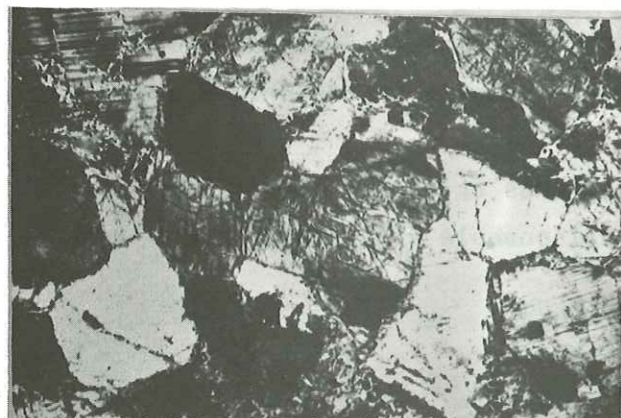
Nous observons tout d'abord une succession d'affleurements de métagabbros de l'unité de San Eurosia et de serpentines de l'unité de Favaro. Le lien entre ces deux termes est rarement visible. Quand il l'est, c'est un contact tectonique s'effectuant par l'intermédiaire d'une bande de



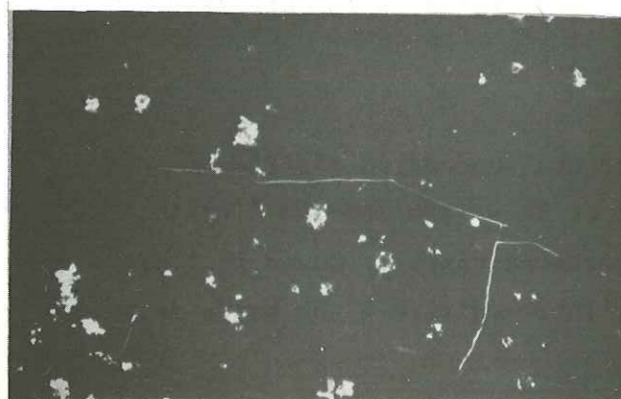
4



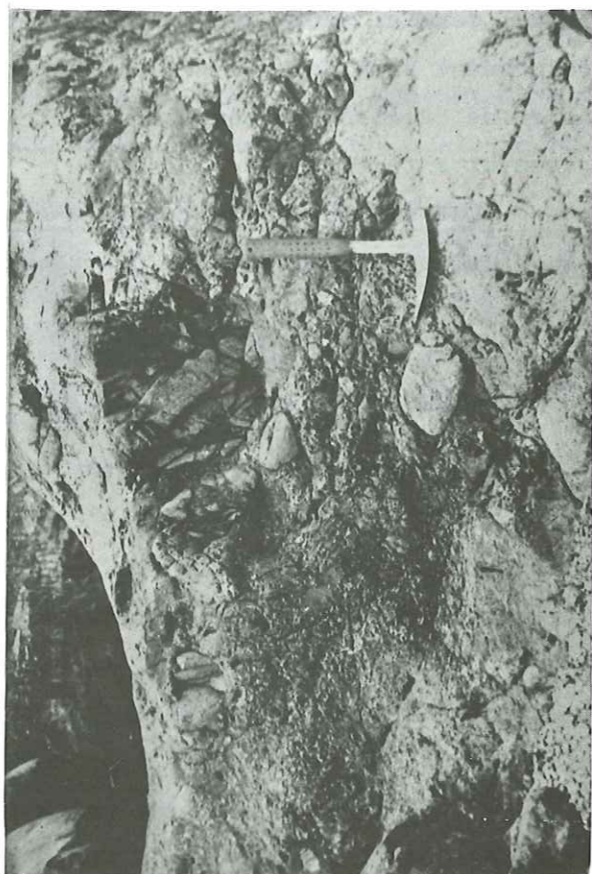
3



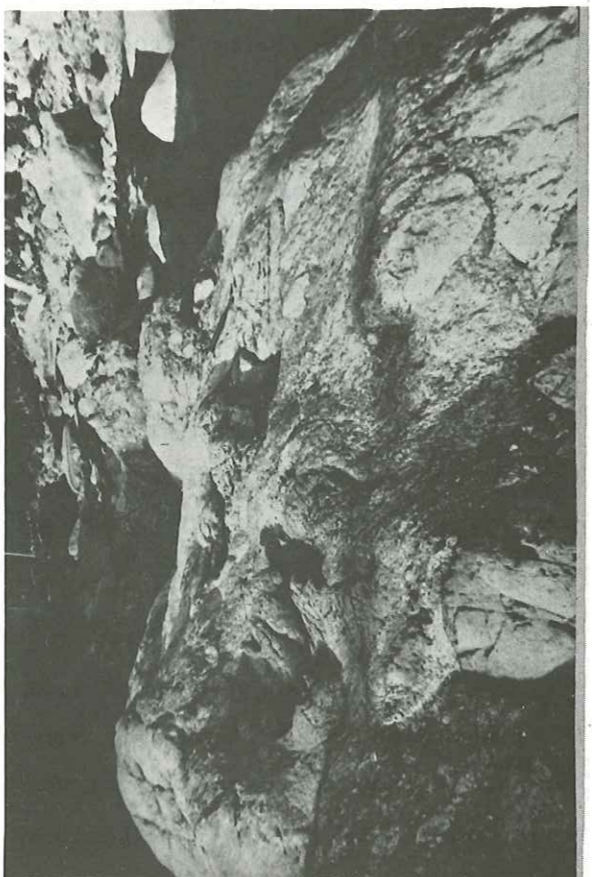
2



1



6



5

PLANCHE V

PLANCHE V

- 1 - Cornaline (x 25)
- 2 - Métagabbros (x 25)
- 3 - Pyroxénite à grenat (x 25)
- 4 - Andésite de Biella (x 25)
- 5) Poudingue à matrice quartzo-micacée (Unité de Vallée)
- 6) à l'affleurement

de terrain broyé de 1 mètre de large, comprenant de petites écailles de micaschistes de la formation kinzigitique de la zone d'Ivrée. Vient ensuite la série sédimentaire de l'unité de Valle caractérisée par un poudingue polygénique (éléments de l'unité de Cima Cucco et de San Eurosia) passant stratigraphiquement à des grès quartzeux très fins. Le passage unité de Favaro - unité de Valle n'est pas visible mais nous le supposons d'origine tectonique par failles.

Le complexe porphyrique de l'unité de Momproso comprend à sa base un conglomérat volcanique et au sommet une coulée andésitique massive. Le contact unité de Momproso - unité de Valle est tectonique. Il est marqué par une zone d'écrasement de 1, 50 mètre de large comprenant des écailles de l'unité de Favaro et de l'unité de Cima Cucco. La coupe se termine dans les micaschistes à muscovite et grenat de l'unité de Cima Cucco. Le contact unité de Momproso - unité de Cima Cucco n'est pas visible.

Trois observations effectuées au cours de cette coupe sont importantes :

- tout d'abord, nous notons l'existence d'une série sédimentaire. C'est le seul endroit où nous pourrions la décrire sur notre terrain.
- nous observons aussi des copeaux de Kinzigites coincés entre les métagabbros et les serpentines. Nous reviendrons sur ce fait dans un paragraphe suivant.
- nous constatons encore que l'unité de Momproso est coincée entre l'unité de Cima Cucco à l'W.-N.W. et des copeaux de l'unité de Cima Cucco à l'E.-S.E., ce qui indique toujours qu'elle n'est pas dans une position normale.

Nous avons décrit plus précisément au cours de cette coupe, deux unités : l'unité de San Eurosia et celle de Valle.

c) Les métagabbros de l'unité de San Eurosia

Cette unité correspond aux gabbro-diorites, gabbros et norites de la carte italienne Biella 1/100 000. P. Giraud (1968) et F. Etienne (1971) nous en donnent des descriptions très complètes.

+) Description sommaire

Les métagabbros se présentent à l'affleurement comme des roches sombres de couleur vert-noir à noir, massives, à grains moyens ou fins. Elles peuvent être légèrement foliées. Les variations de couleur sont dues à des différences dans la teneur en plagioclases qui peut atteindre 80 % de la roche.

En lame mince, les minéraux sont orientés suivant les plans de foliation visibles à l'oeil nu. La roche présente alors une structure grenue probablement d'origine magmatique ou une structure en pavés très caractéristique.

Les minéraux constitutifs sont (Pl. V 2)

- plagioclases,
- pyroxènes (ortho ou clinopyroxènes en % sensiblement égal),
- amphiboles,
- minéraux opaques (en général picotite),
- biotites,
- chlorites,
- apatite.

En général, l'amphibole de type hornblende basaltique est très abondante et souvent altérée en biotites et chlorites.

Les plagioclases, peu altérés, présentent une extinction roulante et les hornblendes sont craquelées ; ceci indique une certaine déformation de la roche.

+) Rapport entre l'unité de Trotti et celle de San Eurosia

Ces deux unités sont constituées par des terrains de même âge (voir paragraphe 2 : l'unité de Trotti). Le contact entre les métagabbros et la diorite quartzifère n'est pas visible sur notre secteur d'étude. Il se situe sur le versant sud du T. Oropa entre le lit de celui-ci et la S.S. n° 144, dans une forêt.

Les auteurs italiens (Bortolami, Carraro et Sacchi 1965 ; Carraro 1962) font passer au niveau de ce contact, légèrement au Nord de Favaro, une faille : la ligne de Cremosina, de direction E.-N.E. - W.-S.W. et de pendage 30° vers le Nord. Elle traverse ensuite le lit de T. Cervo et se poursuit vers San Giuseppe di Casto.

d) La série sédimentaire de l'unité de Valle

Elle est extrêmement réduite (2 m. d'épaisseur), représentée seulement par deux termes : un poudingue à éléments de socles passant stratigraphiquement à un grès fin.

+) Description

- le poudingue à matrice quartzo-micacée, parfois légèrement schistosée, est relativement grossier et mal classé (Pl. V 5, 6). Il contient des éléments arrondis, de diamètre variant entre 1 et 30 centimètres, et de nature diverse. Nous observons des galets de micaschistes à muscovites et

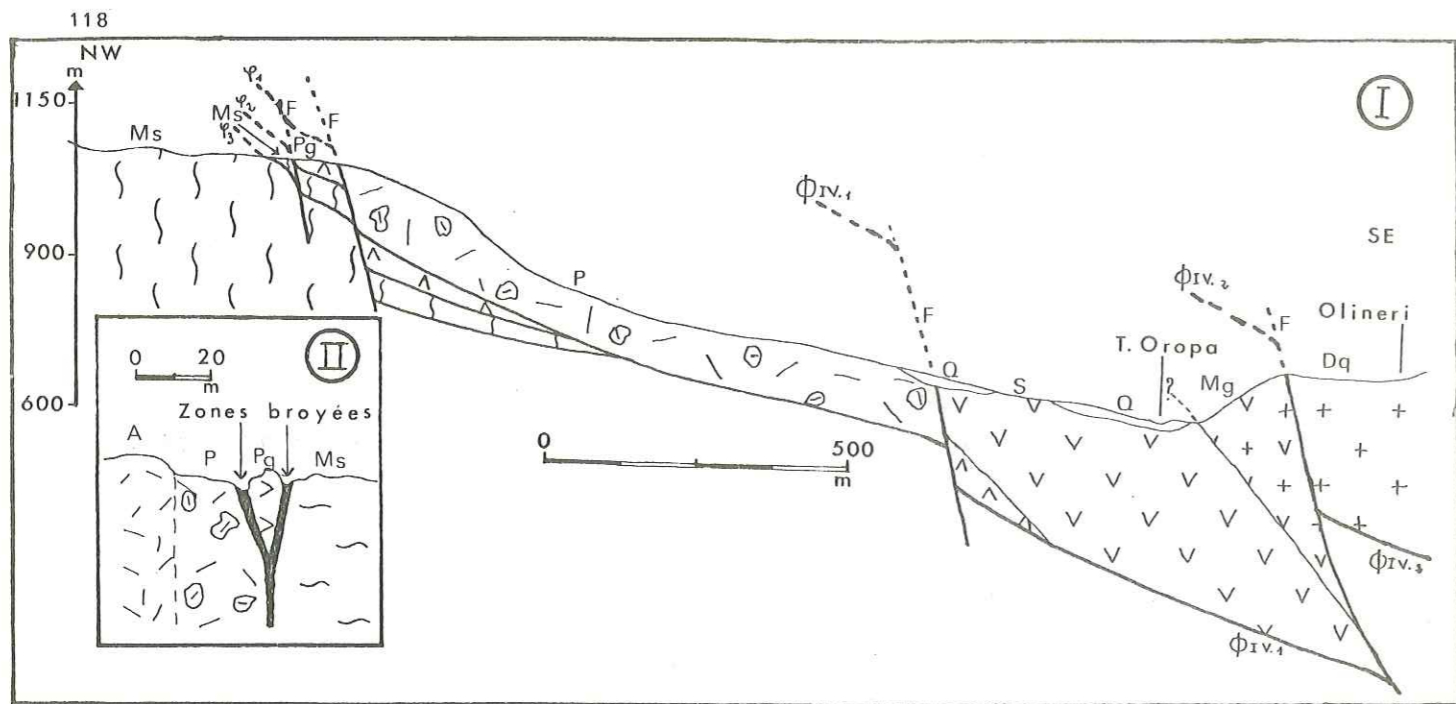


Figure 36

Légende :

- Pg : Pyroxénites à grenats (unité de C. Monturo)
- Q : Quaternaire
- phi IV. 1 } Plans de chevauchement principaux
- phi IV. 2 } (cisaillements crustaux)

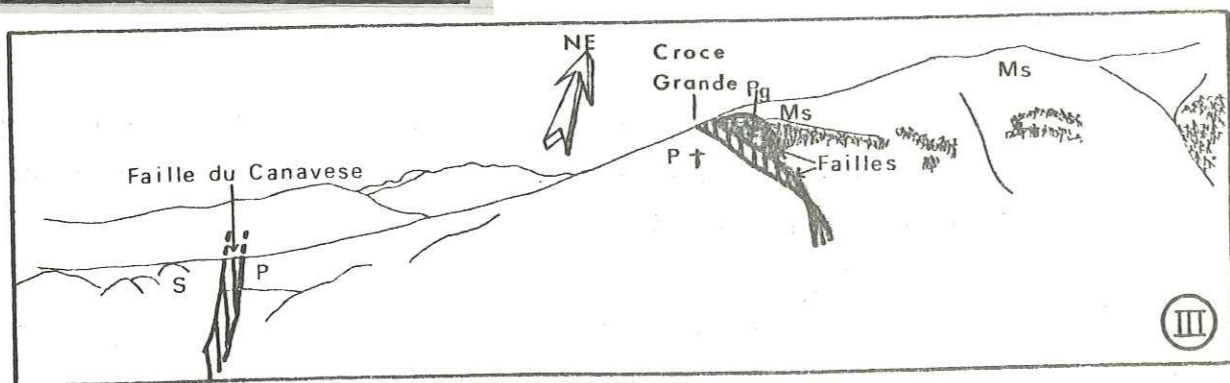
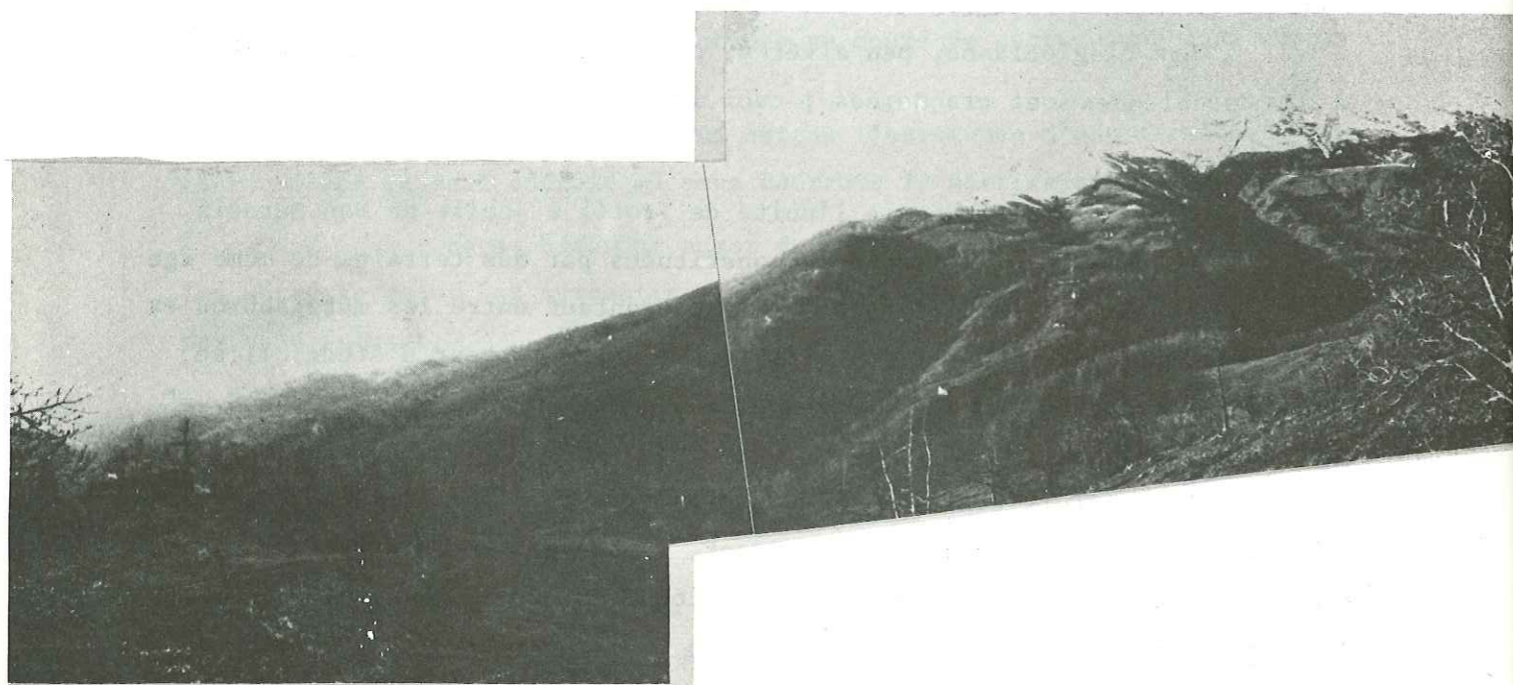


Figure 36 : Coupe (I) du T. Oropa - coupe synthétique de Croce Grande (II)
Panorama du secteur de Croce Grande (III) (voir légende Fig.32,35)

grenats, de serpentines parfois rubanées, de métagabbros et de quartz. Ce pou-
dingue comprend donc des blocs de la zone d'Ivrée et des blocs de la zone de
Sesia. Nous constatons l'absence d'éléments porphyriques de l'unité de Mom-
proso.

- le grès est à grain extrêmement fin, non visible à l'oeil
nu. De couleur jaune-brun foncé à reflets verdâtres ou noirâtres, il présente
un débit schisto-noduleux. Il a été cuit lors de la mise en place de la série
volcanique porphyrique de l'unité de Momproso. Il affleure sur une épaisseur
de 1,50 à 2 mètres.

Au microscope, c'est un grès à ciment siliceux, micacé (paillettes
de micas blancs). Les grains de quartz sont majoritaires. Nous observons aussi
des petites galets (< 0,5 cm) ou des traînées enrichies en phénocristaux de
plagioclases et de pyroxènes.

+) Age

Cette série est azoïque, il est donc très difficile de lui at-
tribuer un âge. Malgré tout ce lambeau sédimentaire a des caractères sembla-
bles à une série bréchique grossière décrite par J. Wozniak (1977) dans le
Canavese s.s. Selon J. Wozniak, ces brèches reposent sur les "schisti neri"
dans le secteur de Bric Figlia. Ce complexe sédimentaire y serait donc post-
crétacé inférieur, et le résultat de l'exondation précoce de la "zone" du
Canavese lors de l'orogène alpin (Wozniak 1977).

5) La coupe Croce Grande "Cascina" Monturo (fig.36)

a) Localisation

Nous empruntons la route forestière reliant Pradimetto à
Croce Grande. La coupe commence au niveau de Croce Grande à la cote 833 mètres.
300 mètres à 400 mètres après Croce Grande, le chemin coupe un ravin. Nous
remontons le ravin jusqu'à "Cascina" Monturo à la cote 1010 mètres.

b) Description

De Croce Grande jusqu'à l'intersection du chemin avec le
ravin, nous observons l'unité de Momproso constituée de coulées andésitiques
massives surmontées par un conglomérat volcanique. La partie inférieure du
ravin se situe à la limite unité de Momproso - unité de Cima Cucco, la partie
supérieure étant tracée dans les pyroxénites à grenats de l'unité de C. Mon-
turo. La coupe se termine dans les micaschistes de l'unité de Cima Cucco.

Une bande de terrains tectonisés de 1 mètre à 1,50 mètre de large

marque le contact unité de Momproso - unité de C. Monturo d'une part et uni-
té de C. Monturo - unité de Cima Cucco d'autre part.

Cette coupe nous permet donc de remarquer une écaïlle de roche ul-
trabasique (les pyroxénites à grenats) coïncée entre l'unité de Momproso et
celle de Cima Cucco. Les seuls terrains auxquels nous pouvons rattacher ces
pyroxénites à grenats sont les serpentines de l'unité de Favaro affleurant à
1 kilomètre environ vers le S.E. L'unité de C. Monturo est donc un argument
de plus en faveur d'un contact chevauchant entre l'unité de Momproso et celle
de Cima Cucco.

Nous présentons ci-après une étude pétrographique des pyroxénites
à grenats et des coulées andésitiques massives.

c) Les pyroxénites à grenats de l'unité de C. Monturo

+) Description sommaire (Pl. V 3)

C'est une roche de couleur verdâtre à gris-vert foncé, com-
pacte, qui prend parfois une texture schisteuse.

Les composants essentiels sont de l'omphacite, du glaucophane, de
la phengite, du grenat, du quartz et de l'albite.

Ces composants accessoires sont le rutile, l'épidote, la chlorite,
des opaques et la calcite.

Les pyroxènes sont en général très craquelés suivant leur plan de
clivage.

+) Commentaire

Les pyroxénites se présentent souvent sous forme de lentilles,
en général de petites tailles (30 centimètres à 2 mètres), moulées par les
micaschistes à muscovites; mais il existe aussi des contacts par faille entre
les pyroxénites à grenats et l'encaissant : c'est le cas pour l'unité de
C. Monturo.

Ainsi, on peut retenir deux catégories de pyroxénites à grenats:

- l'une provenant d'un métamorphisme H.P. dans les micaschis-
tes de la zone de Sesia : les lentilles éclogitiques.

- l'autre étant le résultat d'un métamorphisme H.P. (le méta-
morphisme éoalpin, sans doute) sur des roches ultrabasiques de la zone d'I-
vrée. C'est le cas pour l'unité de C. Monturo.

Seule une étude géochimique approfondie et une étude de terrain
précise pourraient infirmer ou confirmer cette hypothèse.

d) Les coulées andésitiques massives de l'unité de Monproso

Les coulées massives andésitiques ont un aspect compact, de couleur sombre (gris-bleu foncé, gris-vert, gris-brunâtre). Elles sont bien cristallisées à structure porphyrique.

Elles sont constituées de phénocristaux de plagioclases, d'ortho et de clinopyroxènes et de rares hornblendes brunes (Pl. V 4).

Nous observons une légère saussuritisation des plagioclases.

Le fond est finement recristallisé et constitué d'agrégats microcristallins de plagioclases, de pyroxènes accompagnés de quelques granules de magnétite et de quelques plages de calcite secondaire.

Les minéraux accessoires sont l'apatite, la chlorite, le quartz, l'ilménite, la pyrite et la limonite (Bianchi et al. 1963).

Lorsque cette roche est altérée, les plagioclases sont entièrement saussuritisés et la hornblende brune est généralement absente, entièrement transformée en opaques et chlorites ; les pyroxènes sont partiellement transformés en actinote, chlorite, serpentine, calcite et quartz.

La masse s'enrichit donc en calcite, opaques et chlorite.

L'âge de ces coulées est le même que celui des conglomérats volcaniques, c'est-à-dire, Eocène supérieur - Oligocène inférieur (voir paragraphe 3 : La coupe de la S.S. n° 144).

