HAL
open science

Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales internes : la région du Canavese (Piemont, Italie)

Jacques Wozniak

To cite this version:

Jacques Wozniak. Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales internes : la région du Canavese (Piemont, Italie). Pétrographie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1977. Français. NNT : . tel-00805087

HAL Id: tel-00805087

https://theses.hal.science/tel-00805087

Submitted on 27 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.

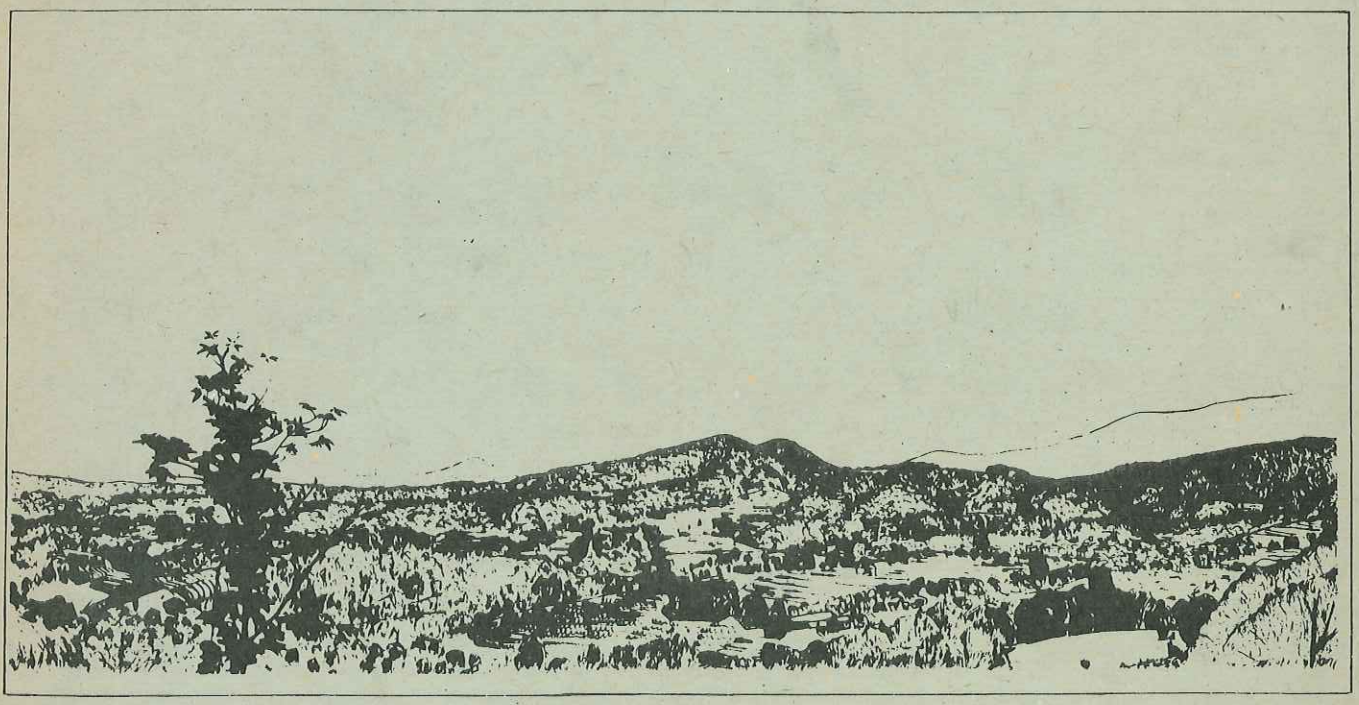
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

TRAVAUX DU DEPARTEMENT DE GEOLOGIE STRUCTURALE
UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE
THESE 3ème CYCLE

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE DES ALPES OCCIDENTALES INTERNES : LA REGION DU CANAVESE

(PIEMONT, ITALIE)

Jacques WOZNIAK



PARIS, 1977

THESE présentée

pour l'obtention

du

DIPLOME de DOCTEUR DE TROISIEME CYCLE

à

à

L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

(PARIS)

Mention : GEOLOGIE STRUCTURALE
Spécialité : SCIENCES DE LA TERRE

Par Monsieur Jacques WOZNIAK

Sujet de la thèse : Contribution à l'étude géologique des Alpes Occidentales internes

- LA REGION DU CANAVESE -

(PIEMONT , ITALIE)

Soutenue le 30 Juin 1977 devant la commission composée de

M. Jean AUBOUIN ..... Président

M. René BLANCHET ..... Rapporteur

M. Gérard GUITARD ..... Examinateur

M. Bernard LABESSE ..... Examinateur

A mes Parents

A ma Femme

TABLE DES MATIERES

Pages

CADRE GENERAL 1

A. CADRE GEOGRAPHIQUE 3
B. CADRE GEOLOGIQUE 3
1. La zone Sesia-Lanzo 6
a. Le massif métamorphique de Sesia 6
b. Le massif ultrabasique de Lanzo. 8
2. La zone d'Ivrée 10

Chapitre I - LE PROBLEME DU CANAVESE 11

1. La définition de la zone du Canavese : E. ARGAND (1910). 13
2. La première étude précise des formations de la zone du Canavese : V. NOVARESE (1929) 13
3. La reprise des études pétrographiques et sédimentaires : P. BAGGIO (1963-1965). 15
4. La prolongation de l'Apennin ligure dans le Canavese et la racine de la nappe de la Simme : G. ELTER, P. ELTER, C. STURANI, M. WEIDMANN (1966) 15
5. Le "hiatus" du Canavese : J. DEBELMAS (1974-1975). 17
6. La ligne insubrienne, trace de l'Océan téthysien : J. CHOROWICZ et J. GEYSSANT (1976) 17
7. La zone du Canavese, trace du paléo-Océan piémontais : J. AUBOUIN (1975-1976). 18

LES DIFFERENTS EMPLOIS DU MOT CANAVESE. 19

Chapitre II - LES DONNEES DE LA STRATIGRAPHIE ET DE LA PETROGRAPHIE 21

A. LES FORMATIONS DU SOCLE. 23
I. Généralités 23
II. Les éléments "insubriens" du socle du Canavese. 25
1. Les formations de la zone d'Ivrée. 25
a. Localisation. 25
b. Description sommaire. 25
c. Rapports avec l'encaissant 29
d. Age 30
2. Les roches cristallines acides 31
a. Les gneiss et granites de la route Vidracco-Issiglio. . . . 31
b. Les granites roses. 32
c. Age des granites. 32
3. Les schistes à Muscovite-Chlorite. 32
a. Localisation. 33
b. Description 33
c. Age des schistes. 34

4. Les formations volcaniques permiennes. 34
a. Localisation. 34
b. Description sommaire. 34
c. Age 35
5. Les conglomérats et grès à faciès Verrucano. 35
a. Localisation. 35
b. Description 37
c. Age 37
6. Conclusions. 37
III. Les roches ultrabasiques. 39
1. Généralités. 39
2. La lherzolite rubanée de Baldissero. 39
a. Situation générale. 39
b. Description pétrographique. 41
c. Le rubanement 41
d. Les relations du massif de Baldissero avec son encaissant 44
α - Rapport avec les formations du Canavese au N. 44
β - Rapport avec les gabbros de la zone d'Ivrée 45
3. Les serpentinites du Pesmonte. 45
4. Les écailles de serpentinites du Torrente Levone 46
5. Conclusions. 47

B. LES TEMOINS DE LA COUVERTURE LOMBARDE. 48
I. Généralités 48
II. Le passage du socle à la couverture 49
III. Description de la série mésozoïque. 49
I. LE TRIAS 49
a. Localisation des affleurements. 51
b. Les calcaires triasiques autour du Castello de Montalto . 51
α - aspect à l'affleurement 51
β - en lame mince 51
c. Les carrières de Lessolo et Vidracco 52
d. La carrière de Levone 52
e. Conclusion. 53
II. LE JURASSIQUE. 55
a. Le Lias 55
α - Les brèches 55
+ Localisation. 55
+ La "Macchia Vecchia". 55
o La carrière de Montalto 57
o La carrière de Lessolo. 59
o La carrière de Vidracco 59
o Un problème, l'âge de la "Macchia Vecchia". . . . 60
o Conditions de dépôt-Aspect paléogéographique. . . 60
+ La coupe du Torrente Levone 61
o Description 61
o Conditions de dépôt - Age 61
β - Les autres termes du Lias 63
+ Le secteur de Montalto. 63
+ La carrière de Vidracco 64
+ La carrière de Lessolo. 65
γ - Conclusions 67
b. Le Jurassique moyen et supérieur. 67
α - Le passage aux marnes à Radiolaires 69
+ La carrière de Vidracco 69
+ La route Vidracco-Issiglio. 69
+ Le Torrente Viana 69
+ Le secteur du Bric Figlia 70
β - Les marnes et marnocalcaires à Radiolaires. 70
+ Le secteur de Vidracco. 70
+ La carrière du Bric Figlia. 71
+ Comparaisons de faciès. 71
III. LE CRETACE 77
1. Les calcaires à Calpionelles. 77
a - Carrières du Bric Figlia. 77
b - Secteur de Muriaglio. 80
2. Les "Scisti neri" 80
3. Conclusions 80
IV. LES BRECHES GROSSIERES A ELEMENTS DE SOCLE 81
V. LE PLIO-QUATERNAIRE. 81
1. Le Pliocène 81
2. Le Quaternaire. 83
VI. CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES 83
1. La série lombarde 83
2. La série ligure 85

C. LES SCHISTES DE BIO ET DE LEVONE 88
1. Les schistes de Bio 88
2. Les schistes du Torrente Levone 89
3. Conclusion. 89

Chapitre III - T E C T O N I Q U E 91

A. ANALYSE STRUCTURALE DES TROIS REGIONS D'AFFLEUREMENT 96
I. Le secteur Montalto-Borgofranco-Bio 96
1. Le socle d'Ivrée et sa couverture de type lombard. 96
a. Les failles tardives. 96
α - La première phase de décrochement 98
β - Les filons de microsyénites 101
γ - 2ème phase de compression cassante. 101
δ - phase de distension récente 103
b. Les structures en écailles. 105
2. Les schistes de Bio. 107
II. Le secteur Lessolo-Issiglio-Cuorgnè 111
a. La carrière de Lessolo 111
b. La coupe de la route Vidracco-Issiglio 113
c. La carrière de Vidracco. 115
d. Le contact granite-"radiolarites" au S du Bric di Muriaglio. 115
e. Les structures autour du Bric Figlia 119
α - Le Bric Figlia 119
β - La route Castellamonte-Vaj-Castelnuovo 121
f. Les roches ultrabasiques de Baldissero 122

III. Le secteur Cuorgnè-Levone 125
a. Coupe du Torrente Levone. 125
b. Le Pesmonte 127
c. Le Belmonte 128
IV. La ligne du Canavese 128

B. ESQUISSE RETROTECTONIQUE. 130
1. Les failles normales et l'effondrement de la plaine du Po. . . 130
2. La compression SE-NW 130
3. La phase de distension N-S 130
4. La compression NNE-SSW 130
5. Les écailles et les structures E-W 131
6. Le cisaillement crustal. 131
7. Les évènements liasiques 131

Tableau récapitulatif : Essai chronologique des évènements tectoniques. 132

C O N C L U S I O N S G E N E R A L E S 133

-=-=-=-=-=-=-=-=-

T A B L E D E S I L L U S T R A T I O N S

Pages

Fig. 1 Cadre géographique. 4
2 Cadre géologique. 5
3 Carte schématique des Alpes 7
4 Coupe du massif de Sesia en Val d'Aoste 9
5 Le "Corps d'Ivrée" d'après les études géophysiques. 9
6 Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines 14
7 La zone du Canavese d'après DEBELMAS, 1975. 16
8 Schéma palinspatique des Alpes occidentales et orientales (tiré de CHOROWICZ et GEYSSANT, 1976) 14
9 Le socle du Canavese. 20
10 Le socle des différents secteurs du Canavese. 36
11 Le socle de la partie occidentale des Alpes méridionales. . . . 38
12 Carte schématique de localisation des massifs ultrabasiques du Canavese. 40
13 Le massif ultrabasique de Baldissero. 42
14 Les lherzolites rubanées de Baldissero. 43
15 Les principaux massifs de péridotites des Alpes occidentales. . 40
16 Le Trias de Montalto. 50
17 La "Macchia Vecchia". 54
18 La carrière supérieure de Lessolo 56
19 La carrière de Vidracco 58
20 La coupe du Torrente Levone 62
21 Colonne stratigraphique du Lias-Jurassique moyen. 66
22 Coupe de la route Vidracco-Issiglio 68
23 Colonne stratigraphique du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur du Bric Figlia. 76
24 Le Jurassique supérieur - Crétacé inférieur, ses variations . . 78
25 Colonne stratigraphique synthétique du secteur de Montalto. . . 82
26 Colonne stratigraphique synthétique 84
27 La série lombarde 86
28 Evolution du Canavese dans le cadre du sillon lombard 87
29 Panorama du secteur de Montalto depuis la route d'Alice 94
30 Schéma structural du secteur de Montalto. 95
31 Analyse statistique de la fracturation d'après MERCIER (1976) . 97
32 La première phase de compression cassante 98
33 La deuxième phase de compression cassante 102
34 La phase de distension récente. 104
35 Coupes dans le secteur de Montalto. 106
36 Diagramme des axes de plis des schistes de Bio. 107
37 Panorama du secteur Issiglio-Cuorgnè à partir du couvent de Belmonte. 109
38 Schéma structural du secteur Issiglio-Muriaglio 110
39 Coupes dans le secteur Issiglio-Muriaglio 112
40 Coupe de la route Vidracco-Issiglio 114

Fig. 41 Le contact granite-"radiolarites" à l'E de Muriaglio. 116
42 Schéma structural du secteur du Bric Figlia 117
43 Coupes dans le secteur du Bric Figlia 118
44 La déformation dans les "radiolarites"-la Maïolica et les Scisti neri aux environs du Bric Figlia 120
45 Panorama du secteur Cuorgnè-Issiglio depuis le Bric Figlia. . 123
46 Schéma structural du secteur de Levone. 124
47 Coupes dans le secteur de Levone. 126
48 Diagramme des axes de plis des schistes de Levone. 125

PLANCHES PHOTO

Photo 1 Gabbro de la zone d'Ivrée. LP. 26
2 Mylonites dans les gabbros 26
3 Schistes à Muscovite-Chlorite à l'affleurement 26
4 Schistes à Muscovite-Chlorite en lame mince. LN et LP. . . . 26
5 Rhyolite permienne. LP 28
6 Grès à faciès Verrucano. LN. 28
7 Grès à faciès Verrucano. LP. 28
8 Marnocalcaire à Radiolaires en lame mince. LN. 72
9 Passées détritiques dans les marnocalcaires. 72
10 Calcaire à Calpionelles. LN. 72
11 Passée détritique dans la "Maïolica". LN 72
12 Schistes de Bio. LN. 74
13 Schistes de Bio. LP. 74
14 Autre aspect des schistes de Bio 74
15 Schistes de Levone. LN 74

-=-=-=-=-=-=-=-=-

REMERCIEMENTS

Ce travail arrive à son terme et n'aurait pu être mené à bien sans l'aide de nombreuses personnes. C'est avec un vif plaisir que je tiens à les remercier.

Monsieur le Professeur GUITARD a bien voulu examiner cette thèse. Qu'il trouve ici l'expression de ma reconnaissance.

Monsieur le Professeur AUBOUIN m'a témoigné une très grande confiance en m'acceptant dans son laboratoire puis en me confiant cette lourde tâche que représentait l'étude du Canavese. J'ai pu apprécier, autant au laboratoire que sur le terrain, ses grandes qualités d'homme d'action et d'idées. Mon grand respect lui est acquis.

Monsieur LABESSE, en participant à une tournée sur mon terrain puis à Saint-Cloud, a toujours témoigné un grand intérêt pour mon travail. Sans son aide dans la dernière phase, cette thèse n'aurait pu se terminer. Il m'est vraiment très agréable de le remercier, d'autant plus qu'il a accepté de faire partie de mon jury.

A toutes les étapes se trouve quelqu'un qui a toujours forcé mon admiration par sa grande capacité de travail. Monsieur BLANCHET a d'abord suscité à Saint-Cloud mon intérêt pour la Géologie Structurale. Puis il m'a toujours soutenu dans les moments difficiles qui furent nombreux. Lors de son premier séjour avec moi sur le terrain il a su, par son enthousiasme, me faire garder confiance. Il a enfin accepté la tâche la plus ingrate, celle de correcteur et de rapporteur. Que ma grande admiration pour lui soit l'expression de ma sincère reconnaissance.

De nombreuses autres personnes ont participé à diverses étapes de l'élaboration de ce mémoire. Je voudrais remercier :

Messieurs AZEMA, COUSIN, CROS, GEYSSANT, MAURY d'avoir examiné mes lames minces et de m'avoir fait part de leur expérience.

Le personnel technique, qui a largement contribué à la réalisation de cet ouvrage.

Messieurs ALLAIN à Paris et LENOBLE à Saint-Cloud, qui ont taillé les lames minces dans des échantillons souvent très altérés.

Mesdames MARGUILLARD et RONDET, Monsieur BERTHET, qui ont assuré le tirage offset de cette thèse.

Le personnel du Laboratoire de Micropaléontologie et de Géologie de l'Amérique latine à Saint-Cloud, qui m'a toujours accueilli très gentiment.

Enfin, Madame RODIER qui a assuré la frappe du manuscrit avec beaucoup de patience, de dextérité et de compétence. Elle a toujours su garder le sourire malgré les nombreux ennuis.

Que tous croient en ma sincère gratitude.

Je ne peux terminer sans laisser une place importante à mes Parents d'abord, sans qui je n'aurai jamais pu continuer mes études, et surtout à ma femme Marie-Hélène, qui m'a soutenu et aidé dans toutes les étapes et toutes les difficultés. Sans elle, cette thèse n'aurait peut-être jamais vu le jour.

RESUME

La présente étude de la région du Canavese comprend trois chapitres essentiels :

Le premier est consacré à une revue des idées et des hypothèses concernant la zone du Canavese depuis ARGAND (1909). Celles-ci constituent le point de départ des discussions ultérieures.

Le second concerne la Stratigraphie et la Pétrographie des éléments du socle et de la couverture rencontrés dans la région.

- Le socle est étudié de façon sommaire afin d'effectuer une mise au point sur les éléments qui le constituent, pour le comparer ensuite, d'un point de vue paléogéographique.
  Les roches ultrabasiques de Baldissero et du Pesmonte sont replacées dans la série de socle (manteau supérieur).
  L'accent est mis, en conclusion, sur les ressemblances frappantes qui existent entre le socle du Canavese et celui des Alpes Méridionales.

- La couverture est analysée avec plus de détails. Les points essentiels sont :
  . au dessus d'un Trias calcaréodolomitique, le Lias est représenté par une sédimentation particulière marquée par des évènements paléotectoniques distensifs synsédimentaires suivis par des épisodes volcano-détritiques.
  . Le Jurassique est dominé par une série pélagique marnocalcaire et siliceuse à Radiolaires (Rosso à Aptychus). Celle-ci contient à différents niveaux de nombreuses passées détritiques.
  . La fin du Jurassique et le début du Crétacé se caractérisent par un retour à une sédimentation calcaire, mais pélagique cette fois ("Maïolica"). Les niveaux de silex et les bancs de grès sont nombreux avec certains caractères de dépôts de flysch.
  La fin de la série se termine par une sédimentation essentiellement pélitique (Scisti neri) puis par des brèches à éléments de socle non datées.
  . Cette série est comparée avec les séries ligure et lombarde. Le caractère lombard est retenu et la série est replacée dans l'évolution globale d'E en W du sillon lombard.

- Les schistes de Bio et de Levone par leur caractère métamorphique et leur association avec des serpentinites les font distinguer de la série fondamentale lombarde. L'hypothèse de leur appartenance à l'unité des schistes lustrés est avancée.

Le troisième chapitre est consacré à l'étude tectonique. Celle-ci fait ressortir :

- la présence de trois phases de fracturation tardive.
- des cisaillements qui affectent à plusieurs niveaux la série du Canavese entrainant la formation de multiples écailles.
- la mise en place du massif ultrabasique de Baldissero. Il est proposé pour celle-ci un vaste cisaillement crustal faisant remonter le manteau supérieur et à partir duquel le massif de Baldissero se serait détaché en arrière du Canavese.
- la déformation de type infrastructural des schistes de Bio et de Levone, que l'on peut opposer à celle de type superstructural de la série lombarde.
- la ligne du Canavese actuellement faille normale séparant le Canavese du massif de Sesia. Cependant, elle peut représenter également la trace du cisaillement crustal. Celui-ci aurait recouvert alors l'unité des schistes de Bio et de Levone.

Un essai rétrotectonique chronologique est proposé.

La zone du Canavese apparait ainsi pour l'essentiel comme un élément distal du sillon lombard dans une position tectonique très particulière, coincée entre la faille du Canavese à l'avant et les failles limitant les roches ultrabasiques de Baldissero et les granulites d'Ivrée à l'arrière.

Les schistes de Bio pourraient représenter un élément de la zone des schistes lustrés recouvert ultérieurement par le cisaillement crustal et apparaissant à la faveur de failles tardives.

CADRE GENERAL

CADRE GENERAL

Dans le cadre des Alpes occidentales Franco-Italiennes, le secteur étudié appartient à la province italienne du Piémont, au débouché, sur la plaine du Po, des grandes vallées alpines venant des massifs du Mont-Blanc et du Grand Paradis (Val d'Aoste, Orco), au Nord de Turin.

A. CADRE GEOGRAPHIQUE (fig. 1)

Formant une étroite bande d'environ 40km de long sur 3 à 5 km de large, le secteur géologique étudié englobe presque toute la région géographique du Canavese, qui doit son nom à ses anciennes cultures de chanvre.

Bien délimitée au S par la plaine du Po, et au N par les reliefs plus imposants du massif de Sesia, cette bande est constituée de collines peu élevées (le point culminant en est le Bric Figlia à 759m) réalisant la transition des Alpes avec la plaine du Po.

Ces collines ont été rabotées par les glaciers quaternaires et toute la région conserve de très nombreux témoins des glaciers alpins surtout ceux du Val d'Aoste et de l'Orco (cordon morainique de la Serre à l'E d'Ivrée dominant la plaine du Po de plus de 200m, amphithéâtre morainique d'Ivrée et nombreuses moraines sur toutes les collines du Canavese).

Ces dépôts de moraines, ainsi que la faible altitude, ont favorisé le développement d'une abondante végétation (nombreuses forêts de Châtaigniers en particulier) et la culture de la vigne, bien exposée sur ces collines.

Les seules villes importantes sont Ivrée au NE, capitale italienne de la machine à écrire avec les usines Olivetti, petit centre industriel dans la région, et Cuorgnè au SW, marché agricole.

B. CADRE GEOLOGIQUE (fig. 2 et 3)

La zone du Canavese, ainsi qu'elle a été définie par ARGAND en 1909, est constituée d'un ensemble de lambeaux de terrains mésozoïques, qui, de Levone au SW au Lac Majeur au NE, jalonnent l'accident majeur des Alpes internes, la ligne du Canavese ou ligne insubrienne.

Ces lambeaux de terrains mésozoïques sont intercalés entre le socle du massif de Sesia au NW et celui de la zone d'Ivrée au SE. Le Mésozoïque y affleure très différemment suivant les cas. Très généralement, seul le Trias a

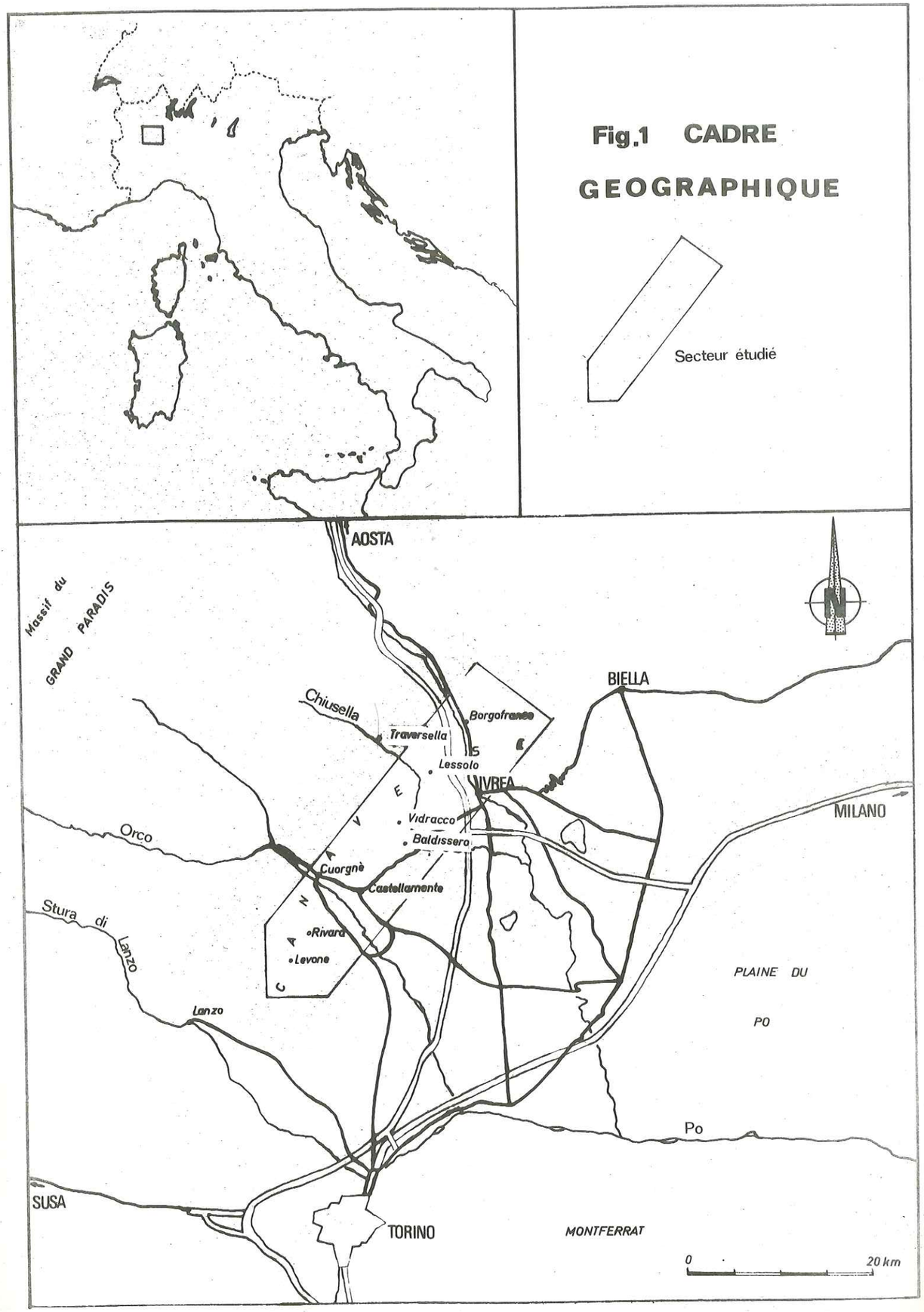


Fig.1 CADRE GEOGRAPHIQUE
Secteur étudié
AOSTA
Massif du GRAND PARADIS
BIELLA
Chiusella
Traversella
Borgofranco
Lessolo
IVREA
Vidracco
Baldissero
Cuorgnè
Castellamonte
Rivara
Levone
Orco
Stura di Lanzo
Lanzo
MILANO
PLAINE DU PO
Po
SUSA
TORINO
MONTFERRAT
0
20 km

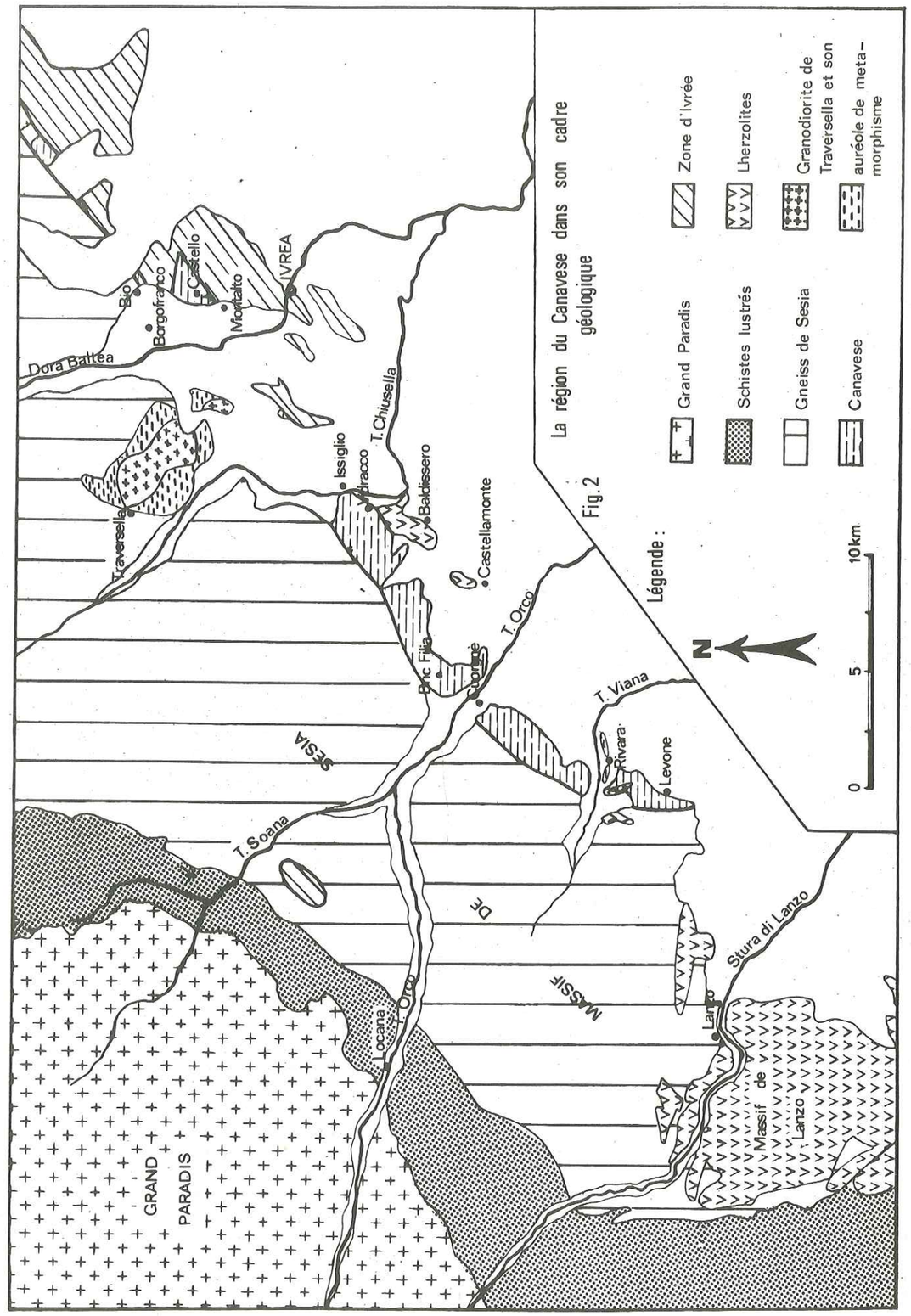


Fig.2
La région du Canavese dans son cadre géologique
Légende :
Grand Paradis
Zone d'Ivrée
Schistes lustrés
Lherzolites
Gneiss de Sesia
Granodiorite de Traversella et son auréole de metamorphisme
Canavese
10 km
0
5
N
Dora Baltea
Bio
Borgofranco
Castello
Montalto
IVREA
Issiglio
Vidracco
T. Chiusella
Baldissero
Traversella
Castellamonte
T. Orco
Pont Filia
Cuorgnè
T. Viana
Rivara
Levone
SESIA
T. Soana
DE
MASSIF
Locana
Orco
Stura di Lanzo
Lanzo
Massif de Lanzo
GRAND PARADIS

été conservé (au NE surtout), mais dans la région étudiée (Canavese au sens strict) le Mésozoïque est représenté jusqu'à ses termes du Crétacé inférieur. De plus, le socle propre de cette couverture mésozoïque peut y être facilement étudié.

Il faut noter qu'au NW de Biella, en plus du Trias du Canavese, affleurent des roches volcaniques. Celles-ci avaient été prises généralement pour des rhyolites permiennes comme c'est le cas général dans le Canavese (CARRARO, DAL PIAZ, 1963). Cependant, SCHEURING et al. (1972) ont monté sur la base de datations isotopiques K-Ar et sur des analyses de pollen qu'il s'agissait en fait d'andésites de l'Oligocène.

Avant d'aborder l'objet de cette étude, le Canavese proprement dit, il nous faut rappeler quelques données sur les deux zones internes qui encadrent le Canavese : la zone Sesia-Lanzo et la zone d'Ivrée.

1. La zone Sesia-Lanzo (fig. 3)

Classiquement, on regroupe sous ce terme deux ensembles forts différents :
- le massif métamorphique de Sesia
- le massif ultrabasique de Lanzo.

a. Le massif métamorphique de Sesia.

Ce massif est constitué de gneiss et de micaschistes polymétamorphiques et intensément plissés. On considère généralement que ce socle paléozoïque a été structuré par les orogenèses alpine et hercynienne. L'épisode alpin a imprimé très fortement sa marque à ces gneiss et micaschistes et a partiellement effacé les épisodes antérieurs.

En effet, cet épisode alpin s'est traduit par un métamorphisme HP-BT (à glaucophane-lawsonite) daté par méthode radiométrique K-Ar entre 90-57 M.a. environ (fin Crétacé-début Eocène). Une phase HT a suivi ce métamorphisme HP vers 38 M.a. (DAL PIAZ, HUNZIKER, MARTINOTTI, 1972, SCHEURING et al., 1974).