6) La coupe du Torrent du Truc d'Olivate (fig. 37)

a) Localisation

Nous remontons le lit du torrent de la cote 690 mètres en aval près de San Eurosia jusqu'à la cote 970 mètres en amont. Nous sommes alors sur le flanc du massif de Cima Cucco au départ de plusieurs ravins secondaires.

b) Description

La coupe débute dans les métagabbros de l'unité de San Eurosia. Ensuite le torrent entaille profondément les serpentines de l'unité de Favaro. Entre ces deux formations se retrouvent coincées des copeaux de kinzigites de la zone d'Ivrée. Nous traversons ensuite l'unité de Momproso constituée de trois coulées andésitiques principales interstratifiées dans des conglomérats volcaniques. Le contact complexe unité de Momproso - unité de Favaro est toujours tectonique et il est marqué par des écailles mica-schisteuses de l'unité de Cima Cucco.

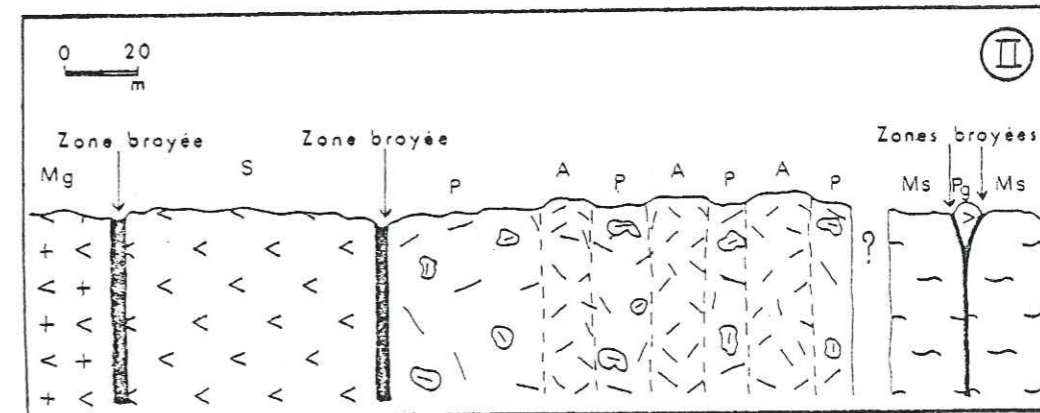
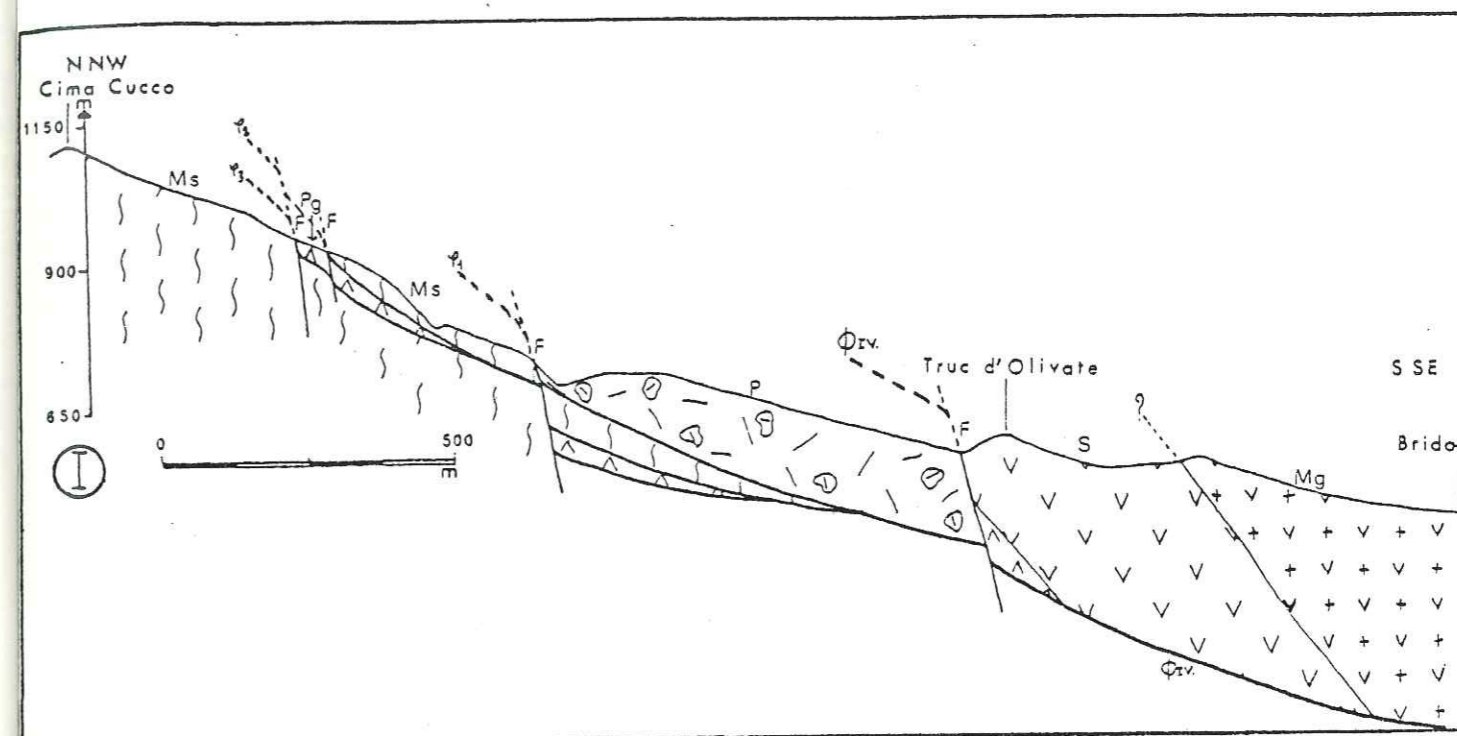


Figure 37 : Coupe interprétative du Truc d'Olivate (I) - Coupe synthétique du torrent du Truc d'Olivate (II) (légende, voir figures 32, 34, 35, 36)

La coupe se poursuit dans les micaschistes de l'unité de Cima Cucco, puis dans les pyroxénites à grenats de l'unité de C. Monturo, et elle s'achève dans les micaschistes de l'unité de Cima Cucco.

Le contact unité de Momproso - unité de Cima Cucco n'est pas visible ; par contre ceux entre l'unité de C. Monturo et l'unité de Cima Cucco sont tectoniques. Ils engendrent une zone de broyage de 50 centimètres d'épaisseur environ.

Ainsi, nous remarquons :

- que des copeaux de kinzigites sont coincés entre les métagabbros et les serpentines comme dans la coupe du T. Oropa.

- que le complexe porphyrique est bordé au S.-S.E. comme au N.W. par des éléments de l'unité de Cima-Cucco donc il chevauche sur les micaschistes.

- qu'une écaille de l'unité de C. Monturo se retrouve au sein de l'unité de Cima Cucco, ce qui indiquerait un plan de chevauchement au sein des micaschistes.

Nous effectuons aussi au cours de cette coupe une étude détaillée des micaschistes de l'unité de Cima Cucco.

a) Les micaschistes de l'unité de Cima Cucco

Le principal terme lithologique de cette unité est un micaschiste à muscovites appelé par les auteurs : micaschiste éclogitique. Cet ensemble a été divisé en divers sous-ensembles d'après la nature et le pourcentage différents des minéraux essentiels. Je ne rentrerai pas dans le détail de ces multiples appellations, les divers auteurs qui ont étudié le socle de Sesia n'employant pas une nomenclature homogène (Hunziker 1971 ; Bianchi et al. 1963).

+) Description sommaire

Les micaschistes constituant cette unité sont du type micaschistes à muscovites et grenats. Suivant la quantité et la nature des éléments ferromagnésiens, leur couleur varie du grisâtre (composition de quartzite micaschisteux) au vert sombre (présence de glaucophane) en passant par le gris-brunâtre. Dans ces micaschistes des niveaux quartziteux s'intercalent sous forme de gros bancs ou, le plus souvent, de veines de quelques centimètres d'épaisseur. Les micaschistes sont extrêmement schistosés et replissés (Pl. VI 3).

Au microscope, ils sont finement cristallisés et présentent une texture schisteuse parfois replissée (Pl. VI 1).

Les minéraux essentiels sont :

- quartz,
- muscovites,
- grenats.

Les minéraux accessoires sont :

- apatite,
- rutile,
- zircon.

Occasionnellement, il existe de petites quantités de chlorite, d'actinote, d'épidote, d'albite, de calcite et de biotites.

La muscovite se présente sous forme de paillettes, déformées ou non, toujours orientées suivant la foliation.

Le quartz est à extinction roulante.

Le grenat peut être altéré en chlorite, séricite et quartz.

La glaucophane, quand elle existe, est en petits prismes aciculaires répartis d'une façon aléatoire dans la roche.

Des éclogites ou des pyroxénites à grenats forment des lentilles dans les micaschistes à muscovites et grenats.

+) Age

Par des méthodes radiométriques (Rb-Sr et K-Ar sur les biotites, ou K-Ar sur les micas blancs), J.-C. Hunziker (1974) et A. Zingg et al. (1976) ont obtenu trois séries d'âge :

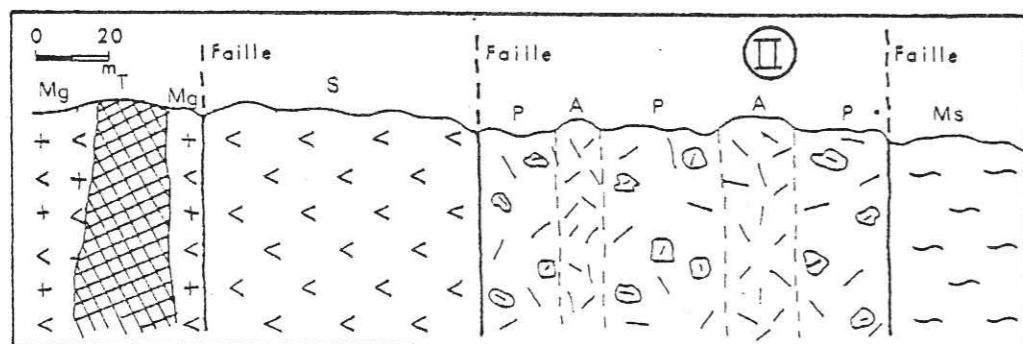
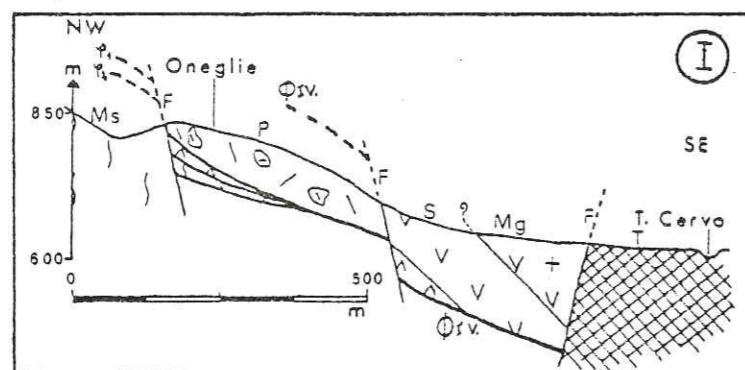
- des âges vers 200 M.a. sans doute liés à un métamorphisme hercynien très tardif ;
- des âges entre 90 et 60 M.a. liés au métamorphisme éoalpin ;
- des âges vers 30 M.a. liés au métamorphisme de la phase lépontine.

Les micaschistes de l'unité de Cima Cucco semblent être d'origine paradérivée d'une ancienne série sédimentaire car nous avons observé des intercalations de bancs de quartzite. Ces mesures radiométriques n'ont donc guère de signification. Néanmoins, nous supposons que ces micaschistes ont au moins un âge antétriasique.

7) La coupe du torrent Cervo (fig. 38)

a) Localisation

Nous remontons le cours du torrent de la cote 590 mètres



Légende

T = Tonalite (Unité de Miagliano)

Figure 38 : Coupe interprétative du torrent Cervo (I) - Coupe synthétique du torrent Cervo (II) (légende, voir figures 32, 34, 35)

en aval, en face du cimetière de Sagliano Micca, jusqu'à la cote 610 mètres à la sortie du village de Passobreve, en amont.

b) Description

Tout d'abord, nous observons des tonalites de l'unité de Miagliano qui sont intrusives dans les métagabbros de l'unité de San Eurosia. Nous remarquons que les métagabbros sont recoupés par des filonnets d'aplite, probablement issus des tonalites, de 0,5 à 5 centimètres d'épaisseur suivant préférentiellement les directions de fracturation préexistente.

Cet ensemble est en contact par faille avec les serpentines de l'unité de Favaro. L'unité de Momproso se caractérise par une succession de coulées andésitiques massives dont deux principales interstratifiées entre des niveaux conglomératiques. La coupe se termine dans les micaschistes de l'unité de Cima Cucco. L'unité de Momproso est bordée au N.W. comme au S.E. par deux failles subverticales.

Au cours de cette coupe nous avons constaté que tous les contacts se faisaient par faille, sans présence d'écaïlles ; et nous avons décrit plus précisément la tonalite.

c) La tonalite de l'unité de Miagliano

Elle se divise en deux masses principales :

- l'une au N.-N.W. de Miagliano, la plus importante, recoupée par le T. Cervo ;

- l'autre au S.-S.E. de Falletti, recoupée par le Rio Morezza.

+) Description sommaire (Carraro 1968)

Trois corps différents constituent cette tonalite :

- un corps central monzonitique avec des phénocristaux d'amphiboles ;
- un secteur intermédiaire dioritique à grain moyen ;
- une zone extérieure microdioritique.

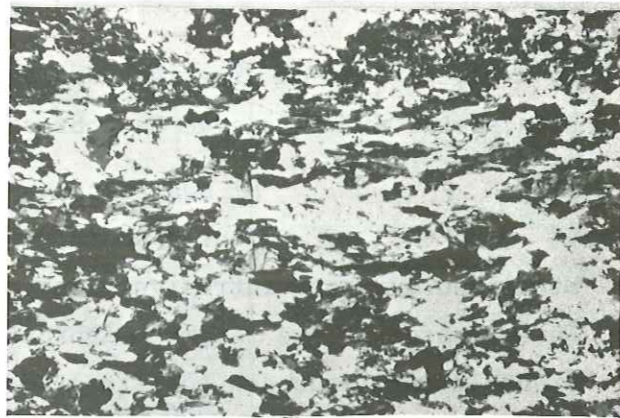
Le passage entre ces différentes zones se fait graduellement. A l'affleurement, la tonalite ressemble beaucoup à la diorite quartzique de la zone d'Ivrée. De couleur vert sombre, elle est finement litée et cristallisée. Les lits, d'épaisseur variant entre 0,5 et 3 millimètres, sont de couleurs et de compositions différentes.

Au microscope, les minéraux sont orientés suivant les plans de foliation. Nous voyons dans une structure grenue (Pl. VI 2):

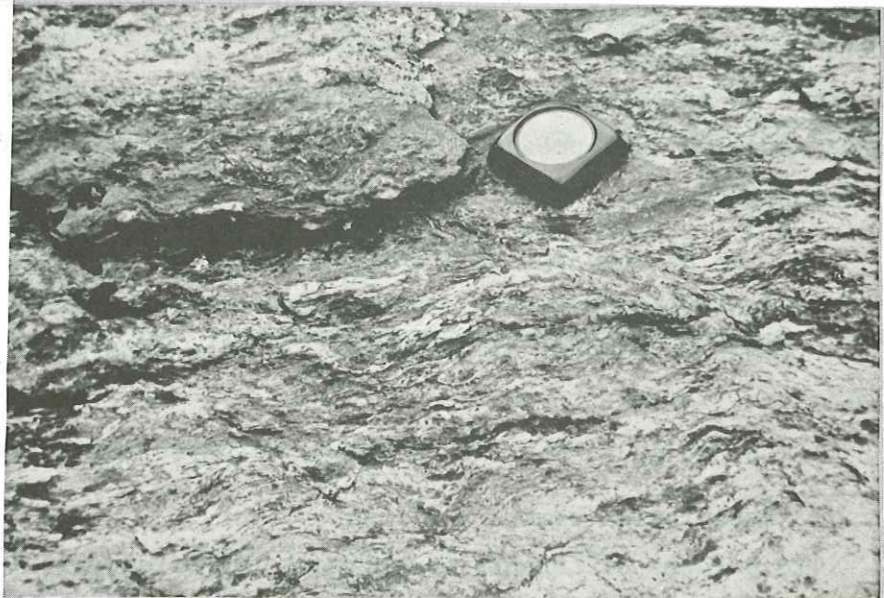
- quartz,
- plagioclases,



1



2



3

PLANCHE VI

PLANCHE VI

- 1 - Micaschiste (x 25)
- 2 - Tonalite (x 25)
- 3 - Micaschistes (Unité de Cima Cucco)- à l'affleurement

- hornblendes vertes,
- andalousite,
- biotites,
- muscovites,
- opaques. (Il s'agit vraisemblablement d'ilménite et de magnétite, le plus souvent hématitisées).

La muscovite provient de l'altération de l'andalousite. Les hornblendes se présentent sous forme de plages vertes, parfois légèrement chloritisées.

+) Age et mode de mise en place

Cette tonalite a été datée à 31 M.a. (Oligocène) par des méthodes radiométriques (K/Ar, Rb/Sr) sur les biotites (Hunziker 1974 ; Zingg et al. 1976). Elle serait donc liée à la phase lépontine.

Elles sont intrusives dans les métagabbros. En effet, nous retrouvons dans celles-ci des morceaux de gabbros non digérés. Aucune trace de mylonitisation ne les affecte. Leur mise en place s'effectue à la faveur de failles prééxistantes (Carraro 1968).

§) *Le Plio-quadernaire*

a) *Le Pliocène*

Il existe en rive gauche du T. Cervo de Passobreve à Magliano, au niveau de Pollone-Trotti et entre Valle et Momproso.

Il se caractérise par des dépôts grossiers, très ferrugineux, liés à un système hydrographique ancien, actuellement disparu.

D'après F. Carraro (1962), ces dépôts correspondent au Pliocène supérieur.

b) *Le Quadernaire*

Les principaux affleurements s'observent dans la vallée du T. Cervo ou du T. Oropa.

Il est constitué de dépôts fluvio-glaciaires sableux, altérés sur 3 mètres d'épaisseur en terrain argileux jaune-brun correspondant au Riss (Carraro, 1962), et d'alluvions fluvio-glaciaires ou fluviales graveleuses, non altérées de couleur gris-brun, rattachées au Würm (Carraro 1962).

9) *Conclusion*

À la suite de l'étude des six coupes précédemment décrites, nous définissons quatre unités principales :

- l'unité Trotti - San Eurosia comprenant des diorites quartzifères et des métagabbros ;
- l'unité de Favaro uniquement formée de serpentine ;
- l'unité de Momproso constituée de conglomérats volcaniques et de coulées andésitiques massives ;
- l'unité de Cima Cucco essentiellement représentée par des micaschistes à muscovites et grenats.

Ces unités sont séparées par des contacts tectoniques complexes qui, d'après la première approche effectuée au cours du paragraphe précédent, ont des caractères de chevauchement. Ils sont au nombre de trois :

- un entre l'unité Trotti - San Eurosia et l'unité de Favaro ;
- le second entre l'unité de Favaro et l'unité de Momproso : c'est la classique faille du Canavese ;
- et le dernier entre l'unité de Momproso et celle de Cima Cucco.

Nous effectuons une étude plus approfondie de ces zones d'écrasement dans la partie suivante.

B- LA TECTONIQUE

Les études tectoniques sur le tronçon "biellese" sont rares et peu approfondies. Seuls V. Novarese (1929) et A. Bianchi (1963) ont tenté quelques interprétations à petite échelle.

M. Ahrendt (1972), J. Comes et J. Wozniak (1977) ont effectués des études structurales sur la "zone" du Canavese s.s., située au S.W. de notre terrain. Nous tenterons de corrélérer nos résultats avec ceux obtenus par ces auteurs.

La tectonique du secteur "biellese" est extrêmement complexe. Il y a superposition de différentes phases dont seule la dernière est facile à mettre en évidence. Il s'agit d'une tectonique cassante liée à l'effondrement de la plaine du Pô. Si elle est bien exprimée, elle reprend et masque les tectoniques antérieures. Nous étudierons essentiellement la tectonique régionale et les trois contacts majeurs entre les diverses unités. Nous exposerons aussi très brièvement les données d'une approche microstructurale très préliminaire.

1) *Données microstructurales sommaires*

Nous n'avons pas couvert systématiquement l'ensemble de notre

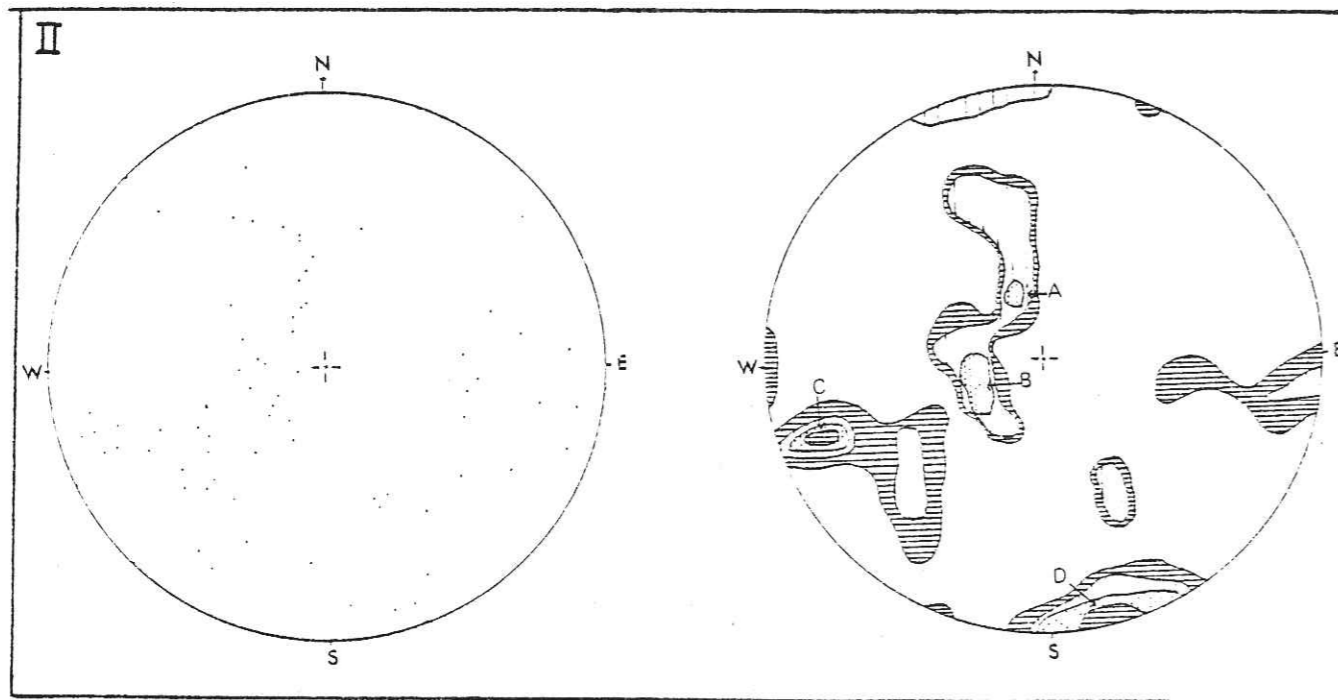
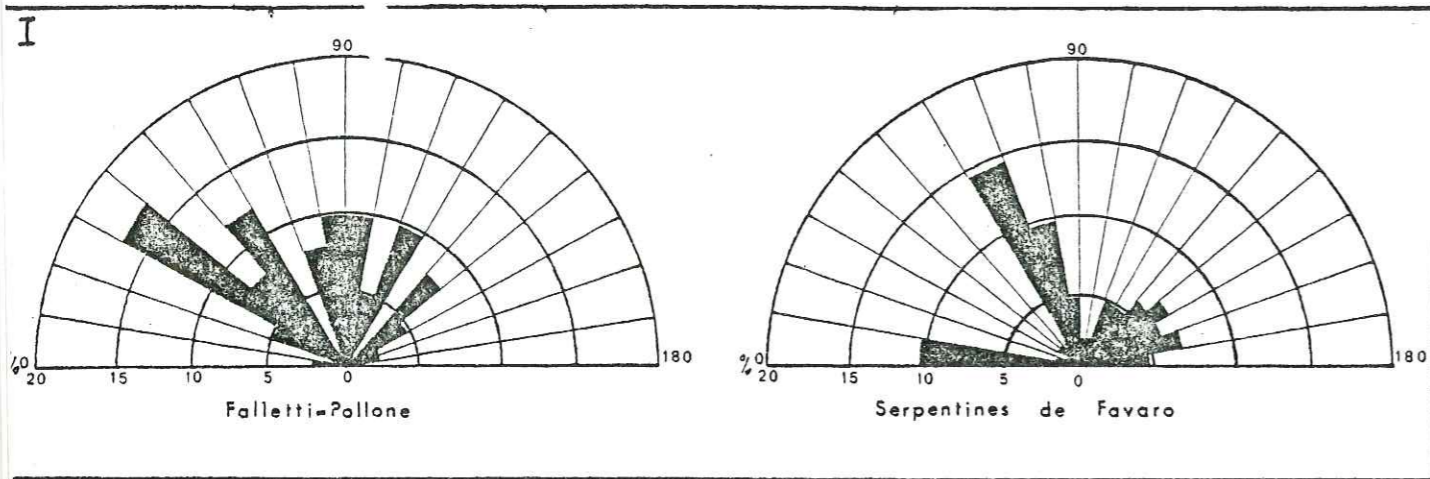


Figure 39 : Diagrammes de fracturation (I) - Diagramme de densité (II)

Légende :

- A : N70 30SE
- B : N160 30NE
- C : N160 80NE
- D : N80 85NW à verticale

terrain pour effectuer cette étude. Nous ne disposons donc que d'un nombre de mesures assez restreint, entre 60 et 90, pour obtenir des résultats statistiques fiables. Néanmoins, ces mesures laissent percevoir l'existence de différentes familles de failles correspondant à des phases tectoniques propres.