Si les études pétrographiques de ce massif sont nombreuses (portant surtout sur le métamorphisme, voir en particulier DAL PIAZ et al., 1972), les études structurales sont en revanche assez rares. Cependant, depuis ARGAND (1910), on considère le massif de Sesia comme la racine verticale de la Dent Blanche ou tout au moins de la partie inférieure de la nappe de la Dent Blanche, dite série d'Arolla (DAL PIAZ, HUNZIKER, MARTINOTTI, 1972, CABY, COMES, 1975).

Mais COMES (1975) a montré, grâce à une étude microstructurale détaillée d'une partie du massif, que celui-ci présentait une structure en nappe reprise par un bombement tardif (fig. 4). Cette structure s'accorde alors mal avec l'hypothèse de la racine verticale de la nappe de la Dent Blanche (la Dent Blanche possède aussi l'autre particularité d'avoir à sa partie supérieure (série de la Valpelline) un ensemble apparenté à la zone d'Ivrée (CABY et COMES, 1975). Nous reviendrons sur ce problème dans le dernier chapitre).

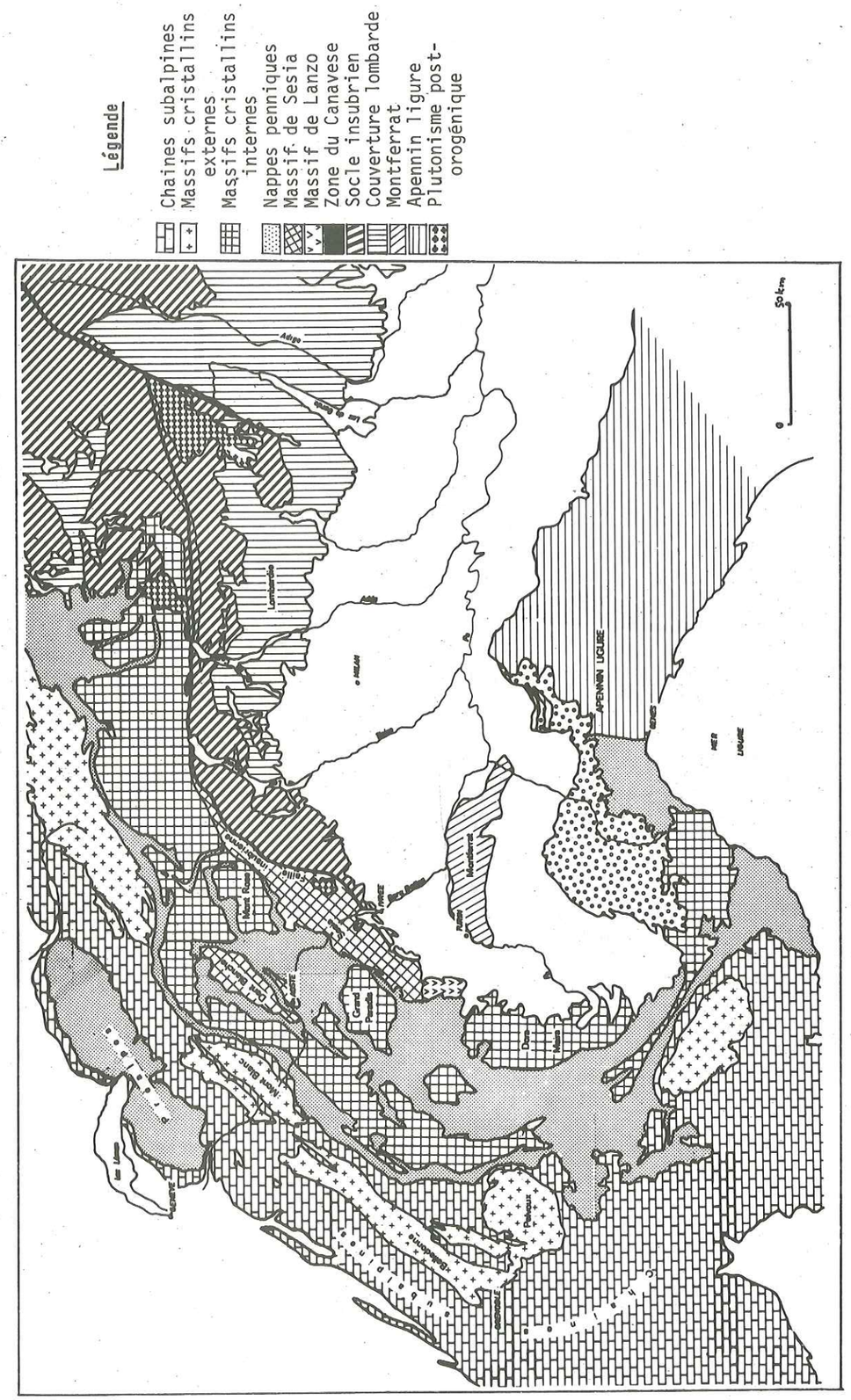


Fig. 3 Carte schématique des Alpes

Outre le problème d'ordre structural (nappe, racine ?), le problème paléogéographique du massif de Sesia lors de l'orogenèse alpine n'est pas résolu. En effet, probablement par suite du bombement tardif, la couverture du massif a été presque totalement enlevée. Seul un petit pointement se trouvant dans le massif de la Dent Blanche (Mont Dolin) a subsisté et montre un Lias brèchique réduit un peu du même type que celui du Canavese(HAGEN, 1949). Mais à lui seul, il ne permet pas de résoudre le difficile problème paléogéographique du massif de Sesia.

En effet, faut-il, comme le proposent DEBELMAS (1975) ou CHOROWICZ et GEYSSANT (1976), considérer ce massif comme un "microcraton", plus ou moins dépendant du domaine Austro-alpin, intermédiaire entre le (paléo) océan piémontais et le Canavese ? ou comme l'envisage AUBOUIN (1975), comme faisant partie du bord distal du précontinent européen séparé du reste de ce continent par une partie de la nappe des schistes lustrés ?

Signalons enfin que le massif de Sesia a été recoupé par les granodiorites de Traversella et les syénites de Biella. Ces roches ont été datées radiométriquement de 28 à 33 M.a. par méthode K-Ar (DAL PIAZ et al., 1972, SCHEURING et al., 1974). Aux syénites de Biella sont associées les andésites qui affleurent dans la zone du Canavese (AHRENDT, 1969-1972, SCHEURING et al., 1974).

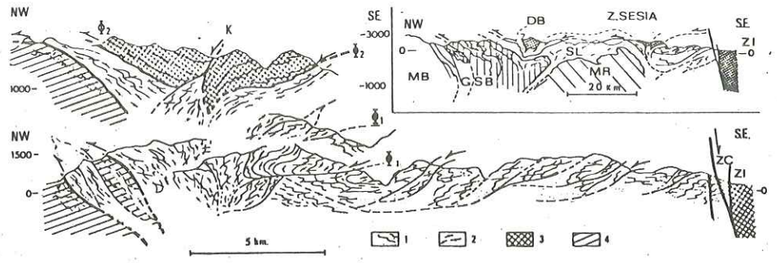
Remarque : Notons qu'on a souvent pris argument de la présence de ces roches volcaniques et plutoniques calcoalcalines pour des reconstitutions, notamment une éventuelle subduction. On doit donc se placer à l'Oligocène pour leur accorder une signification.

b. Le massif ultrabasique de Lanzo.

Bien étudié par l'équipe de Nantes (NICOLAS, 1966, BOUCHEZ, BOUDIER...), ce massif se montre essentiellement constitué par des lherzolites rubanées auxquelles sont associés quelques gabbros. Pour NICOLAS (1966, 1968, 1972), ce massif ultrabasique s'est mis en place pendant l orogenèse alpine en plusieures étapes complexes. Cet auteur considère que le massif n'a aucune relation avec les ophiolites piémontaises (NICOLAS et al., 1972).

La position structurale du massif de Lanzo par rapport aux gneiss de Sesia reste assez imprécise ; la partie N du massif au moins semble reposer tectoniquement sur ces gneiss (NICOLAS, 1966, 1968). On peut noter, en suivant NICOLAS (1968) que le massif de Lanzo ainsi que ses satellites (dont le massif de Baldissero Canavese) se trouvent associés constamment à un accident majeur des Alpes (occidentales et orientales), la "ligne" insubrienne.

D'autre part, si l'âge de mise en place est "alpin", l'âge de la formation de ces lherzolites est imprécis. Il se pourrait qu'elles ne soient pas mésozoïques comme les ophiolites piémontaises mais plus anciennes, voire précambriennes. On peut admettre, avec NICOLAS et al. (1972), que ce massif de péridotites provient de la partie supérieure du manteau (ce qui explique l'absence de liaison avec les ophiolites vraies et son âge), en particulier du manteau sous-continental (ce qui expliquerait les différences pétrographiques et géochimiques de ces péridotites avec celles liées aux ophiolites dans les chaines alpines de la Méditerranée (Dinarides, Taurides) (NICOLAS, JACKSON, 1972).



Coupe schématique de la zone Sesia en Val d'Aoste. 1. Eclogites ; 2. Gneiss albitiques ; 3. Kinzigites ; 4. Schistes lustrés. Z. C., zone du Canavese ; Z. I., zone Ivrea-Verbano. En cartouche : Coupe schématique des Alpes Occidentales au niveau de la Dent Blanche ; M. B., Mont Blanc ; G. S. B., Grand Saint-Bernard ; D. B., Dent blanche ; M. R., Mont Rose ; S. L., schistes lustrés.

Fig. 4 : Coupe du massif de Sesia en Val d'Aoste
(tiré de CABY et COMES, 1975).

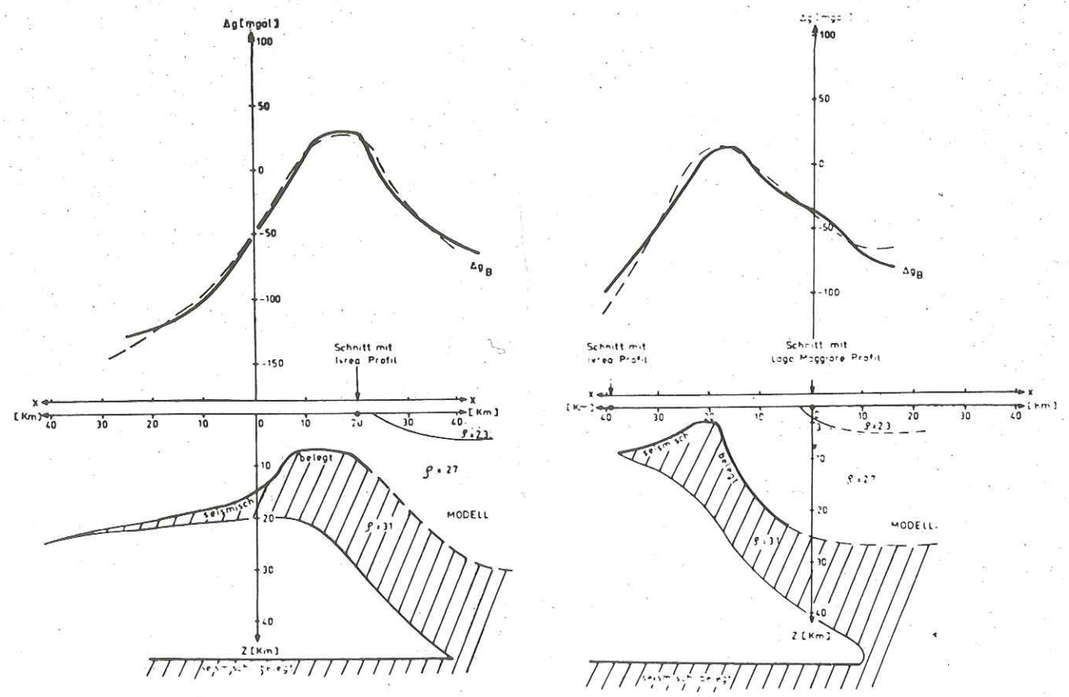


Fig. 5 : Le "corps d'Ivrée" d'après les études géophysiques.
(tiré de BERCKHEMER, 1968).

La zone Sesia-Lanzo apparait donc formée de deux massifs dont l'histoire alpine n'est pas du tout liée. Il serait donc préférable de parler de zone de Sesia (si zone il y a, ce qu'il faudrait définir avec soin), se réservant le terme massif de Lanzo qui ne doit pas jouer un rôle au sens paléogéographique.

2. La zone d'Ivrée.

Egalement appelée zone diorito-kinzigitique (FRANCHI, 1905, NOVARESE, 1906 et 1931), la zone d'Ivrée est constituée de roches hautement métamorphiques (gabbros métamorphiques, gneiss à sillimanite, kinzigites) et de roches ultabasiques (lherzolites de Balmuccia , Finero) (GIRAUD, 1968, LENSCH, 1968, BERTOLANI, 1968, CABY et COMES, 1975). Ces séries métamorphiques antéhercyniennes (âges radiométriques (Rb-Sr et isotopes du Pb) compris entre 1000 M.a. et 300 M.a., JAGER, NIGGLI, WENK, 1967, GRAESER et HUNZIKER, 1968) ont été traversées par des massifs granitiques hercyniens (Baveno...) datés de 270 M.a. (GRAESER, HUNZIKER, 1968).

Si les traces de métamorphisme hercynien (ou même antérieur) sont évidentes, en revanche le métamorphisme alpin n'a pas affecté les formations de la zone d'Ivrée.

Vers l'E (Alpes bergamasques), ce socle ancien supporte une importante co verture mésozoïque et cénozoïque ayant donné, après plissements, les Alpes Méridio nales (il prend alors le nom de socle orobique ou socle insubrien, voir en particu lier DE SITTER, 1949).

Mais vers l'W, les traces de cette couverture n'existe plus. Si bien que l'on parle de zone d'Ivrée (il n'y aurait pas eu de dépôts lors de l'époque alpine Certains auteurs (ELTER et al., 1966 en particulier) parlent même de ride insubrie ne. Ils considèrent qu'il existait un haut-fond au niveau de cette zone séparant les Alpes lombardes de la zone du Canavese. Ce haut-fond aurait d'ailleurs aliment les flyschs lombards qui se trouvent plus à l'E (AUBOUIN, 1963, AUBOUIN et al., 19

Comme le montrent les études géophysiques (CLOSS et LABROUSTE, 1963, VECC 1968, GOGUEL, 1968, BERCKHEMER, 1968, ANSORGE, 1968, KAMINSKI et MENZEL, 1968, GIE 1968), il existe au niveau de la zone d'Ivrée une importante anomalie gravimétriqu positive. C'est le classique "corps d'Ivrée" (fig. 5). Cette anomalie est considérée comme une remontée de roches "lourdes" (roches ultrabasiques) au niveau de la zone d'Ivrée. Considérant d'autre part que les formations de la zone d'Ivrée ont été mé tamorphisées dans la catazone, on peut se demander si cette "zone" ne s'est pas mi en place tectoniquement à l'époque alpine après la collision des continents europe et africain. Si bien qu'on ne devrait plus parler alors de zone d'Ivrée au sens pa géographique du terme.

L'étude du Canavese pourra encore nous apporter quelques éléments sur ces problèmes importants.

-=-=-=-=-

Chapitre I

LE PROBLEME DU CANAVESE

Chapitre I LE PROBLEME DU CANAVESE

Si de nombreuses études ponctuelles ont été entreprises sur les formations du Canavese à des époques déjà anciennes (GERLACH, 1869, ISSEL, 1884-1893, SPITZ, 1919, DEGL'INNOCENTI, 1927, FENOGLIO, 1929-1955) ou récemment (STURANI, 1964, LENSCH, 1966-1968, ETIENNE, 1971), peu d'auteurs ont abordé le problème paléogéographique ou tectonique de la zone du Canavese.

Les problèmes et les hypothèses concernant cette zone du Canavese ont évolué depuis la reconnaissance par ARGAND (1910) de la zone du Canavese. Ceux-ci vont être résumé afin de poser clairement le problème global du Canavese.

1. La définition de la zone du Canavese : E. ARGAND (1910) (fig. 6)

C'est en effet ARGAND qui, dans son travail de 1910 : "Sur la racine de la nappe rhétique", définit la zone du Canavese en tant qu'unité tectonique des Alpes occidentales internes par son "individualité particulière persistant sur une grande longueur".

ARGAND surtout intégrait cette zone dans son schéma des nappes de recouvrement des Alpes. En effet, il plaçait la ligne insubrienne (ou ligne du Canavese) entre la zone du Canavese et la zone d'Ivrée. Cette dernière représentant le socle des Alpes Méridionales ou Sud alpin (=Dinarides), la ligne insubrienne était la limite alpino-dinarique. La zone du Canavese était ainsi la zone la plus interne des Alpes Occidentales et pouvait de ce fait représenter la racine de la nappe de la Simme (=nappe rhétique), élément structural le plus haut dans l'édifice des nappes ultrahelvétiques du Chablais. ARGAND plaçait donc la zone du Canavese dans le Pennique supérieur.

Le premier grand problème tient donc dans la position de la ligne insubrienne par rapport à la zone du Canavese et dans sa signification.

2. La première étude précise des formations de la zone du Canavese : V. NOVARESE (1929).

NOVARESE est en effet le précurseur le plus important. Ses études ont porté sur l'ensemble de la zone du Canavese soulignant ainsi son caractère constant de Levone au SW au Lac Majeur au NE. Elles ont contribué à montrer les ressemblances entre le socle de la zone du Canavese et celui des Alpes Méridionales.

D'autre part, NOVARESE est un des premiers à considérer les roches vertes de la zone du Canavese comme des lambeaux d'ophiolites mésozoïques posant ainsi le problème d'une relation avec la zone des schistes lustrés.

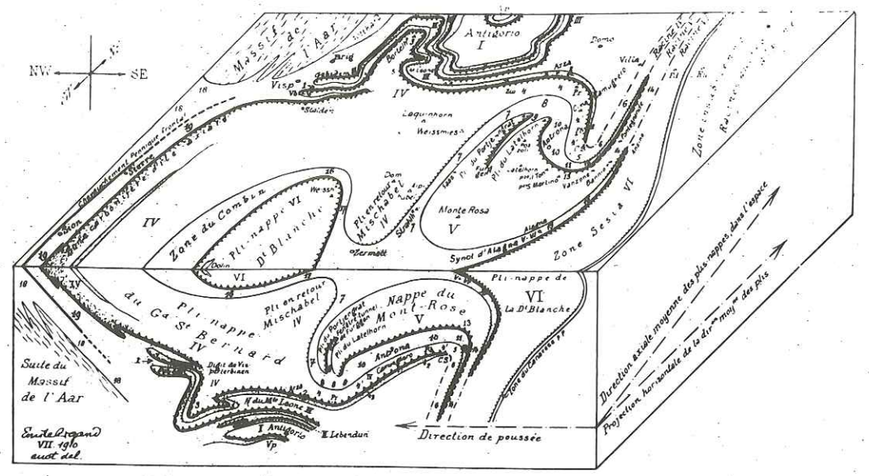


Fig. 6 : Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines
(tiré d'ARGAND, 1910).

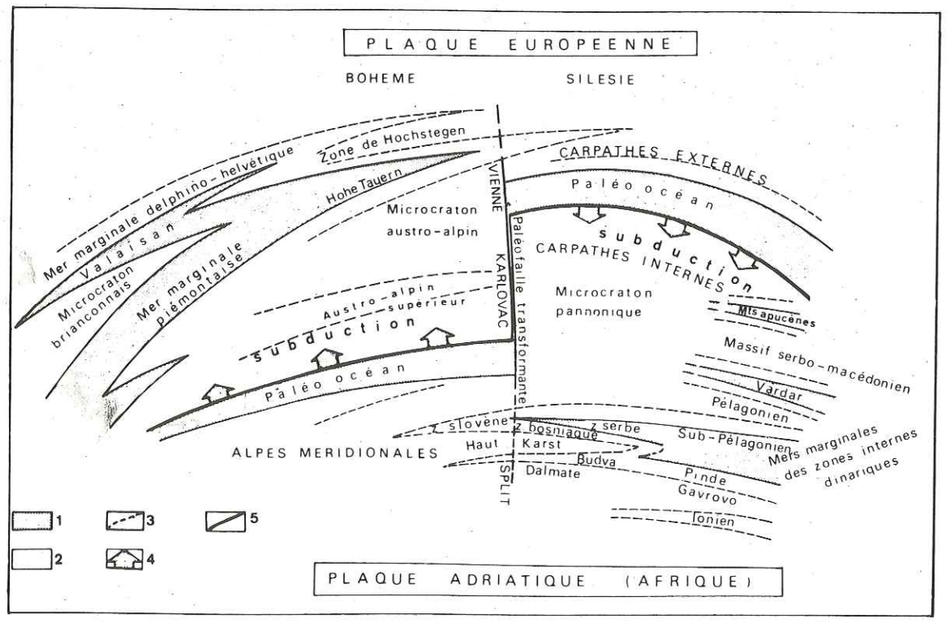


Fig. 8 : Schéma palinspatique des Alpes occidentales et orientales
(tiré de CHOROWICZ et GEYSSANT, 1976).

3. La reprise des études pétrographiques et sédimentaires : P. BAGGIO (1963-1965).

Cet auteur a repris systématiquement l'étude de la zone du Canavese et a ainsi apporté de nombreuses précisions sur le socle ou sur la couverture (découverte en particulier des premières Calpionelles). La tectonique de la région a également été abordée.

Ce qu'il faut souligner de ces études, c'est l'insistance avec laquelle BAGGIO compare le socle et la couverture du Canavese avec ceux des Alpes Méridionales. Ceci l'amène tout naturellement à considérer la limite majeure (= limite alpino-dinarique) entre les Alpes Occidentales et les Alpes Méridionales non plus entre la zone du Canavese et la zone d'Ivrée, mais bien entre la zone Sesia-Lanzo et la zone du Canavese. La zone du Canavese n'aurait donc pour lui aucun lien avec le Pennique ou l'Austroalpin faisant partie intégrante des Alpes Méridionales.

D'autre part, BAGGIO tend à nier l'existence d'ophiolites mésozoïques dans la zone du Canavese. Elles seraient paléozoïques. Seules les serpentinites du Torrente Levone, associées à des séricitoschistes et à des chloritoschistes pourraient être considérées comme des ophiolites vraies (= ophiolites liées aux schistes lustrés).

Le problème de la ligne insubrienne est donc reposé, l'appartenance paléogéographique aux Alpes Méridionales postulée, le problème des ophiolites n'est pas éclairci.

Notons qu'AHRENDT (1972) après une étude d'une partie de la région (secteurs du Bric Figlia, de Montalto, de Biella) se prononce également pour l'appartenance aux Alpes Méridionales.

4. La prolongation de l'Apennin ligure dans le Canavese et la racine de la nappe de la Simme : G. ELTER, P. ELTER, C. STURANI, M. WEIDMANN (1966).

Ces auteurs se référant à leur bonne connaissance de l'Apennin ligure, du Montferrat et de la nappe de la Simme ont essayé de replacer les premiers la zone du Canavese dans un cadre paléogéographique global.

Les idées essentielles sont :

a. La ligne insubrienne est externe (pour les Alpes occidentales) par rapport à la zone du Canavese.

Elle sépare donc la zone Sesia-Lanzo de la zone du Canavese, ce que BAGGIO avait déjà proposé. Cependant, si structuralement la zone du Canavese doit être rattachée aux Alpes Méridionales (position interne par rapport à la ligne insubrienne), d'un point de vue paléogéographique elle se rattache au domaine austroalpin.

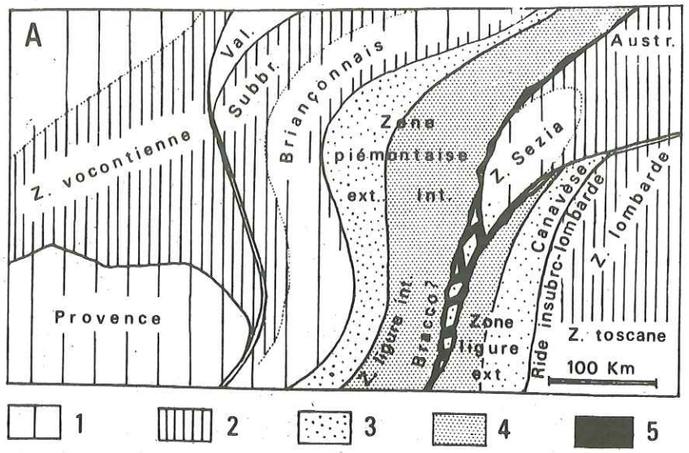


Fig. 7 : La zone du Canavese d'après DEBELMAS, 1975.

Schémas palinspatiques des confins alpino-apenniniques au Crétacé.

A, B, C : les différentes possibilités quant au prolongement NE du Canavese.

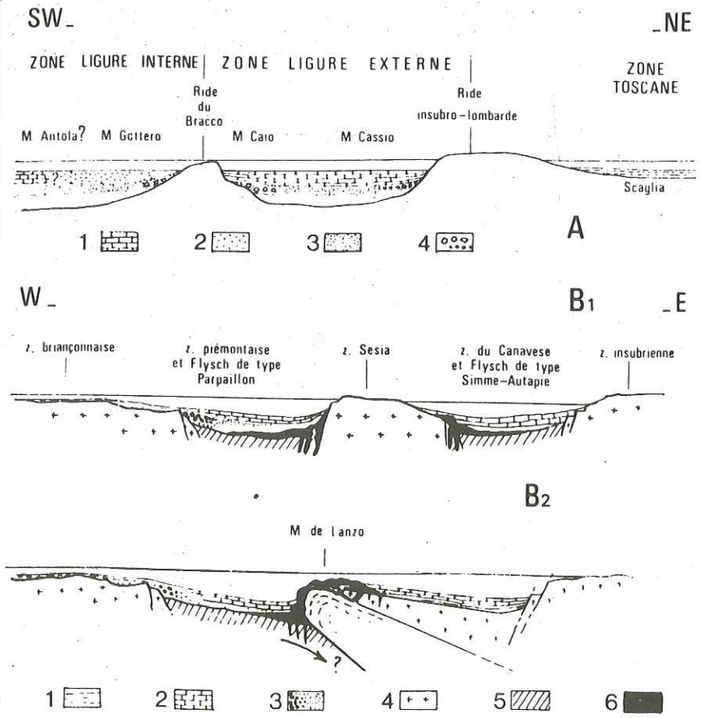


Schéma des rapports paléogéographiques entre les bassins de Flysch de l'Apennin ligure (A) et les Alpes occidentales (B) à la fin du Crétacé supérieur.

A : 1, Flysch calcaire 2, Flysch gréseux 3, Complexe de base 4, Olistolithes et conglomérats

B : 1, Calcschistes planctoniques 2, Flysch calcaire à Helminthoïdes 3, Flysch gréseux et conglomératique 4, Socle granito-gneissique 5, Croûte continentale amincie ou croûte océanique 6, Ophiolites

Ceci tient à la conception de l'Austroalpin de ces auteurs : l'Austroalpin représente la partie allochtone des zones internes des Alpes Méridionales (= zone lombarde). La zone du Canavese pouvant avoir des liens avec la zone lombarde a donc à fortiori des liens avec l'Austroalpin.

b. Le caractère ligure de la série du Canavese.

D'une part, la présence assurée pour eux d'ophiolites mésozoïques auxquelles sont liées des radiolarites, d'autre part les calcaires à Calpionelles limités comme dans l'Apennin au Tithonique-Berriasien, auxquels succède le faciès des "argille a palombini", amènent naturellement ces auteurs à comparer les séries du Canavese à celles de l'Apennin ligure plus qu'à celles de Lombardie malgré certaines analogies.

c. La ride insubro-lombarde.

La zone du Canavese représenterait ainsi la partie interne du socle insubrien des Alpes Méridionales en bordure d'un bassin à ophiolites. Elle serait séparée de la Lombardie par une ride, dite insubro-lombarde qui aurait alimenté les flyschs de la Lombardie, les flyschs ligures et les conglomérats du Montferrat.

d. L'origine de la nappe de la Simme.

L'étude des conglomérats contenus dans les séries de la nappe de la Simme ont conduit ces auteurs à considérer comme très probable une origine insubro-lombarde de ces conglomérats. La présence d'éléments ophiolitiques, de radiolarites, de faciès "argille a palombini" ferait penser en particulier à la zone du Canavese.

5. Le "hiatus" du Canavese : J. DEBELMAS(1974-1975) (fig. 7)

Dans une série d'articles, cet auteur a repris ces divers éléments en essayant d'intégrer d'autres données dans un schéma paléogéographique global.

D'une part, la zone du Canavese avec ses ophiolites représente le reste d'un bassin à fond océanique ou tout au moins à croûte intermédiaire d'où serait issue la nappe de la Simme. Ce bassin serait lié au bassin ligure en étant une sorte d'appendice.

D'autre part, la zone Sesia-Lanzo est liée au socle insubrien (= Austroalpin) ou en est totalement séparée par le bassin du Canavese. Elle serait alors une sorte de microcraton qui aurait joué le rôle de haut-fond symétrique du haut-fond briançonnais par rapport au domaine piémontais

6. La ligne insubrienne, trace de l'Océan téthysien : J. CHOROWICZ et J. GEYSSANT (1976). (fig. 8)

Dans leur essai de reconstitution globale, ces deux auteurs ont placé

l'océan téthysien dans la suture laissée par la faille insubrienne, le bassin piémontais, lui, est considéré comme une mer marginale. Dans cette reconstitution, l'Austroalpin est interprété comme un microcraton intermédiaire entre le socle européen et la plate-forme apulienne. Il est ainsi totalement indépendant des Alpes Méridionales et en serait séparé par l'océan téthysien (= ligne insubrienne). La ligne insubrienne est interne pour eux par rapport à la zone du Canavese. Cette dernière appartiendrait ainsi au domaine Austroalpin (Austroalpin moyen ou Austroalpin supérieur). Signalons de plus que ces auteurs admettent une subduction vers le N dans cette région à partir de l'océan téthysien dès le Jurassique.

7. La zone du Canavese, trace du paléo-océan piémontais : J. AUBOUIN (1975)

Reprenant les données de ELTER et al. (1966), AUBOUIN envisage que la zone du Canavese puisse être la zone océanique fondamentale qui séparait l'avant-pays alpin de l'avant-pays italo-dinarique.

Cette hypothèse aurait évidemment plusieurs implications d'importance :

a. Il n'y aurait pas de zone piémontaise mais seulement des nappes piémontaises issues de la zone du Canavese.

b. Le massif de Sesia ne serait qu'un simple massif cristallin interne et se rattacherait à l'avant-pays européen.

c. Il ne serait plus nécessaire alors d'envisager des microplaques intermédiaires entre l'avant-pays européen et l'avant-pays africain.

La position et le rôle de la ligne et de la zone du Canavese sont donc très discutés et malgré toutes ces interprétations restent assez imprécis. L'objet de la présente étude sera sur ces bases, d'apporter quelques observations de terrain supplémentaires afin d'essayer d'éclaircir le problème paléogéographique et structural de cette région importante des Alpes.

-=-=-=-=-

LES DIFFERENTS EMPLOIS DU MOT CANAVESE

1. Région du Canavese : région géographique du Piémont comprise entre Barbania et Ivrée.

2. Zone du Canavese : affleurements en général mésozoïques longeant la ligne du Canavese (voir ce mot), compris entre la zone d'Ivrée au SE et la zone Sesia-Lanzo au NW.

Appartenance paléogéographique :

ARGAND (1910) : Pennique supérieur

NOVARESE (1929) : Alpes Méridionales

BAGGIO (1965) : Alpes Méridionales

ELTER et al. (1966) : bord interne du socle insubrien, prolongement du bassin ligure

AHRENDT (1972) : Alpes Méridionales

DEBELMAS (1975) : bassin à croûte océanique symétrique du bassin piémontais par rapport à la zone de Sesia

CHOROWICZ et GEYSSANT (1976) : Austroalpin

3. Ligne ou faille du Canavese : portion de la faille insubrienne comprise entre Levone au SW et le Lac Majeur au NE, jalonnée par les affleurements de la zone du Canavese.

Place par rapport à la zone du Canavese :

ARGAND, NOVARESE : entre la zone d'Ivrée et la zone du Canavese

BAGGIO, ELTER et al., AHRENDT, DEBELMAS : entre la zone Sesia-Lanzo et la zone du Canavese.

CHOROWICZ et GEYSSANT : entre la zone d'Ivrée et la zone du Canavese

4. Cicatrice du Canavese : reste du bassin ophiolitifère du Canavese écrasé contre la faille du Canavese (DEBELMAS, 1975). Le terme de "hiatus" du Canavese est également employé.

-=-=-=-=-

Chapitre II

LES DONNEES DE LA STRATIGRAPHIE ET DE LA PETROGRAPHIE

Chapitre II : LES DONNEES DE LA STRATIGRAPHIE ET DE LA PETROGRAPHIE

La région étudiée est subdivisée naturellement en trois secteurs délimités par les grandes vallées débouchant sur la plaine du Po :

- secteur de Montalto Dora-Borgofranco d'Ivrea-Bio limité à l'E par le cordon morainique de la Serre et à l'W par la vallée de la Doire Baltée.

- secteur de Lessolo-Issiglio-Vidracco-Cuorgnè limité à l'E par la vallée de la Doire Baltée et à l'W par la vallée de l'Orco.

- secteur de Cuorgnè-Rivara-Levone limité au NE par la vallée de l'Orco et au SW par la plaine du Po.

Cette subdivision pratique sera largement employée pour situer les différentes coupes présentées dans l'étude stratigraphique et tectonique.

D'autre part, nous verrons qu'outre un découpage morphologique, cette subdivision correspond aussi à des différences importantes tant au point de vue stratigraphique que tectonique.

Les formations affleurant dans cette région des Alpes appartiennent aussi bien au soubassement qu'à la couverture.

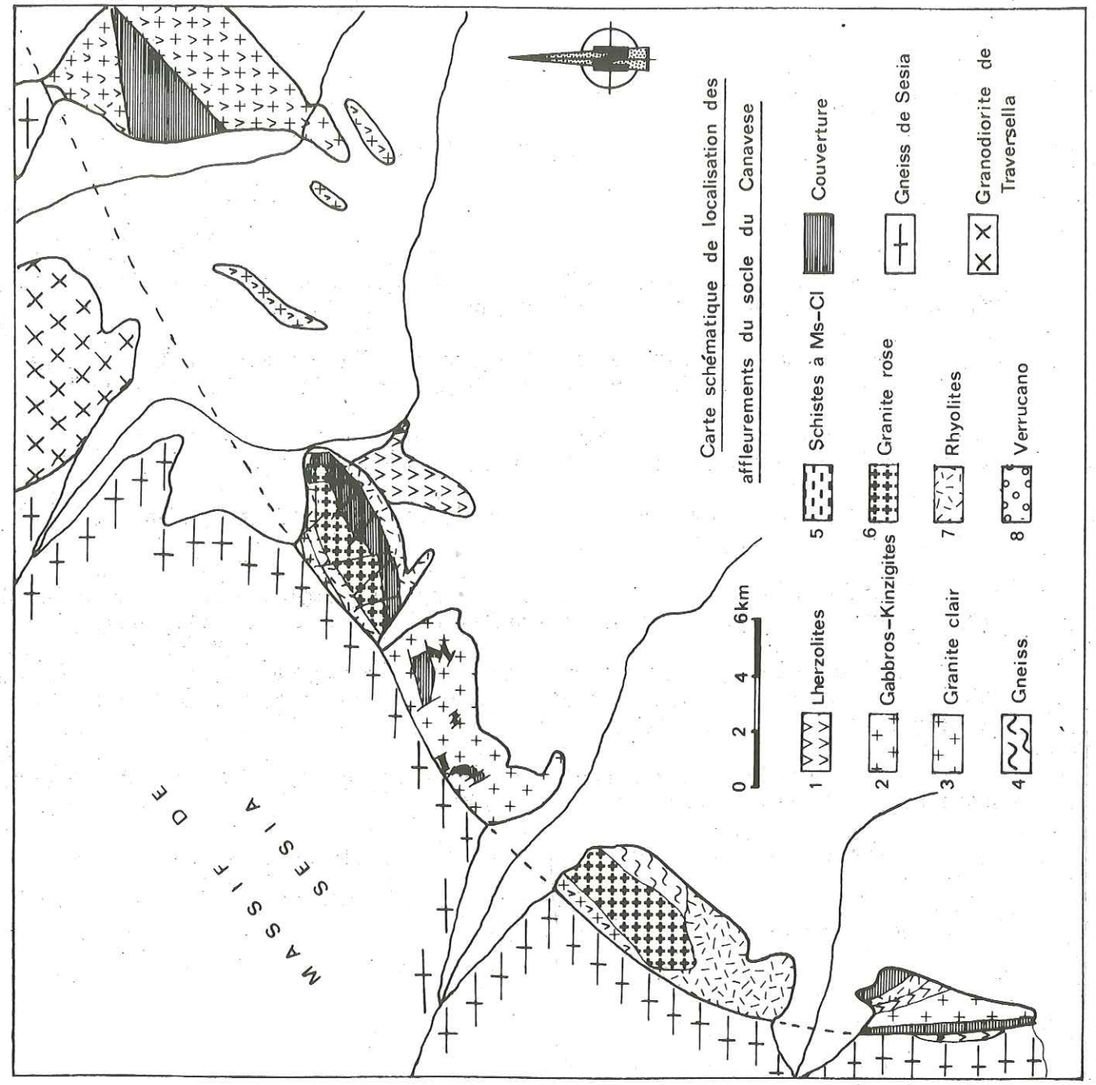
Avant d'entreprendre la description des éléments de la couverture, la plus intéressante pour l'histoire alpine de la région, il nous faut d'abord présenter rapidement les formations du socle car elles ont leur rôle dans les reconstitutions paléogéographiques.

A. LES FORMATIONS DU SOCLE (fig. 9)

I. *Généralités.*

Le socle affleure très largement dans la région et il n'est pas étonnant que celui-ci ait été souvent étudié dès les premiers travaux consacrés à la zone du Canavese. NOVARESE (1929) et FENOGLIO (1929-1933) ont en particulier étudié en détail les formations de ce socle et déjà à leur époque, ils insistaient sur les ressemblances de celui-ci avec celui des Alpes Méridionales toutes proches (Biellese, Luganais...).

Mais si l'appartenance au socle du Canavese des formations telles que granites, rhyolites... ne peut faire aucun doute, il n'en est pas de même pour les roches ultrabasiques de la région (Baldissero, Pesmonte).



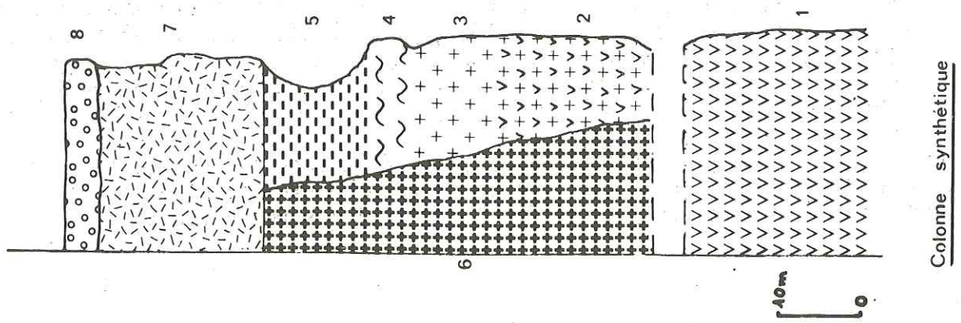


Fig 9 Le socle du Canavese

En effet, faut-il les considérer comme partie intégrante du socle du Canavese (LENSCH, 1966-1968, ETIENNE, 1971) ou au contraire, les relier aux ophiolites piémontaises (ELTER et al., 1966, DEBELMAS, 1975). Ce problème sera discuté, ainsi que celui plus difficile des serpentinites du Torrente Levone.

On comprend aisément que l'altération prononcée de la plupart des roches de cette région ainsi que les très mauvaises conditions d'affleurement aient souvent entrainé des erreurs de diagnostic ou des confusions importantes (surtout lorsque la tectonique a broyé ces roches leur donnant un aspect schistosé).

Nous allons dégager les grands types de formations, notre but n'étant pas une étude exhaustive de ce socle.

II. *Les éléments "insubriens" du socle du Canavese.*

Dans ce premier chapitre, nous décrirons les éléments du socle qui permettent la comparaison avec celui des Alpes Méridionales et plus précisément la partie occidentale de celles-ci au domaine insubrien. Le problème des roches ultrabasiques sera traité à part.

1. Les formations de la zone d'Ivrée.

Sur la carte géologique d'Ivrée à 1/100 000ème, il est fait mention de diorites pour les termes basiques de la série et de kinzigites (d'où le terme de zone diorito-kinzigitique employé également pour désigner la zone d'Ivrée). Ces termes semblent cependant assez mal employés, surtout celui de diorites, car ce sont essentiellement des gabbros métamorphiques qui affleurent (GIRAUD, 1968, ETIENNE, 1971).

a. Localisation.

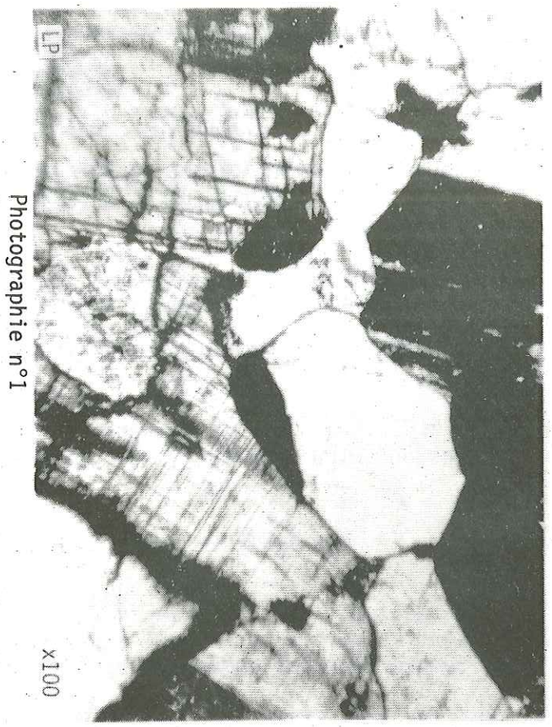
Les roches appartenant à cet ensemble affleurent surtout au NE de la région étudiée, plus particulièrement autour de la ville d'Ivrée.

Décapées et moutonnées par le glacier quaternaire de la Doire Baltée, ces formations se repèrent assez facilement dans le paysage autour d'Ivrée sous l'aspect de collines dénudées aux couleurs rougeâtres très caractéristiques. Vers le SW, aux environs de Baldissero, ces roches disparaissent sous les moraines puis sous les alluvions de la plaine du Po.

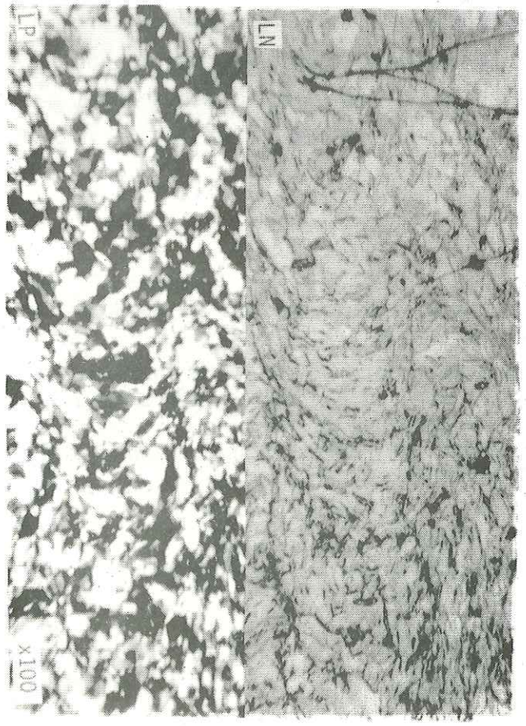
b. Description sommaire.

Des échantillonages en différents points autour d'Ivrée montrent que l'on doit distinguer plusieurs éléments :

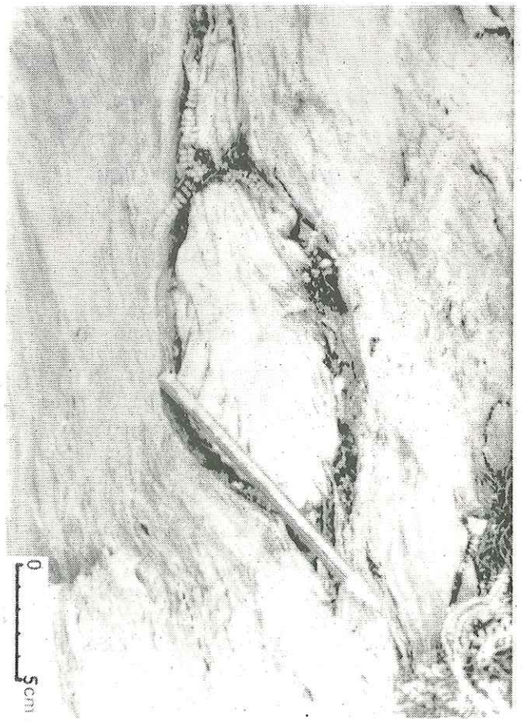
Photographie n°3



Photographie n°1



Photographie n°4



Photographie n°2

LEGENDE DES PHOTOGRAPHIES 1 à 7

Photographies page 26 :

Photo n° 1 : Gabbro de la zone d'Ivrée montrant essentiellement pyroxènes et plagioclases. N D'Ivrée.

Photo n° 2 : Mylonites dans les gabbros. Remarquer l'aspect schistosé de la roche et le gros "porphyroclaste" lui-même schistosé.
Lago Pistono, E de Montalto.

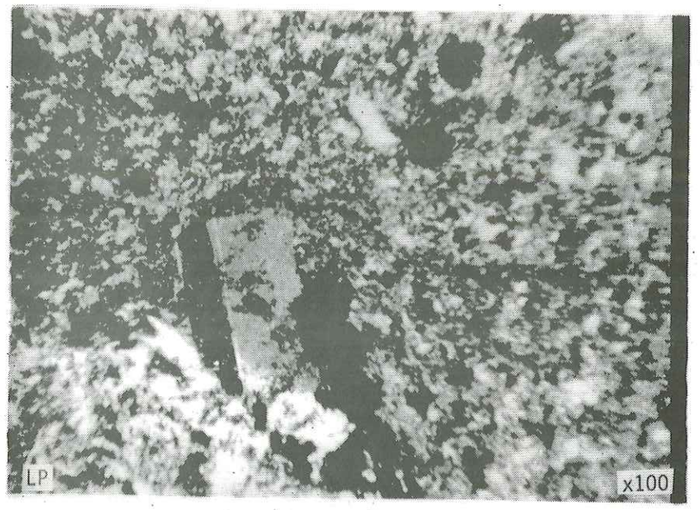
Photo n° 3 : Schistes à Muscovite-Chlorite montrant la première schistosité de flux plissée et l'apparition d'une seconde schistosité de plan axial.
Lago Nero, N de Montalto.

Photo n° 4 : Aspect de ces schistes à Muscovite-Chlorite en lame mince. Les deux schistosités apparaissent bien.
Lago Nero, N de Montalto.

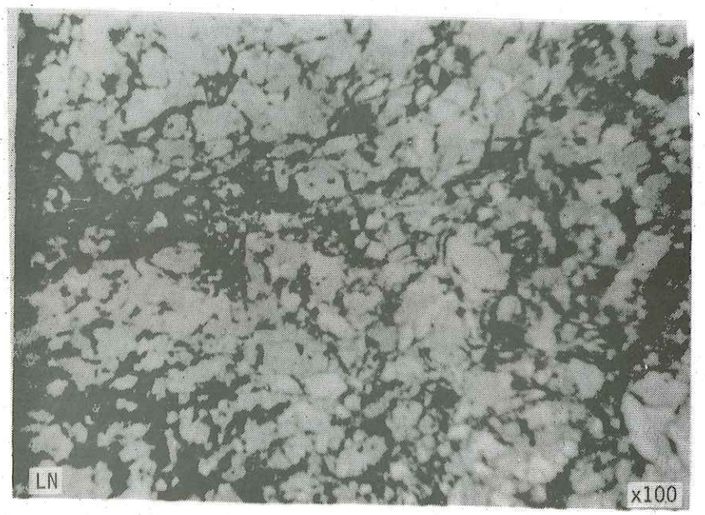
Photographies page 28 :

Photo n° 5 : Rhyolite permienne montrant un phénocristal de plagioclase et le verre finement recristallisé.
E de Montalto.

Photo n° 6 et 7 : Grès arkosique à faciès Verrucano (lumière naturelle et lumière polarisée).
S. Rocco, E de Montalto.



Photographie n°5



Photographie n°6

Photographie n°7

α - des gabbros métamorphiques.

Ces roches à l'affleurement présentent la plupart du temps un litage assez bien marqué avec des lits de couleur et de composition différentes.

En lame mince, la structure orientée des minéraux parallèles à la foliation visible à l'oeil nu se retrouve aisément. Les minéraux sont alors de petite taille avec des structures en pavés très caractéristiques (structure granulitique). Cependant, des structures grenues d'origine probablement magmatiques sont également observables (GIRAUD, 1968, ETIENNE, 1971).

Les minéraux constitutifs de ces gabbros sont (photo 1) :
- plagioclase (bytownite) 50%
- clinopyroxène 15%
- orthopyroxène 15%
- amphibole 15%
- minéraux opaques 5%
- la chlorite n'est pas rare

(Les estimations personnelles sont évidemment données à titre indicatif).

Les termes où la hornblende est abondante et où la biotite apparaît ne sont pas rares.

Pour plus de détails concernant ces gabbros, on se reportera au travail d'ETIENNE (1971) qui en donne une analyse chimique.

Retenons pour l'instant le caractère franchement métamorphique de ces gabbros (à ortho et clinopyroxène).

β - des gneiss à sillimanite, biotite et grenat.

Ces gneiss que l'on peut trouver à Ivrée même (juste sous le chateau par exemple) répondent à la définition stricte des kinzigites. Ils sont très nettement foliés et se présentent interstratifiés dans les gabbros. La foliation peut être légèrement plissée.

Dans la région du Lago Nero au NE de Montalto Dora, BAGGIO (1965) signale la présence de diorites et même de granites clairs comme termes différenciés des gabbros d'Ivrée. Si effectivement, la couleur de ces roches s'éclaircit énormément, il ne semble pas que l'on aille jusqu'à des termes acides, le plagioclase devenant simplement prédominant (jusqu'à atteindre 80%) expliquant le changement de coloration de la roche à l'affleurement.

Cet ensemble de roches (gabbros métamorphiques, gneiss à sillimanite et grenat) appartient au faciès granulite. Elles dériveraient d'une série différenciée métamorphisée dans la catazone (GIRAUD, 1968, CABY et COMES, 1975).

c. Rapports avec l'encaissant.

Ces formations de haut degré métamorphique viennent en contact dans notre région d'étude soit avec les sédiments du Canavese (secteur de Mont-

alto), soit avec le socle non métamorphique du Canavese, soit avec les roches ultrabasiques de Baldissero.

α - Le secteur de Montalto-Borgofranco.

Dans ce secteur, les gabbros métamorphiques viennent en contact directement avec les sédiments du Canavese. Cependant, il n'existe par de rapports primaires normaux entre les sédiments et les roches du socle. Tous les contacts sont extrêmement tectonisés et soulignés par des mylonites d'épaisseur souvent importante (Lago Nero). (photo 2).

Mais au vu de la position du "triangle" sédimentaire constitué par les sédiments du Canavese à l'intérieur des gabbros, on peut tout de même penser que ces gabbros puissent constituer le socle originel sur lequel se sont déposés les sédiments du Canavese (ou tout au moins la partie la plus profonde du socle).Il n'est pas impossible que la partie superficielle de ce socle ait été érodée avant le dépôt des premiers sédiments ; la zone d'Ivrée aurait pu alors jouer comme haut-fond dès la fin de l'époque hercynienne, comme elle le fera plus tard encore à l'époque alpine, v. plus loin).

β - La route Vidracco-Issiglio.

Sur cette route au NE de Baldissero, en partant du pont de la Chiusella au NW de Vistrorio vers Vidracco, on observe, après une centaine de mètresde granites clairs, des passées basiques semblables aux gabbros de la zone d'Ivrée, ici riches en hornblende. L'ensemble de ces granites et gabbros est très tectonisé ; cependant il est assez facile d'observer que ces passées basiques se présentent comme des bouffées à l'intérieur même du granite. On peut affirmer que l'on passe ici graduellement des roches basiques aux gneiss et aux granites.

γ - La coupe du Torrente Chiusella.

Dans le ravin et le lit du Torrente Chiusella, une centaine de mètres en amont du pont de la route Castellamonte-Ivrée, on observe le contact entre les gabbros métamorphiques de la zone d'Ivrée au S et les roches ultrabasiques du massif de Baldissero au N.

Ce contact se fait par l'intermédiaire d'une faille verticale pratiquement N-S. A ce niveau, les gabbros sont mylonitisés et les roches ultrabasiques serpentinisées. Le contact est donc très nettement tectonique. Il n'est donc pas évident qu'il y ait des rapports primaires entre ces deux types de formations. Nous reviendrons sur ces rapports éventuels lors de l'étude des lherzolites du massif de Baldissero.

d. Age.

Ces formations métamorphiques rencontrées dans notre région d'étude se rattachent aisément à l'ensemble des formations du même type qui se développent très largement plus à l'E vers le Lac Majeur pour former la

zone d'Ivrée au sens strict. On peut donc logiquement étendre l'âge de ces dernières à nos formations.

Rappelons que des mesures de datation isotopique (Rb-Sr et isotopes du Pb) ont donné un âge maximum de 1 000 M.a., un âge métamorphique de 310 M.a et un rajeunissement des biotites de 184 M.a (GRAESER et HUNZIKER, 1968).

Il apparaît donc que ces roches hautement métamorphiques font partie du socle ancien (jusque dans le Précambrien). GIRAUD (1968) y voit une série sédimentaire différenciée qui a été métamorphisée pendant l'orogenèse hercynienne dans le faciès granulite. Elles doivent ainsi représenter la base de la croûte terrestre et se sont retrouvées en position haute peut être dès la fin de l'orogenèse hercynienne.

2. Les roches cristallines acides.

Ces roches cristallines sont bien représentées dans l'ensemble de la région du Canavese étudiée à l'exception du secteur de Montalto-Borgofranco. La majorité de celles-ci sont des granites formant le soubassement des secteurs de Levone, de Belmonte, du Bric Filia, de Muriaglio-Issiglio. Quelques gneiss peuvent être associés à ces granites.

a. Les gneiss et granites de la route Vidracco-Issiglio.

Associées aux roches basiques déjà décrites, l'essentiel des roches cristallines dégagées par la coupe de la route est constitué par des gneiss et des granites clairs.

Le passage roches basiques-gneiss a déjà été discuté au chapitre précédent.

A l'affleurement, ces gneiss montrent une foliation très nette marquée par des lits clairs et des lits sombres à biotite. Cette foliation est intensément plissotée.

En lame mince, ces gneiss montrent une association de quartz et de feldspath pour les lits clairs, de biotite, de muscovite et de grenat pour les lits sombres. On peut trouver quelquefois un peu de sillimanite. La chlorite est également souvent présente.

Ces gneiss peuvent être bien individualisés, cependant il existe le long de cette route de nombreux passages nébulitiques, artéritiques jusqu'aux granites francs, clairs à biotite, ayant tous les caractères d'un granite d'anatexie. Le passage entre gneiss et granite avait déjà été noté par BAGGIO (1963) dans le Torrente Chiusella et le T. Piova où se retrouvent ces caractères migmatitiques.

Les granites clairs à biotite à grains fins du même type que celui de la route Vidracco-Issiglio se retrouvent au N du Bric di Muriaglio sur le

bord gauche du Rio Casciner. Ils forment ainsi l'ossature du Bric Figlia. Ce sont eux aussi que l'on trouve dans le secteur de Levone.

Signalons enfin qu'en plus des gneiss migmatitiques associés aux granites blancs à différents endroits, des gneiss à deux micas et à grenat se rencontrent sur le versant S du Belmonte au N de Valperga.

b. les granites roses.

A côté de ces granites blancs à grains fins, dans le secteur du Belmonte et dans celui du Bric di Muriaglio-Truc del Tossico se rencontre un beau granite rose à grains assez gros (0,5 à 0,7mm en moyenne).

L'orthose représente un pourcentage appréciable des minéraux du granite et donne à la roche sa couleur rose caractéristique. La chlorite dans les faciès altérés peut lui donner parfois une couleur verte.

Au microscope, les grains de quartz et feldspath (orthose) représentent dans une proportion à peu près égale la presque totalité des minéraux. La biotite est assez rare.

FENOGLIO (1930) donne des analyses chimiques du granite rose de Belmonte. NOVARESE (1929) et FENOGLIO (1930) ont déjà à leur époque insisté sur les analogies existant entre ces granites roses du Canavese et le granite bien connu de Baveno sur la rive occidentale du Lac Majeur. On trouve en effet, outre l'analogie générale de faciès, dans le granite de Belmonte des mâcles de l'orthose semblables à celles très particulières du granite de Baveno (dites mâcles de Baveno).

c. Age des granites.

Aucune datation n'a été réalisée sur les granites du Canavese. Cependant, par analogie avec le granite de Baveno, il est assez logique d'étendre l'âge de ce dernier aux granites du Canavese. Le granite rose de Baveno a été daté par méthode Rb-Sr et K-Ar de 270 M.a. (JAGER et FAUL, 1959, 1960).

D'autre part, le granite de Baveno est très nettement intrusif dans le socle des Alpes Méridionales du Lac Majeur. C'est un granite intrusif tardif. Ce dernier fait est difficilement démontrable pour les granites du Canavese (à cause, en particulier, de la tectonique alpine), cependant il est probable que l'on puisse étendre également ce résultat aux granites du Canavese.

Nous considèrerons donc que les granites roses du Canavese sont également tardihercyniens et intrusifs dans le socle du Canavese. Quant aux gneiss et granites associés, il est plus logique d'admettre que ceux-ci font partie d'un socle plus ancien (avec les séries métamorphiques de la zone d'Ivrée) qui a subi les effets du métamorphisme hercynien. Cependant, il n'est guère possible d'aller plus loin par la seule analyse de la région concernée du Canavese.

3. Les schistes à Muscovite-Chlorite. (photo 3)

Outre les gneiss dont il vient d'être question, des schistes et quelques gneiss associés ont également subi les effets du métamorphisme hercynien.

a. Localisation.

Ces schistes se rencontrent largement dans le secteur de Montalto, au S du Lago Nero et au N du Lago Pistono longeant l'accident les séparant des gabbros métamorphiques ; on les trouve aussi dans le secteur de Muriaglio-Issiglio et plus particulièrement le long de la route Vidracco-Issiglio en liaison avec les gneiss et granites.

b. Description.

α - Secteur de Montalto.

- les schistes au S du Lago Nero.

Ces schistes ont été déjà décrits par BAGGIO (1965) et AHRENDT (1972).

A l'affleurement, ils se présentent sous l'aspect d'une série d'une centaine de mètres environ de schistes très sombres, noirâtres, luisants à cause de nombreux micas. Ces derniers sont l'expression d'une schistosité de flux bien visible. Localement, ces schistes noirs peuvent passer à des gneiss verdâtres où s'individualisent mieux les lits quartzofeldspathiques.

La schistosité de flux et la foliation sont reprises toutes deux par des plis décimétriques bien marqués (plis le plus souvent en chevrons auxquels s'ajoutent aussi des kinkbands) ; dans le plan axial de ces plis se développe une seconde schistosité, de fracture cette fois.

En lame mince, ces schistes se montrent constitués essentiellement de quartz et d'albite. La schistosité est marquée par de fins lits de muscovite et de chlorite (photo 4). Dans les faciès plus gneissiques, le grenat apparaît fréquemment. La calcite n'est pas rare. Les lits de muscovite-chlorite présentent des ondulations et localement une schistosité de strain-slip, liée à la seconde schistosité de fracture mise en évidence à grande échelle, peut apparaître dans le plan axial des plis.

Ces schistes et gneiss viennent en contact au N (au niveau même du Lago Nero) avec les gabbros métamorphiques qui sont affectés d'une mylonitisation très importante (une pseudo-foliation apparaît dans ces roches sur une cinquantaine de mètres environ). Au S, ces micaschistes sont en contact avec les formations rhyolitiques permiennes également par l'intermédiaire d'une faille.

- au N du Lago Pistono.

A cet endroit, longeant les gabbros métamorphiques, il s'agit plutôt de gneiss, la proportion de quartz étant plus importante. Ils prennent alors des couleurs verdâtres ou brun-verdâtres. Une tectonisation intense montre des niveaux très altérés.

Cependant, en lame mince on retrouve les caractères essentiels des schistes précédemment décrits.

A cet endroit, ces gneiss viennent en contact au S soit avec les gabbros métamorphiques qui sont très mylonitisés, soit avec des calcaires marneux qui présentent parfois les faciès et microfaciès des calcaires à Calpionelles du Tithonique-Berriasien (Maïolica).

Il est intéressant de noter que dans cette région, ces micaschistes et gneiss sont toujours associés aux gabbros (seul socle cristallin de ce secteur) et qu'ils représentent les premiers sédiments sur ce socle.

β - Secteur de Vidracco.

Dans ce secteur, c'est encore la coupe de la route Vidracco-Issiglio qui nous présente le mieux ces schistes à Muscovite-Chlorite.

Ici ils présentent de nombreuses analogies de faciès et de microfaciès avec les schistes sombres. Ils sont impliqués dans des écailles de faible dimension, cependant, il est intéressant de noter l'association de ces micaschistes avec les granites clairs et les rhyolites permiennes.

c. Age de ces schistes.

Le problème de l'âge de ces schistes est important. En effet, FRANCHI (1905) considérait ceux-ci comme appartenant au Permien alors que SPITZ (1919) les rangeait dans le Malm (évidemment sans aucun argument d'ordre paléontologique).

Compte tenu du caractère métamorphique indubitable de ces micaschistes et ne connaissant pas jusqu'alors de formations mésozoïques métamorphisées dans le Canavese, BAGGIO (1965) et AHRENDT (1972) donnent un âge paléozoïque à ces formations (Carbonifère).

On peut en effet trouver des analogies dans le socle des Alpes Méridionales où ce type de métamorphisme à Muscovite-Chlorite n'est pas rare dans les formations du Carbonifère. De plus il n'est certainement pas fortuit de trouver ces schistes associés au socle cristallin du Canavese.

L'âge mésozoïque proposé pour ces schistes est donc peu probable.

4. Les formations volcaniques permiennes.

a. Localisation.

Désignées sous les termes de porphyres quartzifères et porphyres ordinaires, roses, rouges, verts et bruns, de porphyrites, tufs porphyriques stratifiés et schistosés sur la feuille d'Ivrée de la carte géologique d'Italie, ces formations rhyolitiques affleurent très largement dans l'ensemble des trois secteurs où on les retrouve de façon constante.

Ces formations ont été décrites abondamment dans le Canavese par NOVARESE (1929), FENOGLIO (1931), BAGGIO (1963-1965), AHRENDT (1972) ; c'est pourquoi nous ne donnerons que les principales caractéristiques de ces roches volcaniques.

b. Description sommaire.

Il s'agit dans la plupart des cas de rhyolites très recristallisées avec peu de phénocristaux (photo 5).

Ces derniers sont essentiellement des cristaux de quartz (subautomorphes et souvent corrodés), de feldspaths potassiques, de plagioclases montrant quelquefois un zonage assez net. Le verre est très souvent finement recristallisé et présente une quantité assez importante d'oxydes de fer

(jusqu'à 25%). Ces porphyres sont très souvent altérés avec apparition de séricite, calcite, épidote, chlorite et très souvent schistosés également.

A ces porphyres typiques assez pauvres en phénocristaux qui représentent la majorité des formations rhyolitiques sont associés des faciès différents :

+ d'une part, dans le secteur de Vidracco (N du Truc del Tossico) ainsi que dans celui de Levone (SW du Pesmonte), ces rhyolites présentent des structures fluidales très caractéristiques avec par endroits des passées pyroclastiques où les fragments de roche volcanique sont emballés dans une sorte de ciment plus ou moins vitreux faisant penser à des cinérites. Il s'agit dans ce cas de véritables tufs rhyolitiques.
Au N du Truc del Tossico, avec des tufs du même genre, il est possible d'observer aussi des faciès à structure sphérolitique.
+ d'autre part, dans le secteur de Montalto essentiellement, au N du Castello, il existe des niveaux pouvant atteindre une dizaine de mètres de puissance très riches en phénocristaux (quartz, feldspath, plagioclase). Ces faciès riches en phénocristaux sont facilement identifiables sur le terrain à cause de leur teinte beaucoup plus claire (blanc-gris à blanc-rose au lieu de rouge ou vert sombre) et de leur dureté (ils forment une barre en relief dans le paysage).
Cette concentration de phénocristaux qui peuvent atteindre une taille de 1cm donne à la roche un aspect de conglomérat et peut être confondu avec le faciès Verrucano qui affleure aussi dans le secteur. Cependant en lame mince, la forme subautomorphe des cristaux et la présence de verre volcanique ne laisse aucun doute. Ils sont à rapprocher des faciès quartzporphyres décrits par DE SITTER (1949) dans les Alpes bergamasques.

Il est très difficile de chiffrer l'épaisseur de ces formations volcaniques dans la région à cause de la complication tectonique. Cette épaisseur ne doit pas cependant dépasser 100m. D'autre part, les relations entre les divers faciès ne sont pas évidentes non plus.

c. Age.

Ces formations rhyolitiques avec leurs différents faciès sont corrélables avec les formations du même type qui affleurent très largement dans les Alpes Méridionales (Biellese, Luganais...). Elles y sont datées du Permien, âge que l'on peut très facilement étendre aux porphyres du Canavese.

Elles font partie du volcanisme tardi-hercynien qui a intéressé l'ensemble des Alpes Méridionales (DE SITTER, 1949).

5. Les conglomérats et grès à faciès Verrucano.

a. Localisation.