Ce sont des études de fracturation de deux types :

- une série de mesures intéressant toutes les formations du secteur Pollone - Falletti ;
- une deuxième série ponctuelle dans la carrière de Favaro, en bordure de la S.S. n° 144, dans les serpentines.

a) *Entre Pollone et Falletti*

A partir du diagramme de fracturation (fig. 39), nous déterminons trois familles majeures de failles :

- N 30 - N 60 avec un maximum entre N 30 et N 40 ;
- N 80 - N 120 avec une moyenne à N 100 ;
- N 130 - N 150 avec un maximum entre N 130 et N 140.

* Les groupes N 30 - N 60 et N 130 - N 150 sont approximativement des directions de fracturations conjuguées, elles correspondent donc à la même phase tectonique. C'est la famille des failles padânes plio-quaternaires. Elles ont provoqué l'effondrement de l'ensemble "zone" du Canavese - zone d'Ivrée par rapport à la zone de Sesia.

Les failles d'orientation N.W.-S.E. et certaines portions des trois contacts majeurs correspondent à ces directions.

* La famille N 80 - N 120 est nettement moins bien représentée que la précédente. Elle correspond donc, probablement, à une phase tectonique antérieure. La faille de Cremosina et certaines portions des trois accidents majeurs font partie de cette catégorie.

b) *La carrière de Favaro dans les serpentines*

+) Analyse du diagramme de fracturation (fig. 39)

Nous retrouvons trois familles de fracturation

- N 0 - N 10
- N 60 - N 80 avec une moyenne à N 70 ;
- N 110 - N 170 avec un maximum entre N 140 - N 150.

Les ensembles N 60 - N 80 et N 110 - N 170 sont en gros conjugués donc ils peuvent être attribués à la même phase tectonique.

Les plans N 0 - N 10 recouperont et décallent les autres : ce sont

donc les plus récents.

Nous constatons que ces trois familles sont totalement différentes de celles définies dans le paragraphe précédent. Néanmoins, si nous leur ajoutons 30° nous obtenons des valeurs sensiblement égales. Ainsi l'ensemble N 0 - N 10 de la carrière de Favaro correspond aux directions N 30 - N 40 conjuguées aux N 130 - N 150 du secteur Pollone - Falletti, les N 60 - N 80 conjuguées aux N 110 - N 170 correspondent aux N 80 - N 120. Il s'avère donc que les directions N 0 - N 10 sont les directions padânes dans les serpentines de l'unité de Favaro, et que les autres fracturations sont liées à une phase tectonique antérieure.

Cette différence de 30° s'explique par le fait que les matériaux se comportent différemment sous des contraintes semblables. Ainsi il est difficile de corréler les caractéristiques géométriques des différentes phases tectoniques obtenues à partir de diverses études microstructurales effectuées par des chercheurs différents. Cela dépend des termes lithologiques qu'ils ont étudiés. C'est la raison pour laquelle, nous n'obtenons pas les mêmes directions que J. Wozniak (1977) ou J. Comes (1975) dans le Canavese s.s. alors que nous retrouvons pratiquement les mêmes phases tectoniques.

+) Le diagramme de densité

Nous avons reporté nos mesures sur un diagramme de Pronin. Nous définissons quatre familles bien distinctes (fig. 39) :

- des plans de direction N 80 verticaux ou à léger pendage vers le N.W. ;
- des plans de direction N 160 à pendage de 80° vers le N.E. ;
- des plans de direction N 160 à pendage de 30° vers le N.E. ;
- des plans de direction N 70 à pendage de 30° vers le S.E.

Nous constatons que seules les directions conjuguées N 70 et N 160 apparaissent bien. Elles correspondent à la phase tectonique cassante la plus ancienne, alors que pour le secteur Pollone - Falletti ce sont les failles type "Plaine du Pô" qui sont prédominantes. Cela confirme le fait que les matériaux se comportent différemment suivant les mêmes contraintes.

Le pendage général de ces plans est vers l'Est d'où une contrainte maximum E.W. Pour obtenir des renseignements plus précis sur les orientations des contraintes maximums, il aurait fallu utiliser la technique des plans de mouvements (Arthaud 1969). Mais la région est tectoniquement trop complexe (certains plans de faille portent jusqu'à trois générations de stries) et nous n'avons pu exploiter convenablement cette technique. En effet, les plans

de mouvements sont très fiables dans le cas de fracturations simples mais fortement critiquables pour des fracturations multiples.

c) Conclusion

Nous pouvons envisager 3 événements tectoniques tardifs :

- une première phase de tectonique cassante donnant lieu à une fracturation N 80 - N 120 dans le secteur Pollone - Falletti et N 60 - N 80 et ses directions associées dans les serpentines ;
- une deuxième phase de tectonique cassante plio-quaternaire définissant des failles "padânes" N 30 - N 40 et N 130 - N 150 dans le secteur Pollone - Falletti et N 0 - N 10 dans les serpentines ;
- une troisième phase de décrochements marquée par des stries horizontales sur certains plans de faille. Nous ne pouvons pas en déterminer le sens de déplacement, ni la replacer par rapport aux deux phases cassantes.

2) Les trois contacts majeurs

Nous constatons une certaine sinuosité cartographique de ces trois accidents (fig. 26), aucunement liée à la morphologie du terrain. Cette observation peut s'expliquer par le fait qu'ils sont repris par des fractures de directions variées (voir dessin ci-dessous).



Après "lissage" :



a) Contact unité Trotti - San Eurosia / Unité de Favaro

Nous ne l'avons observé que sur trois coupes : celle du T. Oropa, celle du T. du Truc d'Olivate, celle du T. Cervo.

Dans les deux premières citées, le contact se matérialise par une zone de 2 mètres d'épaisseur, subverticale, où les formations sont broyées, de direction N 40 (T. du Truc d'Olivate) ou N 20 (T. Cervo), à schistosité serrée, subverticale. Des écailles de kinzigites sont coincées au niveau de celui-ci entre les deux unités. Ce sont les seuls pointements de kinzigites de notre secteur d'étude. Ils sont manifestement déplacés, les affleurements en place de cette formation étant à quelques kilomètres plus à l'Ouest au niveau de Tollegno ou de Pettinengo, ces écailles correspondent probablement à des copeaux de poussée coincés entre les serpentines et les métagabbros lors du chevauchement de l'unité de Trotti - San Eurosia sur celle de Favaro. Ces écailles confèrent donc à ce contact un caractère de chevauchement repris ultérieurement par une ou des phases tectoniques qui le verticalisent.

Dans le lit de T. Cervo, c'est une faille verticale qui sépare l'unité Trotti - San Eurosia de celle de Favaro.

Ainsi ce contact a - soit le caractère d'un chevauchement verticalisé, - soit celui d'une faille tardive. Pour expliquer ces diverses caractéristiques nous pouvons invoquer plusieurs processus :

- un plan de chevauchement repris par une faille (c'est sans doute le cas dans le T. Cervo)

1)



2)



- un plan de chevauchement redressé à la verticale par une flexure (Coupe du T. Oropa ou du T. du Truc d'Olivate)

1)



2)

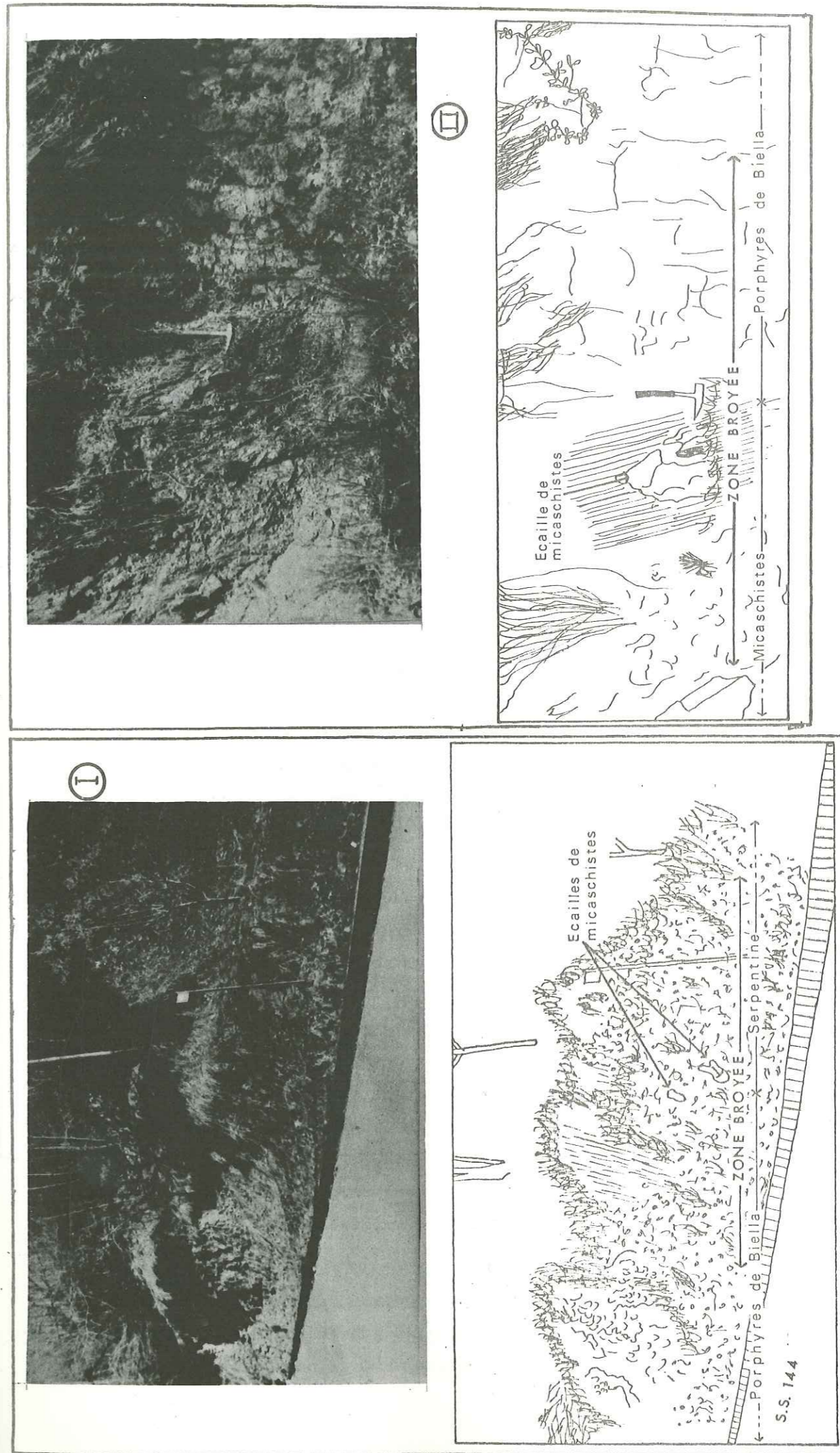
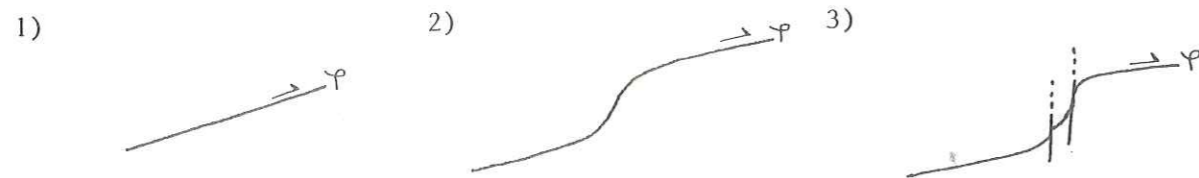


Figure 40 : Le contact unité de Favaro - unité de Momproso (I) Le contact unité de Momproso - Unité de Cima Cucco (II)

- un plan de chevauchement redressé à la verticale par flexure et repris par des failles



Néanmoins, nous n'écartons pas l'hypothèse d'un décrochement primitif, originellement vertical, car nous n'avons observé aucune figure microtectonique caractéristique d'un chevauchement. Nous développerons ce problème (chevauchement ou décrochement) dans un paragraphe suivant.

b) Le contact unité de Favaro / unité de Momproso : la "faille" du Canavese

Elle est visible sur cinq coupes. Dans celle du T. Cervo, c'est une faille subverticale de direction N 10. Dans les quatre autres (T. Oremo, S.S. n° 144, T. Oropa et T. du Truc d'Olivate), le contact présente les mêmes caractéristiques. Nous l'avons particulièrement étudié le long de la S.S. n° 144, une cinquantaine de mètres après la carrière dans les serpentines de Favaro. C'est une zone de broyage de 10 à 15 mètres de large environ (fig. 40), à schistosité serrée, subverticale, de direction N 35. Ce sont peut-être des phylonites. Au centre de cette zone, nous remarquons des écailles micaschisteuses de 50 centimètres de long sur 20 centimètres de large, très déformées, de l'unité de Cima Cucco. Elles représentent probablement des lambeaux de poussée au front d'un plan de chevauchement car leur patrie se situe 300 à 400 mètres plus au N.W. Dans les trois autres coupes, il existe toujours des écailles de l'unité de Cima Cucco coincées entre l'unité de Favaro et celle de Momproso, mais elles sont de tailles variables. Ainsi, dans le lit du T. Oremo, elles atteignent une largeur de 10 à 15 mètres. Dans le T. Oropa, elles sont accompagnées par des copeaux de l'unité de Favaro et de l'unité de Valle. Ainsi, comme pour le contact entre l'unité de Trotti - San Eurosia et celle de Favaro, la "faille" du Canavese est soit un plan de chevauchement verticalisé (T. Oremo, S.S. n° 144, T. Oropa, T. du Truc d'Olivate) soit une faille tardive (T. Cervo). Nous invoquons les mêmes processus décrits dans le paragraphe précédent pour expliquer un tel phénomène.

c) Le contact unité de Momproso / Unité de Cima Cucco

Nous ne l'avons observé que sur deux coupes : celle du T. Oremo et celle du T. Cervo. C'est une faille subverticale de direction N 75 à N 80. Cependant sur un chemin rejoignant "Cascina" Falcine et recou-

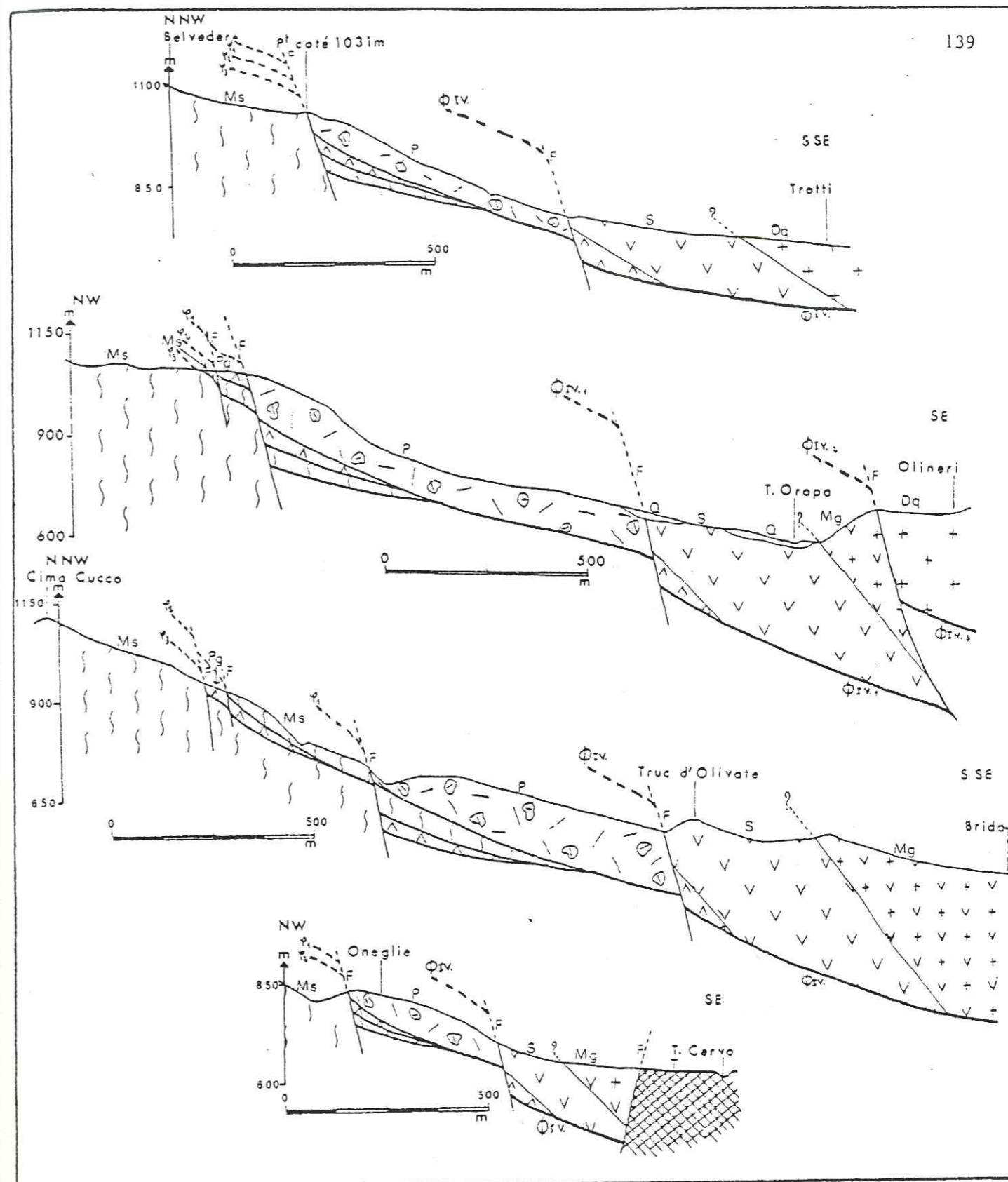


Figure 40 : Quatre coupes interprétatives effectuées dans le secteur Pollone-Falletti

(Dq : diorites quartzifères ; Mg : métagabbros ; S : serpentines ; T : tonalites ; P : porphyres ; Pg : pyroxénites à grenats ; Ms : micaschistes ; Q : quaternaire ; ΦIV, ΦIV. 1, ΦIV. 2 : plans de chevauchements principaux ; 1, 2, 3 : plans de chevauchements secondaires ; F : failles).

pant la route forestière Pradimetto - Croce Grande, à la cote 1010 mètres, une zone de broyage de 4 à 5 mètres de large, à schistosité serrée de pendage N 50 - 50 S.E. marque le passage entre l'unité de Momproso et celle de Cima Cucco (fig. 40). L'existence d'écailles micaschisteuses de l'unité de Cima Cucco au niveau de ce contact peut s'expliquer par un chevauchement de l'unité de Cima Cucco par l'unité de Momproso, les écailles micaschisteuses représentant les copeaux de poussée. Cette hypothèse est renforcée par le fait que nous retrouvons aussi une écaille de pyroxénite à grenats (l'unité de Cascina Monturo) (coupe Croce Grande - Cascina Monturo) qui est un diverticule de l'unité de Favaro coincé entre les deux unités ci-dessus nommées.

Ainsi, ce contact est en tous points semblable aux deux autres précédemment décrits. C'est soit un plan de chevauchement, dans ce cas légèrement redressé, soit une faille tardive. Nous nous reportons au paragraphe B- 2)a) pour les diverses modalités de mise en place de ces unités les unes par rapport aux autres.

d) Conclusion

Cette bande de terrain se caractérise par 4 unités pétrographiquement différentes : le socle d'Ivrée représenté par les diorites quartzifères de l'unité de Trotti et les métagabbros de l'unité de San Eurosia, une bande de roches ultrabasiques (les serpentines de l'unité de Favaro), un complexe volcanique porphyrique (l'unité de Momproso), et le socle de Sesia formé par les micaschistes de l'unité de Cima Cucco paradérivés d'une ancienne série sédimentaire. Entre ces ensembles, nous observons des écailles ou des copeaux de nature diverse : micaschistes, serpentines, roches sédimentaires, pyroxénites à grenats qui jalonnent trois contacts tectoniques principaux (fig. 41).

Eu égard au style régional, ce sont sans doute d'anciens plans de chevauchement parfois redressés par des flexures ou repris par des failles tardives. Cependant, nous ne devons pas ignorer qu'à certaines époques, les mouvements entre la plaque européenne et la plaque africaine ont été essentiellement coulissants et ces trois contacts majeurs ont aussi pu jouer en décrochement.

Nous constatons aussi que la "faille" du Canavese n'a aucune signification particulière. C'est l'un des trois contacts tectoniques principaux de notre secteur d'étude. Un seul caractère permet parfois de la différencier des deux autres : c'est la largeur de la zone de broyage qui s'y rattache qui peut atteindre une vingtaine de mètres.

3) Conclusion

Aux vues de cette analyse tectonique du secteur Pollone - Falletti, nous avons défini divers types de contacts liés à des phases tectoniques propres, ce sont des plans de chevauchements et trois familles de failles. Nous donnons un calendrier des événements tectoniques qui ont engendré ces contacts en nous référant à des études effectuées par J. Comes (1975) et J. Wozniak (1977) sur le Canavese s.s. :

- un cisaillement crustal définissant un chevauchement principal accompagné de plusieurs plans de chevauchements secondaires (nos trois contacts majeurs) débitant des lambeaux de poussées et des écailles ;
- de possibles déformations par bombements tardifs et flexures entraînant une verticalisation des plans précédents ;
- une première phase de tectonique cassante correspondant aux plans de failles N 80 - N 120 et leurs directions associées ;
- une phase de décrochements créant des stries horizontales ;
- une deuxième phase de tectonique cassante liée aux failles padânes N 30 - N 40 et leurs directions conjuguées.

CONCLUSION

Le trait fondamental du tronçon "biellese" est le rapprochement tectonique par un cisaillement horizontal de la zone d'Ivrée sur la zone de Sesia. Ce cisaillement majeur puisqu'il implique le manteau sous-continentale (Nicolas 1972) détermine probablement plusieurs plans de chevauchements satellites (nos trois contacts majeurs) débitant des lambeaux de poussées en écailles tectoniques. Des déformations postérieures (bombements, verticalisation, renversements vers le S.E. pour les schistes de Rimella et de Fobello entre autres) puis des familles de failles, dont les failles padânes reprennent cette suture tectonique fondamentale, hachant l'ensemble, provoquant l'effondrement de la zone d'Ivrée par rapport à la zone de Sesia, et déterminant, notamment entre deux accidents tardifs continus, une bande à l'emporte pièce dite du Canavese. Au sein de cette bande, dont l'individualité est surtout néotectonique, ou pourra donc retrouver des compartiments de la zone d'Ivrée (socle, roches ultrabasiques : unité de Cascina Monturo, ou couverture lombarde : unité de Valle), de la semelle frontale du cisaillement crustal (écaille de micaschistes, de serpentine), de la série des "porphyres" de Biella (unité de Momproso), de la zone écaillée de Sesia interne. Il n'y

a donc pas de "zone" du Canavese au sens paléogéographique du terme pour ce qui est compris entre ces deux accidents. C'est seulement une notion cartographique.