Surtout observables dans le secteur de Montalto, tout autour du chateau, il est possible aussi de trouver ces conglomérats et grès dans le secteur

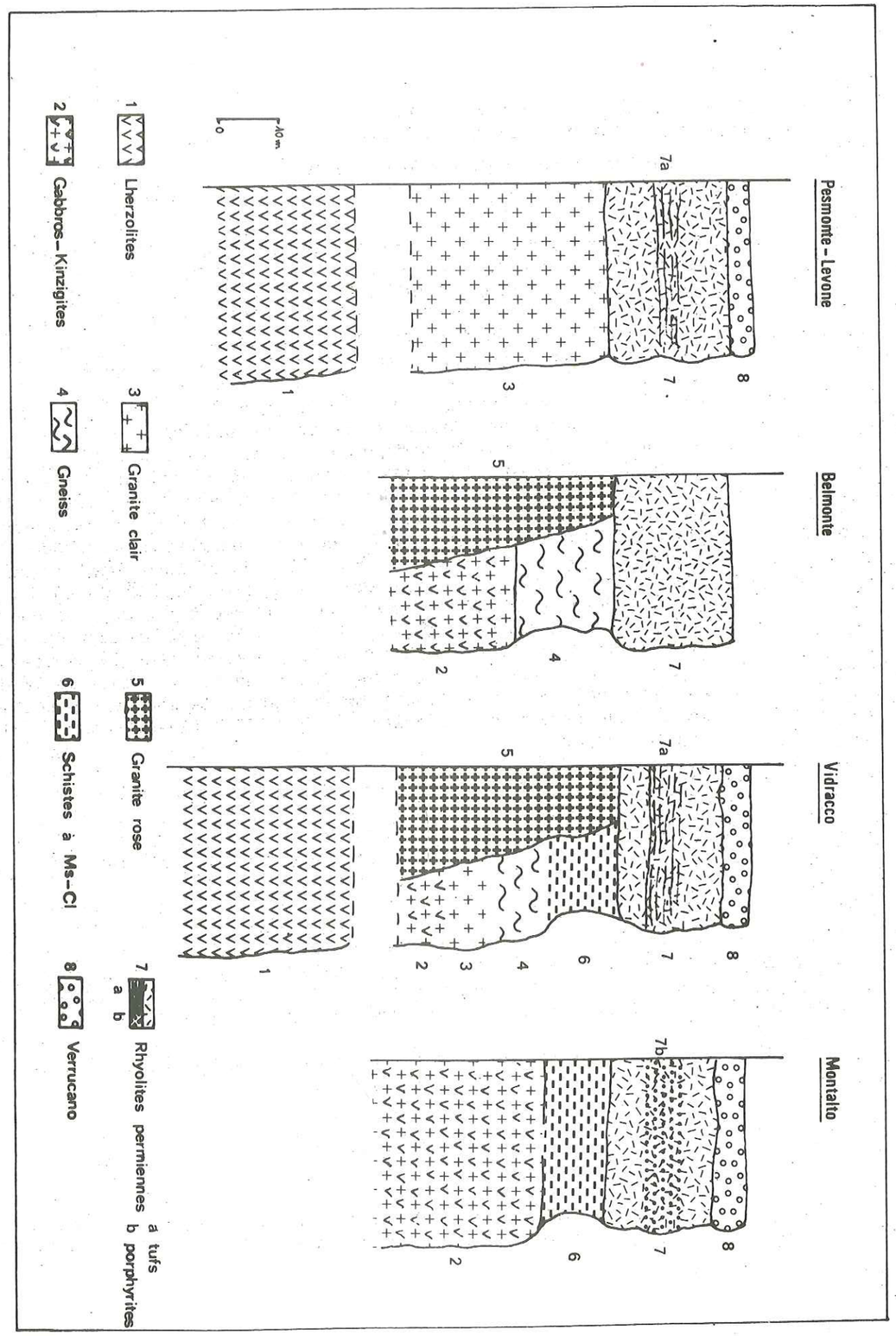


Fig.10 Le socle des différents secteurs du Canavese

de Vidracco-Issiglio (coupe de la route Vidracco-Issiglio) ainsi que dans le secteur de Levone (Crosi di Rivara) où ils forment quelques placages peu épais (5m environ).

b. Description.

A l'affleurement ces conglomérats présentent une couleur rouge lie de vin ou vert-gris assez sombre ; les éléments constitutifs sont en général très grossiers (jusqu'à 5cm de diamètre parfois) sans classement apparent. Cependant, ils peuvent présenter quelquefois un litage assez frustre avec quelques niveaux plus fins et argileux.

En lame mince (photos 6 et 7), ces caractères se confirment, le ciment est très peu abondant avec quelques phyllites, de la chlorite.

Les éléments de ces conglomérats sont variés :

- éléments remaniés de rhyolites pour la majorité d'entre eux.
- morceaux de granite ou de gneiss appartenant au socle.
- grains de quartz, de feldspath, micas isolés autour des éléments les plus gros.

Ces fragments présentent pour la plupart des angles peu arrondis indiquant plutôt un transport assez bref. Il s'agit du démantèlement du soubassement.

c. Age.

Ces conglomérats présentent toutes les caractéristiques du faciès Verrucano. BAGGIO (1965) voit même dans les faciès plus fins et argileux du sommet de la série des équivalents au faciès Servino des Alpes Méridionales.

Ces faciès représentent les premiers dépôts (sans discordance visible dans notre région) après les épisodes volcaniques tardi-hercyniens et sont attribués au Permien supérieur. Ils préfigurent le retour de la mer au Trias.

6. Conclusions.

Après cette étude rapide des formations du socle du Canavese (à l'exception des roches ultrabasiques), il semble important d'insister sur le fait que toutes les formations rencontrées dans le Canavese (fig. 10) ont leur équivalent dans la partie occidentale des Alpes Méridionales (Biellese, Val Sesia, Luganais) (fig. 11), la plus proche du Canavese.

Rien ne permet de différencier au point de vue des formations du socle le Canavese des Alpes Méridionales. Il est certain cependant que l'on ne peut tirer aucun argument pour la paléogéographie "alpine" du Canavese. Remarquons simplement que, comme le socle des Alpes Méridionales, celui du Canavese n'a pas subi de métamorphisme alpin, contrairement au socle du massif de Sesia ou à celui du Grand Paradis. C'est sans doute pourquoi ce socle peut être aussi facilement rattaché à celui des Alpes Méridionales et plus particulièrement au secteur insubrien (= orobique). Ceci est notamment évident pour les formations

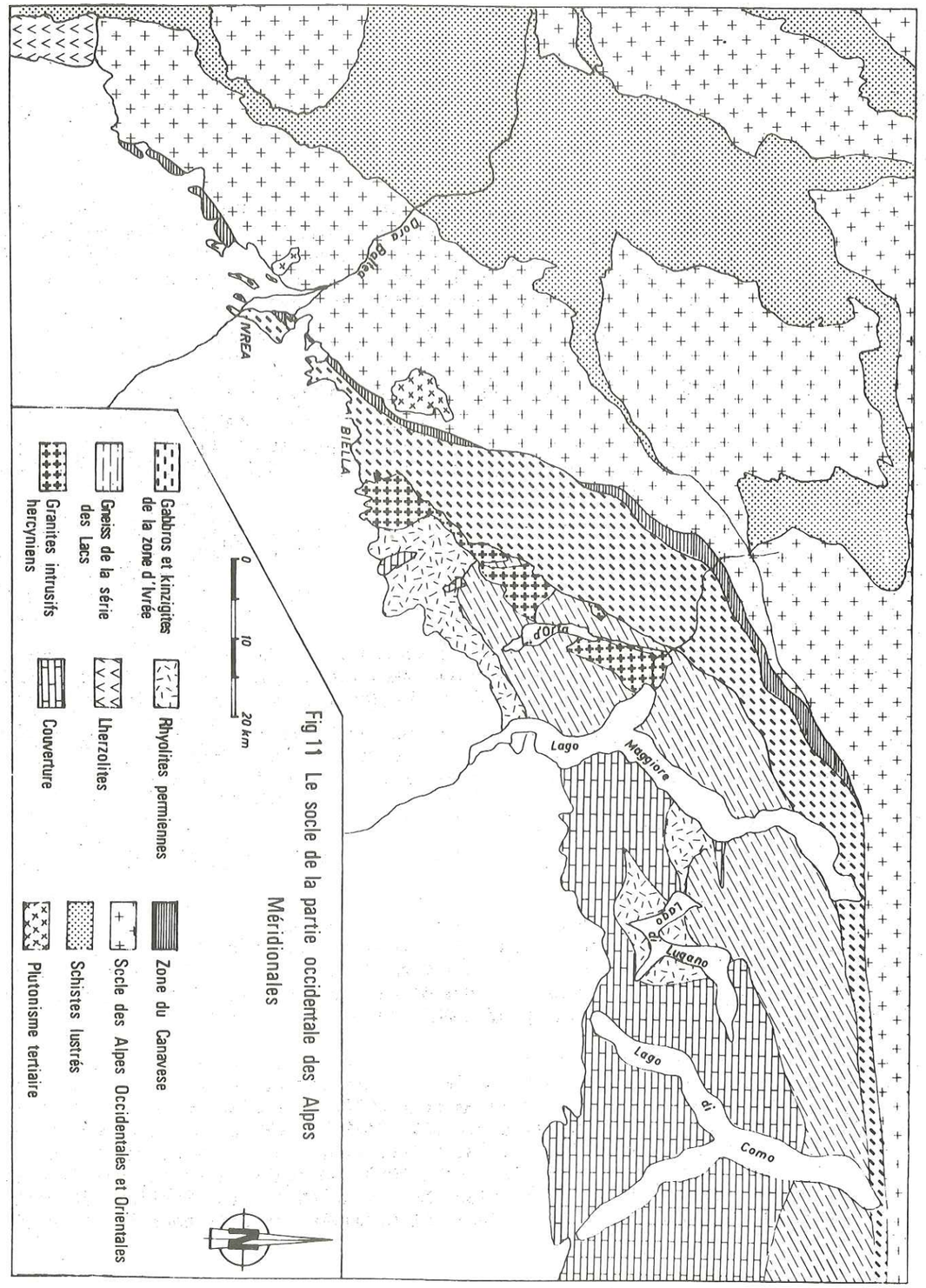


Fig 11 Le socle de la partie occidentale des Alpes Méridionales

catazonales de la zone d'Ivrée, ces dernières ayant pu comme nous l'avons déjà dit se trouver en position haute dès la fin de l'orogenèse hercynienne.

D'autre part, comme l'ont bien montré DAL PIAZ et al. (1972) et CABY et COMES (1975), la partie sommitale de la nappe de la Dent Blanche (dite série de la Valpelline) est à rattacher à ce socle de la zone d'Ivrée ou insubrien (présence de kinzigites sans métamorphisme alpin). La tectonique alpine en est responsable et il faudra rechercher à la limite zone de Sesia - zone d'Ivrée (là où se trouve le Canavese) un élément permettant de comprendre cette superposition. De toute façon, dès à présent, on peut dire qu'un chevauchement important s'est produit à partir de la zone d'Ivrée (le long de la faille insubrienne ?).

III. Les roches ultrabasiques.

1. Généralités.

Plusieurs affleurements de roches ultrabasiques existent dans la région du Canavese (fig. 12) :

- le massif de Baldissero au NE
- le petit massif de Castellamonte
- le massif du Pesmonte à l'W de Rivara
- les affleurements du Torrente Levone.

Ces roches sont très souvent (à l'exception de la plus grande partie du massif de Baldissero) serpentinisées et il est très difficile de retrouver les paragenèses primaires de ces roches.

Les affleurements du Torrente Levone posent de gros problèmes à ce titre. Nous les traiterons à part.

Ces "roches vertes" ont intéressé depuis très longtemps les géologues travaillant dans cette région (ISSEL, 1884, 1891, 1893, TRAVERSO, 1893, NOVARESE, 1929, SANERO, 1931, FENOGLIO, 1933, 1956, BAGGIO, 1963, ELTER et al., 1966, NICOLAS, 1968, LENSCH, 1968, ETIENNE, 1971, NICOLAS et al., 1972, NICOLAS et JACKSON, 1972).

Interprétées souvent comme de vraies ophiolites (ISSEL, 1884, TRAVERSO, 1893, NOVARESE, 1929, ELTER et al., 1966), on considère plutôt aujourd'hui qu'elles n'ont aucun rapport avec les ophiolites piémontaises (LENSCH, 1968, ETIENNE, 1971, NICOLAS et al., 1972).

De ce fait, il est évident que leur âge a été très discuté, mais souvent les auteurs n'ont pas fait de différence entre la mise en place magmatique et la mise en place tectonique de ces roches. Nous reviendrons sur ce problème.

2. La lherzolite rubanée de Baldissero (fig. 13).

a. Situation générale.

Au NE de Castellamonte, le massif de lherzolites de Baldissero forme

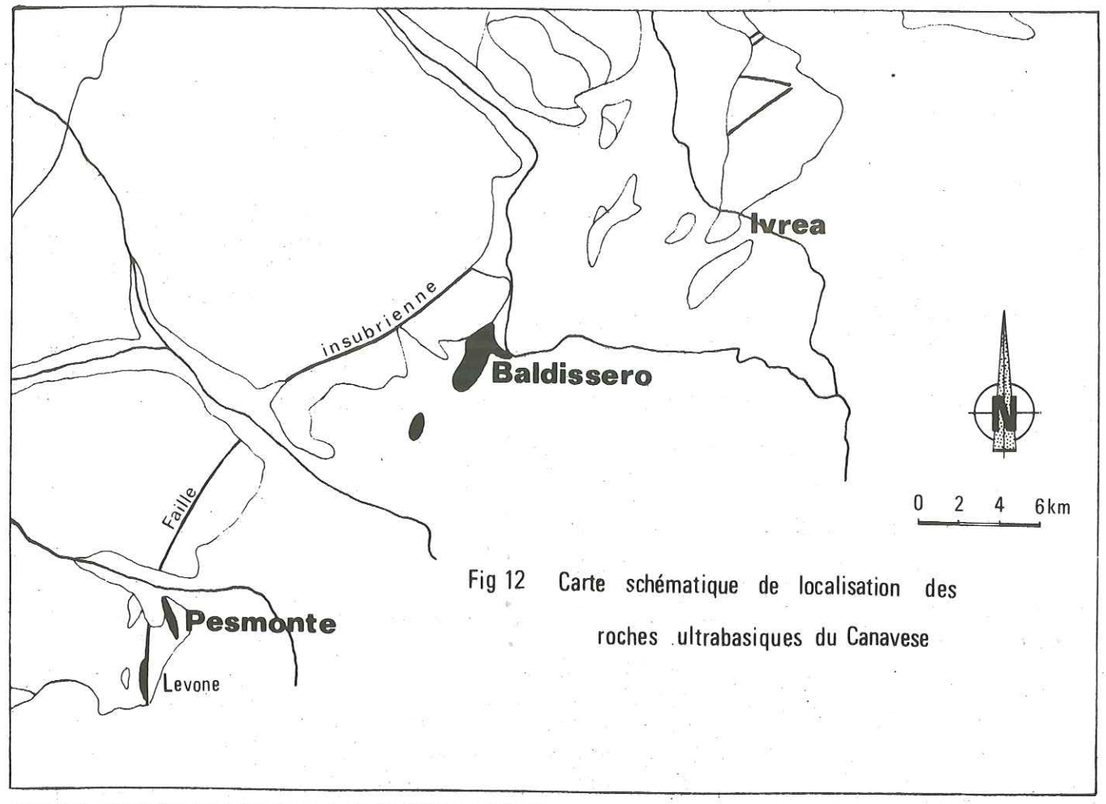


Fig 12 Carte schématique de localisation des roches ultrabasiques du Canavese

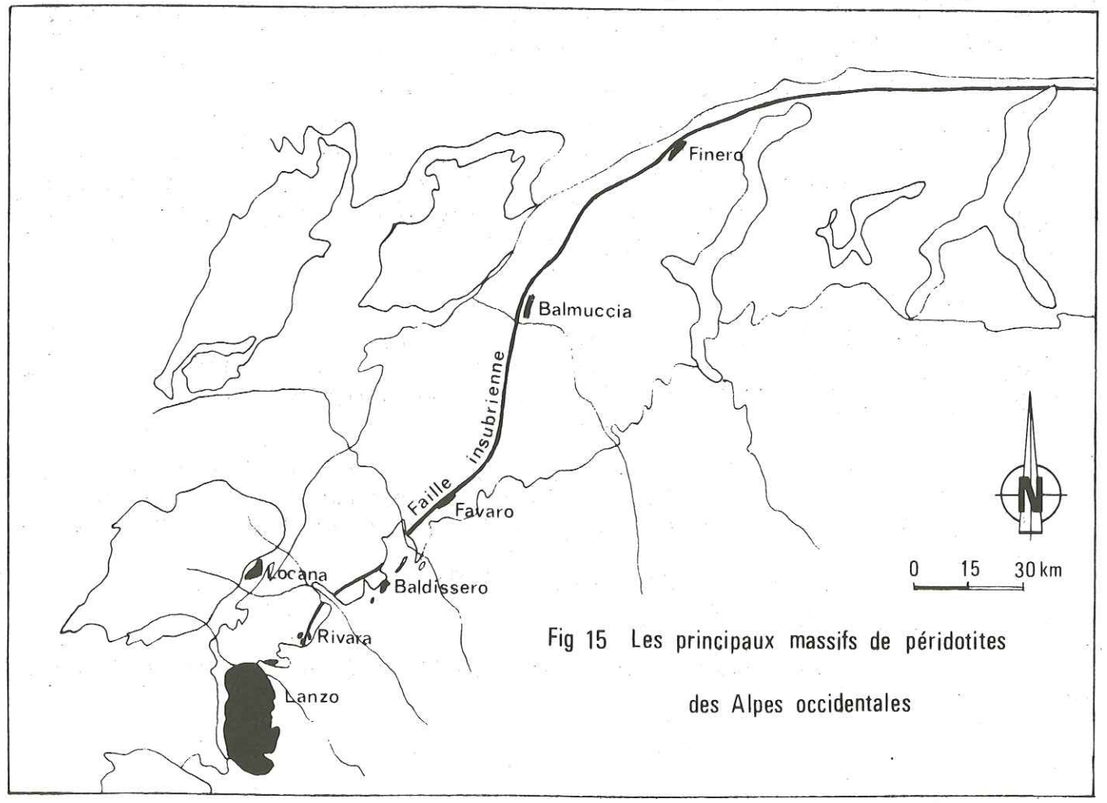


Fig 15 Les principaux massifs de péridotites des Alpes occidentales

grossièrement une ellipse, dont le grand axe sensiblement NE-SW, a environ 3km sur 700m environ de large. Vers le SW, ce massif est prolongé par la petite masse de serpentinites de Castellamonte.

Le massif est placé entre les sédiments et le socle du Canavese au NW et les gabbros de la zone d'Ivrée au SE.

Il a été bien dégagé par l'érosion et forme une petite colline, dont le point culminant est à 572m (Torre Cives), assez indépendante des autres collines du Canavese. Vers l'E, une partie du massif est cachée par une ramification du cordon morainique occidental de la Doire Baltée.

b. Description pétrographique sommaire. (fig. 14b).

La quasi totalité du massif est constituée d'une lherzolite assez fraîche, rubanée. Les serpentinites sont localisées au N du massif autour de la Torre Cives et tout le long du contact avec les formations du Canavese ainsi qu'au S au contact avec les gabbros de la zone d'Ivrée.

Le grain de la lherzolite est moyen (1 à 2mm) avec un allongement et une foliation bien visibles.

A l'oeil nu, on distingue assez facilement :

- l'olivine vert bouteille
- le clinopyroxène vert-bleu (diopside)
- l'orthopyroxène bronze
- le spinelle brun-noir.

Au microscope, ces 4 minéraux formant à eux seuls toute la roche, sont le plus souvent orientés, marquant ainsi la foliation visible à l'affleurement avec parfois de plus gros cristaux de clinopyroxène.

En moyenne, on retrouve :

- olivine 50 à 55%
- clinopyroxène : diopside 10 à 15%
- orthopyroxène : enstatite 25 à 30%
- spinelle 5 à 10%.

ETIENNE (1971) donne une analyse chimique d'un échantillon de cette lherzolite.

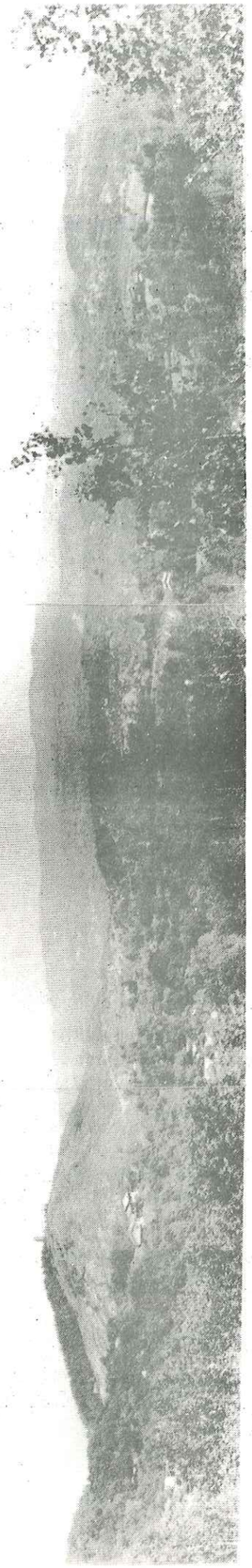
Si la majorité du massif est constituée de cette lherzolite, on trouve cependant des variations de détail, notamment une diminution de la teneur en pyroxènes (on tend alors vers le pôle harzburgitique) sans tenir compte du rubanement dont nous allons parler.

D'autre part, l'ensemble du massif est recoupé par de très nombreux filons de pyroxénites variées avec souvent de très gros pyroxènes (jusqu'à 3 à 4cm).

Pour plus de détails concernant la pétrographie et la géochimie de ces lherzolites voir ETIENNE (1971) et NICOLAS (1968).

c. Le rubanement (fig. 14a).

Celui-ci se marque sur le terrain par des lits de 5 à 10cm de moyenne de couleur et de dureté (en général plus durs et légèrement en relief) différents de l'ensemble de la lherzolite générale.



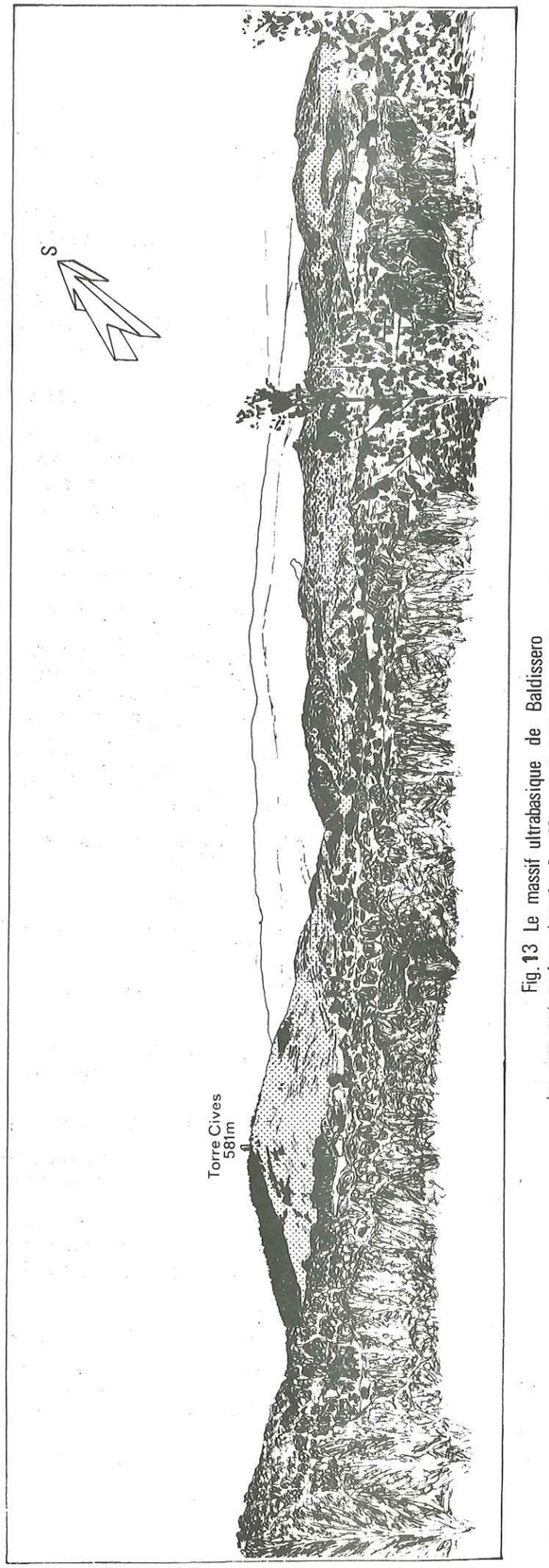
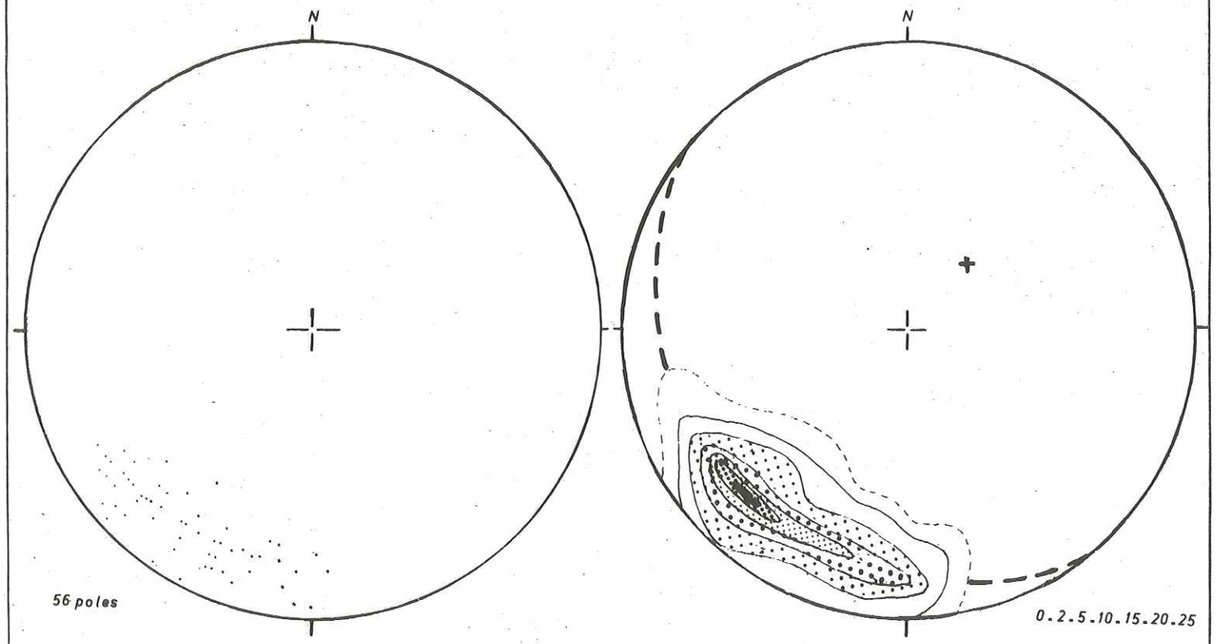


Fig. 13 Le massif ultrabasique de Baldissero
La vue est prise depuis le flanc méridional du Monte Cambrere.

Fig 14 Les lherzolites rubanées de Baldissero

a. Le rubanement à l'affleurement

b. La lherzolite en lame mince



c. Diagrammes des pôles de plans de rubanement

Il correspond à des variations dans la composition chimique et minéralogique de la lherzolite. En effet dans ces lits la proportion de l'olivine diminue très fortement (jusqu'à devenir nulle) alors que celle des pyroxènes augmente.

Des mesures de la direction et du pendage des plans de rubanement montre que celui-ci est assez constant dans l'ensemble du massif (fig. 14c). Les mesures réalisées sont assez proches de celles données par ETIENNE.

On peut observer un maximum pour le plan de rubanement aux alentours de :

135-140 NE 65-70

Les pôles des plans de rubanement sont légèrement dispersés dans un plan ayant pour pôle π : *48 NE 68*. Cette dispersion est l'indice d'un plissement de ces plans de rubanement, pli dont l'axe est le pôle π.

ETIENNE (1971) pense que cette dispersion des pôles de plan de rubanement correspond à un plissement isoclinal profond. D'autres traces de déformation du plan de rubanement sont également visibles sur le terrain et sont à relier à une déformation souple tardive et dans des conditions superficielles.

D'autre part, dans le Torrente Chiusella, la valeur du plan de rubanement passe à :

140 SW 60

Donc du N au S du massif, le pendage général du plan de rubanement s'inverse.

Parallèlement au rubanement, on peut observer dans la lherzolite une foliation marquée par les minéraux tels que spinelle et clinopyroxène.

Signalons enfin que le massif dans son ensemble est découpé par un réseau de failles décrochantes et normales que l'on peut rattacher aux systèmes de failles affectant la région du Canavese (voir chapitre Tectonique).

d. les relations du massif de Baldissero avec son encaissant.

α - Rapport avec les formations du Canavese au N.

La lherzolite de Baldissero vient en contact au N avec les formations rhyolitiques permiennes par l'intermédiaire d'une zone serpentinisée (50 à 60m de puissance).

Malheureusement, le contact proprement dit entre les serpentinites et les rhyolites n'est jamais observable (caché par les dépôts superficiels).

Cependant, l'épaisse couche de serpentine suggère fortement un rapport tectonique entre ces deux types de formations comme l'ont souligné BAGGIO (1963) et ETIENNE (1971).

Ce conctact tectonique (N 30 environ) est sensiblement parallèle au grand axe de l'ellipse formée par le massif de lherzolite ainsi qu'à la

faille du Canavese qui sépare les formations du Canavese des gneiss du massif de Sesia.

D'autre part, dans la couche de serpentine, on observe de nombreuses zones broyées, laminées également sensiblement parallèles au contact majeur. Ces zones laminées ont un plongement vers le N assez fort (60-70°). Aussi avec BAGGIO (1963) nous pour opterons pour le plongement du contact entre le massif et les rhyolites, un plongement vers le N (ce contact serait alors en conformité avec d'autres contacts observés plus au N, voir chapitre Tectonique).

β - Rapport avec les gabbros de la zone d'Ivrée.

Comme nous l'avons déjà souligné lors de l'étude de ces gabbros, le contact qui existe dans le Torrente Chiusella est une faille pratiquement N-S marquée par quelques mètres de serpentine et de mylonites.

Il est donc impossible de connaître les rapports primaires qui ont pu exister entre ces deux formations.

Cependant LENSCH (1968) et ETIENNE (1971) ne considèrent pas comme impossible un rapport normal, comme cela a déjà été montré pour les lherzolites de Finero (au NE de la zone d'Ivrée, LENSCH, 1968).

Cela serait alors un argument important pour la signification de ces lherzolites (voir plus loin).

3. Les serpentinites du Pesmonte (= Pedimonte).

Ce petit massif entièrement serpentinisé affleure à l'W de Rivara. Aucune structure primaire ne peut y être observée à cause de la serpentinisation qui affecte l'ensemble du massif.

Quelques études anciennes ont porté sur ce massif en particulier (ISSEL, 1884, ŒNOGLIO, 1933), mais malgré les analogies qui ont pu être trouvées avec le massif de Baldissero, les discussions quant à la signification et à l'âge de ce massif restent importantes.

En effet, si en 1966 ELTER et al. considéraient à la suite de NOVARESE (1929) ce massif comme un témoin d'ophiolites du Canavese, il semble que cette hypothèse doive être abandonnée.

D'une part, la position tectonique du massif du Pesmonte ne semble pas en faveur de cette hypothèse. En effet, sa position est celle d'une écaille entre des granites au N (qu'elle chevauche d'ailleurs) et des rhyolites au S, donc à l'intérieur d'un socle bien "continental".

Cependant, on observe à l'intérieur même des serpentinites de petites écailles de marnes à Radiolaires. C'est pourquoi, ELTER et al. (1966) considéraient ces serpentinites comme de vraies ophiolites en comparaison de l'association classique ophiolites-radiolarites de Ligurie. Mais cette relation est ici purement tectonique, ce qui a conduit BAGGIO (1963) à proposer un âge paléozoïque pour ces serpentinites.

Il est certain que si ces roches ultrabasiques ont pu être en partie "remontées" avant l'époque alpine, la fin de leur mise en place tectonique est due à l'orogenèse alpine.

D'autre part, NICOLAS (1968) considère ce petit massif comme lié génétiquement au massif de lherzolites et de norites qui affleure quelques km au N du Pesmonte au-delà de la faille du Canavese à l'intérieur des gneiss de Sesia. Ces roches ultrabasiques feraient partie du même cortège de roches qui se sont mises en place le long de la faille insubrienne.

Il nous semble qu'il faut se ranger à cette seconde hypothèse et considérer les serpentinites du Pesmonte comme faisant partie du soubassement du Canavese au même titre que les lherzolites de Baldissero et non pas comme des ophiolites mésozoïques.

4. Les écailles de serpentinites du Torrente Levone.

Dans le lit du Torrente Levone au SW de la région étudiée, environ deux cents mètres en amont des carrières de Trias dolomitique de Levone, affleurent des serpentinites déjà signalées par NOVARESE (1929), BAGGIO (1963) et ELTER et al. (1966).

Il s'agit de petites écailles d'assez faible puissance qui jalonnent la faille du Canavese et séparent les sédiments du Canavese des gneiss du massif de Sesia.

Dans le Torrente Levone ces roches prennent un aspect particulier. En effet, sur la masse vert sombre des serpentines se dégagent des taches blanches de 5mm à 1cm de diamètre qui font penser au premier abord à de gros plagioclases d'un gabbro altéré. Mais une étude plus fine en lame mince montre que ces grosses taches blanches sont des restes de pyroxènes à l'intérieur d'une trame de serpentine. Je n'ai jamais trouvé de plagioclases qui pourraient faire penser aux gabbros saussuritisés signalés par ELTER et al. (1966).

Il semblerait qu'il s'agisse plutôt de roches ultrabasiques serpentinisées.

Cependant le problème n'est pas aussi simple, car d'une part, ELTER et al. (1966) signalent des radiolarites associées à ces serpentinites et d'autre part BAGGIO (1963) indique la présence de chloritoschistes et d'épidotites.

En fait, ces serpentinites font suite à une série de calcschistes très recristallisés et à des niveaux peu épais de schistes siliceux à caractères métamorphiques très nets (chloritoschistes, micaschistes à actinote) qui pourraient représenter des faciès métamorphiques de radiolarites.

L'éventualité d'ophiolites mésozoïques n'est donc pas à écarter à priori. Ce problème sera à nouveau repris plus loin lors de l'étude plus complète des schistes de Levone.

5. Conclusions.

Il faut essayer de relier maintenant le problème des roches ultrabasiques du Canavese au problème plus général des roches ultrabasiques des Alpes occidentales et orientales.

D'une part, la carte de répartition des roches ultrabasiques des Alpes Occidentales (fig. 15) montre que tous ces affleurements se trouvent au long de la ligne insubrienne, accident majeur des Alpes.

Il faut donc rechercher là une explication dans le jeu de cette faille pour la mise en place des lherzolites des Alpes et en particulier celles du Canavese.

D'autre part, si la relation avec les formations catazonales de la zone d'Ivrée n'est pas démontrée en ce qui concerne les lherzolites du Canavese (quoique très probable) il semble qu'il en soit le cas pour des péridotites comme celles de Finero (LENSCH, 1968). Rappelons que les formations de la zone d'Ivrée sont interprétées comme faisant partie de la base de la croûte des Alpes Méridionales. Ceci est appuyé par l'âge de formation de ces péridotites qui pourrait être précambrien.

Ces considérations, ainsi que les différences au point de vue géochimique entre ces lherzolites et les roches ultrabasiques associées aux ophiolites vraies (mésozoïques) notées par NICOLAS et al. (1972) conduisent à envisager plus raisonnablement que ces lherzolites représentent la partie supérieure du manteau sous-continental associé à la base de la croûte.

Ainsi s'expliqueraient aisément :

- d'une part les âges obtenus sur ces lherzolites. En effet, ces âges nous donneraient l'âge de mise en place magmatique des lherzolites à la base de la croûte, alors que l'âge de mise en place tectonique de ces massifs est alpin (ou tout au moins la dernière partie de cette mise en place tectonique. Il n'est pas exclu en effet que comme pour la zone d'Ivrée, une partie de cette remontée ait pu se produire dès l'orogenèse hercynienne).

- d'autre part les profils gravimétriques et sismiques obtenus dans la région d'Ivrée faisant apparaître la présence d'un corps "lourd" plongeant vers le S (cf. fig. 5).

Ce problème de la mise en place des lherzolites sera repris à propos de la faille insubrienne et dans un cadre plus général.

Néanmoins, il nous faut admettre que ces lherzolites font partie du socle du Canavese et plus globalement du socle des Alpes Méridionales au même titre que les gabbros métamorphiques ou les rhyolites décrits dans le Canavese.

Il reste cependant la possibilité d'ophiolites serpentinisées mésozoïques pour le Torrente Levone (voir plus loin).

-=-=-=-=-

B. LES TEMOINS DE LA COUVERTURE LOMBARDE

I. Généralités

A l'inverse du socle qui affleure très largement dans la région, les éléments de la couverture sédimentaire qui se trouvait sur le socle sont au contraire très épars.

En général, ces éléments de couverture se rencontrent à l'intérieur d'écailles ou séparés les uns des autres par des failles ou des accidents. Les rapports entre les différentes formations ne sont alors pas faciles à reconnaître.

D'autre part, la tectonique (mais aussi peut-être des conditions paléogéographiques particulières) a contribué à réduire fortement les affleurements de la série mésozoïque du Canavese. Seuls quelques témoins assez limités permettent une étude de celle-ci.

Dans ces conditions, il est évident que les problèmes d'abord de datation, puis de corrélation entre les différents affleurements ne sont pas faciles à résoudre, d'autant plus que la tectonique a provoqué un écrasement et une recristallisation ne favorisant pas une bonne conservation de la microfaune.

Ceci explique que malgré de nombreuses études sur la région (ISSEL, 1893, SPITZ, 1919, NOVARESE, 1929, BAGGIO, 1963-1965, STURANI, 1964, ELTER et al., 1966, AHRENDT, 1972), les séries de couverture du Canavese sont encore assez mal connues.

Il a fallu par exemple attendre 1964 pour dater de façon assez précise une partie du Lias avec la découverte d'une Ammonite (*Metophioceras* cf. *gracile*) par STURANI et attendre 1965 que BAGGIO découvre les premières Calpionelles pour trouver des terrains du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur dans la région.

Il va de soi que les reconstitutions paléogéographiques intégrant le Canavese ne peuvent être d'une grande précision, des datations plus fines étant nécessaires (sans parler du problème des ophiolites).

Les termes de la série de couverture dans la région du Canavese débutent avec le Trias et se poursuivent jusqu'au Crétacé inférieur[x]. Cependant, la série n'est jamais continue et le premier terme trouvé sur le socle n'est pas toujours le Trias.

---

[x]Rappelons que dans le reste de la zone du Canavese, vers le Lac Majeur, seul le Trias affleure.

II. Le passage du socle à la couverture.

En effet, le premier dépôt attendu après le socle est le Trias. Celui-ci existe bien en certains endroits où il représente un faciès de transgression, comme l'avait noté BAGGIO (1965). Mais comme nous le verrons, il n'est pas évident que la série triasique soit complète, la base pouvant manquer.

Même si le Trias s'est déposé dans toute la région, il est certain (série du Torrente Levone) que les brèches attribuées au Lias reposent directement sur le socle et que le Trias a été, au moins à cet endroit, érodé avant le dépôt des brèches[x].

Dans le secteur du Bric Figlia, les premiers sédiments observables sur le socle (granite clair du Bric Figlia), sont toujours les marnocalcaires à Radiolaires de faciès Rosso à Aptychus du Jurassique. Aucun terme antérieur à cette formation ne peut se trouver dans ce secteur.

La tectonique a pu jouer un rôle dans cet état de fait, les formations à Radiolaires pouvant constituer un très bon niveau de décollement. Ceci est d'autant plus vrai que tous les contacts observables sont tectonisés et que la déformation des séries est assez importante (voir chapitre Tectonique).

Mais le contact de ces "radiolarites" sur le granite est toujours marqué par des brèches grossières pouvant atteindre 1m de puissance à éléments de granite. Celles-ci présentent évidemment des traces de tectonisation, cependant il est sûr qu'elles remanient du granite et qu'elles sont d'origine sédimentaire.

On retire ainsi l'impression qu'une certaine lacune peut exister entre le socle et les premiers sédiments mésozoïques, lacune qui est plus ou moins importante selon les endroits. La position paléogéographique du Canavese est de ce fait tout à fait singulière.

III. Description de la série mésozoïque.

I. LE TRIAS

Le Trias, bien que très mal daté, a été une des premières formations

---

[x]en fait, le problème est plus complexe car il faut faire intervenir une tectonique synsédimentaire au Lias.

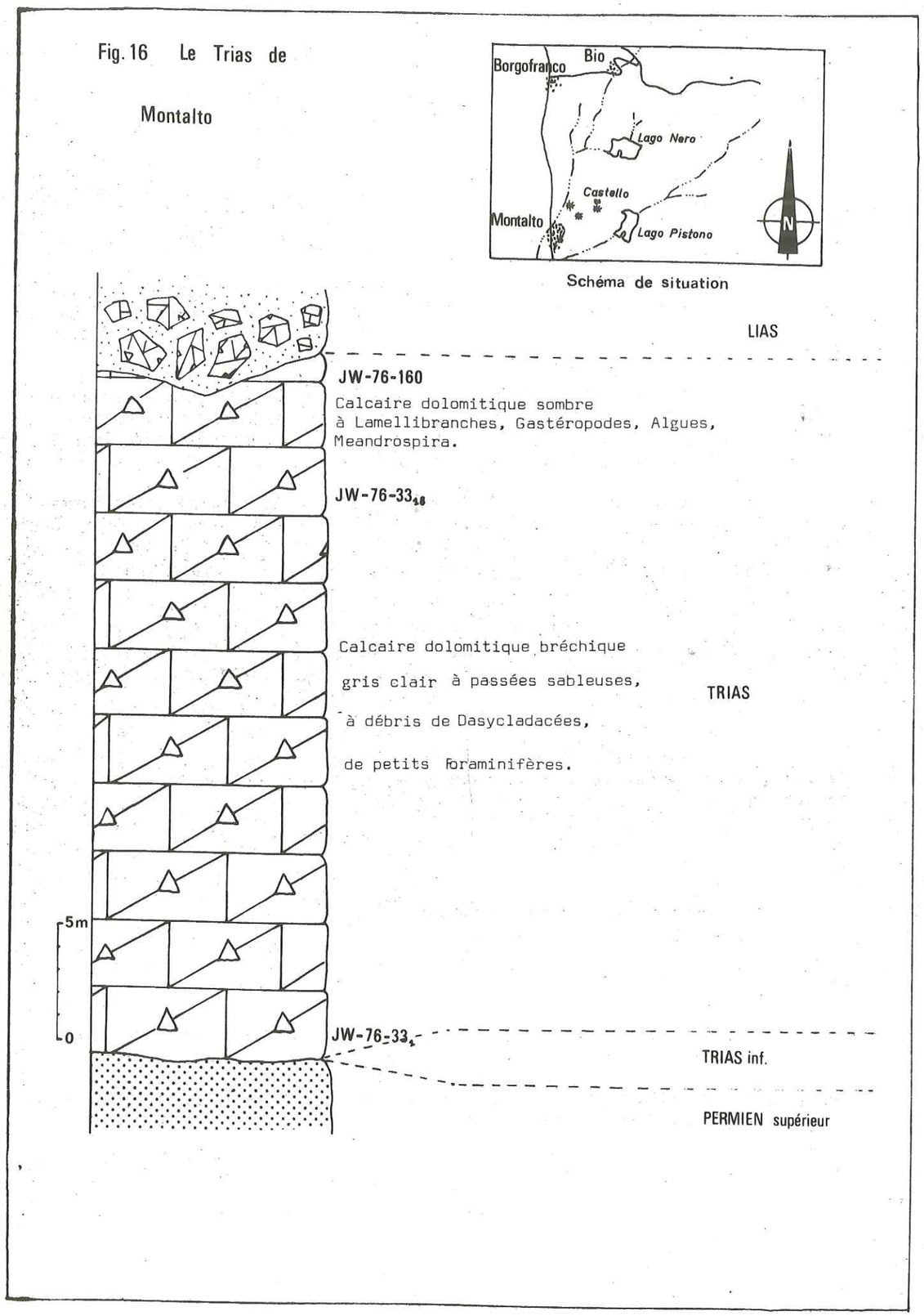


Fig. 16 Le Trias de Montalto

reconnues avec certitude dans le Canavese (ISSEL, 1893). Le caractère dolomitique et la ressemblance avec le Trias des Alpes Méridionales y sont pour une large part.

a. Localisation des affleurements.

Si le Trias manque totalement dans le secteur du Bric Figlia, celui-ci se retrouve sur l'ensemble des autres secteurs à la faveur d'écailles qui le font affleurer (carrières de Levone, carrières de Vidracco, de Lessolo, de Montalto).

Etant à peu près la seule source de chaux dans la région (avec les calcaires à Calpionelles), les calcaires dolomitiques du Trias ont été très activement exploités.

Nous les décrirons dans la région de Montalto où ils affleurent le mieux.

b. les calcaires triasiques autour du Castello de Montalto (fig. 16).

Ces calcaires sont mis en évidence dans la carrière en exploitation de Montalto, mais affleurent aussi largement à côté de la chapelle S. Rocco, sous le château de Montalto et au N de celui-ci.

α - aspect à l'affleurement.

On peut, dans les masses de calcaires assez homogènes de la carrière et sous le chateau distinguer grossièrement deux faciès :

- à la base, une vingtaine de m. de calcaires gris blancs qui paraissent très homogènes avec des nuances rosées ou orangées par endroits. Mais à la cassure ils se montrent formés de nombreux éléments plus sombresse détachant bien sur le reste du calcaire. Ils atteignent une taille moyenne de 3 à 5cm. Ils sont formés également d'un calcaire très fin et sont en général peu usés ; la matrice est peu importante. De nombreuses fractures postérieures remplies de calcite blanche d'origine tectonique accentuent l'aspect bréchique de ce calcaire.
- au sommet (5m environ) des calcaires très sombres noirâtres nettement moins bréchiques.

β - en lame mince[x].

La différence déjà notée à l'affleurement se retrouve en lame mince :

- les calcaires brèchiques clairs :
Il s'agit d'une boue micritique assez finement litée avec des passées

[x] Je tiens à remercier Monsieur P. CROS qui a examiné quelques-unes de mes lames minces.

légèrement sableuses. Les éléments de la brèche sont plus sombres, mais sont constitués d'un matériel presqu'identique à celui de la matrice. Ces éléments sont très peu émoussés. La fracturation a dû s'effectuer pratiquement sur place à partir du sédiment qui venait de se déposer. Les grains constituant les éléments clastiques sont fracturés sur le bord des éléments, ce qui indique une certaine induration avant la fracturation. Des traces de bioturbation peuvent être mises en évidence.
A l'intérieur des éléments, des filaments très fins faisant penser à des Algues filamenteuses peuvent être observés. Ces filaments sont associés à de tout petits Foraminifères. D'autre part, dans la matrice, avec de petits Foraminifères, des restes de Dasycladacées (de petite forme, mais indéterminable) sont aussi reconnaissables. Des traces de Dasycladacées avaient déjà été signalées par ISSEL (1893).
Tous ces caractères font penser à un dépôt sous très faible tranche d'eau (dépôt de matte algaire par exemple) avec fracturation du sédiment déposé entre les fragments d'Algues lors d'épisodes de dessication ou par bioturbation. Ce sont des dépôts assez proches du rivage sans arrivée importante de détritiques. Ils diffèrent en cela de l'ensemble des sédiments dolomitiques trouvés plus à l'E (Luganais...) qui sont très généralement des dépôts de mer un peu plus franche.
Dans nos calcaires, le pourcentage de dolomite reste assez faible (de 20 à 50%), très souvent liée aux fractures et toujours secondaire. Aucun élément paléontologique certain ne permet de dater avec précision ce premier faciès du Trias.

- les calcaires dolomitiques sombres.

Il s'agit toujours d'une boue micritique beaucoup plus grossière avec des bioclastes plus nombreux. La couleur plus sombre de ce faciès peut s'expliquer par une plus grande abondance de la matière organique. Le pourcentage de dolomite y est aussi plus important.
On trouve : (éch. JW 76-160)

- des débris d'Algues, de Gastéropodes, de Lamellibranches.
- des Foraminifères : *Glomospirella (?)*
  Meandrospira (?)

il s'agit d'un dépôt très peu différent du précédent plus grossier, moins brèchique toujours probablement sous très faible tranche d'eau.

c. Les carrières de Lessolo et Vidracco.

Dans ces deux carrières affleurent essentiellement des calcaires brèchiques gris clairs du même type que ceux décrits dans le secteur de Montalto.

d. La carrière de Levone.

Les calcaires y ont été très activement exploités et il ne reste plus que quelques petits fragments de la petite lame (20-30m) de calcaires dolomitiques.

Ces calcaires sont beaucoup plus dolomitisés que ceux de Montalto, sombres avec de très nombreuses fentes remplies de calcite blanche. La dolomitisation est, semble-t-il, secondaire et a entrainé une recristallisation presque complète. Ces dolomies ressemblent plus au deuxième faciès de Montalto.

Aucun élément paléontologique ne permet une datation de ces niveaux. Il est ainsi difficile de faire des corrélations dans le Canavese.

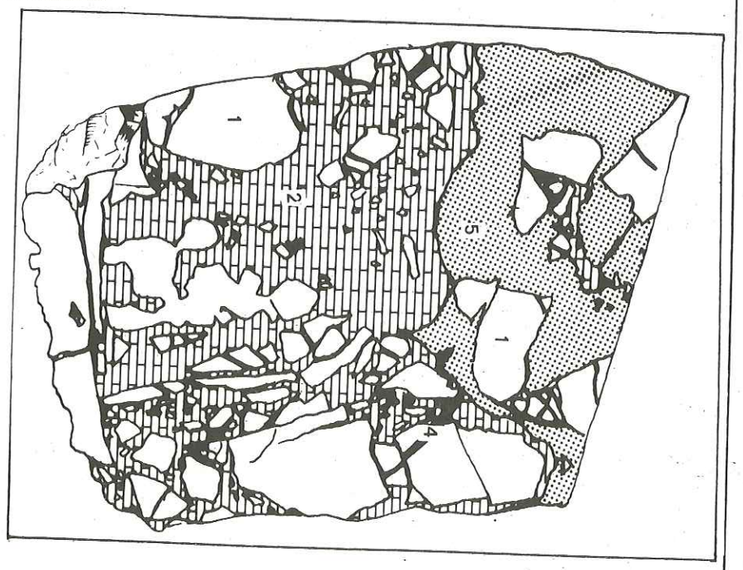
e. Conclusion.

Depuis ISSEL (1893), ces calcaires plus ou moins dolomitiques sont attribués au Trias. D'après NOVARESE (1929) et PARONA (1924), ils représentent le Trias moyen. Pour ELTER et al. (1966), ces calcaires sont l'équivalent des dolomies aniso-ladiniennes de San Salvatore du Luganais. AHRENDT (1972) considère plutôt qu'il s'agit du Trias supérieur (Hauptdolomit). BAGGIO (1965) voit même dans les deux termes de la série des éléments Aniso-ladinien, Carnien, Norien et Rhétien, sans cependant apporter de justification paléontologique. La découverte de *Meandrospira* peut militer pour un âge Aniso-ladinien.

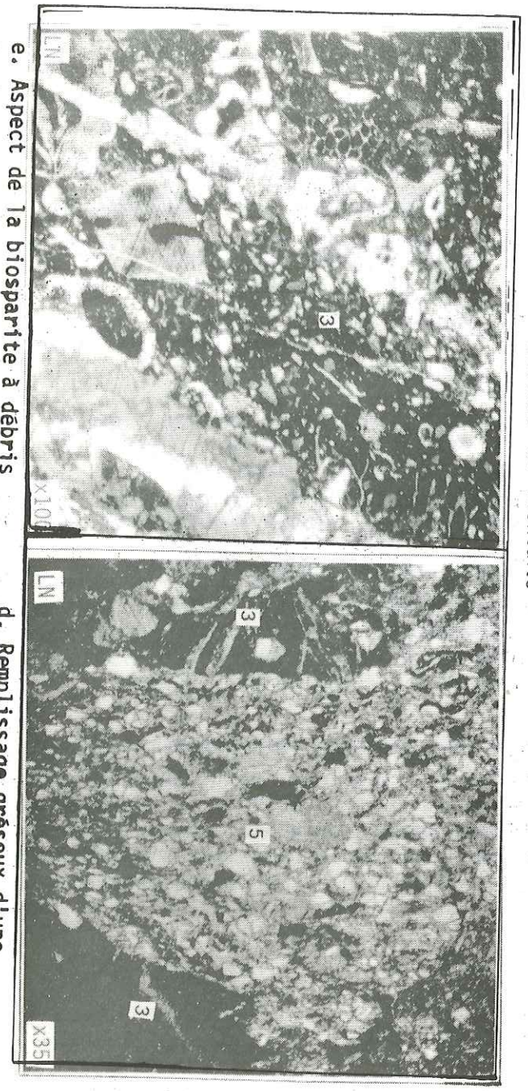
Le Trias peut ainsi ne pas être complet dans la région. Il est possible mais pas certain que la base puisse manquer. Celle-ci peut cependant se trouver sous la forme des faciès Verrucano qui peuvent englober le Werfénien. Le sommet pourrait également manquer, mais sans preuve paléontologique. Les comparaisons de faciès ne sont pas déterminantes non plus ; rappelons simplement que les calcaires dolomitiques du Canavese semblent être de mer moins profonde que l'ensemble des dolomies du Luganais.

-=-=-=-=-=-=-=-=-=-=-

a Aspect de la Macchia Vecchia dans la carrière sous le Castello di Montalto



b Schéma de l'échantillon 76-176



e. Aspect de la biosparite à débris de Crinoïdes

d. Remplissage gréseux d'une microfracture

Fig.17 La "MACCHIA VECCHIA"

Légende

1 : dolomicrite (Trias)
2 : sparite rose orangée
3 : biosparite et biomicrite à débris de Crinoïdes et à filaments
4 : calcite blanche
5 : arénite rouge sombre

II. LE JURASSIQUE

Les formations du Jurassique représentent la plus grande partie de la série mésozoïque du Canavese. C'est à l'intérieur de ces formations qu'ont été trouvés jusqu'à présent les deux seuls niveaux repères paléontologiques.

Débutant par des brèches à éléments de calcaire dolomitique, le Jurassique est le plus souvent très détritique.

a. Le Lias.

Seuls les éléments de la base de la série ont été attribués clairement au Lias. Ce sont des brèches à éléments de calcaire dolomitique et de calcaires liasiques. Le reste de la série et notamment le passage aux marnocalcaires à Radiolaires peut être également partiellement attribué au Lias.

α - Les brèches.

+ Localisation

Il faut distinguer deux types très différents dans ces brèches :

- d'une part, les brèches qui font suite directement aux calcaires triasiques, à ciment rougeâtre, décrites sous le terme de "Macchia Vecchia" qui affleurent dans la partie N orientale de la région étudiée : carrières de Montalto, de Lessolo, de Vidracco.
- d'autre part, les brèches à éléments de Trias et de granite, à ciment gris verdâtre reposant directement sur le granite, qui affleurent dans le lit du Torrente Levone.

+ La "Macchia Vecchia" (fig. 17).

Le terme de "Macchia Vecchia" est réservé à des brèches grossières à éléments de calcaire dolomitique et de calcaires liasiques à ciment rouge. Ce terme de carriers a été bien défini d'un point de vue géologique par WIEDENMAYER (1963) à propos de l'étude des célèbres carrières d'Arzo au S du Lac de Lugano.

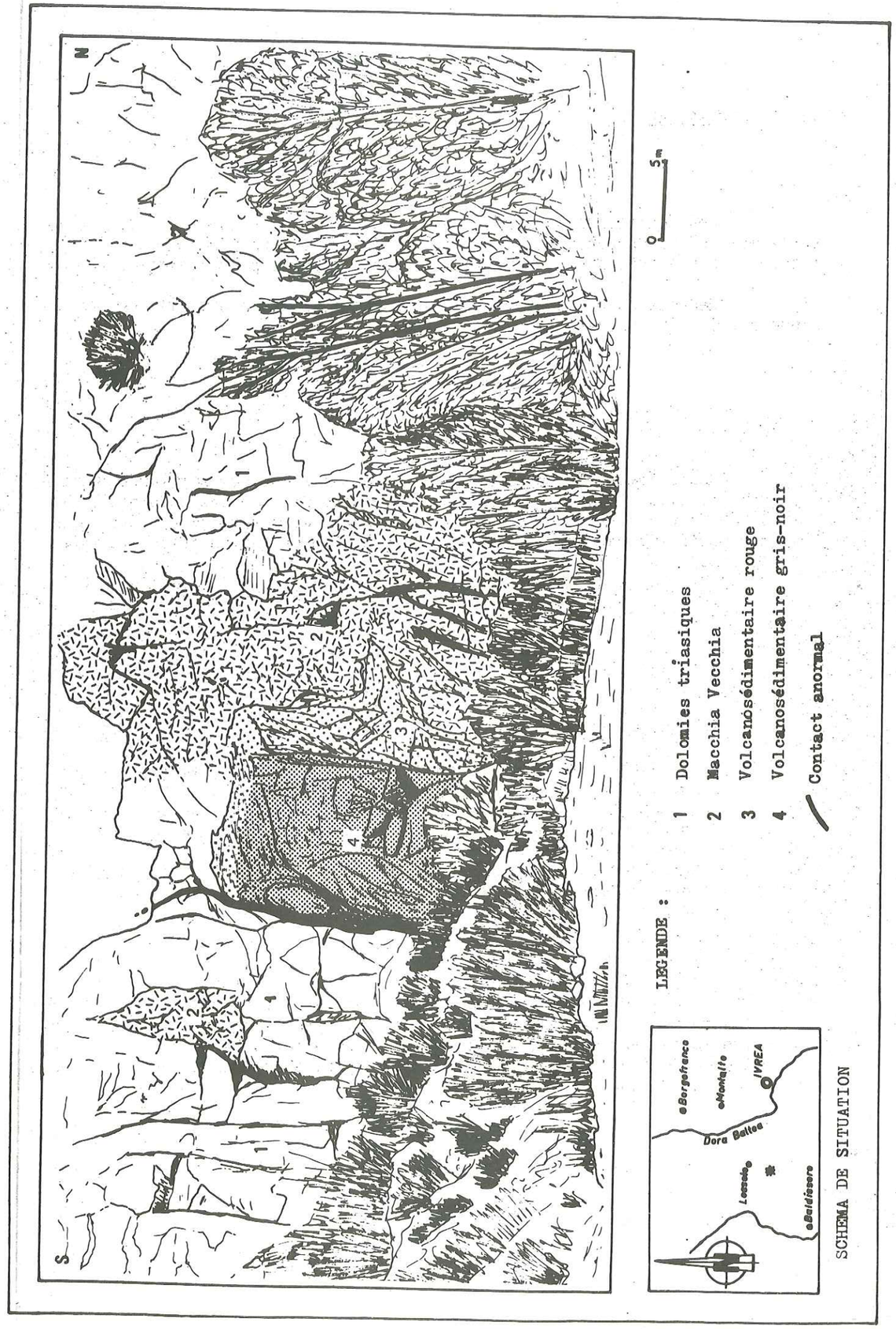


Fig.18 La carrière supérieure de Lessolo

o La carrière de Montalto.

Dans la carrière abandonnée juste sous le château de Montalto, il est possible d'observer le passage des calcaires dolomitiques du Trias aux brèches du Lias.

- A l'affleurement, ces brèches se montrent constituées d'éléments de calcaires dolomitiques triasiques et de calcaires roses à Crinoïdes pouvant atteindre 30 à 40cm. Ces derniers semblent représenter le premier dépôt après les calcaires dolomitiques et peuvent contenir déjà des blocs de calcaire dolomitique. Ils ont été affectés par un réseau de fractures (fig. 17a) assez denses qui ont été remplies :

  . 1 de calcite blanche
  . 2 d'un ciment gréseux rouge ou vert qui est ici le dernier élément reconnu.

Ce ciment gréseux rouge sombre peut se trouver directement en placages sur les calcaires triasiques, placages qui ne font que quelques centimètres souvent ou qui remplissent des fissures dans la masse de calcaire dolomitique avec de petits nodules phosphatés. Ces placages font penser à certains faciès lacunaires de type Ammonitico rosso des Alpes Lombardes.

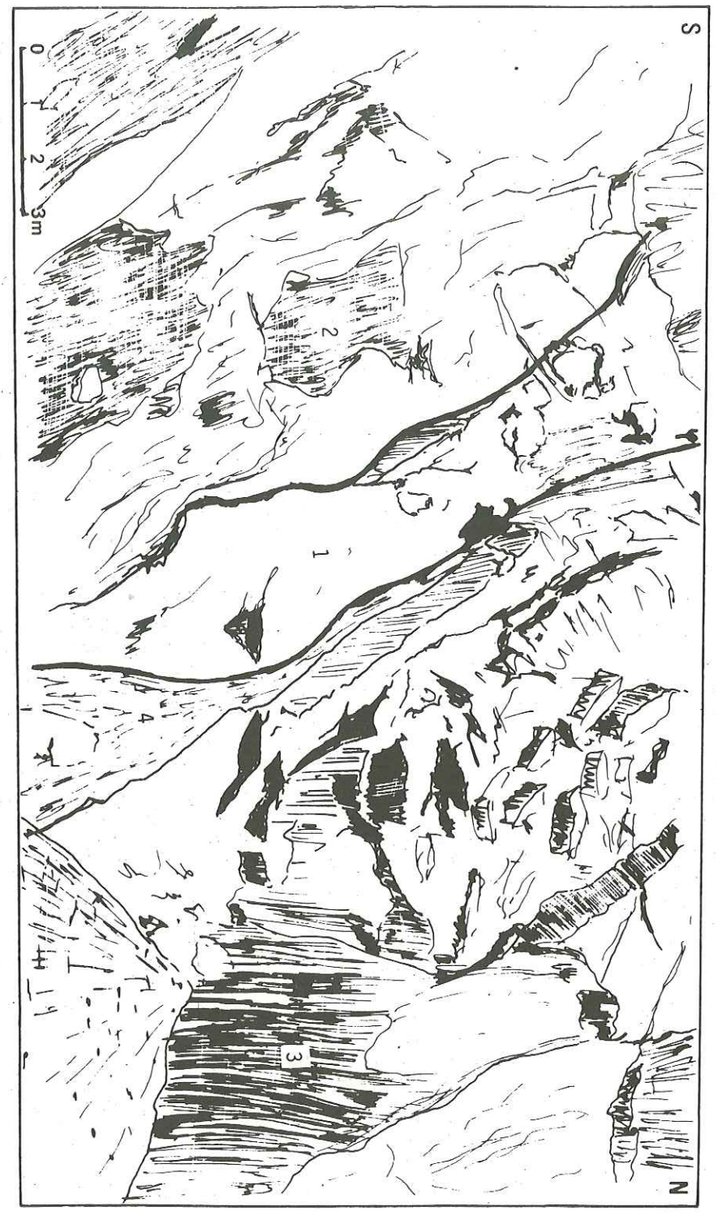
- En lame mince, les calcaires roses à Crinoïdes sont formés d'une biosparite où prédominent les fragments d'Echinodermes. D'autres débris organiques sont également reconnaissables, notamment : (fig. 17b).

  petits Gastéropodes
  Lamellibranches
  Foraminifères
  filaments assez courts
  embryons d'Ammonites
  sclérites d'Holothuries ?

Ces débris sont en général peu déterminables et montrent une déformation souvent importante avec un aplatissement nettement visible et une recristallisation assez poussée. Ce calcaire rose contient une bonne quantité de grains de quartz ou de feldspath détritiques anguleux.

Les éléments de ces calcaires spathiques sont emballés dans un ciment gréseux rouge sombre ou vert coloré par de nombreux oxydes de fer.

La proportion de calcaire dans ce ciment est faible, il s'agit d'une arénite argileuse constituée essentiellement de grains de quartz et de feldspath avec parfois des éléments lithiques provenant du socle du



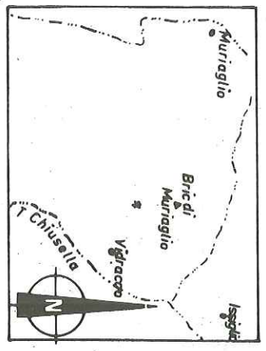


Schéma de situation

Légende

Trias
1. Calc. dolomitiques

Lias
2. "Macchia Vecchia"
3. Grès roses
4. Marnocalcaires et pélites rouges

Fig 19 : La carrière de Vidracco

Canavese (granite, rhyolites).
On peut trouver à côté des nombreux oxydes de fer de petits nodules phosphatés ou manganésifères.
Les débris d'Echinodermes ne sont pas rares, mais aucun autre reste de fossile n'a été trouvé dans ces niveaux gréseux.

o La carrière de Lessolo. (fig. 18)

Cette carrière (notamment la carrière supérieure de Lessolo) permet une bonne approche du passage des calcaires dolomitiques du Trias aux brèches.

A cet endroit les séries sont très redressées et le contact est subvertical. Cependant, le passage des calcaires dolomitiques aux brèches n'est pas du tout tranché. On passe presque progressivement des calcaires dolomitiques à la brèche. Les calcaires roses à Crinoïdes se retrouvent sur les calcaires dolomitiques, la fracturation des calcaires est progressive et on peut observer dans le calcaire des fractures de taille variable (de 5 à 10cm de large sur 50cm à 1m de long) remplies de grès rouges. Cette fracturation a du se produire en même temps que se déposaient les grès rouges, ce qui a provoqué de véritables "filons sédimentaires".

o La carrière de Vidracco (fig. 19)

Cette carrière située au NW du village de Vidracco fait également apparaître la "Macchia Vecchia". Ici la brèche est essentiellement constituée d'éléments de calcaire dolomitique triasique. Les calcaires spathiques roses à Crinoïdes n'y sont pas représentés ; mais il existe un autre type de calcaire rose orangé qui emballe d'une part les éléments de calcaire dolomitique et d'autre part se retrouve à l'état de fragments dans la phase ultérieure de la brèche.

Il s'agit d'une sparite très fine, nettement litée, colorée par de nombreux oxydes de fer. Il est fréquent en lame mince de voir cette sparite s'insinuer dans de minuscules fractures du calcaire dolomitique (fig. 17c). Une phase de calcite blanche antérieure au calcaire rose orangé se trouve aussi quelquefois dans certaines fractures.

Aucun élément paléontologique n'a permis de dater ces calcaires sparitiques rose orangé.
Ces derniers ainsi que les calcaires dolomitiques sont ensuite repris en éléments de taille très variable (de 1 à 20cm) dans un ciment gréseux rouge sombre analogue à celui observé à Montalto ou à Lessolo dans la dernière phase de la "Macchia Vecchia".

La "Macchia Vecchia" d'une puissance d'environ 6 à 10m passe ensuite à une série gréseuse.

o Un problème, l'âge de la "Macchia Vecchia".

SPITZ (1919) a analysé le premier cette formation dans le Canavese et y a découvert, notamment dans la carrière sous le chateau de Montalto, une macrofaune assez importante :

- Bélemnites
- fragments de Gastéropodes
- Avicula
- Terebratula
- Spiriferina
- Pentacrinus

avec ces éléments, SPITZ conclue au Lias sans plus de précision.

Mais, en 1964, la découverte d'une Ammonite (*Metophioceras* cf. *gracile* SPATH) par STURANI a permis de dater partiellement ces niveaux du Sinémurien basal. Si cette Ammonite a été trouvée dans les grès rouges de la dernière phase du ciment, la dernière loge contenait du calcaire spathique rose à Crinoïdes. C'est donc ces calcaires à Crinoïdes qui sont à attribuer au Sinémurien, le ciment gréseux étant plus récent mais sans doute toujours attribuable au Lias.