CHAPITRE III

LE PROBLEME DU MAGMATISME CALCO
ALCALIN PALEOGENE DES ALPES :
GRES DE TAVEYANNAZ ET
ANDESITES DE BIELLA

CHAPITRE III : LE PROBLEME DU MAGMATISME CALCO-ALCALIN PALEOGENE DES ALPES :
GRES DE TAVEYANNAZ ET ANDESITES DE BIELLA

Au cours des chapitres I et II, nous avons abordé deux problèmes fondamentaux que nous allons développer dans ce chapitre : la signification du magmatisme calco-alcalin des Alpes et l'origine des éléments volcaniques des grès de Taveyannaz. Mais avant de rentrer dans le vif du sujet, nous allons rappeler quelques caractères généraux du volcanisme andésitique.

I - GENERALITES

Ce volcanisme est dans les zones orogéniques caractéristiques de deux contextes géodynamiques principaux :

- les arcs insulaires,
- les marges continentales actives.

Mais il est aussi observé à l'intérieur des continents (Lefèvre et al. 1974) tels que dans les Carpathes, en Iran, ou dans les Montagnes Rocheuses où il marque, peut-être, une ancienne zone de subduction ou de collision.

Il est en majeure partie explosif car il comporte une forte teneur en gaz et en eau. 80% des matériaux émis sont de type pyroclastique (Rittmann 1963). Sa manifestation la plus dévastatrice est l'émission de nuées ardentes. Son activité effusive se manifeste sous deux formes : des coulées de laves andésitiques et l'extrusion de dômes endogènes souvent de nature dacitique, parfois andésitique.

A- PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES ANDESITES

Actuellement, le terme "andésite" désigne des laves intermédiaires de la série magmatique calco-alcaline. Il faut ajouter que dans ce type de volcanisme, les andésites s.s. sont prédominantes par rapports aux autres laves associées : basaltes, dacites, rhyolites, d'où son nom : volcanisme andésitique.

Les andésites offrent généralement une structure porphyrique contenant des phénocristaux :

- de plagioclases à coeur très calcique et zoné (An 90-50),
- de clinopyroxènes de type augite,

- d'orthopyroxènes de type hypersthène,
et selon les cas, en quantité variable :

- de hornblendes,
- de biotites,
- des opaques (ilménite, titanomagnétite).

Exceptionnellement, nous observons des grenats et de la cordiérite (Jakes et White 1972).

La mésostase est finement cristallisée, rarement vitreuse à plagioclases An 50-30, à ortho et clinopyroxènes, parfois à feldspaths alcalins ainsi qu'à biotites.

L'ordre d'apparition des minéraux est le suivant : opaques, olivines et orthopyroxènes, clinopyroxènes et plagioclases, enfin amphiboles puis biotites.

B- CHIMIE DES ANDESITES

La teneur en éléments majeurs comme en éléments en traces dans les andésites varie en fonction du pourcentage en SiO₂, qui lui-même augmente au cours de la différenciation. Pour présenter des valeurs moyennes, il faut donc toujours se référer à l'indice de différenciation.

1) Les éléments majeurs

Le volcanisme calco-alcalin est caractérisé par l'abondance des laves andésitiques par rapport aux termes basiques (basaltes) et acides (dacites, rhyolites) associés, classés chimiquement en fonction des teneurs en SiO₂ (Taylor 1969) :

| | |
|--------------------|------------------------------|
| Basaltes | SiO ₂ < 52% |
| Andésites basiques | 52% < SiO ₂ < 57% |
| Andésites | 57% < SiO ₂ < 63% |
| Dacites | 63% < SiO ₂ < 68% |
| Rhyolites | SiO ₂ > 68% |

Les teneurs moyennes en SiO₂ des andésites sont comprises entre 57 et 59%, en général, avec un pourcentage de quartz norminatif voisin de 14% (Chayes 1970). Elles montrent également des teneurs faibles en titane, et fortes en CaO, MgO et Al₂O₃. Le pourcentage en alumine est compris entre 16 et 18%, le plus souvent voisin de 17 ou 17,5% (Jakes et White 1972).

L'état d'oxydation du fer qui peut s'exprimer par le rapport Fe₂O₃/FeO est élevé. Il est peut-être lié à la grande fugacité de l'oxygène et/ou

à la forte teneur en eau de ces magmas (Carmichael et Nicholls 1967).

2) Les éléments en traces

Les cations de grande taille (Rb, Cs, Pb, Ca) ont des concentrations relativement basses et voisines de celles rencontrées dans les basaltes tholéitiques et présentent une corrélation positive avec le potassium.

La somme des concentrations en terres rares est basse et n'excède pas 100ppm. Ces terres rares présentent deux types de distribution sur les diagrammes de C.D. Coreyll et al. (1963) :

- une forme plate caractéristique des roches tholéitiques,
- une distribution caractérisée par un enrichissement en terres rares légères.

La concentration en éléments de transition diminue en fonction de SiO₂. Ils présentent des caractéristiques très spécifiques des andésites : les teneurs en Co et Ni sont faibles et le rapport Ni/Co est inférieur à 1. Le Vanadium est uniformément élevé et le rapport V/Ni est égal ou supérieur à 10.

3) Composition chimique comparée des andésites de marge active de type arc insulaire et de marge continentale active

Chimiquement, toutes ces roches sont homogènes. Les teneurs en Al₂O₃, MgO, TiO₂ et P₂O₅ sont toujours sensiblement constantes. Cependant, les andésites de marge active (marge continentale active) (Amérique du Sud) contiennent moins de calcium et de fer que celle des arcs (marge active de type arc insulaire), mais elles sont par contre plus riches en alcalins. Ceci est dû à l'augmentation de K₂O en fonction de SiO₂. Le pourcentage de K₂O des andésites d'arc insulaire ne dépasse rarement 2,2% pour un pourcentage en SiO₂ de 60% (Gill 1970). Mais ces différences ne doivent pas être systématiquement généralisées. En effet, certaines laves andésitiques peuvent présenter des caractères mixtes tels que celles de Sardaigne. Elles sont dans un environnement de marge (Coulon et Dupuy 1974), pourtant, leurs teneurs en Fe, CaO et Na₂O sont voisines de celles des arcs, alors que les teneurs en K₂O sont proches des marges.

Ainsi, il est pratiquement impossible de dissocier les andésites de marge de celles d'arc seulement par l'étude des éléments majeurs. Nous constatons quelques variations de compositions mais elles sont plus souvent dues à un contexte géologique particulier plutôt qu'à un phénomène général.

Il existe une large variation des teneurs en éléments en traces,

dans les andésites, selon leur localisation, mais elles ne permettent pas, à elles seules, de rattacher avec certitude, une série andésitique à un groupe ou à un autre. Cependant, d'une façon générale, les teneurs en éléments en traces sont plus élevées dans les andésites des marges que dans les andésites des arcs.

Les teneurs en K et Rb sont en général plus faibles dans les andésites des arcs et le rapport K/Rb est compris entre 230 et 500. Le Baryum est également moins concentré dans les arcs et montre une nette corrélation positive avec le Rubidium. Celle-ci disparaît dans les andésites de marge. Les valeurs de rapport Sr^{87}/Sr^{86} ne permettent pas de dissocier d'une façon très nette les différentes séries andésitiques, mais en général, il est voisin de 0,706. Par ailleurs, des variations importantes peuvent apparaître dans une même zone volcanique (Puskar et al. 1973).

C- PROBLEME DE L'ORIGINE DES ANDESITES

Trois hypothèses principales tentent de rendre compte de la genèse des magmas andésitiques :

- la première consiste à faire dériver les séries andésitiques de fusions partielles de la croûte océanique : fusion partielle d'amphibolites (Green et Ringwood 1968) à des profondeurs supérieures à 90-100 kilomètres, ou fusion partielle d'éclogites quartziques ;

- la deuxième consiste à envisager l'origine des andésites par fusion partielle des roches ultrabasiques du manteau supérieur sus-jacent à la plaque lithosphérique océanique (Yoder 1969 ; Kushiro et al. 1969). Ceci peut s'expliquer par le fait que de l'eau s'introduit dans le manteau supérieur surchauffé par friction ce qui entraîne une fusion du manteau pyrolitique à des profondeurs voisines de 70-100 kilomètres ;

- la troisième est un modèle d'origine des andésites en plusieurs stades (Nicholls et Ringwood 1973) :

* production de liquides calco-alcalins sursaturés à des profondeurs de 100 à 150 kilomètres par fusion de la plaque océanique et des éclogites quartziques en particulier,

* réaction avec le manteau pyrolitique supérieur où se produit alors la conversion olivine-pyroxène.

Les données apportées par les éléments en traces ont plutôt confirmé la troisième hypothèse en excluant la possibilité de mélange des magmas

basaltiques avec des matériaux de la croûte pour donner des andésites (Lefèvre et al. 1974).

II - APPROCHES PETROCHIMIQUES SUR LES GALETS ANDESITIQUES DES GRÈS DE TAVEYANNAZ ET SUR LA SÉRIE CALCO-ALCALINE DE BIELLA

Elles ont été réalisées pour les analyses sur roche totale au Laboratoire de Brest par J. Cotten et pour les analyses à la microsonde à la Microsonde Ouest (Camebax, conditions de travail : 15 KV, 10-12 nA, temps de comptage = 6s.) sous le contrôle de M. Bohn.

Nous allons étudier d'une manière comparative la pétrographie, les éléments majeurs, la minéralogie entre les galets andésitiques des grès de Taveyannaz et la série calco-alcaline de Biella.

A- PETROGRAPHIE

1) *Les galets andésitiques des grès de Taveyannaz*

Macroscopiquement, ce sont des roches sombres à phénocristaux clairs, bien visibles (sans doute plagioclases).

L'étude au microscope nous montre une roche à structure porphyrique, généralement à texture felsitique.

Nous observons la paragenèse suivante : des phénocristaux très abondants de plagioclases zonés et souvent saussuritisés, de hornblendes vertes souvent automorphes et craquelées, des microlites de plagioclases. La mésostase presque entièrement chloritisée ou palagonitisée contient accessoirement du sphène, de l'ilménite et de l'hématite.

Cette paragenèse correspond à celle d'une roche assez évoluée de type andésite.

2) *La série dite "calco-alcaline" de Biella*

Macroscopiquement les échantillons étudiés apparaissent comme des roches sombres à gros grains de plagioclase et minéraux noirs.

Microscopiquement la structure est porphyrique, les phénocristaux observés sont pour les ferromagnésiens, essentiellement des pyroxènes et des hornblendes brunes, les plagioclases parfois frais sont le plus souvent saussuritisés. Nous notons la présence d'opaques inclus dans ces deux types de phénocristaux, ils sont donc apparus en premier. Des minéraux accessoires tels que l'apatite, la chlorite, le quartz, l'ilménite, la pyrite et la limo-

nite font partie intégrante de la mésostase finement recristallisée en plagioclases, en pyroxènes, en granules de magnétite et en plage de chlorite (clinochlore).

3) Conclusion

Ces deux roches ont une paragenèse identique, cependant, l'abondance des phénocristaux est nettement plus importante dans les galets andésitiques des grès de Taveyannaz que dans les andésites de la série calco-alcaline de Biella.

B- ELEMENTS MAJEURS

1) Les galets andésitiques des grès de Taveyannaz (Tableau I)

Nous remarquons que le taux de silice de l'ensemble des analyses est particulièrement faible excepté pour les analyses 2, 6, 7, 8, 10 ; on peut expliquer ce défaut en silice par l'intense altération des roches étudiées : altération provenant de l'action de fluides hydrothermaux d'où le lessivage des éléments mobiles tels la silice, le Na, le Ca, etc ...

Le titane, élément peu mobile, présente des pourcentages faibles, inférieurs à 1% ce qui est classique pour des andésites.

Les fortes teneurs en aluminium (comprises entre 17 et 18,5%) sont à relier au fait que ces roches sont riches en plagioclases.

Le MgO est trop fluctuant d'une analyse à l'autre, nous ne pouvons donc en tirer aucune conclusion.

Les oxydes CaO, Na₂O, K₂O, fortement perturbés par les phénomènes de spilitisation (albitisation, calcitisation), ne sont pas fiables.

Les observations exposées ci-dessus nous permettent de dire, selon les analyses considérées comme significatives (2, 6, 7, 8, 10), que ces laves se placent dans les andésites basiques.

2) La série dite "calco-alcaline" de Biella (Tableau II)

Nous observons des taux de silice élevés (compris entre 53 et 60% environ) malgré des lessivages possibles sur ces roches légèrement hydrothermalisées (présence de pyrite en petits amas), et un faible pourcentage en titane (inférieur à 1%).

Nous remarquons que les teneurs en fer sont importantes ainsi que le rapport Fe₂O₃/FeO, ceci est à relier à un degré d'oxydation élevé.

Les concentrations en MgO sont comparables à celles des andésites de la série calco-alcaline du Pérou (Lefèvre 1979).

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|
| SiO ₂ | 47.75 | 51.36 | 42.39 | 45.31 | 41.50 | 51.52 | 51.71 | 54.25 | 50.32 | 52.72 |
| TiO ₂ | 0.49 | 0.84 | 0.70 | 1.07 | 0.53 | 0.70 | 0.30 | 0.71 | 0.78 | 0.78 |
| Al ₂ O ₃ | 18.13 | 17.42 | 17.55 | 18.57 | 13.76 | 16.05 | 17.18 | 18.29 | 18.44 | 18.14 |
| Fe ₂ O ₃ | 10.44 | 1.99 | 5.61 | 4.13 | 4.47 | 2.46 | 4.92 | 1.31 | 3.79 | 3.15 |
| P ₂ O ₅ | 0.23 | 0.43 | - | 0.37 | 0.13 | 1.47 | 0.11 | 0.27 | 0.24 | 0.05 |
| FeO | - | 3.43 | 11.51 | 7.19 | 8.14 | 3.73 | 2.92 | 1.99 | 4.31 | 2.46 |
| MnO | 0.17 | 0.19 | 0.30 | 0.33 | 0.22 | 0.21 | 0.17 | 0.04 | 0.02 | 0.02 |
| MgO | 5.23 | 3.60 | 8.25 | 5.05 | 8.18 | 4.18 | 4.52 | 3.72 | 7.93 | 6.64 |
| CaO | 6.48 | 8.90 | 1.81 | 6.66 | 7.21 | 8.05 | 3.97 | 5.10 | 2.30 | 5.10 |
| Na ₂ O | 2.73 | 4.25 | 1.94 | 3.04 | 2.82 | 5.43 | 2.13 | 5.60 | 4.65 | 4.08 |
| K ₂ O | 0.61 | 3.18 | 3.34 | 1.67 | 0.85 | 1.56 | 6.20 | 3.29 | 1.86 | 1.27 |
| H ₂ O ⁻ | 0.49 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| P. Feu | 7.53 | 1.91 | 6.72 | 6.11 | 8.04 | 3.49 | 4.74 | 3.28 | 5.56 | 4.67 |
| CO ₂ | - | 0.72 | - | 0.57 | 3.80 | 0.90 | 0.90 | 1.68 | 0.08 | 1.00 |
| TOTAL | 100.28 | 97.22 | 100.12 | 100.07 | 99.65 | 99.75 | 99.77 | 99.53 | 100.28 | 100.28 |

I

| | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 55.35 | 57.50 | 57.55 | 53.75 | 53.25 | 59.52 | 60.35 | 59.07 | 53.89 | 53.76 | 51.35 |
| TiO ₂ | 0.85 | 0.78 | 0.92 | 0.66 | 0.79 | 0.82 | 0.61 | 0.69 | 0.86 | 0.86 | 1.15 |
| Al ₂ O ₃ | 17.17 | 18.05 | 17.81 | 14.65 | 15.45 | 18.94 | 14.80 | 16.54 | 17.60 | 17.83 | 18.19 |
| Fe ₂ O ₃ | 8.21 | 7.26 | 6.63 | 6.28 | 9.05 | 5.67 | 4.13 | 5.89 | 2.96 | 3.64 | 5.10 |
| P ₂ O ₅ | 0.78 | 0.22 | 0.20 | 0.33 | 0.27 | 0.21 | 0.57 | 0.53 | 0.37 | 0.38 | 0.51 |
| FeO | - | - | - | - | - | - | 1.84 | 0.60 | 3.50 | 4.01 | 2.60 |
| MnO | 0.09 | 0.12 | 0.08 | 0.14 | 0.18 | 0.05 | 0.07 | 0.09 | 0.15 | 0.18 | 0.07 |
| MgO | 2.71 | 4.04 | 2.85 | 2.83 | 1.42 | 1.39 | 1.81 | 1.88 | 2.55 | 3.45 | 3.02 |
| CaO | 3.01 | 6.30 | 3.43 | 7.47 | 6.63 | 4.58 | 4.77 | 4.23 | 7.77 | 7.62 | 7.47 |
| Na ₂ O | 2.99 | 2.58 | 3.03 | 2.66 | 2.75 | 3.52 | 1.89 | 3.31 | 3.09 | 2.84 | 2.87 |
| K ₂ O | 4.28 | 2.38 | 2.11 | 2.03 | 1.90 | 2.19 | 3.86 | 4.91 | 1.89 | 1.87 | 1.95 |
| P. Feu | 2.73 | 1.91 | 4.03 | 8.15 | 7.57 | 1.87 | 4.66 | 2.81 | 5.24 | 3.14 | 4.49 |
| H ₂ O ⁻ | 0.22 | 0.08 | 0.58 | 0.16 | 0.63 | 0.46 | - | - | - | 0.24 | 0.54 |
| TOTAL | 98.39 | 99.22 | 99.22 | 98.11 | 99.89 | 98.22 | 99.36 | 100.35 | 99.67 | 99.80 | 99.11 |

II

Tableau I : Analyses chimiques sur roche totale des galets andésitiques des grès de Taveyannaz (I) et de la série calco-alcaline de Biella (II) (certaines analyses ne sont pas fiables à cause de l'intense altération de l'échantillon qui se manifeste par une perte au feu élevée > 5%)

Analyses 1, 12, 13, 14, 15, 16, ce travail
 Analyses 2, 3, 4, De Quervain (1928)
 Analyses 5, 6, 7, Martini (1968)
 Analyses 8, 9, 10, Sawatzki (1975)
 Analyses 17, 18, 19, Dal Piaz et al. (1979)
 Analyses 20, 21, Bianchi et al. (1963)

Nous pouvons faire les mêmes remarques que dans le paragraphe précédent pour les oxydes suivants : Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O .

Selon les généralités précédemment exposées, nous pouvons conclure que ce sont des andésites s.s.

3) Conclusion

Les andésites s.s. de Biella montrent des caractères de laves plus évoluées que les galets d'andésite basique des grès de Taveyannaz.

C- MINÉRALOGIE

1) Les éléments volcaniques andésitiques des grès de Taveyannaz (tableaux II, III, IV)

Nous avons étudié les minéraux des galets andésitiques des grès de Taveyannaz et ceux contenus dans la matrice de ces grès qui sont identiques.

* Les pyroxènes (fig. 42) sont des augites riches en Ca et Mg. De plus, ils montrent des teneurs faibles en TiO_2 (inférieures à 0,65%), modérées en Al (de 1,31% à 2,8%), non significatives en Chrome.

Sachant que :

- ce sont les seuls minéraux primaires parfaitement conservés et que leur composition reflète celle des magmas dans lesquels ils ont cristallisé ;

- que les teneurs en Titane décroissent des pyroxènes des basaltes alcalins ($Ti > 2,50\%$) à ceux de la croûte océanique ($0,65 < Ti < 2,15$) et enfin de ceux des marges actives ($0,26 < Ti < 0,56$) ;

- que les concentrations en Aluminium sont comprises entre 3 et 5,5% pour les pyroxènes des laves de la croûte océanique et entre 1,8 et 2,6% pour ceux des laves des marges actives ;

- que le Chrome n'est significatif que dans les pyroxènes des laves de la croûte océanique,

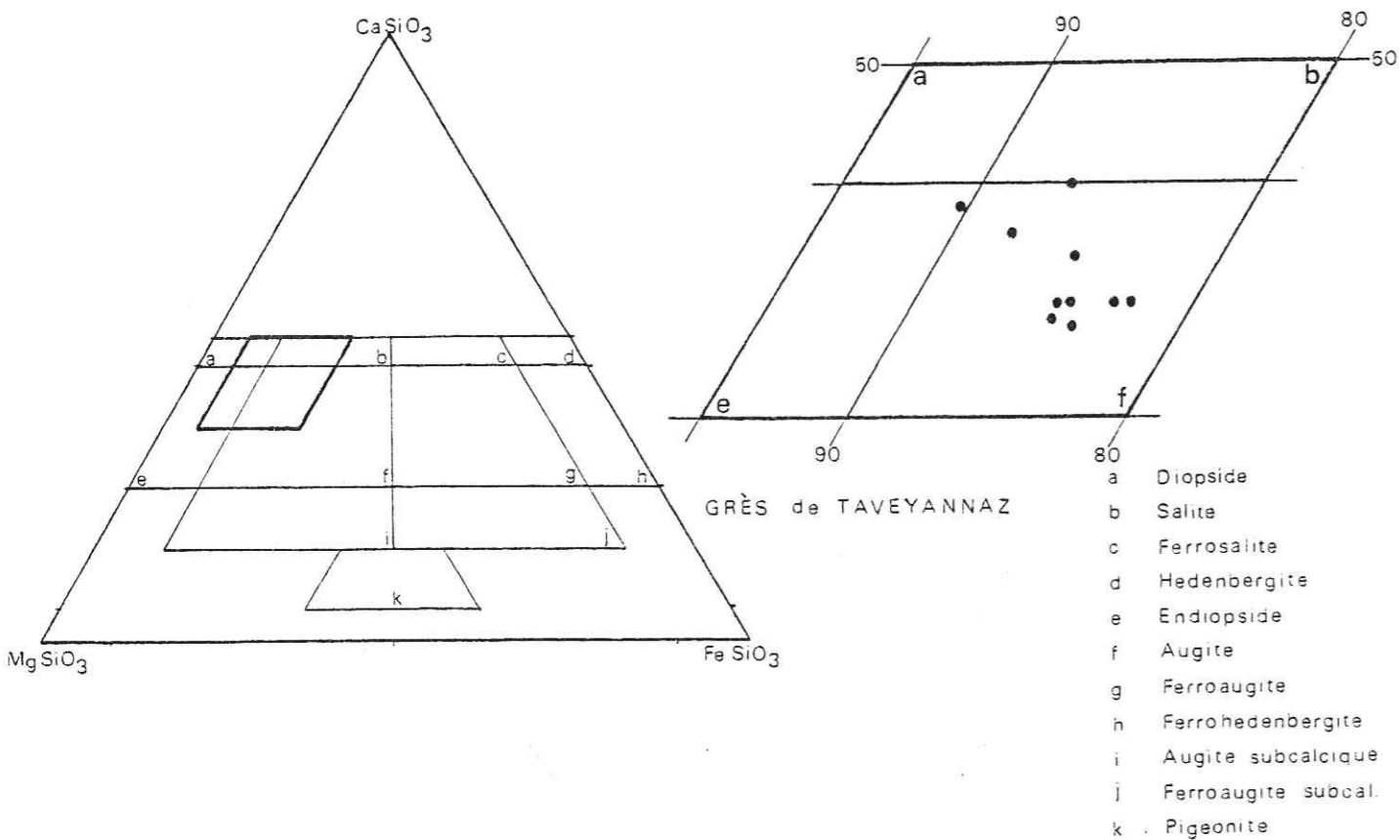
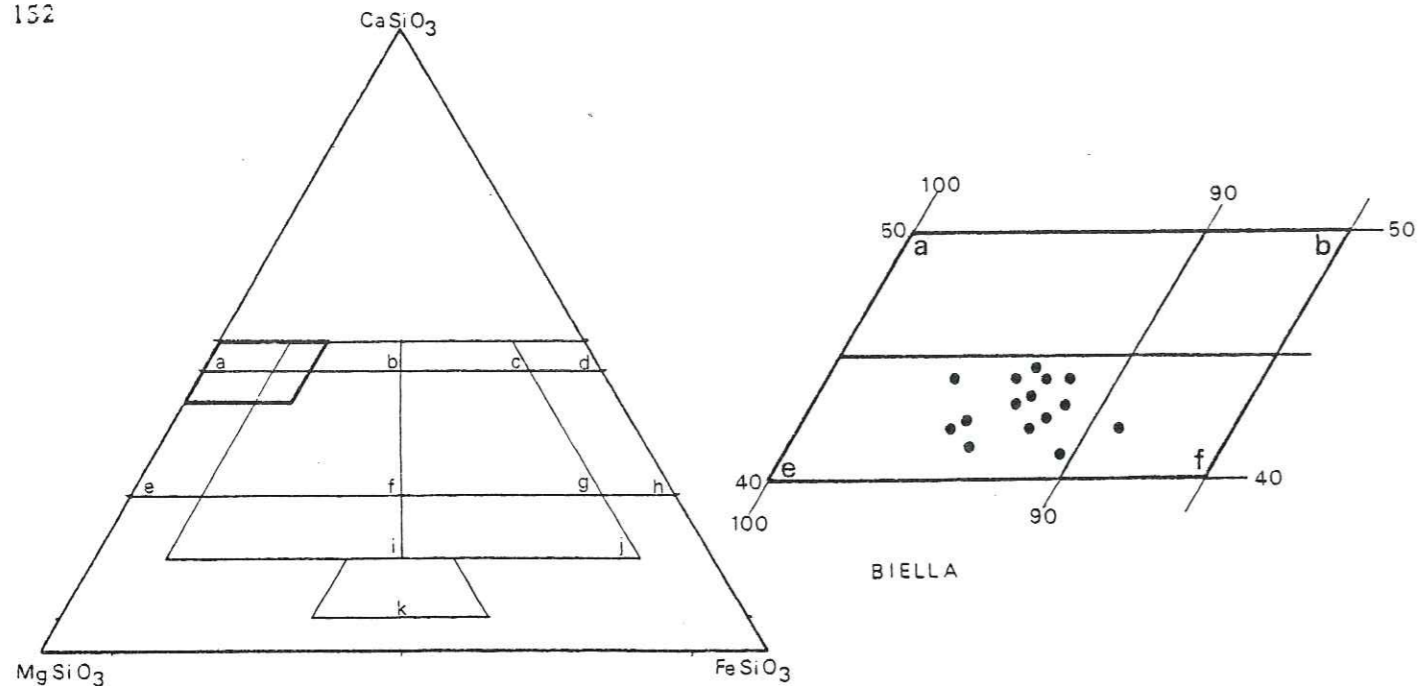
nous pouvons classer ces augites comme appartenant à des laves de zones de marge active.