Aucune découverte certaine ne peut faire avancer ce problème. Retenons simplement l'appartenance au Lias de la "Macchia Vecchia", toute discussion quant à une lacune de la base du Lias par exemple étant hasardeuse (le dépôt est cependant localement lacunaire, comme nous l'avons déjà noté, où les grès rouges reposent directement sur les calcaires dolomitiques).

o Conditions de dépôt - Aspect paléogéographique.

Des brèches du même type s'observent et ont été bien étudiées aux abords du lac de Lugano (Arzo, Monte Generoso) par WIEDENMAYER (1963) et BERNOULLI (1964). Ces auteurs ont déjà noté dans ces brèches leur caractère polyphasé, les filons sédimentaires à l'intérieur des dolomies triasiques ou des calcaires liasiques. Il est probable qu'elles soient liées à une tectonique en distension qui a affecté les calcaires dolomitiques et les calcaires spathiques à Crinoïdes juste après leur dépôt ou même lors de leur dépôt. Le calcaire à Crinoïdes constitue en effet aussi bien les éléments de la brèche qu'une partie du ciment de cette dernière.

Cette tectonique synsédimentaire devait correspondre à la mise en place de failles normales provoquant la fracturation des calcaires dolomitiques et des calcaires à Crinoïdes ainsi que des escarpements alimentant les brèches en éléments grossiers qui se sont resédimentés presque sur place au pied des escarpements.

BERNOULLI propose même pour la région du Monte Generoso un schéma palinspatique dans lequel il fait intervenir des failles normales expliquant

la formation de la Macchia Vecchia. Un schéma du même type serait tout à fait applicable à la "Macchia Vecchia" du Canavese (à une échelle moindre cependant).

Les faciès, les âges et les phénomènes étant comparables entre la région du Canavese et celle du Luganais, il est légitime de se demander si ces deux régions n'ont pas subi le même phénomène de distension au Lias ou plus simplement s'il ne s'agissait pas d'un même domaine à cette époque. Ceci est d'autant plus vrai que des témoins de la Macchia Vecchia liasiques existent entre le Canavese et le Luganais (Sostegno, Monte Fenera, Gozzano).

+ La coupe du Torrente Levone (fig. 20).

o Description.

Dans la rivière qui traverse le village de Levone au SW de notre région d'étude, d'autres brèches à éléments de calcaire dolomitique peuvent s'observer.

Ces brèches font suite directement au granite à grain fin, clair, qui affleure au N de Levone. Leur aspect général, tout près du contact avec le granite, est celui d'une brèche aux teintes dominantes gris-verdâtres, laminée, cataclasée. Par endroit, il est possible de confondre cette brèche avec des faciès broyés du granite. Les éléments essentiels sont en effet des fragments du granite. Mais un litage très net s'observe dans la brèche, ainsi qu'un granoclassement grossier.

Les fragments sont peu usés, ont des tailles variables de 1mm à 10cm et sont emballés dans une matrice argilogréseuse, très légèrement calcaire.

En remontant le Torrente Levone, la proportion des éléments calcaires augmente, ils sont aussi plus gros alors que la matrice devient de plus en plus pélitique. Au niveau des carrières abandonnées de calcaire dolomitique de Levone, on passe alors à des pélites noires qui contiennent des passées détritiques fréquentes en bancs de 5 à 10cm. Ces passées détritiques essentiellement formées de débris granitiques montrent un granoclassement assez net.

o Conditions de dépôt - Age.

La puissance des faciès brèchiques est très difficile à déterminer avec précision. En effet, il est fréquent d'observer des pincées quelquefois de faible importance à l'intérieur même du granite (5 à 10m) (voir coupe fig. 20). NOVARESE (1929) note même la présence de "filons et dykes" dans le granite, ce qui était un argument pour cet auteur de l'origine tectonique des brèches. Le caractère sédimentaire, la tectonique ultérieure ayant provoqué ces pincées de faible puissance.

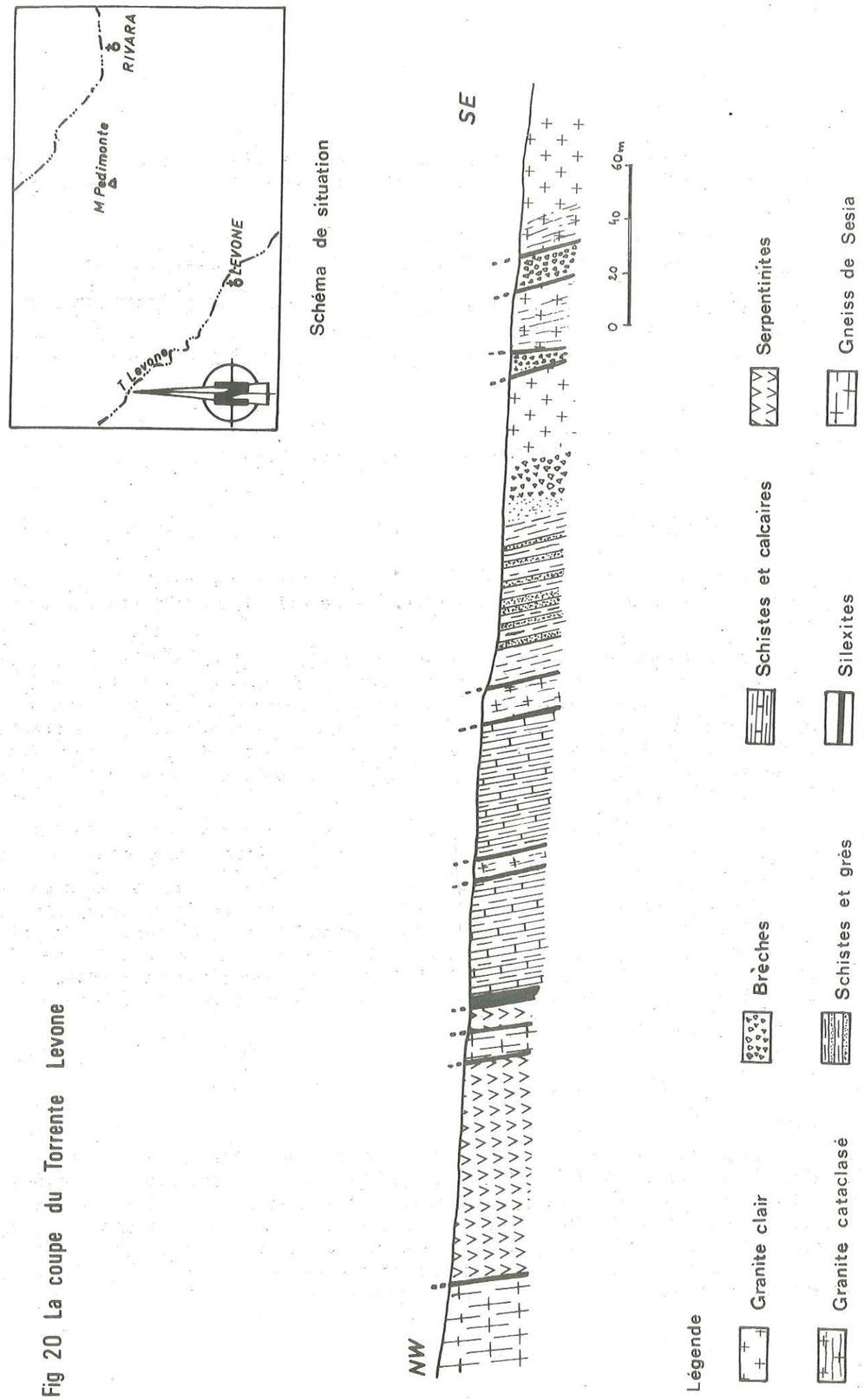


Fig 20 La coupe du Torrente Levone

Mais ceci peut également être dû, comme le pensent ELTER et al. (1966) au remplissage de petits grabens ou de diaclases dans le granite. Ces grabens seraient apparus lors de la même phase distensive qui a provoqué la formation de la "Macchia Vecchia". La brèche du Torrente Levone serait ainsi, comme le proposent ELTER et al. (1966), liasique.

La brèche est de toute façon, à coup sûr, post-triasique, car contenant des fragments de calcaire dolomitique. Les évènements paléotectoniques responsables de sa formation sont probablement les mêmes que ceux décrits dans le reste du Canavese au Lias.

Cependant, aucun élément paléontologique ne vient confirmer cette hypothèse.

β - Les autres termes du Lias.

+ Le secteur de Montalto.

Sous le château de Montalto, en dessous de la carrière où affleure la "Macchia Vecchia", on trouve au contact de celle-ci des calcaires marneux sombres, noirâtres, luisants, sur 10m environ.

Ces calcaires marneux présentent une stratification fine où peuvent être mis en évidence quelques petits lits détritiques. Le pourcentage d'argile semble augmenter vers le sommet comme l'a déjà noté BAGGIO (1965).

Ces calcaires marneux n'ont pas fourni de fossiles, si bien que leur âge est discuté :

- le contact avec la "Macchia Vecchia" est tectonisé comme le souligne très justement AHRENDT (1972). Il n'est pas évident qu'il représente un contact sédimentaire normal.

- NOVARESE (1929) et BAGGIO (1965) se basant sur des analogies de faciès avec les calcaires marneux du Biellese proposent un âge Lias supérieur, alors que AHRENDT (1972) compare ces calcaires marneux aux pélites noires du Crétacé inférieur de faciès "Scisti neri" qui font suite aux calcaires à Calpionelles.

Si l'on se base uniquement sur les analogies de faciès et de microfaciès, il est difficile, à mon avis, d'assimiler ces calcaires marneux au "Scisti neri" du Crétacé inférieur. Il s'agit en effet, ici, de calcaires marneux lités mais dans lesquels n'existent pas de bancs calcaires bien individualisés dans une masse de pélites noires comme dans les faciès "Scisti neri" du Canavese (voir plus loin carrières du Bric Figlia). C'est pourquoi, jusqu'à preuve du contraire, il est préférable de se ranger à l'avis de BAGGIO et considérer ces calcaires marneux comme faisant partie du Lias supérieur.

Ceux-ci sont les derniers termes du secteur de Montalto qui puissent être attribués au Lias.

+ La carrière de Vidracco.

1. A la suite de la "Macchia Vecchia", la dernière phase de la brèche (grès rouges) passe insensiblement à une série de 5 à 10m d'épaisseur de grès calcaires roses dont le litage est très apparent sur le front de la carrière (ici redressé pratiquement à la verticale).

Il s'agit d'un grès feldspathique à grains millimétriques (1 à 2mm) de quartz et de feldspath, en général très anguleux. Les débris de calcaires (tous les termes de la série précédente sont représentés) sont fréquents. Le ciment est rare avec quelques phyllites et est légèrement calcaire (sparitique). Les débris de fossiles sont très rares et indéterminables. Ils ne peuvent malheureusement pas servir à dater cet autre terme.

2. Puis vient sur 1 à 2m maximum une formation rouge sombre, à patine luisante, argileuse. En lame mince, il s'agit d'un calcaire argileux riche en éléments détritiques. Ces derniers sont beaucoup moins importants cependant que dans les grès précédents.

Le contact de ces calcaires argileux avec ceux-ci est intéressant. En effet, il est très sinueux et fait penser à des petits chenaux (de 10 à 50cm) érodant plus ou moins les grès feldspathiques.

Aucun reste fossile n'a été trouvé.

3. Après une petite écaille de calcaire dolomitique du Trias, ces pélites gréseuses rouges passent à une série d'environ 10m de grès pélitiques noirs. Les bancs de grès atteignent une taille de 10 à 20cm et se détachent bien par leur couleur jaunâtre sur les niveaux pélitiques sombres à patine luisante. Si une stratification d'ensemble s'observe bien, les passées détritiques se présentent souvent sous l'aspect de crachées ne donnant pas toujours des bancs complets mais des sortes de lentilles plus ou moins importantes.

En lame mince, les niveaux détritiques montrent qu'ils sont formés de très nombreux éléments volcaniques[x]. Les morceaux de verre volcanique remaniés peuvent atteindre jusqu'à 20% des éléments détritiques. Les autres éléments sont des débris de roches du socle du Canavese, des grains de quartz, de feldspath, de petits fragments calcaires. Ces éléments sont emballés dans une matrice gréso-argileuse.

Ces faciès détritiques à débris de roches volcaniques se retrouvent dans la carrière de Lessolo.

---

[x] Je remercie vivement M. R. MAURY de m'avoir fait bénéficier de son expérience.

+ La carrière de Lessolo.

En effet, après les brèches liasiques à faciès "Macchia Vecchia", on trouve dans une structure très particulière une série de grès pélitiques très riches en oxydes de fer.

Le contact avec les brèches est extrêmement sinueux et l'on peut voir des poches à l'intérieur de la "Macchia Vecchia" remplies de ce matériel :

1 : - la série débute par des grès pélitiques aux teintes rougeâtres assez foncées, sur 50cm à 1m environ.

2 : - puis on passe à une alternance de lits gréseux et argileux aux teintes grises. Les lits détritiques bien marqués ont une teinte jaunâtre.

On retrouve ainsi directement sur la "Macchia Vecchia" sans l'intermédiaire de la série des grès calcaires roses trouvés dans la carrière de Vidracco, les mêmes faciès détritiques.

En lame mince, les niveaux détritiques montrent à nouveau de petits grains de quartz ou de feldspath anguleux (1 à 2mm). Ils peuvent présenter un certain granoclassement. Les éléments de verre volcanique sont encore importants.

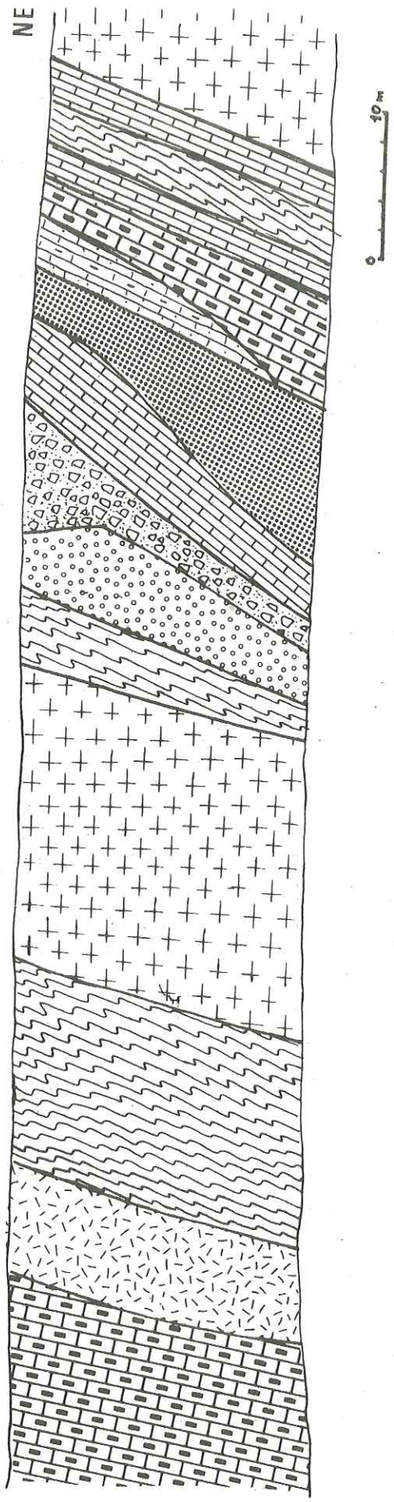
AHRENDT (1972) étudiant la même carrière de Lessolo avait déjà noté ces niveaux gréseux à caractères volcanodétritiques.

Une analyse aux rayons X lui aurait donné la présence de quartz, biotite, chlorite, albite, olivine, diopside et épidote. Il conclut donc qu'il s'agit bien d'une formation d'origine volcanique. Il parle de "quartz porphyr tuffe". Mais bien qu'ayant noté le passage stratigraphique entre la "Macchia Vecchia" et ces formations, il conclut paradoxalement à un âge premier de celle-ci, "puisque aucune formation volcanique autre que celle du Permien n'a jamais été décrite dans le Canavese".

Mais des niveaux plus grossiers, brèchiques dans les faciès gris m'ont montré la présence d'éléments de calcaire dolomitique du Trias. Ces niveaux volcano-détritiques seraient donc post-triasiques et très probablement post-sinémuriens étant donné le passage de la "Macchia Vecchia" sinémurienne proparte et ceux-ci. Puisqu'aucune précision paléontologique n'existe pour l'instant, on peut placer ces faciès volcanodétritiques entre le Lias et le Jurassique moyen.

Il reste de plus un autre problème important, la provenance des éléments volcaniques :

- s'il ne fait aucun doute que ces formations remanient des éléments volcaniques, ceux-ci peuvent être des éléments volcaniques permiens. Les fragments de verre observés dans ces séries ne montrent pas de différence fondamentale avec ceux des rhyolites permiennes. Pour MAURY, il s'agirait d'un volcanisme rhyo-dacitique. On peut donc envisager une érosion des formations permiennes et un remaniement au Lias.



Légende

1. Granite clair
2. Schistes à Ms-Cl
3. Rhyolites permiennes
4. Verrucano
5. Calc. dolomitique du Trias
6. Grès calcaire rose
7. Calcaire pélitique rouge
8. Marnocalcaire à Radiolaires

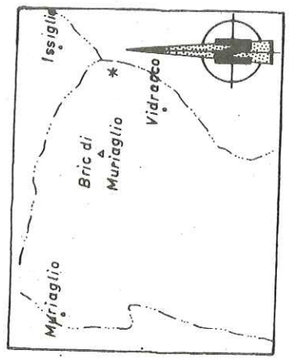


Schéma de situation

Fig 21 Coupe de la route Vidracco-Issiglio

- cependant, on ne doit pas exclure à priori la présence d'un volcanisme que l'on pourrait placer à la fin du Lias ou au Jurassique moyen qui aurait alimenté ces faciès volcanodétritiques. Si dans certaines lames minces, des débris aplatis, étirés, peuvent faire penser à du verre frais, on ne peut pas prouver de façon certaine que ceux-ci proviennent d'une source volcanique datant de cette époque. Cette hypothèse reste envisageable. Notons que des traces de volcanisme ont été décelées plus à l'E au Jurassique supérieur (BERNOULLI et PETERS, 1974, FOGELGESANG, 1975). La source de ce volcanisme est difficile à préciser cependant ; elle doit être relativement proche du Canavese.

γ - Conclusions (fig. 21)

Les premiers termes du lias débutent donc (après peut-être une lacune plus ou moins importante, mais sans que l'on en ait la preuve) par des dépôts brèchiques mis en place dans des conditions paléogéographiques tout à fait particulières.

En effet, il s'agit d'un dépôt :

- lacunaire où certains termes du Lias peuvent manquer.
- condensé avec des placages de type Ammonitico Rosso directement sur les calcaires dolomitiques du Trias.
- lié à la mise en place de failles normales.

On retrouve par ces brèches les évènements paléotectoniques distensifs bien connus de la partie occidentale des Alpes Méridionales et plus généralement dans la Méditerranée moyenne et orientale.

Suite à ces dépôts liés à la distension liasique il est intéressant de noter les faciès volcanodétritiques qui pourraient présenter les manifestations d'un volcanisme qui se placerait à la limite Lias - Jurassique moyen.

b. Le Jurassique moyen et supérieur.

Seule la partie tout à fait terminale du Jurassique a été datée dans le Canavese. Les autres formations qui se trouvent entre les brèches du Lias et les calcaires à Calpionelles sont rapportées au Dogger-Malm sans aucune précision.

La plus grande partie de ces sédiments attribués au Dogger-Malm est représentée par une série de marnes et marno-calcaires à Radiolaires que l'on retrouve dans l'ensemble de la région étudiée, à l'exception du secteur de Montalto.

Les formations qui les précèdent peuvent peut-être déjà être attribuées au Jurassique moyen.

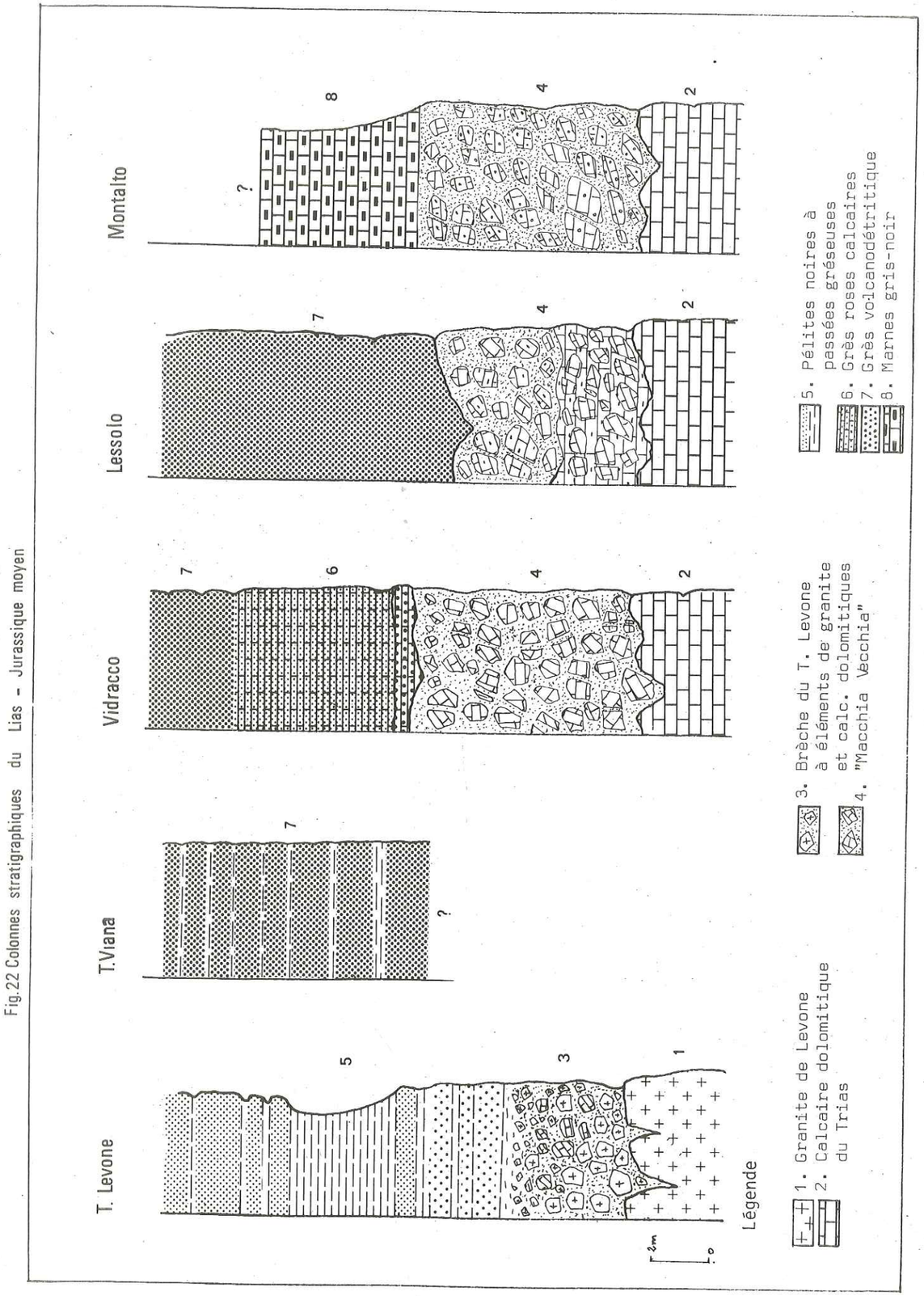


Fig.22 Colonnes stratigraphiques du Lias - Jurassique moyen

α - Le passage aux marnes à Radiolaires.

+ La carrière de Vidracco.

Au S de la carrière, vers le Bric Forcola, faisant suite aux pélites noires à passées volcanodétritiques apparaissent des niveaux pélitiques jaunâtres ou grisâtres, très friables assez riches en éléments détritiques. Ils se chargent progressivement en silice alors que les premiers Radiolaires apparaissent. Localement, ces pélites peuvent devenir très siliceuses et former des petits bancs (5cm) très durs.

Après 10 à 20m de celles-ci apparaissent les premières marnes à Radiolaires de couleur rouge.

+ La route Vidracco-Issiglio. (fig. 22)

Sur le bord de cette route qui fait affleurer essentiellement le socle, une série de très petites écailles permet d'observer également ce passage.

Dans ces écailles, on peut mettre en évidence après une petite passée de grès à faciès Verrucano (50cm environ) une écaille de 2m de calcaire dolomitique du Trias surmontée de 50cm de brèches à faciès "Macchia Vecchia". La lame de Trias repose tectoniquement sur des grès calcaires roses feldspathiques analogues à ceux qui font suite à la "Macchia Vecchia" dans la carrière de Vidracco. Ces grès montrent ensuite des bancs plus calcaires toujours roses et ceux-ci passent assez progressivement à des pélites rouges à Radiolaires à enduits manganésifères fréquents.

+ Le Torrente Viana.

Cette rivière se situe dans le secteur Sud occidental de la région étudiée, à l'E de Rivara.

Cette rivière est malheureusement isolée du reste des formations du Canavese à l'E et à l'W par des moraines et des alluvions, mais elle permet également une bonne observation du passage aux marnes à Radiolaires.

En effet, la rivière met à jour une série de marnes grisâtres ou jaunâtres où les lits détritiques sont très nombreux. Dans ces derniers, la proportion d'éléments volcanodétritiques est importante et il est facile de paralléliser cette formation avec celle décrite dans les carrières de Lessolo ou de Vidracco. Cependant, ici, la proportion des lits marneux et même des lits calcaires y est plus importante que dans le secteur de Vidracco.

Cette série affleure sur une trentaine de mètres environ puis passe insensiblement à des pélites jaunâtres qui se changent progressivement en silice et en Radiolaires. Les marnocalcaires rouges à Radiolaires apparaissent ensuite.

Les lavages des échantillons marneux n'ont fourni à ce jour aucune microfaune.

+ Le secteur du Bric Figlia.

Comme nous l'avons déjà souligné, le passage aux marnocalcaires à Radiolaires se fait, dans ce secteur, directement sur le granite du Bric Figlia par l'intermédiaire de brèches sédimentaires grossières à nombreux éléments de socle (granite, gneiss). Il n'est pas impossible que ces marnocalcaires se soient déposés directement sur le socle dans ce secteur après lacune des autres éléments ou érosion avant le dépôt des marnocalcaires à Radiolaires.

Dans tous les cas cependant, le passage aux "radiolarites" se fait toujours soit sur le socle directement, soit sur les formations liasiques par l'intermédiaire de séries très détritiques contrastant en cela avec des formations analogues des Alpes Méridionales.

β - Les marnes et marnocalcaires à Radiolaires (photo 8).

+ Le secteur de Vidracco.

Il s'agit essentiellement de marnes et marnocalcaires à Radiolaires de couleur rouge avec quelques passées jaunâtres.

La fraction argileuse est importante, le pourcentage de calcaire est assez faible. Localement ces pélites peuvent se charger en silice et donner des bancs durs à Radiolaires. Des oxydes de fer diffus en quantité très importante donnent à ces pélites ou à ces radiolarites leur coloration rouge.

Les Radiolaires (essentiellement des formes sphériques) peuvent être selon les cas très abondants (jusqu'à 80%) ou au contraire très rares sans lien évident avec des silicifications.

Quelques éléments détritiques (quartz, micas) peuvent s'observer en lame mince, mais en général ceux-ci sont concentrés et forment de petits lits de 1 à 2cm, irréguliers, ravinant parfois les lits sous-jacents. De tels lits détritiques peuvent s'observer dans les marnocalcaires à Radiolaires qui affleurent au-dessus de la route Vidracco-Issiglio. A cet endroit, on a des niveaux détritiques de 1 à 2cm chacun espacés de 5 à 10cm sur environ 50cm (photo 9). Ces niveaux peuvent prendre l'aspect de véritables microbrèches avec des éléments atteignant 1cm de diamètre. Ceux-ci sont essentiellement des fragments de granite, des grains de quartz, de feldspaths et de très nombreux micas détritiques.

Ces niveaux détritiques grossiers se trouvent à la base de la formation.

+ La carrière du Bric Figlia.

Au lieu-dit la Forchetta dei Boschi sur la route Castellamonte - Cintano - Castelnuovo à 600m environ au SW du Santuario di Piova, une succession de trois carrières met à jour les marnocalcaires à Radiolaires puis les calcaires à Calpionelles.(photo n°9)

Ces marnocalcaires à Radiolaires aux teintes roses à rouges avec des flammes vertes en bancs de 5 à 10cm montrent tous les intermédiaires entre des bancs calcaires et des bancs pélitiques avec localement des niveaux plus durs riches en silice (jaspes à Radiolaires). D'autre part, dans la première carrière qui se trouve près de la route, des petits lits détritiques s'observent peu avant le passage aux calcaires à Calpionelles.

En effet, d'une part des concentrations de micas détritiques en lits millimétriques permettent un débit facile de la roche. D'autre part, des niveaux microbrèchiques de couleur rouge très sombre à éléments noirâtres s'intercalent dans la série. Ces passées détritiques grossières en bancs de 5cm maximum présentent à leur base des figures de ravinement.

Les éléments détritiques sont essentiellement :

- des fragments de socle (granite, gneiss)
- des grains de quartz et feldspath isolés
- des micas abondants

D'autre part, BAGGIO (1963) signale dans ces microbrèches des morceaux de verre volcanique qui n'ont pas été retrouvés.

Ces fragments sont emballés dans un ciment peu abondant rouge sombre où dominent les pélites et les oxydes de fer.

Les marnocalcaires à Radiolaires qui ont une puissance d'environ 20 à 30m dans le Canavese sont donc caractérisés par des intercalations détritiques à de nombreux niveaux de la série.

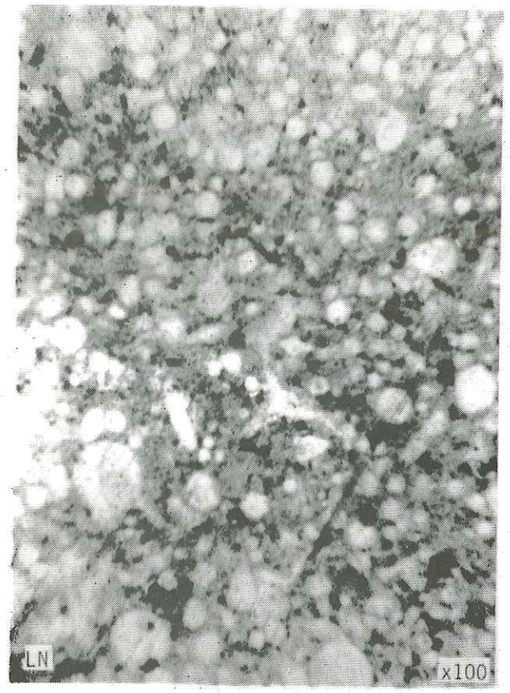
Celles-ci sont attribuées depuis NOVARESE (1929) au Dogger-Malm comme l'ensemble des formations du même type des Alpes ou de l'Apennin.

+ Comparaisons de faciès.

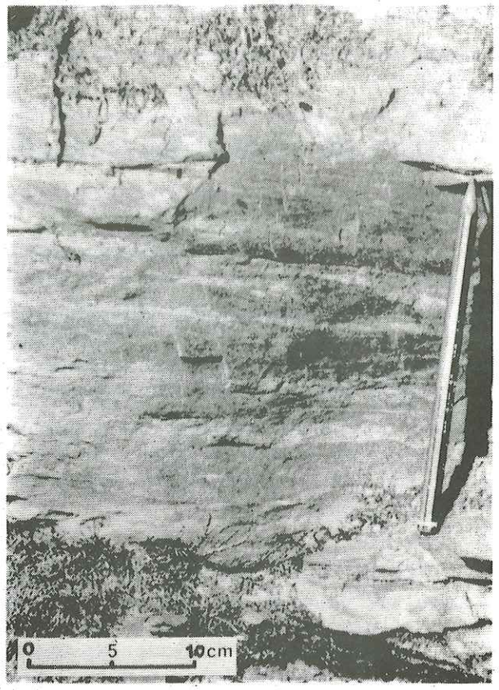
Des séries du même type affleurent dans les Alpes Méridionales (zone lombarde...) et dans l'Apennin.

ELTER et al. (1966) les comparent à celles de l'Apennin ligure. Ceci appelle quelques remarques :

- d'une part dans l'Apennin, les formations à Radiolaires sont des formations franchement siliceuses, non calcaires et non détritiques.

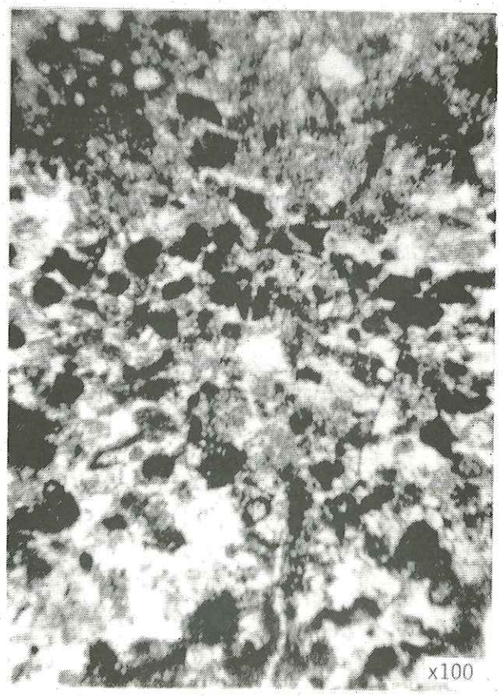


Photographie n°8



Photographie n°9

Photographie n°10



Photographie n°11

LEGENDE DES PHOTOGRAPHIES 8 à 15

Photographies page 72 :

Photo n° 8 : Marno calcaire à Radiolaires et à spicules d'Eponges. LN Vidracco.