* Les amphiboles sont des hornblendes édénitiques d'après la classification de B.E. Leake (1978). Ce sont des amphiboles classiques des andésites de série calco-alcaline.

* Les plagioclases sont en général albitisés sinon nous avons du labrador.

| | | | | | | | |
|-----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO_2 | 51.53 | 51.67 | 52.99 | 52.20 | 52.75 | 51.44 | 53.09 |
| TiO_2 | 0.31 | 0.36 | 0.37 | 0.38 | 0.46 | 0.85 | 0.39 |
| Al_2O_3 | 2.81 | 2.73 | 1.31 | 2.13 | 2.58 | 2.66 | 1.49 |
| Fe_2O_3 | 5.71 | 7.17 | 10.09 | 9.03 | 7.17 | 8.93 | 8.71 |
| Cr_2O_3 | 0.49 | 0.06 | 0.05 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.06 |
| FeO | - | - | - | - | - | - | - |
| MnO | 0.15 | 0.02 | 0.49 | 0.40 | 0.16 | 0.30 | 0.45 |
| MgO | 16.02 | 15.75 | 14.99 | 15.42 | 15.85 | 15.58 | 14.89 |
| CaO | 21.25 | 20.70 | 19.53 | 19.39 | 21.11 | 19.15 | 20.38 |
| Na_2O | 0.24 | 0.24 | 0.30 | 0.30 | 0.20 | 0.41 | 0.29 |
| K_2O | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| TOTAL | 98.50 | 98.70 | 100.12 | 99.25 | 100.28 | 99.33 | 99.76 |
| Si | 1.9125 | 1.9192 | 1.9600 | 1.9382 | 1.9273 | 1.9118 | 1.9648 |
| Ti | 0.0087 | 0.0099 | 0.0102 | 0.0106 | 0.0126 | 0.0237 | 0.0109 |
| Al | 0.1230 | 0.1194 | 0.0570 | 0.0931 | 0.1112 | 0.1167 | 0.0649 |
| Fe^{3+} | 0.1772 | 0.2227 | 0.3122 | 0.2804 | 0.2191 | 0.2777 | 0.2697 |
| Cr | 0.0143 | 0.0019 | 0.0014 | 0.0002 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0018 |
| Fe^{2+} | - | - | - | - | - | - | - |
| Mn | 0.0046 | 0.0006 | 0.0154 | 0.0125 | 0.0030 | 0.0096 | 0.0141 |
| Mg | 0.8862 | 0.8721 | 0.8266 | 0.8532 | 0.8633 | 0.8630 | 0.8211 |
| Ca | 0.8449 | 0.8239 | 0.7739 | 0.7712 | 0.8264 | 0.7628 | 0.8082 |
| Na | 0.0172 | 0.0173 | 0.0213 | 0.0219 | 0.0145 | 0.0296 | 0.0209 |
| K | 0.0000 | 0.0007 | 0.0005 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 |
| TOTAL | 3.9886 | 3.9876 | 3.9784 | 3.9813 | 3.9794 | 3.9949 | 3.9765 |
| WO | 44.17 | 42.93 | 40.14 | 40.22 | 43.13 | 39.87 | 42.24 |
| EN | 46.33 | 45.44 | 42.87 | 44.50 | 45.11 | 45.11 | 42.92 |
| FS | 9.50 | 11.83 | 16.99 | 15.28 | 11.71 | 15.02 | 14.83 |

Tableau II : Analyses à la microsonde des pyroxènes des grès de Taveyannaz



- a Diopside
- b Salite
- c Ferrosalite
- d Hedenbergite
- e Endiopside
- f Augite
- g Ferroaugite
- h Ferrohedenbergite
- i Augite subcalciue
- j Ferroaugite subcal.
- k Pigeonite

Figure 42 : Position des pyroxènes des laves de la série calco-alcaline de Biella et des galets andésitiques des grès de Taveyannaz

| | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 46.30 | 45.45 | 45.40 | 45.68 | 46.07 | 45.48 | 42.97 | 47.00 | 46.15 | 44.71 | 43.91 | 40.59 | 45.02 | 45.42 | 42.95 |
| TiO ₂ | 1.51 | 1.68 | 1.48 | 1.55 | 1.51 | 1.63 | 1.66 | 1.52 | 1.31 | 1.63 | 1.79 | 1.06 | 1.30 | 0.94 | 1.80 |
| Al ₂ O ₃ | 9.10 | 9.46 | 9.17 | 9.78 | 9.00 | 9.51 | 11.19 | 8.57 | 9.18 | 9.98 | 10.43 | 7.13 | 9.26 | 11.52 | 13.26 |
| Fe ₂ O ₃ | 12.18 | 13.36 | 13.70 | 13.00 | 12.99 | 13.50 | 14.21 | 12.61 | 13.33 | 13.70 | 13.87 | 12.11 | 14.59 | 15.11 | 14.72 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.08 | 0.00 | 0.00 | 0.13 | 0.00 | 0.12 | 0.13 | 0.00 | 0.09 | 0.00 | 0.03 | 0.01 |
| MnO | 0.46 | 0.55 | 0.41 | 0.35 | 0.36 | 0.50 | 0.48 | 0.37 | 0.65 | 0.54 | 0.62 | 0.55 | 0.62 | 0.78 | 0.31 |
| MgO | 14.27 | 13.68 | 14.12 | 13.72 | 14.06 | 13.84 | 12.40 | 14.28 | 14.22 | 13.12 | 13.05 | 15.41 | 14.07 | 12.76 | 11.45 |
| CaO | 11.37 | 10.86 | 11.14 | 10.79 | 11.14 | 11.07 | 11.50 | 10.91 | 10.62 | 10.92 | 11.13 | 11.07 | 9.90 | 9.06 | 10.67 |
| Na ₂ O | 1.67 | 1.59 | 1.68 | 1.73 | 1.71 | 1.72 | 1.87 | 1.73 | 1.61 | 1.85 | 1.90 | 1.43 | 1.82 | 1.63 | 2.34 |
| K ₂ O | 0.68 | 0.66 | 0.65 | 0.69 | 0.63 | 0.64 | 0.78 | 0.61 | 0.50 | 0.74 | 0.75 | 0.42 | 0.43 | 0.40 | 0.63 |
| H ₂ O | 2.05 | 2.03 | 2.04 | 2.04 | 2.04 | 2.04 | 2.01 | 2.06 | 2.04 | 2.03 | 2.02 | 2.07 | 2.04 | 2.05 | 2.02 |
| TOTAL | 99.51 | 99.33 | 99.73 | 99.42 | 99.51 | 99.93 | 99.20 | 99.66 | 99.74 | 99.33 | 99.46 | 99.82 | 99.85 | 100.49 | 99.56 |
| Si | 6.7671 | 6.6911 | 6.6796 | 6.7005 | 6.7578 | 6.6666 | 6.4016 | 6.8504 | 6.7601 | 6.6104 | 6.5001 | 7.0343 | 6.7205 | 6.6243 | 6.2773 |
| Ti | 0.1881 | 0.1865 | 0.1835 | 0.1705 | 0.1662 | 0.1794 | 0.1864 | 0.1667 | 0.1440 | 0.1809 | 0.1990 | 0.1149 | 0.1430 | 0.1035 | 0.2002 |
| Al | 1.5674 | 1.6419 | 1.5811 | 1.6910 | 1.5562 | 1.6423 | 1.9640 | 1.4722 | 1.5852 | 1.7383 | 1.8198 | 1.2166 | 1.6007 | 1.9009 | 2.3157 |
| Fe ³⁺ | 1.4898 | 1.6414 | 1.6861 | 1.5945 | 1.5934 | 1.6543 | 1.7701 | 1.5374 | 1.6333 | 1.6935 | 1.7173 | 1.4662 | 1.7898 | 1.8429 | 1.8242 |
| Cr | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0092 | 0.0000 | 0.0002 | 0.0159 | 0.0000 | 0.0144 | 0.0158 | 0.0000 | 0.0103 | 0.0000 | 0.0030 | 0.0012 |
| Fe ²⁺ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Mn | 0.0570 | 0.0691 | 0.0505 | 0.0437 | 0.0450 | 0.0623 | 0.0610 | 0.0462 | 0.0803 | 0.0671 | 0.0774 | 0.0676 | 0.0773 | 0.0958 | 0.0595 |
| Mg | 3.1080 | 3.0014 | 3.0954 | 2.9996 | 3.0747 | 3.0226 | 2.7531 | 3.1018 | 3.1053 | 2.8909 | 2.8803 | 3.3245 | 3.0770 | 2.7735 | 2.5292 |
| Ca | 1.7809 | 1.7123 | 1.7564 | 1.6958 | 1.7509 | 1.7386 | 1.8350 | 1.7033 | 1.6663 | 1.7295 | 1.7654 | 1.7162 | 1.5553 | 1.5410 | 1.6945 |
| Na | 0.4743 | 0.4531 | 0.4796 | 0.4908 | 0.4861 | 0.4891 | 0.5403 | 0.4879 | 0.4578 | 0.5292 | 0.5440 | 0.4013 | 0.5176 | 0.4614 | 0.6727 |
| K | 0.1121 | 0.1245 | 0.1218 | 0.1300 | 0.1182 | 0.1198 | 0.1476 | 0.1130 | 0.0931 | 0.1391 | 0.1412 | 0.0769 | 0.0811 | 0.0741 | 0.1198 |
| H ₂ O | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 |
| TOTAL | 16.5220 | 16.5243 | 16.6141 | 16.5256 | 16.5486 | 16.5751 | 16.6750 | 16.4789 | 16.5499 | 16.5946 | 16.6444 | 16.4288 | 16.5623 | 16.5005 | 16.6342 |

Tableau III : Analyses à la microsonde des amphiboles des grès de Taveyannaz

| | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 66.70 | 64.84 | 57.18 | 66.68 | 67.64 | 69.41 | 67.37 | 66.33 | 57.15 | 66.43 | 66.83 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 21.30 | 18.22 | 27.20 | 20.52 | 20.46 | 26.20 | 27.36 | 27.67 | 27.35 | 19.90 | 20.29 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.16 | 0.00 | 0.29 | 0.03 | 0.07 | 0.08 | 0.10 | 0.30 | 0.27 | 0.01 | 0.00 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 |
| FeO | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| MnO | 0.06 | 0.00 | 0.10 | 0.00 | 0.04 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.07 |
| MgO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| CaO | 2.05 | 0.00 | 9.19 | 0.83 | 0.58 | 7.53 | 8.96 | 10.09 | 9.01 | 0.20 | 0.10 |
| Na ₂ O | 10.69 | 0.13 | 6.96 | 11.19 | 11.32 | 7.20 | 6.20 | 5.93 | 6.19 | 11.19 | 9.85 |
| K ₂ O | 0.37 | 18.04 | 0.36 | 0.14 | 0.05 | 0.27 | 0.24 | 0.26 | 0.35 | 0.12 | 0.07 |
| TOTAL | 101.23 | 101.24 | 100.37 | 99.39 | 100.19 | 100.98 | 100.74 | 100.38 | 100.33 | 99.87 | 99.03 |
| Si | 2.8995 | 2.8881 | 2.5554 | 2.9362 | 2.9536 | 2.8289 | 2.5391 | 2.5077 | 2.5514 | 2.3880 | 3.0010 |
| Ti | 0.0000 | 0.0004 | 0.0000 | 0.0004 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0007 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 |
| Al | 1.0914 | 0.8896 | 1.4324 | 1.0669 | 1.0528 | 1.3663 | 1.4319 | 1.4702 | 1.4390 | 1.0242 | 1.0453 |
| Fe ³⁺ | 0.0038 | 0.0000 | 0.0107 | 0.0010 | 0.0026 | 0.0029 | 0.0035 | 0.0111 | 0.0100 | 0.0005 | 0.0000 |
| Cr | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0007 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0002 | 0.0000 | 0.0004 |
| Fe ²⁺ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Mn | 0.0020 | 0.0000 | 0.0038 | 0.0000 | 0.0015 | 0.0005 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0001 | 0.0000 | 0.0028 |
| Mg | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0014 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 |
| Ca | 0.0357 | 0.0001 | 0.4401 | 0.0392 | 0.0272 | 0.3595 | 0.4250 | 0.4840 | 0.4310 | 0.0034 | 0.0043 |
| Na | 0.6929 | 0.0114 | 0.5164 | 0.9550 | 0.9587 | 0.8179 | 0.8337 | 0.8060 | 0.8357 | 0.9476 | 0.8375 |
| K | 0.0203 | 1.0303 | 0.0203 | 0.0077 | 0.0026 | 0.0199 | 0.0138 | 0.0149 | 0.0200 | 0.0069 | 0.0039 |
| TOTAL | 5.5374 | 5.0499 | 4.8793 | 5.0093 | 4.9996 | 4.9923 | 4.8785 | 4.8839 | 4.8873 | 4.8763 | 4.8350 |
| Si | 33.51 | 1.08 | 52.37 | 66.33 | 66.99 | 62.22 | 64.82 | 60.35 | 64.29 | 66.31 | 66.87 |
| Ca | 2.01 | 33.82 | 2.06 | 0.76 | 0.23 | 1.56 | 1.42 | 1.48 | 2.03 | 0.71 | 0.43 |
| Al | 3.43 | 0.01 | 45.05 | 3.91 | 2.75 | 36.21 | 43.75 | 48.17 | 43.68 | 0.98 | 0.53 |

Tableau IV : Analyses à la microsonde des plagioclases des grès de Taveyannaz

| | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 51.70 | 53.39 | 52.45 | 54.86 | 54.02 | 53.46 | 52.58 | 53.49 | 55.02 | 53.83 | 53.47 | 54.96 | 53.35 | 53.25 | 53.34 |
| TiO ₂ | 0.56 | 0.23 | 0.40 | 0.06 | 0.16 | 0.19 | 0.32 | 0.33 | 0.09 | 0.17 | 0.27 | 0.12 | 0.21 | 0.21 | 0.25 |
| Al ₂ O ₃ | 3.73 | 2.44 | 2.54 | 1.09 | 1.70 | 1.93 | 2.38 | 1.86 | 1.01 | 1.31 | 2.37 | 1.13 | 2.09 | 1.82 | 2.17 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.76 | 4.34 | 5.21 | 3.71 | 3.00 | 5.01 | 4.45 | 5.79 | 3.16 | 4.87 | 4.33 | 4.11 | 5.48 | 4.55 | 4.25 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.17 | 0.17 | 0.39 | 1.26 | 0.23 | 0.48 | 0.09 | 0.73 | 0.44 | 0.49 | 0.45 | 0.01 | 0.39 | 0.79 |
| FeO | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| MnO | 0.12 | 0.09 | 0.09 | 0.00 | 0.09 | 0.21 | 0.00 | 0.17 | 0.11 | 0.11 | 0.22 | 0.11 | 0.15 | 0.05 | 0.07 |
| MgO | 16.28 | 16.92 | 16.95 | 18.82 | 18.18 | 17.61 | 17.27 | 17.38 | 18.52 | 17.78 | 16.96 | 18.30 | 17.23 | 17.42 | 17.42 |
| CaO | 20.24 | 21.25 | 22.01 | 21.21 | 21.87 | 21.17 | 20.80 | 20.56 | 21.04 | 20.85 | 21.75 | 20.72 | 21.39 | 21.57 | 22.01 |
| Na ₂ O | 0.23 | 0.25 | 0.21 | 0.13 | 0.27 | 0.24 | 0.19 | 0.20 | 0.23 | 0.14 | 0.26 | 0.16 | 0.15 | 0.21 | 0.24 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 |
| TOTAL | 99.62 | 99.08 | 100.03 | 100.26 | 100.58 | 100.05 | 98.55 | 99.87 | 99.89 | 99.50 | 100.12 | 100.05 | 100.06 | 99.46 | 100.54 |
| Si | 1.8953 | 1.9449 | 1.9131 | 1.9695 | 1.9413 | 1.9408 | 1.9321 | 1.9473 | 1.9778 | 1.9584 | 1.9378 | 1.9774 | 1.9405 | 1.9393 | 1.9256 |
| Ti | 0.0154 | 0.0063 | 0.0109 | 0.0016 | 0.0043 | 0.0052 | 0.0080 | 0.0089 | 0.0025 | 0.0047 | 0.0073 | 0.0032 | 0.0058 | 0.0058 | 0.0067 |
| Al | 0.1611 | 0.1049 | 0.1030 | 0.0460 | 0.0721 | 0.0826 | 0.1032 | 0.0796 | 0.0426 | 0.0562 | 0.1013 | 0.0478 | 0.0898 | 0.0780 | 0.0925 |
| Fe ³⁺ | 0.2071 | 0.1322 | 0.1589 | 0.114 | 0.0902 | 0.1520 | 0.1368 | 0.1763 | 0.0949 | 0.1483 | 0.1312 | 0.1237 | 0.1666 | 0.1385 | 0.1282 |
| Cr | 0.0001 | 0.0048 | 0.0050 | 0.0111 | 0.0364 | 0.0065 | 0.0130 | 0.0026 | 0.0206 | 0.0127 | 0.0140 | 0.0128 | 0.0002 | 0.0111 | 0.0226 |
| Mn | 0.0038 | 0.0028 | 0.0029 | 0.0000 | 0.0026 | 0.0065 | 0.0024 | 0.0051 | 0.0033 | 0.0034 | 0.0069 | 0.0034 | 0.0047 | 0.0015 | 0.0021 |
| Mg | 0.6693 | 0.9169 | 0.9214 | 1.0068 | 0.9737 | 0.9529 | 0.9460 | 0.9432 | 0.9926 | 0.9639 | 0.9158 | 0.9815 | 0.9341 | 0.9457 | 0.9374 |
| Ca | 0.7951 | 0.8294 | 0.8604 | 0.8157 | 0.8420 | 0.8234 | 0.8190 | 0.8017 | 0.8105 | 0.8127 | 0.8444 | 0.7987 | 0.8336 | 0.8417 | 0.8512 |
| Na | 0.0162 | 0.0173 | 0.0151 | 0.0092 | 0.0190 | 0.0172 | 0.0132 | 0.0141 | 0.0158 | 0.0100 | 0.0185 | 0.0113 | 0.0106 | 0.0146 | 0.0168 |
| K | 0.0001 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0003 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0009 | 0.0000 |
| TOTAL | 3.9835 | 3.9614 | 3.9967 | 3.9713 | 3.9818 | 3.9872 | 3.9752 | 3.9892 | 3.9606 | 3.9701 | 3.9772 | 3.9597 | 3.9860 | 3.9771 | 3.9830 |
| Mn | 41.95 | 41.04 | 44.27 | 42.18 | 44.11 | 42.56 | 43.01 | 41.62 | 42.63 | 42.15 | 44.48 | 41.80 | 42.99 | 43.67 | 44.36 |
| EN | 46.92 | 48.79 | 47.41 | 52.06 | 51.02 | 49.25 | 49.68 | 48.96 | 52.21 | 49.99 | 48.24 | 51.46 | 48.17 | 49.07 | 48.85 |
| FS | 11.13 | 7.17 | 8.32 | 5.76 | 4.87 | 8.19 | 7.31 | 9.42 | 5.16 | 7.87 | 7.28 | 6.66 | 8.83 | 7.26 | 6.79 |

Tableau V : Analyses à la microsonde des pyroxènes de la série calco-alcaline de Biella

| | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 43.85 | 42.44 | 45.66 | 42.97 | 42.46 | 43.29 | 45.22 | 43.11 | 42.44 |
| TiO ₂ | 2.05 | 2.71 | 1.44 | 2.80 | 3.11 | 2.57 | 2.30 | 2.15 | 2.35 |
| Al ₂ O ₃ | 12.70 | 11.14 | 9.01 | 12.44 | 11.60 | 12.64 | 9.20 | 12.70 | 13.35 |
| Fe ₂ O ₃ | 11.32 | 16.44 | 11.77 | 13.64 | 15.47 | 11.79 | 9.30 | 10.62 | 12.11 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.05 | 0.00 | 0.12 | 0.00 | 0.00 | 0.17 | 0.00 | 0.12 | 0.05 |
| MnO | 0.09 | 0.17 | 0.30 | 0.20 | 0.09 | 0.22 | 0.15 | 0.00 | 0.33 |
| MgO | 15.33 | 11.47 | 15.12 | 12.69 | 11.79 | 13.65 | 17.10 | 15.00 | 13.75 |
| CaO | 10.77 | 10.75 | 10.90 | 10.83 | 10.54 | 10.44 | 11.25 | 10.99 | 11.05 |
| Na ₂ O | 1.85 | 1.99 | 1.52 | 2.32 | 2.18 | 2.31 | 2.96 | 2.54 | 2.44 |
| K ₂ O | 0.73 | 1.18 | 0.63 | 0.78 | 0.99 | 0.74 | 0.38 | 0.76 | 0.76 |
| OH | 2.08 | 2.01 | 2.04 | 2.05 | 2.02 | 2.05 | 2.07 | 2.07 | 2.06 |
| TOTAL | 100.83 | 100.30 | 98.49 | 100.71 | 100.26 | 99.88 | 99.93 | 100.08 | 100.67 |
| Si | 6.3011 | 6.3340 | 6.7158 | 6.2781 | 6.2936 | 6.3098 | 6.5293 | 6.2463 | 6.1724 |
| Ti | 0.2219 | 0.3036 | 0.1590 | 0.3079 | 0.3465 | 0.2822 | 0.2503 | 0.2348 | 0.2569 |
| Al | 2.1503 | 1.9592 | 1.5612 | 2.1429 | 2.0270 | 2.1711 | 1.5663 | 2.1690 | 2.2881 |
| Fe ³⁺ | 1.3598 | 2.0525 | 1.4473 | 1.6663 | 1.9171 | 1.4372 | 1.1226 | 1.2874 | 1.4729 |
| Cr | 0.0060 | 0.0000 | 0.0142 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0193 | 0.0000 | 0.0142 | 0.0053 |
| Fe ²⁺ | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Mn | 0.0114 | 0.0212 | 0.0372 | 0.0251 | 0.0117 | 0.0277 | 0.0181 | 0.0004 | 0.0409 |
| Mg | 3.2835 | 2.5517 | 3.3141 | 2.7628 | 2.6045 | 2.9650 | 3.6796 | 3.2403 | 2.9802 |
| Ca | 1.6589 | 1.7198 | 1.7174 | 1.6955 | 1.6741 | 1.6312 | 1.7406 | 1.7055 | 1.7217 |
| Na | 0.5148 | 0.5769 | 0.4343 | 0.6560 | 0.6278 | 0.6532 | 0.8275 | 0.7148 | 0.6880 |
| K | 0.1338 | 0.2254 | 0.1175 | 0.1454 | 0.1864 | 0.1380 | 0.0703 | 0.1414 | 0.1418 |
| OH | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 | 1.0000 |
| TOTAL | 16.6414 | 16.7442 | 16.5179 | 16.6800 | 16.6885 | 16.6347 | 16.8047 | 16.7540 | 16.7682 |

Tableau VI : Analyses à la microsonde des amphiboles de la série calco-alkaline de Biella

| | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 53.02 | 54.04 | 54.86 | 54.32 | 53.83 | 63.42 | 54.45 | 51.25 | 54.80 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.07 | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 30.27 | 29.70 | 29.01 | 29.17 | 29.32 | 22.00 | 28.82 | 31.70 | 28.29 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.33 | 0.33 | 0.31 | 0.35 | 0.34 | 1.22 | 0.33 | 0.38 | 1.38 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.00 |
| FeO | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| MnO | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 0.08 | 0.00 | 0.06 | 0.08 | 0.08 | 0.00 |
| MgO | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.66 | 0.01 | 0.00 | 0.90 |
| CaO | 12.37 | 11.46 | 10.85 | 11.08 | 11.21 | 3.95 | 10.91 | 13.99 | 10.33 |
| Na ₂ O | 4.02 | 4.57 | 5.02 | 4.79 | 4.58 | 4.86 | 4.89 | 3.56 | 5.23 |
| K ₂ O | 0.26 | 0.40 | 0.42 | 0.47 | 0.38 | 4.85 | 0.49 | 0.21 | 0.46 |
| TOTAL | 100.27 | 100.67 | 100.48 | 100.26 | 99.69 | 101.04 | 100.01 | 101.24 | 101.40 |
| Si | 2.3872 | 2.4206 | 2.4605 | 2.4423 | 2.4313 | 2.8181 | 2.4575 | 2.3003 | 2.4522 |
| Ti | 0.0000 | 0.0020 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0005 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0023 | 0.0004 |
| Al | 1.6062 | 1.5679 | 1.5335 | 1.5458 | 1.5610 | 1.1523 | 1.5328 | 1.6769 | 1.4921 |
| Fe ³⁺ | 0.0125 | 0.0123 | 0.0116 | 0.0130 | 0.0130 | 0.0453 | 0.0124 | 0.0144 | 0.0515 |
| Cr | 0.0000 | 0.0023 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0015 | 0.0000 | 0.0000 |
| Fe ²⁺ | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Mn | 0.0000 | 0.0018 | 0.0000 | 0.0030 | 0.0000 | 0.0024 | 0.0029 | 0.0029 | 0.0000 |
| Mg | 0.0000 | 0.0000 | 0.0008 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0439 | 0.0006 | 0.0000 | 0.0602 |
| Ca | 0.5968 | 0.5500 | 0.5212 | 0.5339 | 0.5428 | 0.1882 | 0.5274 | 0.6727 | 0.4935 |
| Na | 0.3508 | 0.3970 | 0.4369 | 0.4178 | 0.4012 | 0.4187 | 0.4277 | 0.3099 | 0.4539 |
| K | 0.0150 | 0.0229 | 0.0242 | 0.0270 | 0.0219 | 0.2748 | 0.0282 | 0.0120 | 0.0260 |
| TOTAL | 4.9686 | 4.9768 | 4.9887 | 4.9827 | 4.9717 | 4.9438 | 4.9909 | 4.9914 | 5.0316 |
| Ab | 36.44 | 40.93 | 44.47 | 42.69 | 41.54 | 47.49 | 43.49 | 31.16 | 46.55 |
| Or | 1.56 | 2.36 | 2.47 | 2.75 | 2.26 | 31.17 | 2.87 | 1.21 | 2.67 |
| An | 62.00 | 56.71 | 53.06 | 54.55 | 56.20 | 21.34 | 53.64 | 67.63 | 50.79 |

Tableau VII : Analyses à la microsonde des plagioclases de la série calco-alkaline de Biella

La minéralogie décrite ci-dessus est en accord avec les conclusions obtenues sur la pétrographie et l'étude des analyses sur roche totale. Elle confirme le fait que nous sommes en présence d'andésites basiques de zones orogéniques.

2) La série dite "calco-alkaline" de Biella (tb. V, VI, VII)

* Les pyroxènes, par leur forte teneur en Mg (fig. 42), se placent dans le champ des endiopsides. Nous remarquons des pourcentages faibles en titane, inférieurs à 0,65%, peu élevés en Aluminium (en moyenne inférieurs à 2,10%), significatives en Chrome (en moyenne 0,41%).

Selon la démonstration effectuée précédemment et d'après les valeurs en titane et en Aluminium, nous sommes en présence de clinopyroxènes de laves de marge active alors que les valeurs en Chrome sont anormalement élevées pour un tel contexte. Ce Chrome est-il primaire ou de contamination ? Seule une étude géochimique plus poussée pourrait lever cette indétermination.

* Les amphiboles sont des amphiboles brunes, relativement riches en Titane. Cela peut peut-être s'expliquer par le fait que les opaques (ilménites, titano-magnétites) se déstabilisent au profit des amphiboles au moment de la cristallisation de celles-ci.

* Les plagioclases sont des labradors.

Pétrographie, analyses sur roche totale et minéralogie démontrent que ces laves sont des andésites s.s. de type marge active.

D- CONCLUSION

La figure 43 faisant intervenir le FeO^* en fonction du rapport $\frac{FeO^*}{MgO}$ (Miyashiro 1975) (FeO et MgO éléments peu mobiles lors de la spilitisation (Maillet 1977)) montre que les laves des grès de Taveyannaz et de Biella appartiennent toutes deux à une série calco-alkaline. Cela nous place dans un contexte de marge continentale active. Toutefois, ces deux andésites sont différentes de part leur minéralogie et les analyses sur roche totale : les laves de Biella sont des andésites s.s. à endiopside, hornblende brune et labrador, celles des grès de Taveyannaz sont des andésites basiques, donc moins évoluées que les précédentes, à augite, hornblende édénitique et labrador.

Il est donc fort improbable que la série calco-alkaline de Biella ait alimenté en éléments volcaniques andésitiques les grès de Taveyannaz.

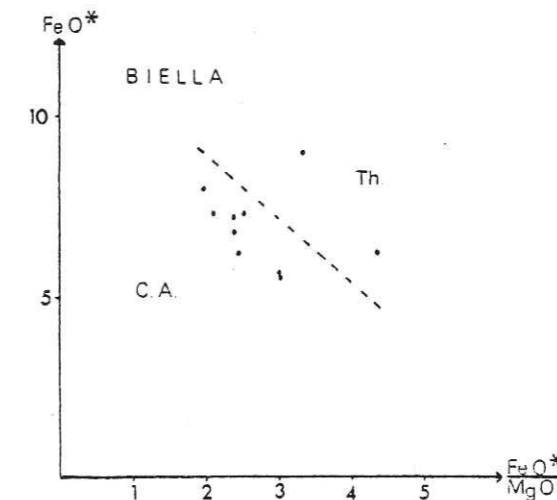
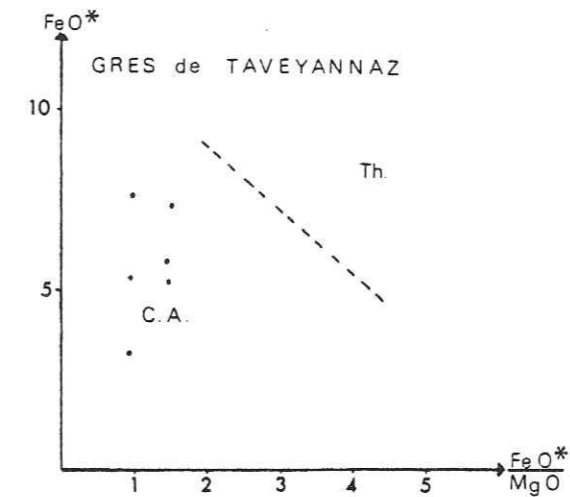


Figure 43 : Position des roches totales dans les diagrammes de A. Miyashiro (1975)

Légende :

- C.A. : Volcanisme calco-alkalin
- Th. : Tholéiites
- FeO^* : Fer total en FeO

III - PROBLEME DE L'ORIGINE DU MATERIEL VOLCANIQUE DES GRÈS DE TAVEYANNAZ

Grâce à l'étude pétrographique, nous avons observé deux types de roches volcaniques dans les grès de Taveyannaz : de rares éléments diabasiques et une majorité de fragments andésitiques.

A- LES ELEMENTS DIABASIQUES

Ce problème a été abordé par G. Sawatzki (1975) qui pense que les galets diabasiques ont une origine différente de ceux d'andésite. Ils proviennent d'un équivalent pétrographique et tectonique de la nappe des Gets. Cette hypothèse est vérifiée par deux observations principales :

- par une étude pétrochimique, G. Sawatzki (1975) a mis en évidence deux séries différentes : celle des diabases et celle des andésites (fig. 23) sans relation génétique étroite ;

- le degré et l'âge du métamorphisme des éléments andésitiques et diabasiques sont différents. Les diabases ont été métamorphosées à la limite supérieure du faciès schistes verts, avant leur arrivée dans le bassin de sédimentation du "flysch" helvétique alors que les andésites n'ont été métamorphosées qu'après leur dépôt dans ce même bassin. Elles se trouvent ainsi dans le faciès zéolites qui s'est développé dans le synclinal de Thônes après le dépôt du "flysch".

B- LES ELEMENTS ANDESITIQUES

Pour certains auteurs (Vuagnat 1952 ; Martini 1968 ; Sawatzki 1975), les grès de Taveyannaz sont des sédiments épicrostiques provenant du remaniement de massifs volcaniques actifs ou éteints, à l'époque du dépôt de ces grès. Pour d'autres (Beuf et al. 1961 ; Didier et al. 1978 ; Le Guern 1979), les grès de Taveyannaz sont des tufs pyroclastiques provenant directement d'éruptions proches ou dans le synclinal de Thônes.

1) Hypothèse 1 : Les grès de Taveyannaz seraient des tufs

Divers faits militent en faveur d'un volcanisme "in situ" :

- la fraîcheur des minéraux volcaniques pourrait indiquer la proximité immédiate des centres éruptifs ;
- les éléments volcaniques sont strictement limités aux bancs de grauwackes qui pourraient ainsi constituer d'anciennes coulées. Nous ne retrouvons aucuns fragments volcaniques mélangés aux éléments terrigènes fins du flysch ;

- le manque de stratification à l'intérieur des bancs de grauwackes, des cas de cuisson au contact avec le matériel volcanique (Beuf et al. 1961), des actions hydrothermales, etc ... ;

- la découverte d'une masse rocheuse d'aspect bréchique dans le massif du Merdassier (synclinal de Thônes), constituée de tufs grossiers et non lités associés à des filons de tuffisites (Didier et al. 1978).

J. Martini (1968) a fortement critiqué les trois premiers points. Selon lui, la fraîcheur du matériel ne dépend pas de la durée du transport mais de la série d'origine. Si celle-ci est jeune, elle donnera du matériel peu altéré. Il a observé aussi que le matériel volcanique était bien représenté dans tous les bancs et même dans certaines intercalations marno-schisteuses. Sa quantité dépend de la granulométrie du grès. Il pense que les phénomènes relatés dans le troisième point sont plutôt en relation avec les importantes modifications minéralogiques subies par les grès après le dépôt du "flysch". Il propose donc une origine exotique des éléments andésitiques des grès de Taveyannaz, rejoignant en cela M. Vuagnat (1952). G. Sawatzki fait siennes leurs idées en 1975. Nous estimons aussi que les grès de Taveyannaz ne sont pas des tufs.

2) Hypothèse 2 : Les éléments andésitiques seraient issus de massifs volcaniques extérieurs à la zone helvétique

J. Martini (1968) écarte l'éventualité d'une localisation de ces massifs dans une zone externe au domaine subalpin. Nous pensons aussi que cette possibilité est peu probable, bien que J. Perriaux et al. (1968), dans le Champsaur, et J. Martini (1968), dans le massif de Platé aient observé des figures sédimentaires, flute-casts et groove-casts en particulier, indiquant des apports du S.W. Mais il est classique dans un bassin de "flysch" que les courants de turbidité soient opposés au sens réel des apports. Il nous reste donc comme possibilité les zones alpines internes : zones penniques à ophiolites ou zones internes sans roches vertes.

a) Les zones ophiolitiques

Il faut que la mer s'étende jusqu'à ces régions à l'Eocène terminal, J. Debelmas et al. (1964) et R. Trümpy (1965) pensent que ce n'est pas le cas. M. Vuagnat (1952) suggère un rapprochement des séries andésitiques par charriage. G. Sawatzki (1975) partage cette idée. Il pense qu'une série andésitique d'origine inconnue serait venue se superposer aux nappes austroalpines. Cet ensemble se trouvait à la limite Eocène-Oligocène, à proximité du rivage S.E. de la mer du "flysch" helvétique, aboutissant par érosion à la formation des grès de Taveyannaz tout d'abord et ensuite des

grès du Val d'Illiez au sein du "flysch" marno-micacé.

Cette hypothèse n'est toujours pas argumentée. En effet, on n'a jamais retrouvé de traces de cette nappe comprenant des coulées andésitiques. Il est assez peu vraisemblable qu'elle ait totalement disparue par érosion ou par recouvrement tectonique, si elle a existé.

b) Les zones internes proches de la zone helvétique

Cette proposition présente l'avantage de ne plus faire intervenir un charriage de séries andésitiques. Malheureusement, les traces d'activité volcanique dans ces zones sont insignifiantes. Le seul affleurement d'andésite décrit est dans le massif des Aiguilles d'Arves (Barbier et Michel 1958), dans la zone ultradauphinoise. Mais son chimisme est différent des éléments andésitiques des grès de Taveyannaz. Il se révèle être à forte tendance rhyolitique (Bocquet et al. 1966). Ainsi les andésites des Aiguilles d'Arves n'ont pu alimenter en éléments volcaniques les grès de Taveyannaz.

Cependant, nous pouvons imaginer des bouches éruptives réparties tout le long de l'arc alpin, ou un groupe volcanique isolé, ou même un seul grand volcan, ces ensembles étant actuellement érodés ou disparus, recouverts par des nappes. Malgré tout, il faut que les cours d'eau aient drainé des bassins pétrographiquement semblables le long de l'arc alpin à l'époque du dépôt des grès de Taveyannaz car la succession verticale des types de grauwackes est constante de la Suisse orientale à la Haute-Savoie (Vuagnat 1952). Ceci serait vraiment étonnant.

Ainsi, il apparaît que l'hypothèse d'une origine des zones internes alpines (de la zone ultradauphinoise à la zone piémontaise) pour les fragments andésitiques des grès de Taveyannaz est pratiquement impossible.

IV - CONCLUSION

Selon les conclusions partielles des parties II et III, nous constatons que les éléments andésitiques des grès du Taveyannaz ne peuvent pas provenir de séries andésitiques situées dans les zones internes des Alpes, de la zone ultrahelvétique à la "zone" du Canavese (en particulier de la série calco-alcaline de Biella), ni de secteurs externes au domaine alpin.

Comme les grès de Taveyannaz ne sont vraisemblablement pas des tufs volcaniques, leurs éléments andésitiques proviennent sans doute d'un magmatisme calco-alcalin en bordure ou à l'intérieur du bassin de sédimentation des grès de Taveyannaz, n'engendrant aucunes coulées massives mais que des pro-

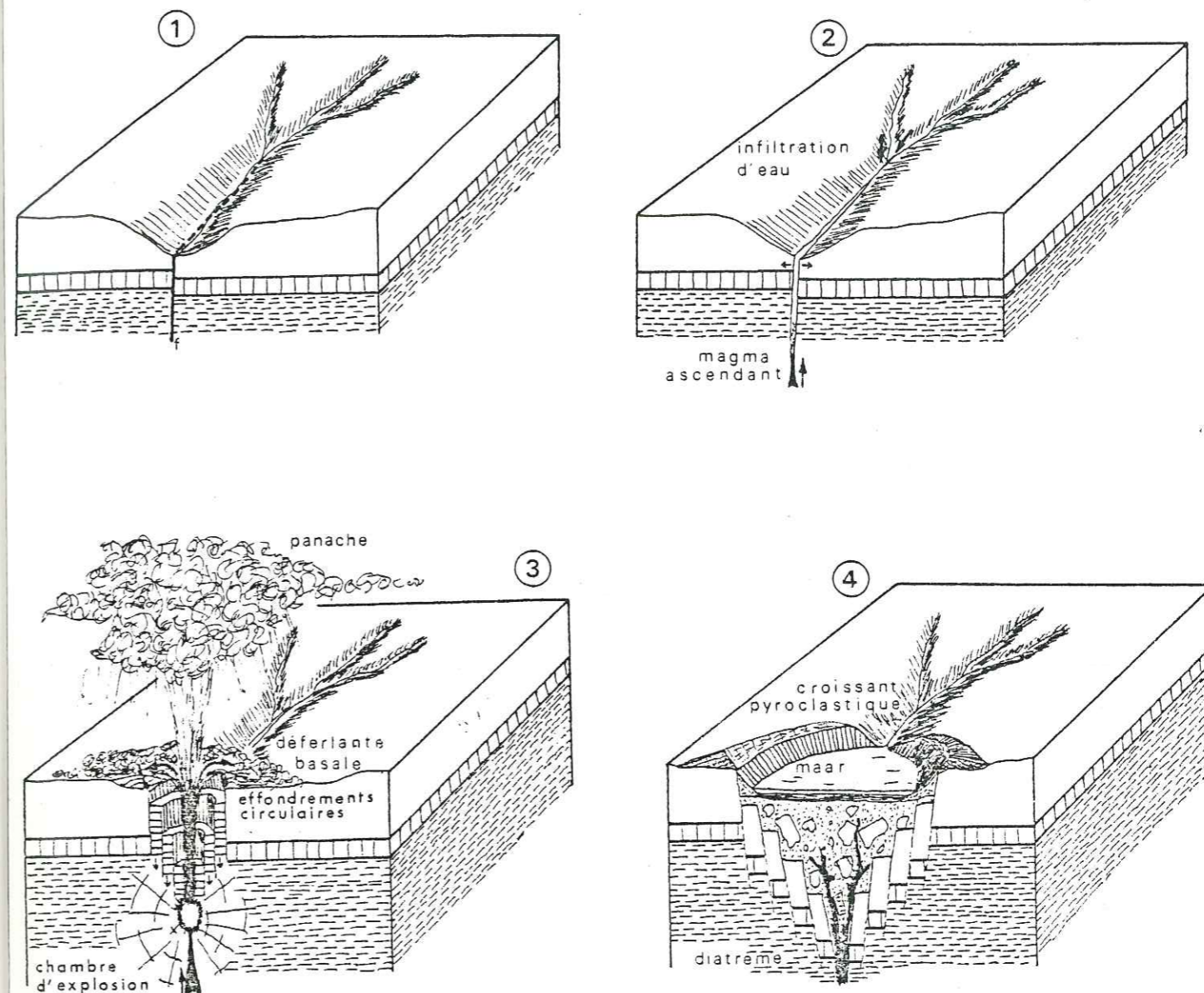


Figure 44 : Le dynamisme du phréatomagmatisme (d'après Camus et al. 1974, modifié)

Légende :

- (1) : Ouverture d'une fissure sur le trajet d'un cours d'eau
- (2) : Montée du magma le long de cette fissure
- (3) : Rencontre de l'eau descendante et du magma ascendant ; éruption phréatomagmatique
- (4) : Etat final

duits d'explosion. Ces pyroclastites sont ensuite reprises et entièrement érodées par des processus volcano-sédimentaires. Ce type de dynamique existe : c'est le phréatomagmatisme. M. Le Guern (1979) arrive à la même conclusion dans le synclinal de Saint-Antonin, il évoque un magmatisme de nature calco-alcaline, une dynamique péléenne avec des déferlantes basales suivie de processus volcano-sédimentaires.

Le phréatomagmatisme (Vincent 1974 ; Tricot 1975 ; Camus et al. 1975) (fig. 44) est un processus alternatif et rythmique d'explosions et d'effondrements produisant des brèches et des tufs hétérogènes riches en éléments du substratum mélangés avec un matériel magmatique juvénile. Ce dynamisme très violent est le résultat de la rencontre d'eau souterraine et d'un magma produisant un phénomène de vaporisation et la formation d'un "système fluidifié" gaz-solide. Cet ensemble monte initialement le long de fissures ou de fractures récemment ouvertes. L'élargissement de ces conduits résulte du broyage et de l'effondrement des épontes, de l'abrasion et de la pulvérisation des matériaux sous l'effet des explosions. Il se forme en surface un système de failles concentriques et une subsidence en cylindre. Ces appareils sont en général de dimensions réduites et produisent de grosses quantités de pyroclastites. Ceci est l'opinion actuelle car beaucoup d'autres théories avaient été émises, en particulier, par R. Michel (1953).

Ce dynamisme particulier est en fait très répandu dans le monde mais méconnu. Il a été évoqué pour expliquer la genèse des pépérites du Massif Central (Camus et al. 1975 ; Tricot 1975).

Les pépérites (Tricot 1975) sont des brèches et des tufs de couleur ocre à grisâtre, formés d'éléments volcaniques globuleux (lapillis ou bombes en "chou-fleur") non roulés, de petites tailles (1/10mm à 1cm) (Pl. VII 1) et de fragments d'encaissants qui sont dans le Massif Central : des granites, des argiles oligocènes ou des basaltes anciens. Le ciment est de nature marno-calcaire, plus ou moins siliceux. La proportion des éléments volcaniques peut aller de 40 à 80% de l'ensemble de la roche et ils présentent un indice d'émoussé important (arêtes vives et saillantes rarement observables). Les pépérites sont stratifiées en bancs centimétriques ou pluridécimétriques (Pl. VII 5) et ont subi des phénomènes de chloritisation et de palagonisation. Elles sont traversées par des filons de tuffisites (Cloos 1974) d'épaisseur variable, jusqu'à 10 centimètres. C'est une "farine" minérale à éléments très arrondis (Pl. VII 2).

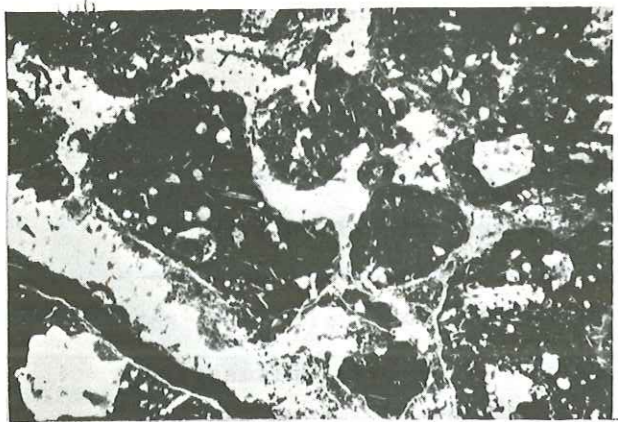
Nous avons observé quelques points comparables entre les pépérites et les grès de Taveyannaz, en particulier ceux du massif du Merdassier (Didier

et al. 1978) :

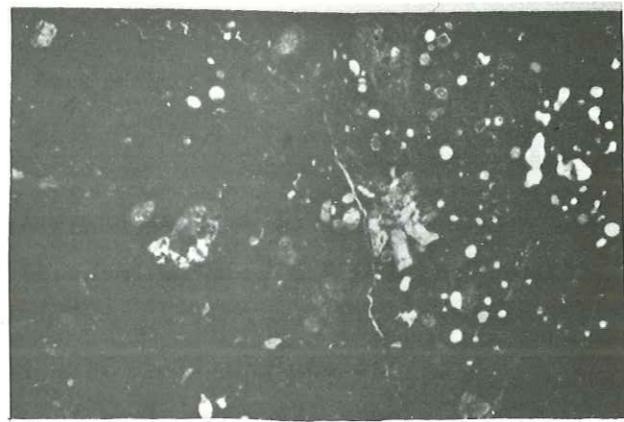
- les grès de Taveyannaz et les pépérites sont riches en éléments volcaniques (40 à 80% de la roche totale) associés à des fragments de l'encaissant et présentent un aspect bréchi que ou de tuf ;
- ils ont tous deux subi la chloritisation et la palagonitisation ;
- nous observons dans les grès de Taveyannaz des fragments volcaniques à contours irréguliers dus à de nombreuses aspérités (Pl. VII 3) ressemblant beaucoup à des lapillis ;
- les grès du massif du Merdassier sont aussi traversés par des filonnets de tuffisites (Pl. VII 4), d'épaisseur plus modeste que dans les pépérites : 1 à 2 centimètres.