Photo n° 9 : Quelques passées détritiques dans les marnocalcaires à Radiolaires. E de Vidracco.

Photo n° 10 : Biomicrite à Calpionelles en lame mince. LN
Noter les fantômes de Radiolaires et quelques éléments détritiques. Bric Figlia.

Photo n° 11 : Apport détritique dans les calcaires à Calpionelles. Bric Figlia.

Photographies page 74 :

Photo n° 12 et 13 : Microplis dans les schistes de Bio. LN et LP.

Photo n° 14 : Autre aspect des schistes de Bio. LP.

Photo n° 15 : Schiste de Levone. LP.
Noter les nombreux éléments détritiques dans une matrice calcaréosiliceuse.

- d'autre part, elles reposent toujours sur des ophiolites vraies, alors que celles du Canavese reposent sur des formations sédimentaires du Lias ou directement sur le Socle.

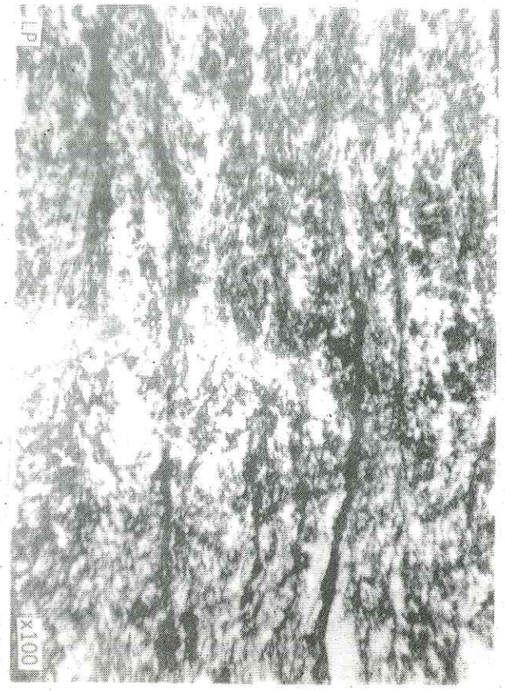
La comparaison avec les Alpes Méridionales est plus intéressante. En effet, les formations à Radiolaires de Lombardie par exemple, reposent sur des formations sédimentaires du Lias et d'autre part, entre les faciès franchement siliceux de la base (radiolarites au sens strict), le sommet de la série à Radiolaires de Lombardie est constitué de niveaux marneux et marnocalcaires rouges à Radiolaires connus sous le nom de faciès " Rosso à Aptychus" (AUBOUIN, 1963, BLANCHET, 1965, FOGELGESANG, 1975..).

Nos formations marnocalcaires à Radiolaires, bien que ne possédant pas d'Aptychus (jusqu'à présent) sont plutôt à rapprocher de ces faciès "Rosso à Aptychus".

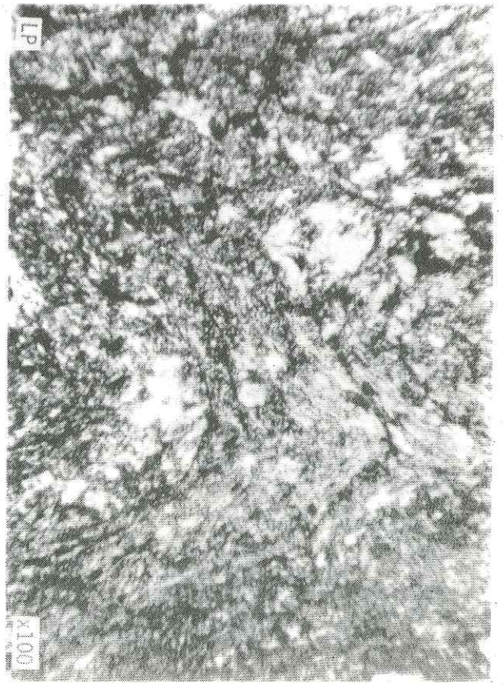
Mais contrairement à ce que l'on trouve en Lombardie, à part quelques niveaux siliceux dispersés dans la série, la formation de base des radiolarites au sens strict manque totalement dans le Canavese. La série des "radiolarites" est tout de suite détritique marquée même par des microbrèches plus grossières.

L'arrivée d'éléments détritiques est donc plus précoce d'E en W avec une source plus proche dans le Canavese.

Photographie n°12



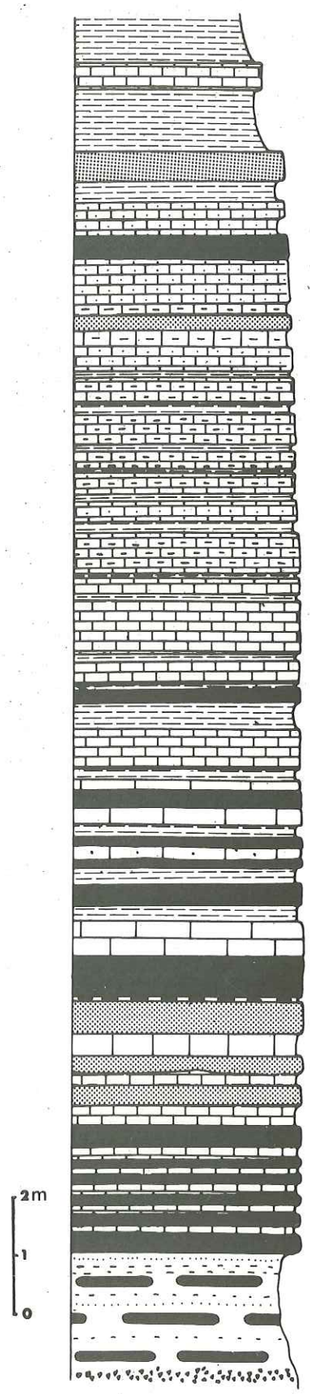
Photographie n°14



Photographie n°13

Photographie n°15

Fig. 23 : Colonne stratigraphique du Jurassique sup.-Crétacé inf. du Bric Figlia



Pélites sombres à bancs calcaires noirs

"SCISTI NERI"

Banc de grès

Banc de silex

Interlits marneux

Biomicrite à Calpionelles et à Radiolaires

"MAIOLICA"

Niveaux argileux

Bancs gréseux

Bancs de silex

Marnocalcaires à Radiolaires

"ROSSO A APTYCHUS"

Niveaux microbréchiques

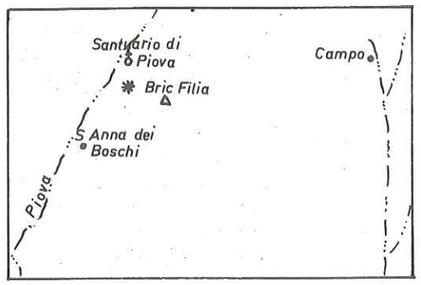


Schéma de situation

III. LE CRETACE.

Les derniers termes de la série mésozoïque appartiennent au Crétacé inférieur. Le passage des formations à faciès "Rosso à Aptychus" aux formations qui suivent ont été datées depuis BAGGIO du Crétacé inférieur depuis la découverte en 1963 des premières Calpionelles. Les rares termes qui suivent ces calcaires à Calpionelles eux ne sont pas datés mais sont à rapporter presque sûrement au Crétacé inférieur. Des brèches très grossières à éléments de socle sont peut-être encore plus récentes.

1. Les calcaires à Calpionelles. (photo n° 10).

Ceux-ci affleurent assez largement dans le secteur du Bric Figlia entre Campo à l'E et S. Anna dei Boschi à L'W, mais on les retrouve aussi à la faveur de toutes petites écailles au S de Muriaglio, aux environs des carrières de Vidracco et de Lessolo et peut-être aussi dans le secteur de Montalto au contact des gabbros métamorphiques d'Ivrée près du Lago Pistono.

a - Carrières du Bric Figlia. (fig. 23).

Les trois carrières au NW du Bric Figlia mettent à jour au mieux la série des calcaires qui font suite aux marnocalcaires à faciès "Rosso à Aptychus".

Une coupe détaillée permet de distinguer :

1. Au passage des marnocalcaires à Radiolaires aux calcaires, 1 à 2m de calcaires siliceux rouges ou jaunâtres. Dans ces niveaux le passage est progressif entre les lits siliceux et les premiers bancs calcaires. Des lits de silex de 2 à 3cm jaunâtres à patine blanche s'individualisent bien dans ces premiers niveaux. Le premier banc plus franchement calcaire (éch. 76-40 et 76-98) a fourni : (détermination J. AZEMA)

Calpionella alpina LORENZ
Tintinnopsella carpathica MURG. et FIL.

Cette association caractériserait le Tithonique-Berriasien. Il s'agit d'une biomicrite qui contient outre les Calpionelles encore de nombreux Radiolaires. Les passées marneuses et siliceuses rouges sont encore importantes. De nombreux éléments détritiques s'observent dans ces premiers niveaux (5% environ) :

- grains de quartz, feldspath
- micas détritiques.

Fig 24 Le Jurassique sup. - Crétacé inf.

ses variations

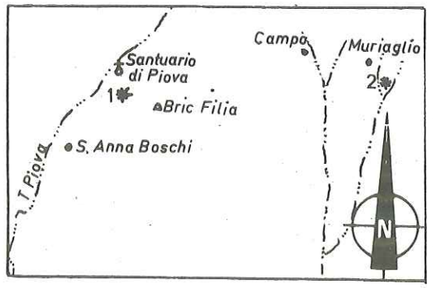
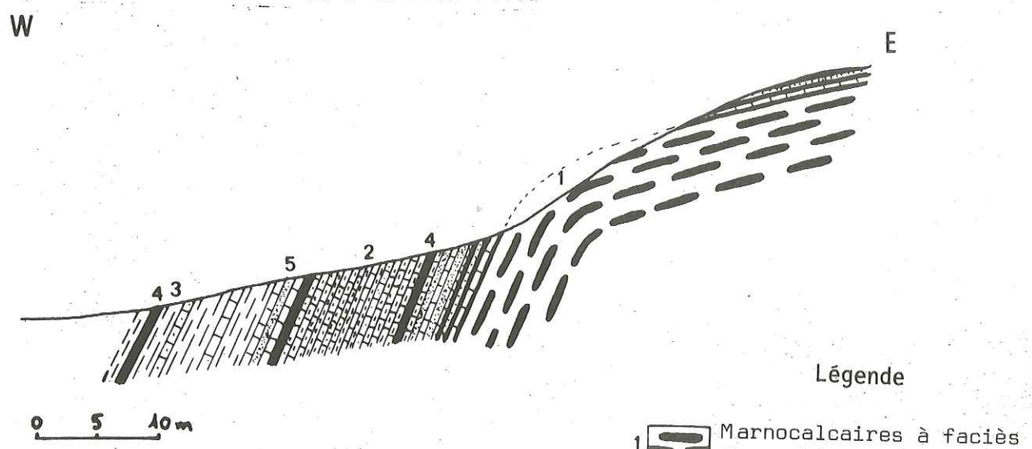


Schéma de situation

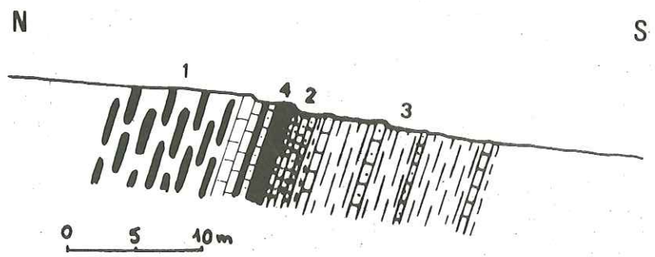
1 Coupe des carrières au N du Bric Filia



Légende

1 Marnocalcaires à faciès Rosso à Aptychus
2 Maïolica
3 Scisti neri
4 Banc de silex
5 Banc de grès

2 Coupe au SE de Muriaglio



2. Une alternance de bancs de grès et de silex sur 1m. Ces bancs de grès à ciment calcaire sont épais de 5 à 10cm ; il s'agit le plus souvent de lentilles qui ravinent les bancs sous-jacents. Entre les bancs de grès et les bancs de silex à patine blanche, la transition est brutale sans interlit marneux.

Les grès sont formés de 50 à 60% d'éléments détritiques (quartz, micas) anguleux emballés dans un ciment sparitique. Des fragments de calcaires à Calpionelles sont aussi déjà remaniés ainsi que des débris de Foraminifères (*Ophtalmidium sp.*, éch. JW 76-41).

3. puis suit une série de 2 à 3m de calcaires en bancs de 5 à 10cm alternés de silex de la même taille (quelquefois plus). Ces calcaires sont quelquefois siliceux et présentent une couleur blanc-grise ou brun-noisette à cassure conchoïdale. Les bancs de ces calcaires et silex sont maintenant séparés les uns des autres par des lits pélitiques quelquefois finement détritiques (nombreux micas). Un lit un peu plus argileux se trouve même au sein des calcaires (JW 76-44). Il s'agit d'un lit de 3 à 4cm d'une argile orangée qui se trouve au contact d'un banc de silex. Un banc très détritique se retrouve encore à ce niveau.
Les biomicrites qui montrent toujours de nombreux éléments détritiques ont fourni des Calpionelles très déformées dont seule *Calpionella alpina* LORENZ a pu être reconnue avec certitude.

4. Enfin 10m maximum de calcaires en plaquettes épaisses de 10-20cm avec une proportion de lits pélitiques qui augmente vers le sommet. Les bancs calcaires ont une couleur grise ou brun-noisette avec quelques bancs assez rares de silex atteignant 50cm d'épaisseur.
Les calcaires deviennent alors plus sombres, prennent une couleur noirâtre avec des passées de plus en plus pélitiques.
Avant le passage à la formation suivante (*Scisti neri*) un gros banc de grès très grossier de 30cm s'observe (JW 76-55) où l'on observe des fragments de socle, de calcaires à Calpionelles. Les derniers bancs de calcaire montrent d'ailleurs une augmentation du pourcentage d'éléments détritiques.
Ces passées détritiques montrent très souvent des figures de ravinement, un remaniement très important des calcaires à Calpionelles sous-jascents (*Tintinnopsella cf oblonga* CADISCH a été trouvée dans un élément remanié).
Outre Calpionnella alpina, les autres Calpionelles sont très difficilement déterminables BAGGIO (1963) cite :

- *Calpionella elliptica* CADISCH
- *Tintinnopsella carpathica* MURGEANU et FILIPESCU
- *T. cf oblonga* CADISCH.

Ceci nous conduit avec lui à attribuer à la série globale un âge Tithonique-Berriasien peut-être un peu plus récent pour les derniers niveaux.

Cette formation des calcaires à Calpionelles à bancs de silex noirs est tout à fait comparable à la formation analogue des Alpes Méridionales décrites sous le nom de Maïolica (AUBOUIN, 1963, BLANCHET, 1965, AUBOUIN et al., 1970).

Il existe cependant une différence importante, les passées détritiques dès la base de la formation. Ces passées détritiques forment de véritables bancs de grès, de microbrèches qui remanient des fragments de socle et de calcaire à Calpionelles. Ceux-ci montrent très souvent des figures de ravinement, un granoclassement et des figures de charge ou de courant qui font penser à des bancs de grès de flysch. Le sommet de la série montre d'ailleurs de nombreux plis plus ou moins anarchiques qui sont à attribuer à des glissements synsédimentaires (carrière supérieure). Il ne s'agit pas vraiment d'un flysch, mais d'une formation équivalente, turbiditique. Ce fait est très important pour les reconstitutions paléogéographiques. (photo n° 11).

b - Secteur de Muriaglio. (fig. 24).

Au S de Muriaglio dans les petits ruisseaux qui descendent du flanc SW du Mte Cambrere les calcaires à Calpionelles se retrouvent sur une épaisseur très faible de 5m au maximum alors qu'ils atteignaient 15 à 20m dans le secteur du Bric Figlia. A cette différence d'épaisseur près, ils présentent les mêmes caractères que dans le secteur du Bric Figlia avec de gros bancs de silex et des bancs de calcaires grèseux. Suivent tout de suite après vers le S les pélites sombres à faciès "Scisti neri".

2. Les "Scisti neri".

Que ce soit dans le secteur du Bric Figlia ou dans le secteur de Muriaglio, la formation qui succède à la "Maïolica" est dans tous les cas une série de pélites sombres dans lesquelles se détachent quelques gros bancs de calcaires noirs légèrement détritiques et quelques bancs de silex. Aucun élément paléontologique sûr n'a permis de dater avec précision ces niveaux. Ils sont crétacé inférieur. L'épaisseur de ces schistes est difficile à chiffrer car c'est la dernière série qui affleure en général dans le Canavese.

Des faciès tout à fait comparables se trouvent dans les Alpes lombardes où ils ont été décrits sous le nom de Scisti neri. Mais on peut comparer aussi ces niveaux, comme l'ont fait ELTER et al. (1966) aux formations qui succèdent aux calcaires à Calpionelles de l'Apennin ligure, connues sous le nom d'"argille a palombini".

3. Conclusions.

Le Crétacé inférieur est donc représenté par sa base sous forme de faciès pélagiques calcaires, la "Maïolica",qui présentent de nombreuses passées

détritiques (grès, pélites) qui ont des caractères turbiditiques.

Ces niveaux détritiques puis les pélites à faciès "Scisti neri" peuvent faire penser à un préflysch qui serait évidemment très précoce puisque débutant à la limite Tithonique-Crétacé inférieur.

IV. LES BRECHES GROSSIERES A ELEMENTS DE SOCLE.

Des formations brèchiques affleurent encore dans le secteur du Bric Figlia à l'E de celui-ci. Décrites pour la première fois par AHRENDT (1972), ces brèches se trouvent directement sur le granite du Bric Figlia à l'W alors qu'à l'E elles sont en contact par l'intermédiaire d'une faille inverse bien visible au NW des Case Brunero avec les pélites à faciès "Scisti neri".

Il s'agit d'une brèche très grossière à éléments de granite et de gneiss qui atteignent une taille de 10 à 20cm. Le ciment pélitique, argileux peu important permet un effritement très facile de ces brèches. Les éléments de granite ou de gneiss sont en général très altérés et s'effritent eux-mêmes très facilement. Ce sont des éléments que l'on peut trouver dans le socle même du Canavese.

Les recherches de pollen n'ont rien donné jusqu'à présent. Si bien que l'âge de ces brèches est totalement inconnu. Elles sont probablement postérieures aux "Scisti neri". AHRENDT (1972) pense qu'il s'agit d'un épandage grossier qui s'est produit après le soulèvement du massif de Sesia par rapport au Canavese. Ces brèches pourraient également être des témoins de l'exondation qui a dû être assez précoce dans le Canavese lors des premières phases de l'orogenèse alpine.

Le problème, sans élément paléontologique, reste entier.

V. LE PLIO-QUATERNAIRE.

1. Le Pliocène

Il existe en de rares endroits (secteurs de Levone(Crosaroglio), du Belmonte, du Bric Filia (S de S. Anna), de Muriaglio (SW de Baldissero)) de rares témoins de la transgression pliocène qui a succédé à l'effondrement de la plaine du Po. Ces formations sont discordantes sur les autres formations du Canavese. Il s'agit en général de séries peu épaisses de sables grossiers blancs ou blancs jaunâtres à quartz, parfois assez argileux.

Ces dépôts ont été datés plus au SE dans le Val Chiusella au niveau du Ponte dei Preti et près de S. Martino Canavese (RABOGLIATTI, 1953) où ils sont Astien. Ils passent presque graduellement aux niveaux ferralitisés de la base du Quaternaire.

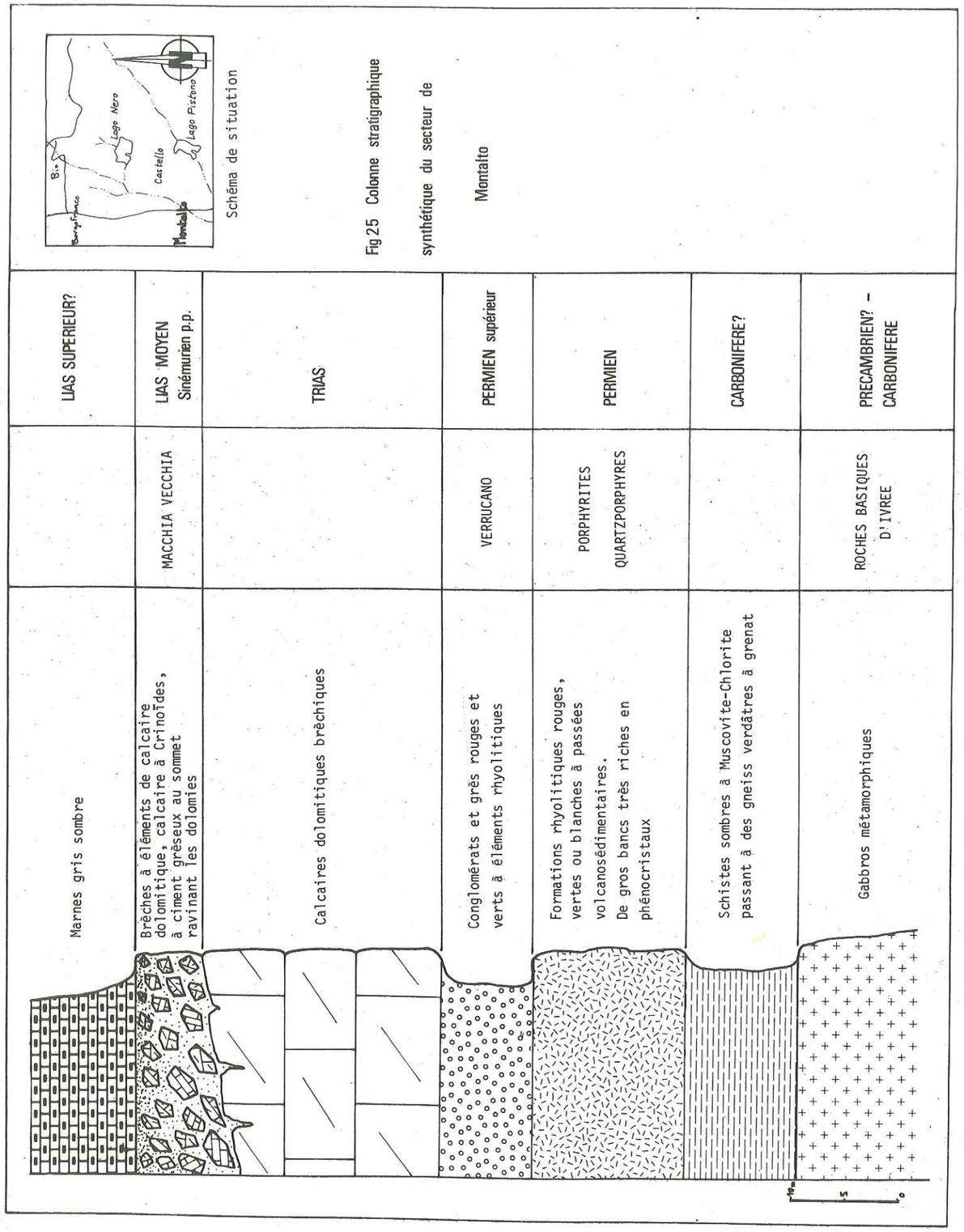


Schéma de situation

Fig 25 Colonne stratigraphique synthétique du secteur de Montalto

2. Le Quaternaire

Les dépôts quaternaires morainiques ou alluviaux recouvrent très largement la région du Canavese. Ils sont représentés par les moraines latérales ou frontales des glaciers de l'Orco ou du Val d'Aoste. Il est possible de distinguer parfois les dépôts anciens ferralitisés préwürmiens des dépôts dus aux dernières glaciations (secteur du Belmonte par exemple) (voir en particulier NOVARESE, 1929).

VI. CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

La série fondamentale du Canavese qui vient d'être décrite peut se résumer de la façon suivante, de bas en haut: (fig. 25)

1. Le socle comprenant:
   - roches ultrabasiques (lherzolites)
   - gabbros métamorphiques d'Ivrée
   - gneiss, granites
   - rhyolites permiennes
   - Verrucano.
2. La couverture comprenant :
   - calcaire dolomitique du Trias
   - brèches liasiques à niveaux lacunaires "Ammonitico rosso"
   - grès volcanodétritiques
   - marnocalcaires à Radiolaires Jurassique
   - calcaires à Calpionelles à faciès Maïolica
   - pélites sombres à faciès Scisti neri du Crétacé inférieur
   - brèches grossières à éléments de socle.

Cette série du Canavese a été comparée déjà avec la série lombarde (BAGGIO, 1963, AHRENDT, 1972) ou avec la série ligure (ELTER et al., 1966).

Rappelons brièvement les caractéristiques de ces deux séries jusqu'au Crétacé.

1. La série lombarde.

La série de référence est prise dans la région de l'Albenza à l'E du lac de Côme (BLANCHET, 1965).

Sur un socle qui affleure plus au N, on trouve de bas en haut :

- un Trias dolomitique, un Rhétien marneux à la base, dolomitique au sommet.
- un Lias épais représenté par des calcaires fins, à silex, marneux

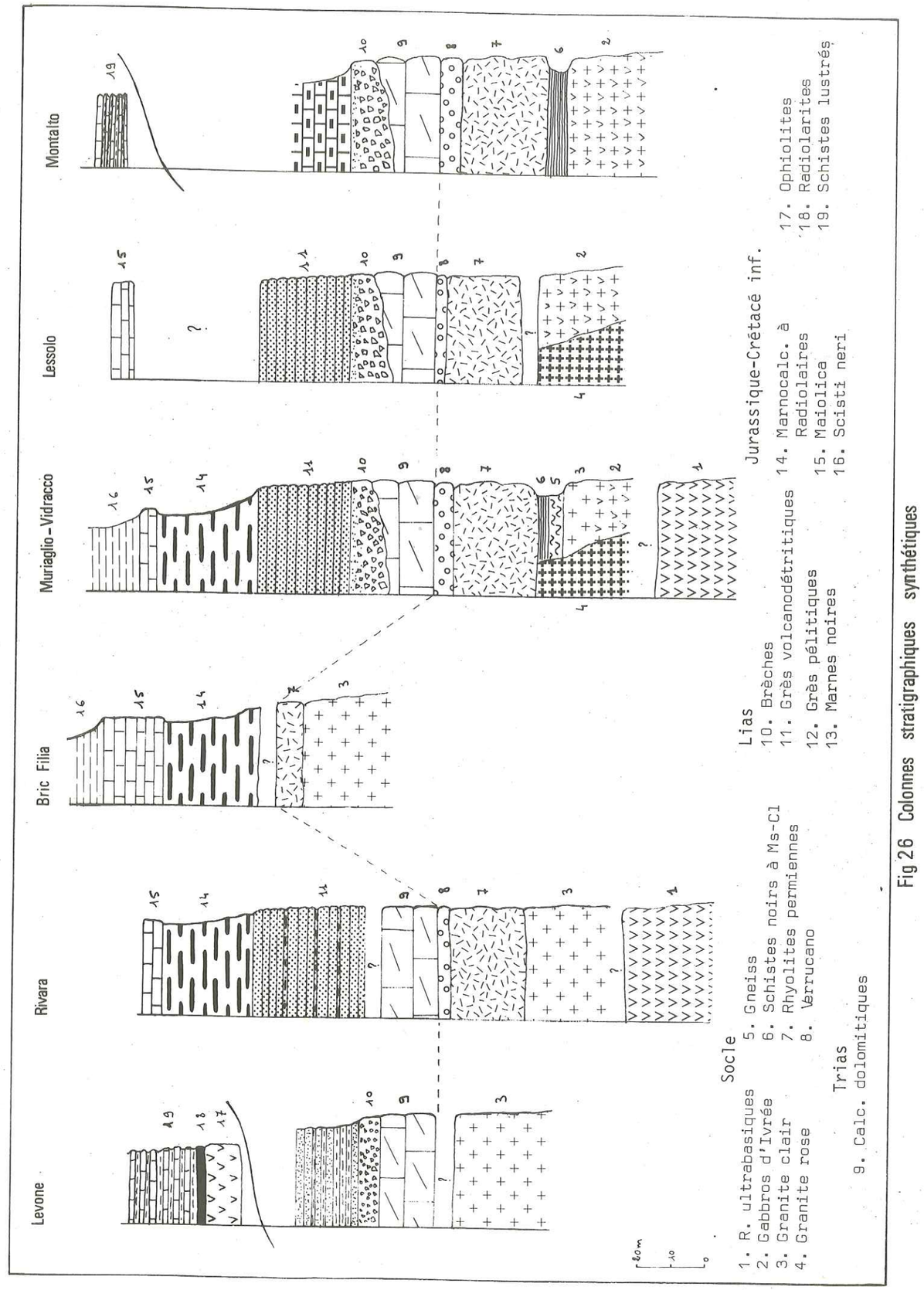


Fig 26 Colonnes stratigraphiques synthétiques

dès la fin de l'Hettangien. On y reconnait deux niveaux à faciès "ammonitico rosso", l'un du Domérien, l'autre du Toarcien Sup-Aalénien inférieur.

- un Dogger-Malm essentiellement siliceux. Ce sont des formations radiolaritiques rouges suivies par des calcaires rouges à Aptychus (Rosso à Aptychus).

- un Crétacé inférieur pélagique calcaire (Maïolica). Dès la fin du Barrémien, des pélites intercalées dans la "maïolica" sont annonciatrices d'une sédimentation détritique (Scisti neri). Après des calcaires marneux gris détritiques (San della luna) se dépose un puissant flysch.

Vers l'E (région du lac de Lugano, du lac Majeur) cette série type subit quelques modifications, notamment dans le Lias où les faciès brèchiques à faciès "Macchia Vecchia" apparaissent (Arzo, Monte Fenera, Sostegno) (WIEDENMAYER, 1963, BERNOULLI, 1964). D'autre part les niveaux détritiques sont de plus en plus précoces au dessus de la "Maïolica" d'E en W (AUBOUIN et al. 1970).

2. La série ligure.

La série ligure interne (Monte Gottero) comprend (ELTER et al., 1966) :

- des ophiolites en grandes masses comprenant des serpentinites, des lherzolites et des péridotites, des gabbros, des spilites et des diabases à pillows-lavas.

- des radiolarites et jaspes rouges et verts rapportés au Malm.

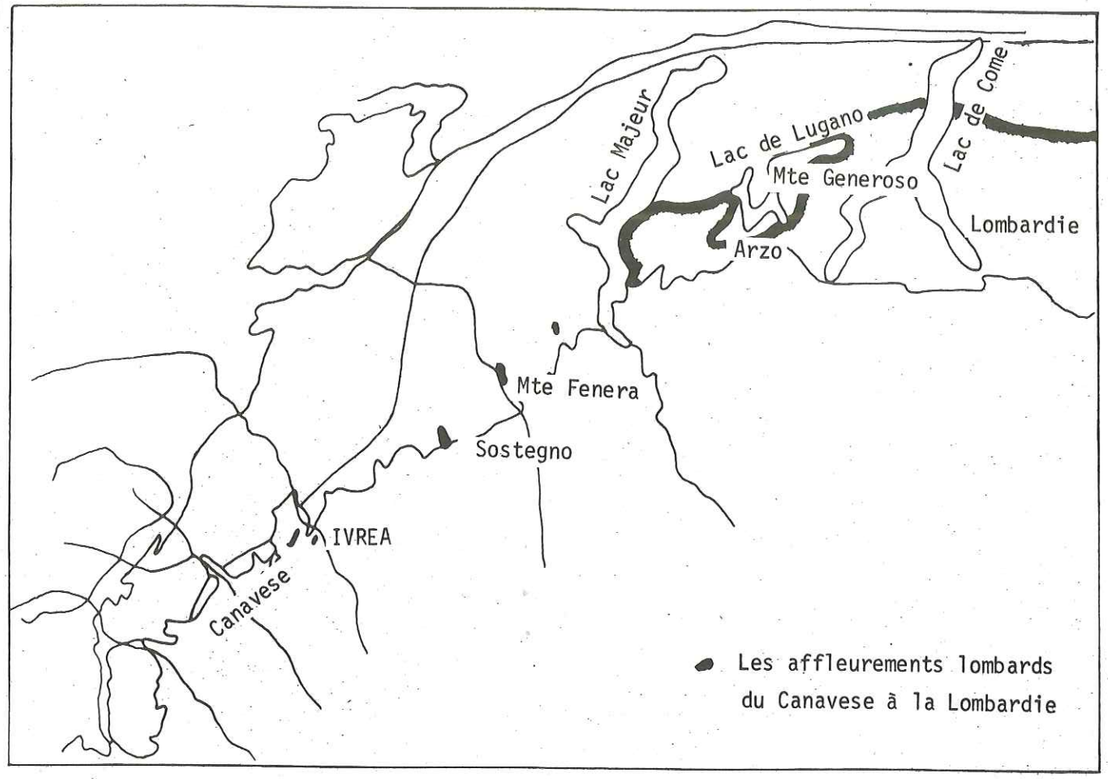
- des calcaires blancs, gris, roses souvent à silex à Calpionelles et radiolaires datant du Berriasien-Barrémien auxquels fait suite la formation des "argille a palombini" qui sont des argilo-schistes sombres à intercalations régulières de bancs de calcaires plus ou moins siliceux.