Ainsi, d'après ces observations d'ordre macroscopique et microscopique, les grès de Taveyannaz du Merdassier pourraient fort bien être, d'un point de vue de la dynamique de la mise en place, des "pépérites" dans un contexte gréseux. Mais nous n'avons jamais retrouvé de structures typiques liées au phréatomagmatisme dans le synclinal de Thônes : maars, diatrèmes, failles concentriques, etc ...

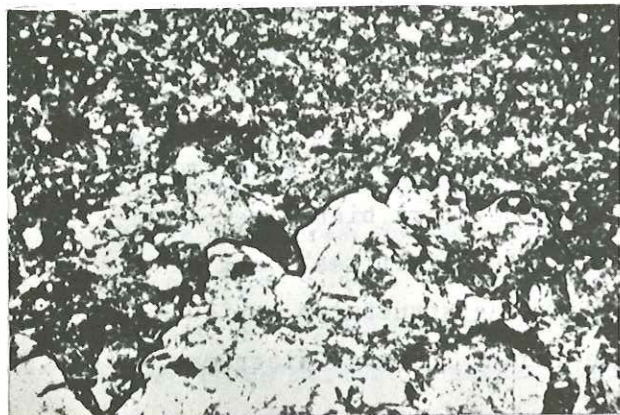
Tant que ces diverses structures n'auront pas été observées, l'association grès de Taveyannaz-pépérites restera une hypothèse de travail, mais elle a l'avantage de bien s'insérer dans l'idée d'une origine des fragments volcaniques des grès de Taveyannaz proche ou dans le bassin de sédimentation du "flysch" marno-micacé sans qu'il soit nécessaire de former et d'altérer des coulées andésitiques.



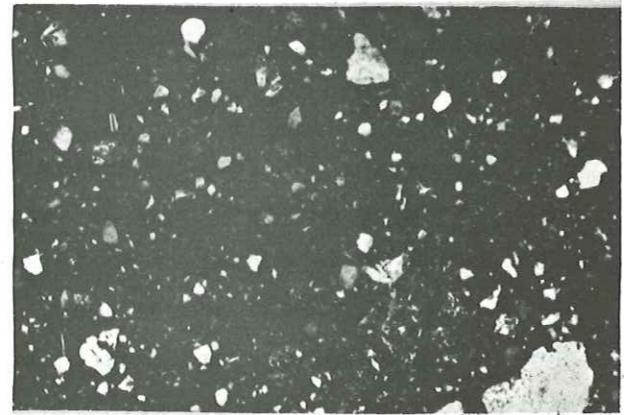
1



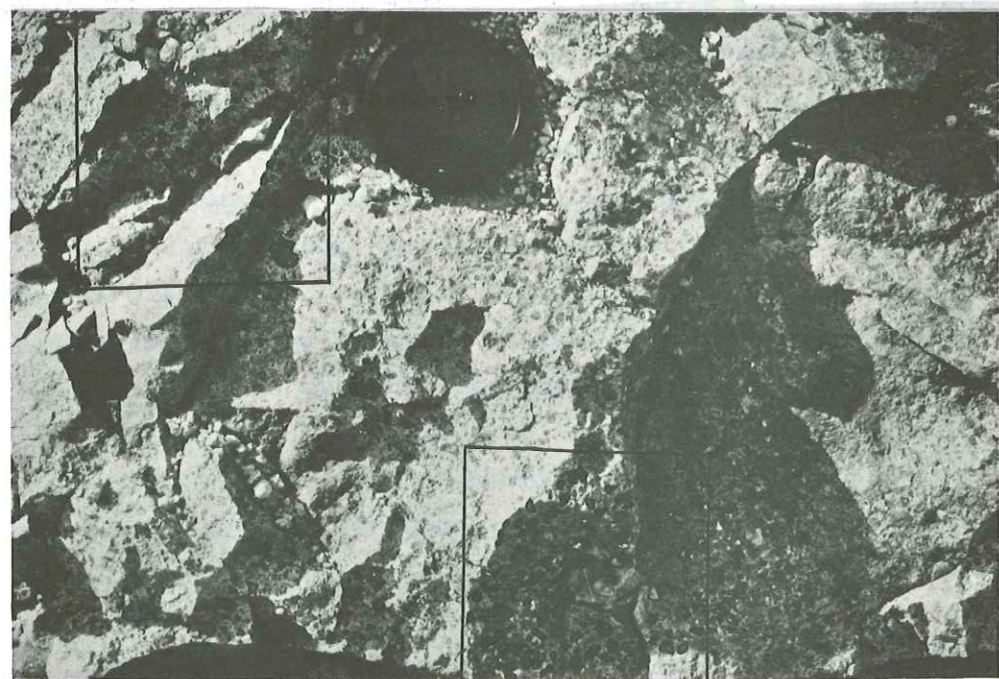
2



3



4



5

PLANCHE VII

- 1 - Pépérite du Massif Central (x 25)
- 2 - Tuffisite dans les pépérites (x 25)
- 3 - Galets andésitiques à contour irrégulier dans les grès de Taveyannaz (x 25)
- 4 - Tuffisite dans les grès de Taveyannaz (x 63)

PLANCHE VII

CONCLUSIONS

GENERALES



CONCLUSIONS GENERALES

Au cours de cette étude scindée en trois chapitres, nous avons examiné essentiellement la stratigraphie post-hauterivienne du synclinal de Thônes, la structure d'un secteur situé au N.W. de Biella et la signification du volcanisme calco-alcalin paléogène des Alpes.

Nous exposons ci-dessous les principaux résultats obtenus dans ces trois domaines

- *Dans le synclinal de Thônes :*

Il existe une série continue, sans niveau de décollement tectonique de l'Urgonien au "flysch à blocs", sans doute jusqu'au grès de la Tête du Danay, ultime terme lithologique du "flysch" marno-micacé. Une longue phase d'émersion débute à la fin du Crétacé supérieur (Sénonien) et s'achève à l'Eocène supérieur (Priabonien moyen) par le dépôt d'un calcaire transgressif : le calcaire à petites Nummulites. Celui-ci est surmonté par une série constituée de marnes à Foraminifères Eocène supérieur à Oligocène inférieur dans la chaîne des Aravis, de marnes à Foraminifères et de schistes à "Meletta" Eocène supérieur à Oligocène moyen au Bargy et, d'un "flysch" marno-micacé Oligocène inférieur vers les Aravis, ou Oligocène supérieur à Miocène inférieur vers le Bargy.

Ce flysch est lui-même constitué d'une matrice marno-micacée, schisteuse dans laquelle s'intercalent des venues gréseuses oligocènes inférieurs et d'origine différente, du S.E. pour les grès de Taveyannaz, du N.W. pour les grès du Val d'Illiez et de la Tête du Danay, et un "flysch à blocs" diachrone (Oligocène inférieur aux Aravis, Oligocène supérieur à Miocène inférieur au Bargy). Ces diverses langues de grès de s'interpénètrent pas. Nous avons observé de nombreuses variations de faciès au sein du "flysch" marno-micacé et d'épaisseur des formations sur l'ensemble de la "trilogie nummulitique" dans les sens S.E.-N.W. ou E.-S.E. - W.-N.W.

Les éléments andésitiques des grès de Taveyannaz sont de type andésité basique, liés à un magmatisme calco-alcalin (zone orogénique), probablement mis en place dans, ou en bordure, du bassin de sédimentation du "flysch" marno-micacé selon une dynamique de type phréatomagmatique. Ces produits de

projection sont repris par des processus sédimentaires (érosion, transport peu important, dépôt) et aboutissent à la formation de roches volcano-sédimentaires : les grès de Taveyannaz.

- Dans le secteur au N.W. de Biella :

A partir d'études pétrographiques et stratigraphiques des diverses formations de ce secteur, nous constatons que la "zone" du Canavese n'a aucune signification paléogéographique car elle est formée de terrains appartenant soit à la zone de Sesia, soit à la zone d'Ivrée.

La structure générale du secteur étudié est régie par trois accidents principaux dont la faille du Canavese, ayant joué plusieurs fois au cours de l'histoire tectonique des Alpes franco-italiennes. Il est compartimenté en diverses unités par plusieurs phases tectoniques principales :

* une phase P1 caractérisée par un cisaillement crustal et des plans de chevauchement secondaires vers l'W. Ils facilitent la remontée de roches ultrabasiques continentales vers la surface. Cette phase est liée au métamorphisme éoalpin daté entre 90 et 60 M.a. (Tricart 1980).

* une phase P2 liée au métamorphisme lépontin (40-30 M.a.) (Tricart 1975, 1980) comprenant un épisode de distention d'où la formation de failles N80-N120. C'est au cours de cette phase que se met en place la série calco-alcaline de Biella. Elle n'a sans doute traversé que la zone de Sesia car elle ne contient que des blocs de micaschistes éclogitiques. Elle provient probablement d'un substratum riche en chrome (des ophiolites et des schistes lustrés par exemple) qui a fondu car cette série comprend des pyroxènes anormalement riches en chrome.

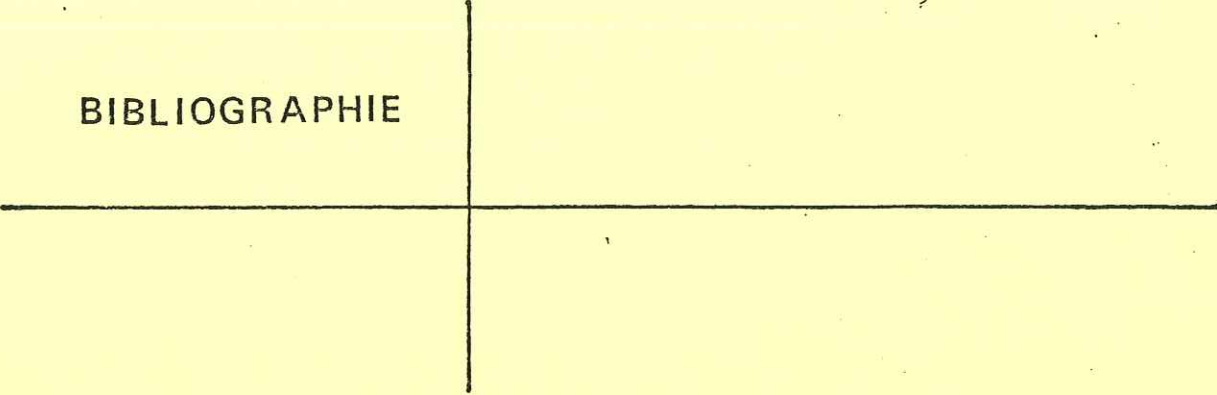
* une nouvelle phase de compression P3 provoquant une autre génération de plans de chevauchement, en particulier celui à la base de la série calco-alcaline de Biella, et des décrochements. Ils sont sans doute en relation avec les classiques rétrocharriages alpins vers l'Est liés à un métamorphisme pumpellyite-prehnite de 30 à 15 M.a. (Tricart 1975, 1980), mais aucun argument géométrique ou matériel ne permet de le démontrer. Cela pourrait tout aussi bien être un dernier épisode de la phase précédente.

* une dernière phase de distention P4 plio-quadernaire mettant en place les failles padânes.

- Ainsi les deux volcanismes que nous avons étudiés, celui du synclinal de Thônes (les grès de Taveyannaz) et celui du Canavese (les "porphyres" de Biella) sont tous deux calco-alcalins ; ils caractérisent donc une zone orogénique de type marge continentale active. Mais ils ont engendré

des roches différentes : des andésites basiques pour les grès de Taveyannaz à augite, hornblende édénitique et labrador, des andésites s.s. pour la série de Biella à endiopside, hornblende brune et labrador. Ces dernières n'ont donc pas pu alimenter en éléments détritiques volcaniques les grès de Taveyannaz.

BIBLIOGRAPHIE



BIBLIOGRAPHIE

- AHRENDT H. (1969) - Tertiärer vulkanismus in der Canavese-Zone ? *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, t. 9, p. 513-516
- AHRENDT H. (1972) - Zur stratigraphie, petrographie und zum tektonischen aufbau der Canavese-Zone und ihrer lage sur insubrischen linie zwischen Biella und Cuorné (Norditalien). *Göttingen Arb. Geol. Paläont.*, t. 11, p. 1-89
- ALSAC C., BOCQUET J., et BODELLE J. (1969) - Les roches volcaniques tertiaires du synclinal de Saint-Antonin (Alpes-Maritimes). Etude préliminaire. *Bull. BRGM*, (2e série), sect. I, n° 3, p. 45-55
- APRAHAMIAN J., PAIRIS B. et PAIRIS J.L. (1975) - Nature des minéraux argileux et cristallinité des illites dans le Massif de Platé et le revers occidental des Aiguilles Rouges. Implications possibles d'un point de vue sédimentaire structural et métamorphique. *Ann. Centre Universitaire de Savoie*, t. 2, p. 95-119
- ARGAND E. (1909) - Sur la racine de la nappe rhétique. *Mitt. Schweiz Geol. Komm.*, t. 1, p. 1-7
- ARGAND E. (1910) - L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, vol. 45, p. 217-276
- ARGAND E. (1920) - Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes. *Act. Soc. Helv. Sci. Nat.*, p. 13-39
- ARTHAUD F. (1969) - Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. France*, 7e série, t. 11, p. 729-737
- AUBOUIN J., SIGAL J., BERLAND S.P., BLANCHET R., BONNEAU M., CADET J.P., GUILLOT P.L., LACOUR A., PIAT B. et VICENTE J.C. (1970) - Sur un bassin de flysch : stratigraphie et paléogéographie des flyschs crétacés de la Lombardie (versant sud des Alpes Orientales, Italie). *Bull. Soc. Géol. France*, série 7, t. 12, p. 612-658
- AUBOUIN J., BROUSSE R. et LEHMAN J.P. (1975) - Précis de géologie : tectonique, tectonophysique, morphologie. Ed. Dunod, t. 3, 3e édit., 719 p.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., LABESSE B. et WOZNIAK I. (1977) - Alpes Occidentales et Alpes Orientales : la zone de Canavese existe-t-elle ? *C.R. Som. Soc. Géol. France*, Fasc. 3, p. 155-158
- BAGGIO P. (1963) - Sulla presenza di una serie titonico-cretacea nel Canavese. *S.S. Att. Ist. Ven. Sc. Lett. Arti.*, t. 121, p. 215-234
- BAGGIO P. et FRIZ C. (1969) - Fenomeni tettonico-metamorfici di età alpina lungo la linea insubrica auct. *Mem. Mus. Tridentino Sc. Nat.*, vol. 17, p. 183-206

- BAGGIO P. (1973) - Appunti su di un recente lavoro di H. Ahrendt riguardante la zona del Canavese, con note di chiarimento sulla linea insubrica. *Boll. Soc. Geol. Italiana*, vol. 92, p. 767-775
- BANICZKY G.L. (1964) - Etude pétrographique des conglomérats polygéniques des Corbassières (près de La Clusaz). *Trav. Dipl., Univ. Genève*, non publié
- BARBIER R. et MICHEL R. (1958) - Découverte d'une roche volcanique (andésite) dans la zone du flysch des Aiguilles d'Arves. *Bull. Soc. Géol. France*, 6e série, t. 8, p. 709-714
- BARELLI V. (1835) - *Statistica mineralogica degli stati di S.M. il re di Sardegna*. Torino
- BARETTI M. (1877) - Studi geologici sul gruppo del Gran Paradiso. *Atti della R. Acc. dei Lincei. Mem. della Cl. Scienze Fis. Mat. e nat.*, vol. 1, p. 195
- BARETTI M. (1893) - *Geologia della Provincia di Torino*.
- BELLAIR P. (1957) - Le volcanisme nummulitique du Champsaur. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 245, p. 2515
- BERCKHEMER H. (1968) - Topographie des "Ivrea-korpers" abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. *Schw. Min. Pet. Mitt.*, vol. 48/1, p. 235-246
- BERNOULLI D. (1964) - Zur geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N.F. 118, 134 p.
- BERTRAND J. (1970) - Etude pétrographique des ophiolites et des granites du flysch des Gêts (Haute-Savoie, France). *Arch. Sc. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 23, Fasc. 2, p. 279-542
- BESSON L., GROSSO F., PAIRIS J.L. et USELLE J.P. (1970) - Etudes préliminaires sur les microfaunes et les carbonates des "marnes bleues" du synclinal d'Annot (Basses-Alpes). *Géologie alpine*, t. 46, p. 29-42
- BESSON J.C., De GOER De HERVE A. et VINCENT P.M. (1977) - La Dent du Marais et la structure de Farges : éruptions de type maar-diatrème sur les marges orientales des Monts Dore. *Rev. Sc. Nat. d'Auvergne*, vol. 43, p. 19-26
- BEUF S. (1959) - Contribution à l'étude géologique du Massif de Soleil Beuf (Hautes-Alpes). *Dipl. E.N.S.P.M.*, Grenoble, non publié
- BEUF S., BIJU-DUVAL B. et GUBLER Y. (1961) - Les formations volcano-détritiques du Tertiaire de Thônes (Savoie), du Champsaur (Hautes-Alpes), et de Clumanc (Basses-Alpes). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 37, p. 143-155
- BIANCHI A. et DAL PIAZ G. (1963) - Gli inclusi di "micascisti eclogitici" della zona Sesia nella formazione porfirica permiana della zona del Canavese fra Biella ed Oropa. *Carat. Giornale di geologia*, t. 31, ser. 2a, p. 39-76

- BLAKE M.C., FUDRAL S. et ROURE F. (1980) - Relations structurales entre le massif de Lanzo et le massif de Sesia dans la région de Lanzo, Alpes Occidentales, Italie. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 22, n° 1, p. 145-150
- BOCQUET J. et MICHEL R. (1966) - Sur la présence de galets de laves rhyolitiques dans les conglomérats du delta miocène de Voreppe (Isère). *Bull. Soc. Géol. France*, 7e série, t. 8, p. 281-284
- BOCQUET J. (1971) - Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 64, n° 1, p. 71-103
- BODELLE J. (1967) - Précisions stratigraphiques sur le Nummulitique de Clumanc (Basses-Alpes). *C.R. Soc. Géol. France*, p. 125-126
- BORIANI A. et SACCHI R. (1974) - The "Insubric" and other tectonic lines in the Southern Alps (NW Italy). *Mem. Soc. Geol. Italiana*, vol. 13, n° 1, p. 327-337
- BORTOLAMI G., CARRARO F. et SACCHI R. (1965) - Le migmatiti della zona diorito-kinzigitica nel Biellese ed il loro inquadramento geotettonico. Nota preliminare. *Bull. Soc. Geol. Italiana*, vol. 84, n° 2, p. 5-21
- BOUDIER F. (1972) - Relations lherzolite-gabbro-dunite dans le massif de Lanzo (Alpes piémontaise) : exemple de fusion partielle. Thèse 3e cycle, Univ. Nantes, 106 p.
- BOUDIER F. (1978) - Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piedmont Alps). *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 89, p. 1574-1591
- BOUSSAC J. (1912) - Etudes stratigraphiques sur le nummulitique alpin. *Mém. Serv. carte géol. France*, p. 662
- BRUCKNER W. (1937) - Stratigraphie des autochthonen sediment mantels und griesstockdecke im oberen schächental (Kanton Uri), eine studie der nord-helvetischen Schicht Folge. *Verh. natf. Ges. Basel*, t. 48, p. 77
- CABY R. et COMES J. (1975) - Déformations alpines polyphasées dans la zone Sesia en Val d'Aoste. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 280, n° 4, série D, p. 415-418
- CABY R., KIENAST J.R. et SALIOT P. (1976) - Translations et subductions dans les zones internes des Alpes occidentales. *4è Réunion An. Sci. Terre*, Paris, p. 86
- CABY R., KIENAST J.R. et SALIOT P. (1977) - Modèle d'évolution structurale des Alpes occidentales. (sous presse)
- CAMUS G., De GOER de HERVE A., KIEFFER G., MERGOIL J. et VINCENT P.M. (1975) - Volcanologie de la chaîne des Puys (carte et notice explicative). Ed. Parc Naturel des Volcans d'Auvergne, Clermont-Ferrand
- CARMICHAEL J.S.E. et NICHOLLS J. (1967) - Iron titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, vol. 72, p. 4665-4687

- CARON C., CHAROLLAIS J. et ROSSET J. (1967) - Eléments autochtones et éléments allochtones du soubassement des klippe des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 43, p. 47-62
- CARRARO F. (1962) - Principali risultati della campagna di rilevamento 1961-1962 nell'area del F°43 (Biella) della carta geologica d'Italia. *Bull. Serv. Geol. Italia*, vol. 83, p. 61-69
- CARRARO F. (1966) - Scoperta di una serie carbonifera di copertura degli gneiss-Sesia. *Bull. Soc. Geol. Italiana*, vol. 85
- CARRARO F. et FERRARA G. (1968) - Alpine "Tonalite" at Miagliano, Biella (zona diorito-kinzigitica). A preliminary note. *Schw. Min. Pet. Mitt.*, t. 48, Fasc. 1, p. 75-80
- CARRARO F., DAL PIAZ G.V. et SACCHI R. (1970) - Serie di Valpelline e II zona diorito-kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla zona Ivrea-Verbano. *Mem. Soc. Geol. Italiana*, vol. 9, p. 197-224
- CARRARO F. (1975) - Alcune considerazioni sulla questione dell'età della serie vulcano-detritica di copertura dei micascisti eclogitici della zona Sesia-Lanzo (formazione del Torrente Elvo). *Bull. Soc. Geol. Italiana*, vol. 94, p. 115-134
- CHAROLLAIS J. et WELLHAUSER F. (1962) - Contribution à l'étude des Marnes à Foraminifères des chaînes subalpines (Haute-Savoie, France). *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u.-Ing.*, vol. 29, n° 76, p. 21-38
- CHAROLLAIS J. et ROSSET J. (1965) - Observations sur les séries marno-micacées du synclinal du Reposoir (Haute-Savoie). *Bull. Soc. Géol. France*, 7e série, t. 7, p. 64-79
- CHAROLLAIS J., ROSSET J. et BUSNARDO R. (1970) - Le Crétacé de la nappe inférieure de la klippe de Sulens. *Géobios*, n° 3, Fasc. 2, p. 7-40
- CHAROLLAIS J., JAN DU CHENE R., LOMBARD A. et VAN STUIJVENBERG J. (1975) - Contribution à l'étude des flyschs des environs de Bonneville (Haute-Savoie, France). *Géologie alpine*, t. 51, p. 25-34
- CHAROLLAIS J., MANIVIT H., MOULLADE M., ROSSET J. et TOUMARKINE M. (1975) - Sur les transgressions éocènes dans la nappe inférieure de la klippe de Sulens (Haute-Savoie, France). *Géologie alpine*, t. 51, p. 35-40
- CHAROLLAIS J., PAIRIS J.L. et ROSSET J. (1977) - Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse en Haute-Savoie du 10 au 12 octobre 1976. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 70/1, p. 253-285
- CHAROLLAIS J., CHATEAUNEUF J.J., MANIVIT H., ROSSET J. et STEEN D. (1978) - Sur l'âge des "Grès intermédiaires" dans le synclinal de Thônes (Haute-Savoie). *Bull. BRGM*, (2e série), sect. I, n° 4, p. 279-288
- CHAROLLAIS J., CHATEAUNEUF J.J., MANIVIT H., ROSSET J., STEEN D. et TOUMARKINE M. (1978) - Sur un flysch "ultrahelvétique" de la klippe de Sulens (Haute-Savoie). *Bull. BRGM*, (2e série), sect. I, n° 4, p. 289-304

- CHAROLLAIS J., HOCHULI P.A., OERTLI H.J., PERCH-NIELSEN K., TOUMARKINE M., ROGL F. et PAIRIS J.L. (1980) - Les Marnes à Foraminifères et les Schistes à Meletta des chaînes subalpines septentrionales (Haute-Savoie, France). *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 73/1, p. 9-69
- CHAYES F. (1969) - The chemical composition of cenozoic andesite. Ed. A.R. Mc Birney, Oregon Dept. Geol. Mineral Ind. Bull., n° 65, p. 1-11
- CHAYES F. (1970) - On the amounts of silica and normative quartz in analyses of andesite, dacite and rhyodacite. *Carnegie Inst. Washington, Year Book* 68, p. 177-182
- CLOOS H. (1974) - *Geol. Rundschau*, vol. 32, p. 709-800
- COLLET L.W. et LILLIE A. (1938) - Le Nummulitique de la nappe de Morcles, entre Arve et Rhône. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 31, n° 1, p. 105-123
- COLLET L.W. et GYSIN M. (1941) - Les Grès de Taveyannaz dans les Dents du Midi. *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, t. 58, p. 47-51
- COLLET L.W. (1943) - La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. *Mat. carte Geol. Suisse*, N.S., 79è livraison, 146 p.
- COMES J. (1975) - Tectonique alpine de la zone de Sesia en Val d'Aoste. Thèse 3è cycle, Univ. Montpellier, 100 p.
- COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V., FIORA L., GOSSO G., LOMBARDO B., MAFFEO B., et WILLIAMS P.F. (1976) - High pressure-low temperature metamorphism of the oceanic and continental crust in the Western Alps. Guide book : 1. Sesia-Lanzo zone and Valtournanche, 17 p.
- COOMBS D.S., NAKAMURA Y et VUAGNAT M. (1976) - Pumpellyite-actinolite facies schists of the Taveyanne formation near Loeche, Valais, Switzerland. *J. Petrol.*, vol. 17/4, p. 440-471
- COREYLL C.D., CHASE J.W., WINCHESTER J.W. (1963) - Lanthanum, Europium and dysprosium distributions in igneous rocks and minerals. *J. Geophys. Res.*, vol. 68, p. 59-566
- CORMINBOEUF P. (1959) - Sur les couches de Cucloz-Villarvolard en Suisse occidentale. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 52, p. 271-294
- COULON C. et DUPUY C. (1975) - Evolution spatiale des caractères chimiques du volcanisme andésitique de la Sardaigne (Italie). *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 25/2, p. 170-176
- CZEGLEDY P. (1962) - Etudes des grès de Taveyannaz de l'anticlinal du Mont-Durand (Haute-Savoie). *Trav. Dipl., Univ. Genève*, non publié
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. et MARTINOTTI G. (1972) - La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle alpi nordoccidentali interne. *Mem. Soc. Geol. Italiana*, vol. 11, p. 433-466

- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. et MARTINOTTI G. (1973) - Excursion to the Sesia zone of the Schweiz-Mineralogische und Petrographische Gesellschaft. *Schw. Min. Pet. Mitt.*, vol. 53/3, p. 477-490
- DAL PIAZ G.V., VENTURELLI G. et SCOLARI A. (1979) - Calc-alkaline to ultrapotassic postcollisional volcanic activity in the Internal Northwestern Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, vol. 32, p. 4-16
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1964) - La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. *Extr. de l'Information scientifique*, t. 1, p. 1-33
- DEBELMAS J. (1972) - A propos de quelques hypothèses récentes sur la genèse de l'Arc alpino-apenninique. *Rev. Géog. Phys. Géol. dyn.*, 2e série, vol. 14, Fasc. 3, p. 229-243
- DEBELMAS J. (1975) - Les Alpes et la théorie des plaques. *Rev. Géog. Phys. Géol. dyn.*, vol. 17, Fasc. 3, p. 195-208
- DEBELMAS J. (1975) - Réflexions et hypothèses sur la paléogéographie crétacée des confins alpino-apenniniques. *Bull. Soc. Géol. France*, (7e série), t. 17, n° 6, p. 1002-1012
- DIDIER J. et LAMEYRE J. (1978) - Les brèches volcaniques du Merdassier, élément nouveau dans le débat sur l'origine des grès de Taveyanne. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 286, p. 583-585
- DOUXAMI H. (1896) - Etude sur les terrains tertiaires. Ed. Masson, Paris, 315 p.
- DUPARC L. et RITTER E. (1895) - Le grès de Taveyannaz et ses rapports avec les formations du flysch. *Arch. Soc. Phys. Hist. Nat.*, vol. 33, p. 1-48
- ELTER G., ELTER P., STURANI C. et WEIDMAN M. (1966) - Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme S.L. des Préalpes romandes et cha-blaisiennes. *Bull. Lab. Géol., Min., Géoph., Musée Géol. Lausanne*, n° 167, p. 279-377
- ELTER P., GRATZIU C., MARTINI J., MICHELUCINI M. et VUAGNAT M. (1969) - Remarques sur la ressemblance pétrographique entre les grès de Pétrignacola (Apennin) et les grès de Taveyannes des Alpes franco-suisse. *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 4, p. 150-156
- ETIENNE F. (1971) - La lherzolite rubanée de Baldissero Canavese. Thèse 3è cycle, Univ. Nancy, 150 p.
- FAVRE A. (1867) - Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. Ed. Masson, Paris, 3 vol., 1487 p.

- V. FELLEBERG R.L. (1865) - Analysen des laumontits und des Taviglianaz-Sandsteins. *Mitt. Natf. Ges. Bern*, p. 54-63
- FENOGLIO M. (1933) - Studi petrografici sulla zona del Canavese. Gabbri anfibolici, lherzoliti e serpentine. *Per di Min.*, t. 4, p. 42-85
- FEUGUEUR L. (1951) - Le nummulitique de la nappe de Morcles entre Arve et Suisse. *Bull. Soc. Géol. France*, (6e série), n° 1, p. 671-692
- FISHER R.V. (1958) - Definition of volcanic Breccia. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 69, p. 1071-1073
- FISHER R.V. (1960) - Classification of volcanic Breccias. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 71, p. 973-981
- FISHER R.V. (1961) - Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 72, p. 1409-1414
- FRANCHI S. (1905) - Appunti geologici sulla zona dioritico-kinzigitica Ivrea-Verbanò e sulle formazioni adiacenti. *Boll. R. Comit. Geol. It.*, vol. 36, p. 270-298
- GANSSER A. (1968) - The Insubric line, a major geotectonic problem. *Schw. Min. Pet. Mitt.*, vol. 48, n° 1, p. 123-143
- GASTALDI B. (1871) - Studi geologici sulle Alpi Occidentali. Parte I e II. *Mem. Carta Geol. Italia*, Firenze, vol. 1 et 2
- GIDON P. (1954) - Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire dans les régions orientales et méridionales du massif du Pelvoux. Ed. Allier, Grenoble, 204 p.
- GILL J.B. (1970) - Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an island arc. *Contr. Mineral and Petrol.*, vol. 27, p. 179-203
- GIRARD D. et MAURY R.C. (1980) - Affinité tholéiitique d'arc insulaire des spilites de l'île de Tobago (Petites Antilles). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 290, p. 935-938
- GIRAUD P. (1968) - Note préliminaire sur la série cristallophyllienne d'Ivrée entre les rivières Sesia et Tore. *Schw. Min. Pet. Mitt.*, vol. 48/1, p. 7-20
- GOGUEL J. (1952) - Volcanisme d'âge tertiaire dans le synclinal de Saint-Antoine. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 234, p. 2211
- GOGUEL J. (1968) - La zone d'Ivrée au sens géophysique et ses rapports avec l'arc des Alpes Occidentales. *Bull. Suisse Min. Pet.*, vol. 48/1, p. 227-234

- GRAESER S. et HUNZIKER J.C. (1968) - Rb-Sr und Pb-Isotopen Bestimmungen an Gesteinen und Mineralien der Ivrea zone. *Schw. Min. Pet. Mitt.*, vol. 48/1, p. 189-203
- GREEN T.H., RINGWOOD A.E. (1968) - Genesis of the calc-alkaline igneous rock (suite). *Contr. Mineral. and Petrol.*, vol. 18, p. 105-162
- GUBLER Y. (1959) - Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud : formations détritiques de Barrême, flysch "Grès d'Annot". *Eclogae Geol. Helv.*, t. 51, p. 942-977
- GUEYMARD E. (1830) - Sur la minéralogie et la géologie des Hautes-Alpes.
- HEIM A. (1908) - Die nummuliten und flyschbildungen der schweizer Alpen. *Abh. Schweiz. Paläont. Ges.*, vol. 35, 301 p.
- HELLER F. et SCHMID R. (1974) - Paläomagnetische untersuchungen in der zone Ivrea-Verbano (Prov. Novara, Norditalien) : vorläufige ergebnisse. *Schw. Min. Pet. Mitt.*, vol. 54/1, p. 229-242
- HSU K.J. et SCHLANGER S.O. (1971) - Ultrahelvetic flysch sedimentation and deformation related to plate tectonics. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 82, p. 1207-1218
- HUNZIKER J.C. (1974) - Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, vol. 31, p. 3-55
- HUTIN G. (1966) - Etude pétrographique des grès et conglomérats du flysch de la région de Thônes (Haute-Savoie). Trav. Dipl., Univ. Genève, non publié
- ISSEL A. (1884) - Della esistenza di una zona ofiolitica terziaria a rivara Canavese. *Boll. R. Comit. Geol. It.*, t. 15, p. 23
- ISSEL A. (1893) - Appunti geologici sui colli di Baldissero (Canavese). *Boll. Soc. Geol. Italia*, vol. 12, p. 255
- JAKES P. et WHITE A.J.R. (1972) - Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 83, p. 29-40
- JOHNSON M.R.W. (1973) - Displacement on the Insubric Line. *Nat. Phys. Sc.*, vol. 241, p. 116-117
- KIENAST J.R., DAL PIAZ J.V., NICOLAS A., BOUDIER F., LENSCH J., VUAGNAT M. et MEVEL C. (1977) - Guide book for the field trip in the Ivrea zone. Colloque International du CNRS "Associations basiques et ultrabasi-ques dans les zones orogéniques", 54 p.

- KITTLEMAN L. (?) - Les projections volcaniques.
- KUBLER B., MARTINI J. et VUAGNAT M. (1974) - Very low grade metamorphism in the Western Alps. *Schw. Min. Pet. Mitt.*, vol. 54, Fasc. 2-3, p. 461-469
- KUENEN P.H., LANTEAUME M., FALLOT P. et FAURE-MURET A. (1956) - Sur les flyschs des Alpes maritimes françaises et italiennes. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 243, n° 22, p. 1697-1701
- KUENEN P.H., FAURE-MURET A., LANTEAUME M. et FALLOT P. (1957) - Observations sur les flyschs des Alpes maritimes françaises et italiennes. *Bull. Soc. Géol. France*, (6e série), t. 7, Fasc. 1 à 3, p. 11-26
- De LAPPARENT A.F. (1938) - Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bull. Serv. carte géol. France*, t. 40, n° 198, 302 p.
- LEFEVRE C., DUPUY C. et COULON C. (1974) - Le volcanisme andésitique. Extrait de la "Revue de la Haute-Auvergne", 76e année, t. 44, p. 313-355
- LE GUERN M. (1979) - Le volcanisme andésitique tertiaire du synclinal de Saint-Antonin ; position dans le contexte volcanique du Sud-Est de la France. Thèse 3e cycle, Univ. Nice, 144 p.
- LENSCH G. (1968) - Die ultramafite der zone von Ivrea und ihre geologische interpretation. *Schw. Min. Pet. Mitt.*, vol. 48/1, p. 91-103
- LENSCH G. (1971) - Die ultramafite der zone von Ivrea. *Am., Univ. Scaraviensis*, vol. 9, p. 5-146
- LEUTPOLD W. (1937) - Zur stratigraphie der flysch bildungen zwischen Linth und Rhein. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 30, p. 1-23
- LUGEON M. et HENNY G. (1915) - Sur la zone du Canavese et la limite méridionale des Alpes. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 160, p. 321
- LUGEON M. (1923) - Sur l'âge des grès de Teveyannaz. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 18, n° 2, p. 220
- LUGEON M. (1946) - A propos de la note de M.R. Barbier sur le problème de l'enracinement des klippen de Savoie. *Bull. Soc. Géol. France*, (5e série), t. 16, p. 485-489
- MAILLET P. (1977) - Etude géochimique de quelques séries splitiques du Massif Armoricaïn - Implications géotectoniques. Thèse 3e cycle, Rennes, 134 p.
- MARTINI J. et VUAGNAT M. (1967) - Considérations sur le volcanisme post-ophiolitique dans les Alpes Occidentales. *Géol. Rundschau*, vol. 57, p. 264-276

- MARTINI J. (1968) - Etude pétrographique des grès de Taveyannaz entre Arve et Giffre. *Bull. Suisse Min. Pet.*, vol. 48, p. 539-654
- MARTINI J. (1968) - Note sur la migration du géosynclinal subalpin savoyard à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène. *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 3, Fasc. 2, p. 79-89
- MARTINI J. (1970) - Contribution à l'étude de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène subalpin de la Savoie. *Arch. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 23, Fasc. 1, p. 197-277
- MENARD G. (1979) - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse, Univ. Grenoble, 178 p.
- MICHEL R. (1953) - Contribution à l'étude pétrographique des pépérites et du volcanisme tertiaire de la Grande Limagne. *Mém. Soc. Hist. Nat. Auvergne*, n° 5, p. 3-140
- MORET L. (1924) - Sur la découverte d'Orthophragmines dans le grès de Taveyannaz du massif de Platé (Haute-Savoie) et sur ses conséquences. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, p. 404-406
- MORET L. (1934) - Géologie du massif des Bornes et des klippe préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Mém. Soc. Géol. France*, t. 10, Fasc. 1-2, n° 22, p. 5-162
- MORET L. et ROSSET J. (1953) - Sur la bordure orientale du massif exotique des Annes (Haute-Savoie) : la klippe de la Duché. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 237, p. 774-776
- MOUGIN F. (1978) - Contribution à l'étude des sédiments tertiaires de la partie orientale du synclinal d'Annot. Thèse, Grenoble, 167 p.
- MIYASHIRO A. (1975) - Classification, characteristics and origin of ophiolite. *J. Geol.*, vol. 83, p. 249-281
- NECKER L.A. (1826) - Sur les filons granitiques et porphyriques de Vallorcine et sur le gisement des couches coquillifères des montagnes de Sales, des Fis et du Platet. *Bibl. Univ. Genève, Sc. et Arts*, t. 33, p. 62-92
- NICOLAS A. (1968) - Relations structurales entre le massif ultra-basique de Lanzo, ses satellites et la zone de Sesia Lanzo. *Bull. Suisse Min. Pet.*, vol. 48/1, p. 145-156
- NICOLAS A. (1969) - Une vue unitaire concernant l'origine des massifs ultra-basiques des Alpes occidentales internes. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 269, p. 1831-1834
- NICOLAS A. et JACKSON E.D. (1972) - Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée : implications géotectoniques. *Schw. Min. Pet. Mitt.*, vol. 52/3, p. 479-495

- NICHOLLS I.A. et RINGWOOD A.E. (1973) - Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica saturated magmas in the island arc environment. *J. Geol.*, vol. 81, p. 285-300
- NIGGLI P. (1922) - Der Taveyannaz-Sandstein und die eruptivgesteine der Jungmediterranean Kettengebirge. *Bull. Suisse Min. Pet.*, vol. 2, p. 169-175
- NOVARESE V. (1929) - La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. *Mém. desc. della Cart. Geol. Italia*, vol. 22, p. 65-212
- OGNIBEN L. (1964) - Arenarie tipo Taveyannaz in Sicilia. *Geol. Rom.*, vol. 3, p. 125-169
- PAIRIS B. et PAIRIS J.L. (1975) - Le pli Arbaron-Sixt, clé de la continuité structurale entre les massifs des Bornes-Aravis et du Haut-Giffre (Alpes de Haute-Savoie). *Annales Centre Univ. Savoie*, t. 2, p. 121-129
- PAIRIS B. et PAIRIS J.L. (1975) - Précisions nouvelles sur le Tertiaire du massif de Platé. *Géol. Alpine*, t. 51, p. 83-127
- PAIRIS B. et PAIRIS J.L. (1978) - Mécanisme de déformation dans le massif de Platé. *Annales Centre Univ. Savoie*, t. 3, p. 37-52
- PERRIAUX J. et USELLE J.P. (1968) - Quelques données sur la sédimentologie des grès du Champsaur (Hautes-Alpes). *Géol. Alpine*, t. 44, p. 329-332
- PLOTTO P. (1977) - Structures et déformations des "grès" du Champsaur au SE du massif du Pelvoux. Thèse, Univ. Grenoble, 149 p.
- PORADA H. (1967) - Zur Deutung der "Rimella-Schiefer" (Canavese Zone, Alpen). *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.*, vol. 128/3, p. 229-328
- PUSKAR P., STEUBER A.M., TOMBLIN J.F., JULIAN G.M. (1973) - Strontium in volcanic rocks from St-Vincent and St-Lucia, Lesser Antilles. *J. Geophys. Res.*, vol. 78, p. 1279-1287
- QUERVAIN De F. (1928) - Zur petrographie und geologie der Taveyannaz-Gesteine. *Bull. Suisse Min. Pet.*, vol. 8, p. 1-86
- REINHARDT B. (1966) - Geologie und petrographie der Monte-Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im gebiet zwischen valle d'Ossola und valle Ioana (Prov. di Novara, Italien). *Schw. Min. Pet. Mitt.*, t. 46, p. 553-678
- RIGASSI D. (1957) - Faune sannoisienne du Pont de Naves (Haute-Savoie). *Arch. Sc. Genève*, vol. 10, Fasc. 2, p. 171-185
- RIGASSI D. (1957) - Le Tertiaire de la région genevoise et savoisienne. *Bull. Ver. Schweizer Petrol. Géol. u. Ing.*, vol. 24, n° 66, p. 19-34
- RITTMANN A. (1963) - Les volcans et leur activité. Ed. Masson, Paris, 461 p.

- RIVANO G. (1978) - Contribution à l'étude géologique du S.E. du massif des Bornes : la partie méridionale de la chaîne des Aravis entre le col des Aravis et la cluse de Faverges-Ugine. Thèse, Paris VI, 195 p.
- ROD E. (1977) - Northward subduction and the emplacement of the ophiolite belts of the Central Alps : a working hypothesis. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 70, p. 237-242
- ROSSET J. (1956) - Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le Col des Aravis (Haute-Savoie). *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. 53, n° 247, p. 341-487
- ROSSET J. (1968) - Points de vue nouveaux sur la structure des klippe de Savoie. *Géol. Alpine*, t. 44, p. 333-338
- ROSSET J., CHAROLLAIS J., GERARD J. et LACOSTE M. (1971) - Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique du synclinal de Thônes. *Géol. Alpine*, t. 47, p. 223-231
- ROSSET J., CHAROLLAIS J., TOUMARKINE M., MANIVIT H., CHATEAUNEUF J.J., et SCHAUB H. (1976) - Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 69/2, p. 359-402
- SACCHI R. (1977) - Gli "Scisti di Rimella" tra Sezia e Toce : una re-interpretazione. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, vol. 32, 22 p.
- SAWATZKI G. et VUAGNAT M. (1971) - Sur la présence du faciès à zéolites dans les grès de Taveyannaz du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 6, Fasc. 1, p. 69-79
- SAWATZKI G. (1972) - Etude pétrographique du flysch du synclinal de Thônes, Haute-Savoie, France. Note préliminaire. *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 7, Fasc. 2-3, p. 58-66
- SAWATZKI G. (1975) - Etude géologique et minéralogique des flysches à grauwakes volcaniques du synclinal de Thônes. Thèse, *Arch. Sc. Genève*, vol. 28, p. 265-368
- SCHEURING B., AHRENDT H., HUNZIKER J.C. et ZINGG A. (1974) - Palaeobotanical and geochronological evidence for the alpine age of the metamorphism in the Sesia-Zone. *Geol. Rundschau*, vol. 61, p. 305-326
- SCHMIDT C. (1888) - Über den sogenannten Taveyannaz-Sandstein. *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont.*, t. 2, p. 80-84
- SCHROEDER J.W. et PICTET E. (1946) - De quelques Foraminifères trouvés dans les grès de Taveyannaz et de l'âge de ces derniers. *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 63, p. 33
- SCHROEDER J.W. et DUCLOZ C. (1955) - Géologie de la Molasse du Val d'Illicz (Bas-Valais). *Mat. Carte Géol. Suisse*, nouv. série, 100e livraison, p. 1-43

- SISMONDA A. (1845) - Notizie e schiarimenti sulla costituzione delle Alpi Piemontesi. *Mem. dell'Acc. delle Sc. di Torino*, série 2, t. 2, p. 34-40
- STAUB R. (1920) - Neuere ergebnisse des geologischen erforschung graubündens. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 16, p. 1-28
- STUDER B. (1834) - Die geologie der westlichen schweizer Alpen.
- STUDER B. (1853) - Geologie der Schweiz. Ed. Schulthess, Zürich, Bd. 2, 497 p.
- TARAMELLI T. (1885) - Note geologiche sul bacino idrografico del Fiume Ticino. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. 4, p. 12-33
- TAYLOR S.R. (1969) - Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. Proceedings of the andesite conference. *Int. Upper Mantle Project. Scientific Report*, vol. 16, p. 43-63. State of Oregon edit.
- TERMIER P. (1891) - Sur l'existence de tufs d'andésite dans le flysch de la Clusaz (Haute-Savoie). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 112, p. 747
- TERMIER P. et LORY P. (1895) - Sur deux roches éruptives récemment découvertes dans le massif de Chaillol (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 23, p. 75-77
- TRAVERSO S. (1893) - Ricerche geognostiche e microscopiche su alcune rocce dell'alto Canavese. *Soc. Ligustica di Scienze naturali e géogr.*, t. 5, Fasc. 1
- TRICART P. (1980) - Tectonique superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse, Univ. Strasbourg, 407 p.
- TRICOT B. (1975) - Le volcanisme de la Comté d'Auvergne. Thèse 3è cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 117 p.
- TRUMPY R. (1960) - Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 71, p. 843-908
- TRUMPY R. (1973) - L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes Centrales : interprétation des données stratigraphiques et tectoniques. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 66/1, p. 1-10
- 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.*, Paris, t. 276, série D, p. 1801-1804
- VUAGNAT M. (1943) - Les grès de Taveyannaz du Val d'Illicz et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. *Schw. Min. Pet. Mitt.*, vol. 23, Fasc. 2, p. 353-437

- VUAGNAT M. (1947) - Remarques sur les grès mouchetés du Champsaur. *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 64, n° 2, p. 36-39
- VUAGNAT M. (1947) - Sur la présence de diabases arborescentes dans les grès de Saint-Disdier (Hautes-Alpes). *Arch. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 64, n° 2, p. 43-45
- VUAGNAT M. (1949) - Sur une particularité des grès mouchetés du Champsaur (Hautes-Alpes) : galets ou concrétions. *Arch. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 2, n° 2, p. 393-396
- VUAGNAT M. (1952) - Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du flysch nordhelvétique. *Mat. Carte Géol. Suisse*, vol. 97, 103 p.
- VUAGNAT M. (1958) - Note préliminaire sur la composition pétrographique de quelques grès du flysch de Haute-Savoie. *Arch. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 11, p. 136-140
- WOZNIAK J. (1977) - Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales internes : la région du Canavese (Piémont, Italie). Thèse, Univ. Paris, 146 p.
- WOZNIAK J. (1979) - Quelques observations sur les relations structurales entre le massif de Lanzo et le massif de Sesia. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 289, p. 457-479
- WOZNIAK J. (1980) - La zone du Canavese (Alpes occidentales internes, Italie). *8e Réunion An. Sc. Terre*, Marseille, p. 367
- YODER H.S. (1969) - Calc-alkaline andesites : experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics proceedings of the andesite conference. *Int. Upper Mantle Project. Scientific Report*, vol. 16, p. 77-90. State of Oregon edit.
- ZINGG A., HUNZIKER J.C., FREY M. et AHRENDT H. (1976) - Age and degree of metamorphism of the Canavese Zone and of the sedimentary cover of Sesia Zone. *Schw. Min. Pet. Mitt.*, vol. 56, p. 361-375

- 6 MAI 1982

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
 INSTITUT DE GEOLOGIE
 DOCUMENTATION
 RUE MAURICE GIGNOUX
 F 38031 GRENOBLE CEDEX
 TEL. (76) 87.46.43