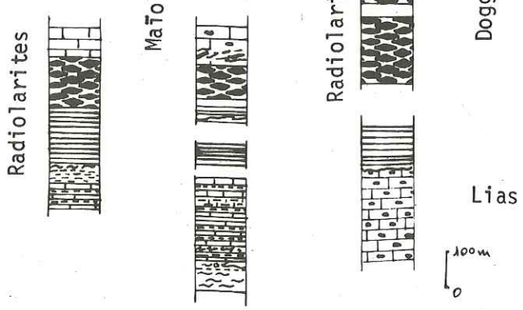
La comparaison fait ressortir plusieurs faits :

- d'une part les analogies les plus évidentes sont entre la série lombarde et la série du Canavese avec le socle identique, les faciès liasiques identiques, les faciès jurassiques également semblables. Il existe cependant des différences importantes, d'une part la présence d'un niveau volcanodétritique, l'absence de radiolarites franches, les apports détritiques dès le Jurassique supérieur (toute la série est très détritique).

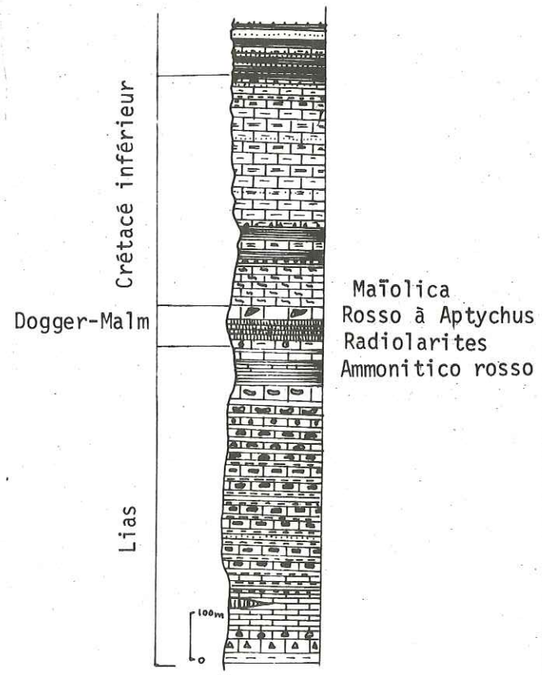
- d'autre part, si certains niveaux peuvent bien être comparés avec ceux de la série ligure ("radiolarites", calcaires à Calpionelles, "argille a palombini"), il est important de noter et de souligner que les comparaisons (ELTER et al., 1966) tenaient compte, pour ces auteurs, de la présence d'ophiolites dans le Canavese, auxquelles étaient associées les "radiolarites". Nous avons montré que, sauf peut-être pour la coupe du Torrente Levone, il n'y a pas d'ophiolites dans le Canavese. D'autre part, il n'ya pas de radiolarites

Fig 27 : La série lombarde

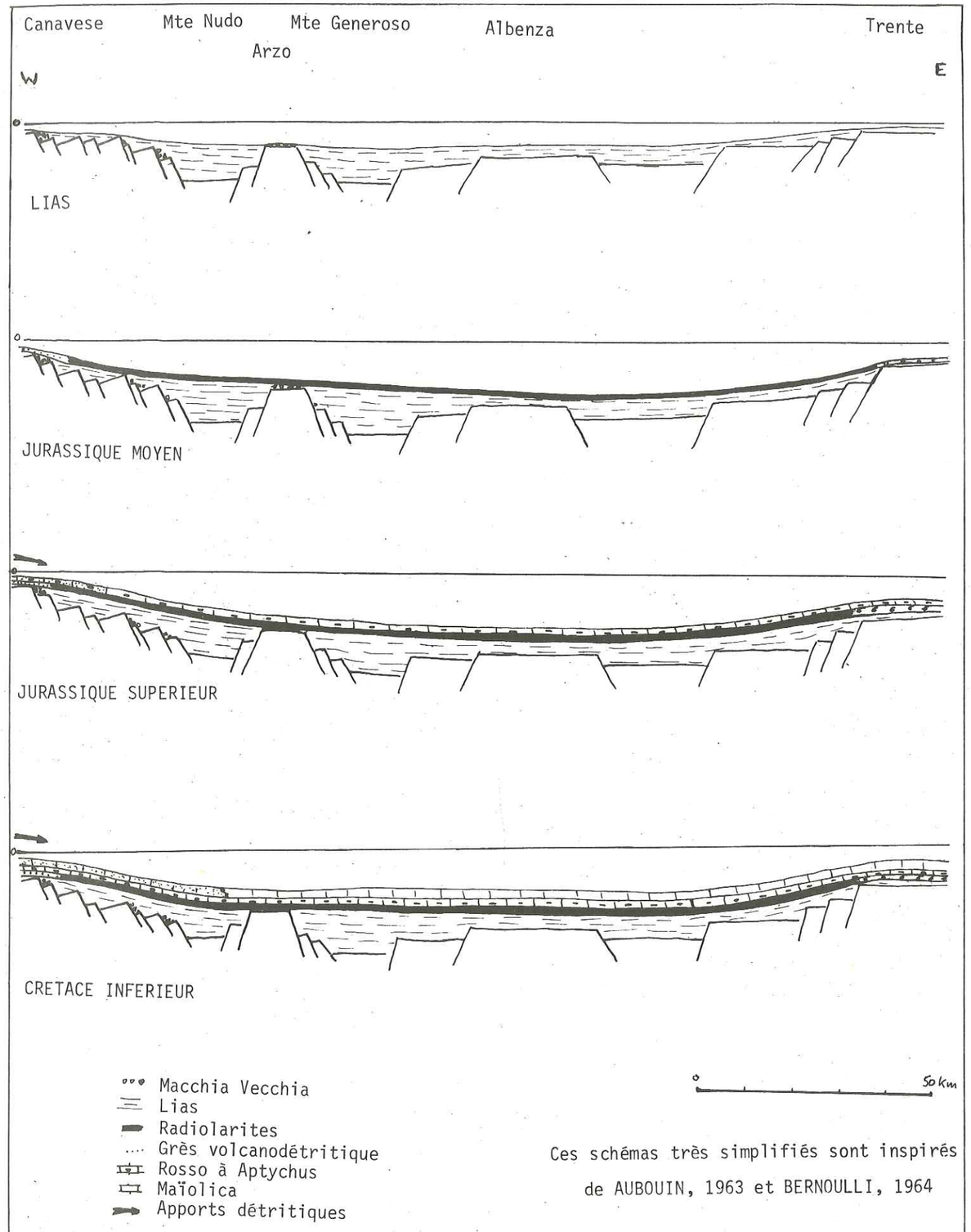




Région du Lac de Lugano
d'après BERNOULLI, 1964



Albenza d'après BLANCHET, 1964



Ces schémas très simplifiés sont inspirés
de AUBOUIN, 1963 et BERNOULLI, 1964

Fig 28 La zone du Canavese dans l'évolution lombarde

franches, mais des faciès plus proches du "Rosso à Aptychus" lombard. De toute façon, il s'agit, pour l'essentiel, d'une série typiquement sur socle continental.

Il est bien plus logique de replacer cette série fondamentale du Canavese en liaison avec la série lombarde, dans une position cependant assez particulière.

On peut ainsi, par l'intermédiaire des quelques témoins de la série lombarde du Biellese (Sostegno, Mte Fenera) et du Luganais (Gozzano, Arzo, Mte Generoso) replacer le Canavese dans l'évolution mésozoïque du sillon lombard et plus particulièrement du bord distal de ce sillon (fig. 27 et 28) :

-d'une part au Lias avec les mouvements distensifs qui ont provoqué le dépôt de la "Macchia Vecchia" (WIEDENMAYER, 1963, BERNOULLI, 1964).

-d'autre part au Jurassique et Crétacé inférieur avec l'approfondissement du bassin et dépôt de séries pélagiques ("Rosso à Aptychus", "Maïolica"). Ces derniers termes sont terrigènes très précocement, dès le Jurassique. Ce fait s'intègre bien dans l'évolution générale du sillon lombard, où les apports détritiques sont de plus en plus précoces d'E en W du bassin (AUBOUIN, 1963, AUBOUIN et al., 1970).

Le Canavese conserve cependant quelques originalités avec des termes nouveaux comme par exemple la série volcanodétritique du Lias-Jurassique moyen.

C. LES SCHISTES DE BIO ET DE LEVONE

En plus de la série à affinités lombardes décrite jusqu'à présent, affleurent, dans une position tectonique tout à fait particulière des éléments n'appartenant pas au socle qui ont subi une recristallisation et un métamorphisme plus ou moins intense.

En effet, des lambeaux de ces séries se trouvent localement le long de la faille du Canavese au NE de notre région d'étude dans la région de Bio, et au SE dans la coupe du Torrente Levone. D'autres petits éléments épars se retrouvent au NW du Belmonte et au NE du Bric Figlia.

1. Les schistes de Bio. (photos 12-13-14)

Ces schistes affleurent en une bande d'environ une centaine de mètres de large, le long de la route allant de Bio à Chiaverano, juste après le croisement pour Andrate.

- A l'affleurement, il s'agit d'une alternance de bancs calcaires et pélitiques, dont les teintes dominantes sont gris verdâtres ou parfois bleues. Vers la chapelle S. Maurizio, ces teintes deviennent gris sombre et les niveaux calcaires diminuent. Ces schistes ont un aspect soyeux dû aux très nombreux micas dans les lits pélitiques. Ces calcschistes sont affectés de plis isoclinaux trèsserrés. Ils viennent en contact au SE avec les gabbros d'Ivrée par l'intermédiaire d'une faille.

- En lame mince, les niveaux calcaires montrent unerecristallisation très poussée avec de nombreux débris de quartz, feldspath, plagioclases. Les niveaux pélitiques montrent, eux, des phyllites très nombreuses orientées, reprises dans le plissement. Elles forment ainsi une schistosité de flux très caractéristique. La chlorite est souvent abondante. Les lits siliceux sont fréquents. Les paragenèses sont donc essentiellement :

Quartz - chlorite - phengite.

BAGGIO (1965) considère ces schistes comme résultant de la mylonitisation des gabbros d'Ivrée alors que AHRENDT (1972) les considère comme des éléments non métamorphiques de "Maïolica".
Le caractère métamorphique de ces schistes est indubitable (faciès proche du faciès schistes verts), et la présence des niveaux calcaires en font vraisemblablement une série sédimentaire métamorphisée. Ils rappellent beaucoup certains faciès des schistes lustrés.

2. Les schistes du Torrente Levone. (photo 15)

Aux pélites à intercalations détritiques attribuées à la fin du Lias de la série du Torrente Levone font suite des calcschistes sombres également très plissés. Cette série azoïque affleure sur une centaine de mètres environ avant de passer aux serpentinites du Torrente Levone déjà décrites.

Les lits calcaires noirâtres montrent en lame mince une recristallisation très poussée, les lits pélitiques une association quartz - séricite - chlorite.

Juste avant le passage aux serpentinites affleurent sur deux mètres environ des schistes siliceux gris verts, luisants qui en lame mince, montrent l'association quartz - muscovite -actinote - chlorite.

Ces schistes siliceux peuvent être interprétés comme la transformation d'une série très siliceuse. ELTER et al. (1966) ont décrit dans cette même coupe l'association radiolarites - serpentinites. Les niveaux de radiolarites n'ont jamais été trouvés, seuls ces niveaux transformés pourraient dériver de niveaux radiolaritiques, mais sans certitude.

3. Conclusion

On pourrait ainsi avoir l'association serpentinites - radiolarites - calcschistes. Pour ELTER et al. (1966), cette association serait l'équivalent de la série ligure. Pour nous, nous préférons plutôt rechercher des éléments de comparaison éventuels dans la série des Schistes lustrés.

Il est évident que dans ce cas, cette série ferait partie d'une autre unité structurale et que l'association avec la série lombarde serait purement tectonique.

Il est évident que ces schistes peuvent s'interpréter de façon très différente et qu'il ne s'agit que d'une hypothèse.

Chapitre III

T E C T O N I Q U E

Chapitre III : T E C T O N I Q U E

Les études tectoniques relatives à la région n'ont jamais été très approfondies. Seuls NOVARESE (1929), BAGGIO (1963-1965), et AHRENDT (1972) ont proposé quelques coupes de la région. AHRENDT et COMES (1975) ont tenté une étude microstructurale de la fracturation.

Depuis ARGAND (1909) aucune proposition n'a été faite quant à la tectonique,en grand, de la région.

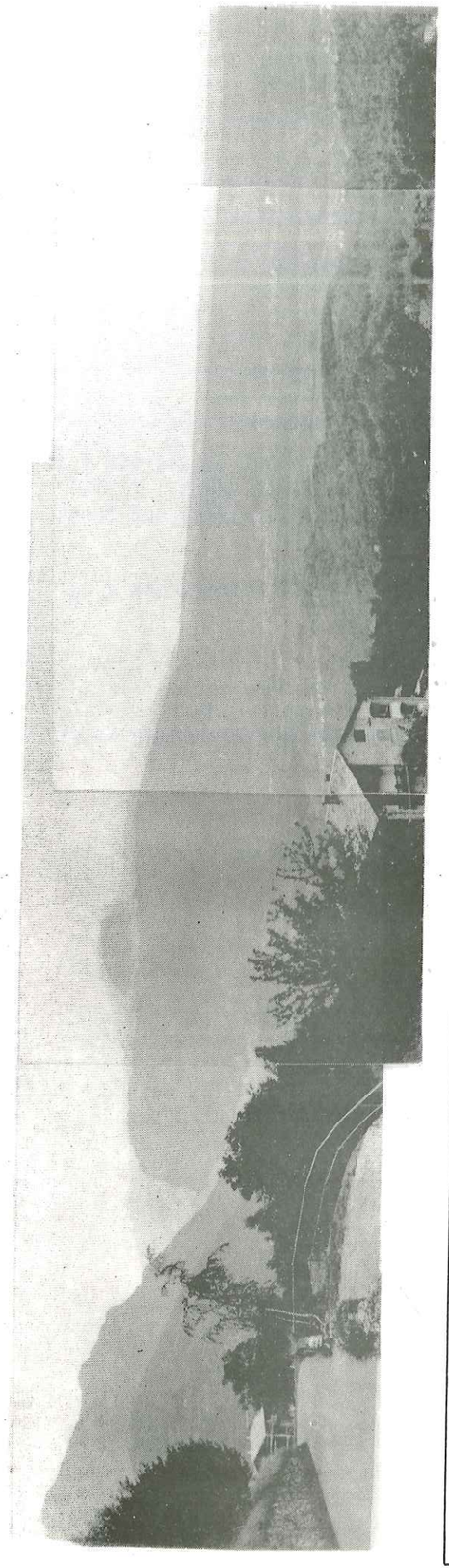
Les problèmes tectoniques sont multiples ; la déformation est en effet différente selon que l'on s'adresse aux éléments lombards de la série ou à l'unité des schistes de Bio et de Levone. L'essentiel est cependant représenté par une tectonique cassante.

Nous allons dans ce chapitre :

1 - analyser les différents éléments tectoniques de la région du Canavese.

2 - retracer une esquisse rétrotectonique.

Les éléments tectoniques vont être envisagés secteur par secteur. En effet, ainsi que le montrent la carte et les schémas structuraux tirés d'elle, les trois grandes régions d'affleurement du secteur géologique étudié ont permis une étude tectonique plus ou moins détaillée selon les cas, du fait même de leurs conditions d'affleurement et de leur complexité structurale.



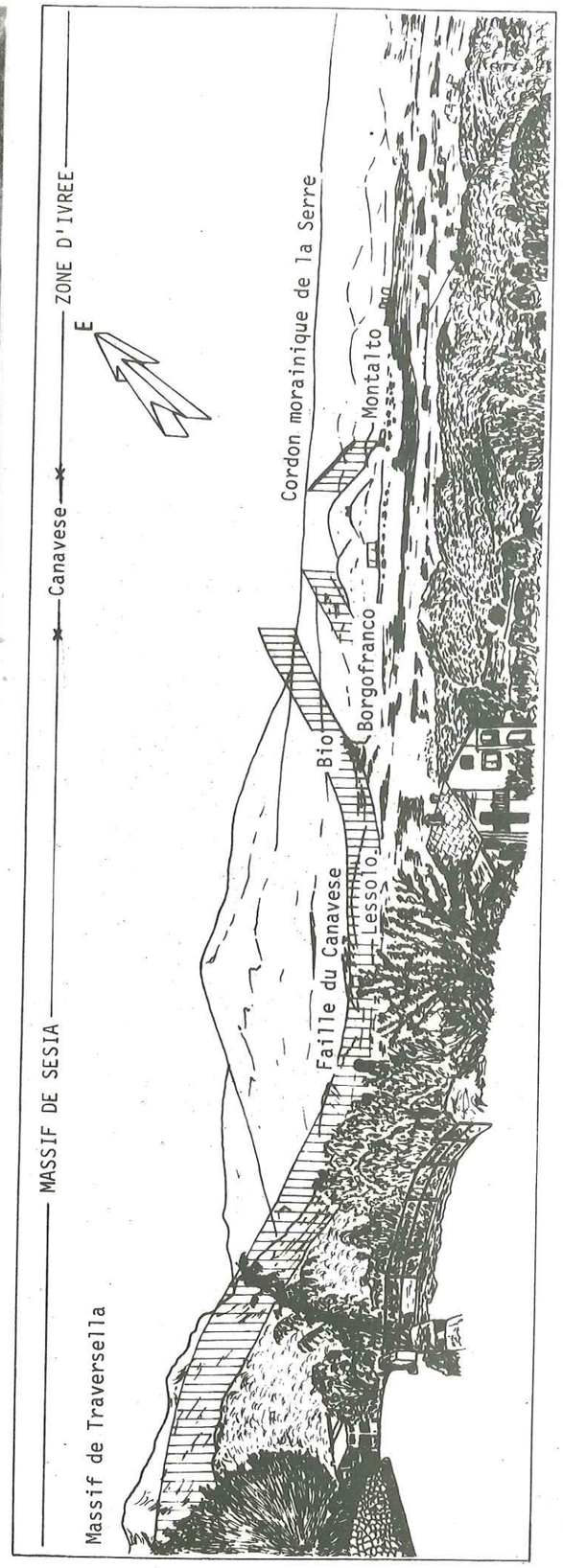
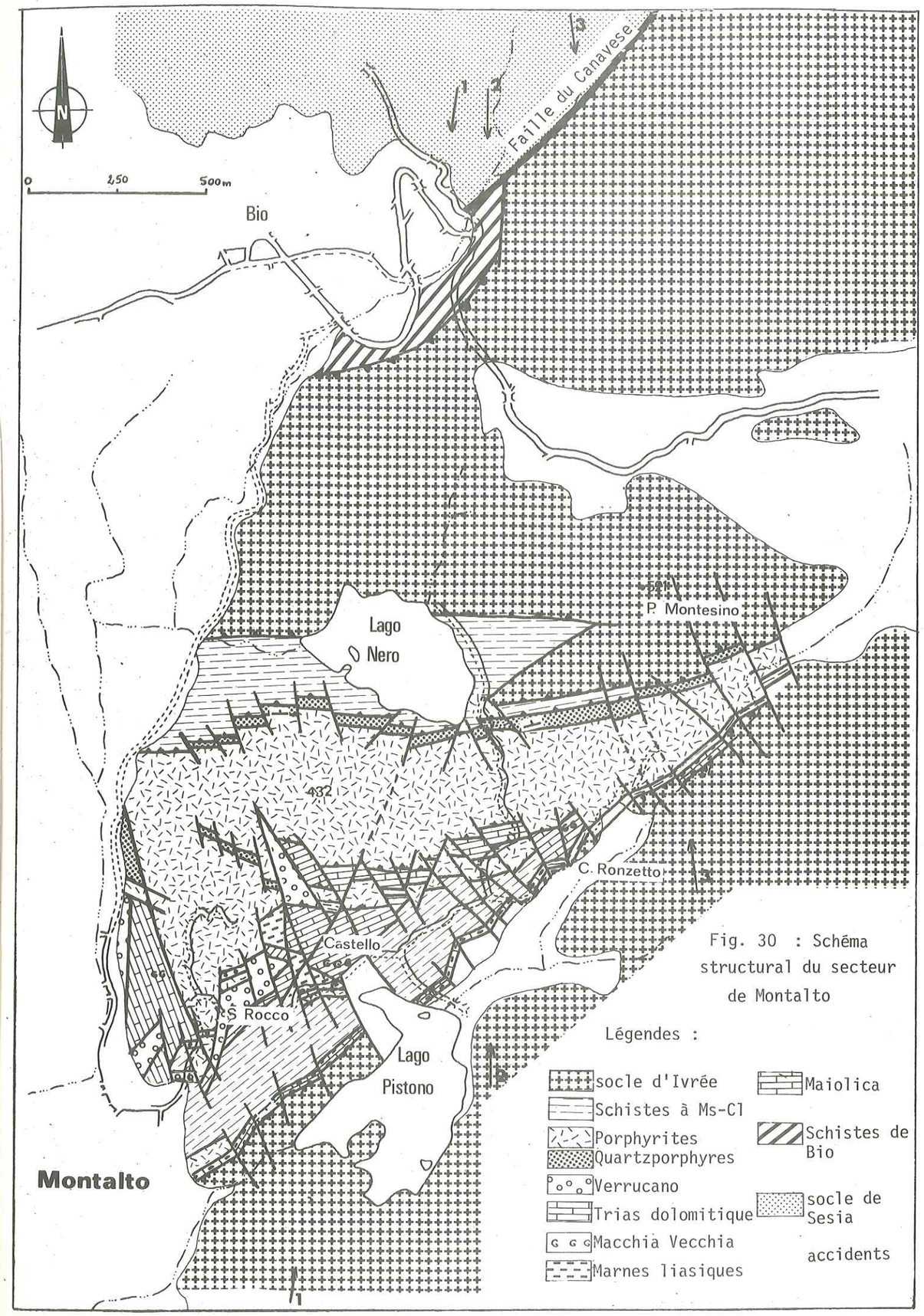


Fig 29 Panorama du secteur de Montalto depuis la route d'Alice



A. ANALYSE STRUCTURALE DES TROIS REGIONS D'AFFLEUREMENT.

I. Le secteur Montalto - Borgofranco - Bio (fig. 29).

Ce secteur présente un certain nombre d'originalités, du point de vue tectonique.

D'une part, comme le montre le schéma structural (fig. 30), la fracturation tardive peut facilement s'analyser, d'autre part, le style de la déformation est totalement différent entre le socle et la couverture de type lombard et les schistes de Bio. Aussi nous étudierons ces derniers à part comme nous l'avons déjà fait pour l'étude stratigraphique.

1. Le socle d'Ivrée et sa couverture de type lombard.

Cet ensemble est intéressé par de nombreuses dislocations tectoniques que l'on peut ranger, dès le premier abord, en deux grands ensembles :

a. le réseau de failles tardives qui recoupent les premières structures.

b. les structures en écailles très redressées auxquelles sont associées les mylonites d'épaisseur très importante dans la région.

a. Les failles tardives.

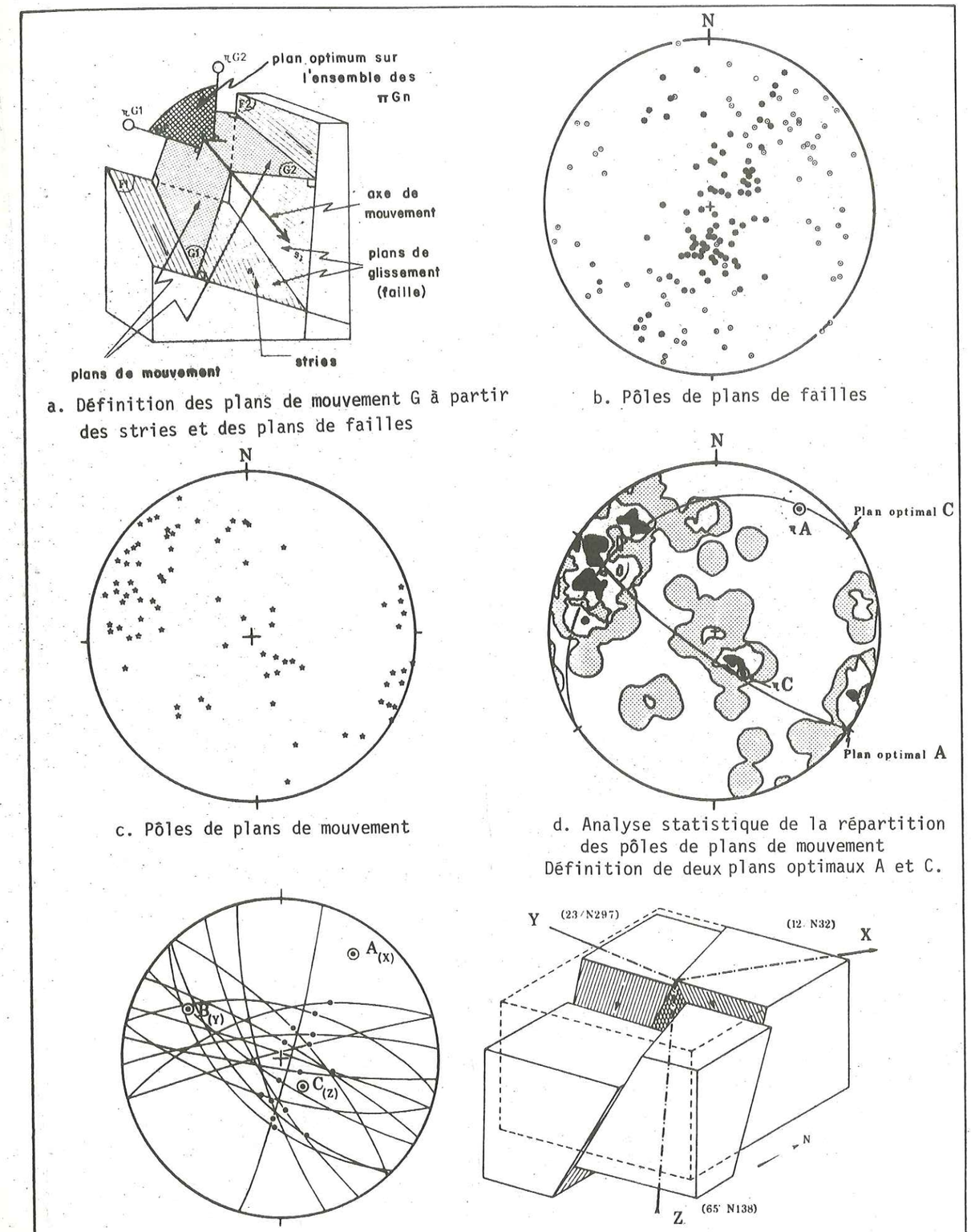
L'étude des failles tardives peut être réalisée cartographiquement (voir fig. 30, par exemple), mais elle l'a été surtout grâce à une analyse structurale détaillée sur le terrain.

Une telle étude a déjà été entreprise par AHRENDT (1972) qui malgré de très nombreuses mesures n'a pas distingué les différentes phases en compression ou en distension, mais aussi surtout par COMES (1975).

A sa suite et lorsque les conditions d'affleurement sont bonnes (le plus favorablement dans ce secteur, mais également dans d'autres régions du Canavese (Belmonte, Vidracco, Issiglio, Lessolo)),l'étude des failles tardives nous a permis de distinguer trois familles principales.

La mesure de la direction et du pendage des plans de failles,et de la direction et du pendage des stries associées a été réalisée systématiquement.

Les cristallisations de minéraux tels que quartz, chlorite le plus souvent ou calcite quelquefois sur le plan de faille, permettent de déterminer la direction et le sens du mouvement des deux compartiments de part et d'autre du plan de faille.



a. Définition des plans de mouvement G à partir des stries et des plans de failles

b. Pôles de plans de failles

c. Pôles de plans de mouvement

d. Analyse statistique de la répartition des pôles de plans de mouvement
Définition de deux plans optimaux A et C.

e. Détermination des axes principaux X, Y, Z à partir de quelques failles particulières

Fig 31 : Analyse de la fracturation d'après MERCIER (1976)

Les résultats (direction de la faille et son plongement, direction de la strie et son plongement) ont été reportés ensuite sur canevas de Schmidt (projection à partir de l'hémisphère inférieur). Leur étude a été menée ensuite de façon statistique.

La méthode de traitement de ces données est celle développée par l'équipe de MERCIER à Orsay qui reprend celle d'ARTHAUD (1962) : (fig. 31).

- la strie qui se trouve sur le plan de faille est la projection orthogonale sur ce plan de la contrainte σ Le plan orthogonal au plan de faille passant par la strie (et contenant donc σ) est appelé plan de mouvement (G).

- par définition, l'ensemble des plans de mouvement (G) se recoupent selon la direction σ. Les intersections de ces plans de mouvement pour un grand nombre de failles doivent donc nous donner la direction.

- cependant, lorsque le nombre de failles est élevé, il est peu commode de passer par les intersections de plans de mouvement (diagrammes trop difficiles à construire et à lire). Il est plus intéressant et surtout plus commode dans ce cas de construire les pôles de plans de mouvement (π G). Par construction, ces pôles de plans de mouvement doivent être contenus dans un plan dont le pôle sera la direction σ recherchée. Le traitement statistique consiste à rechercher ce plan optimum contenant les pôles de plans de mouvement.

- dans le cas le plus général (contraintes triaxiales), les pôles de plans de mouvement se répartissent en deux "guirlandes" sur les diagrammes. Ces pôles sont contenus dans deux plans qui sont perpendiculaires entre eux. Les pôles de ces deux plans nous donnent deux des contraintes, la troisième étant perpendiculaire aux deux premières (intersection des deux plans).

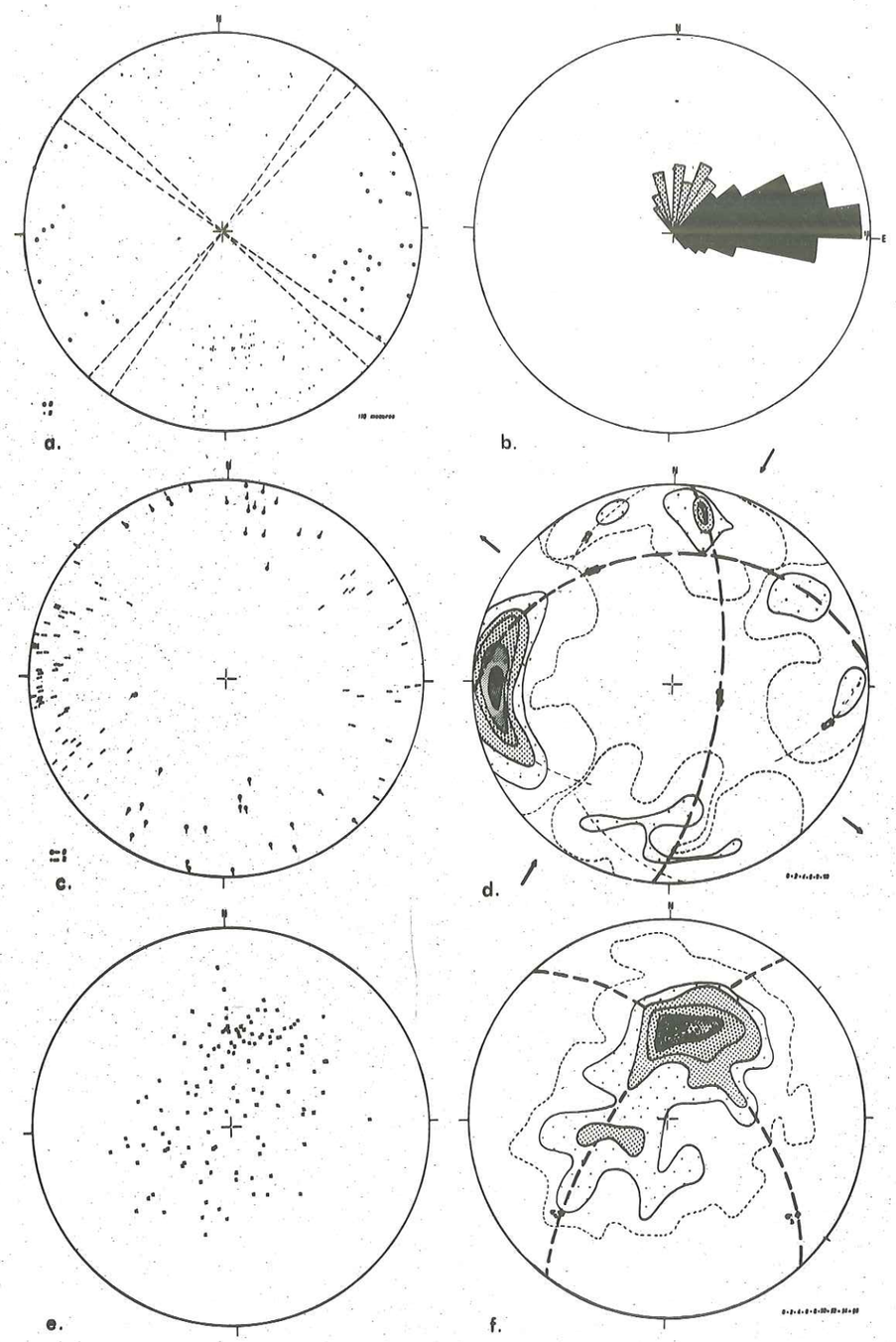
- une fois la position de ces directions de contraintes ($\sigma 1$, $\sigma 2$, $\sigma 3$) déterminée grâce aux pôles de plans de mouvement, il reste à déterminer le "nom" de la contrainte : extension, compression, neutre. Ceci se réalise en général facilement en étudiant le comportement particulier de quelques failles par rapport à ces contraintes $\sigma 1$, $\sigma 2$, $\sigma 3$ déterminées.

α - La première phase de décrochement.

Une première fracturation peut être mise en évidence assez facilement. Elle se traduit essentiellement par de nombreux décrochements.

Ses effets se retrouvent aussi bien dans les sédiments du Canavese (surtout Montalto) que dans le socle (Belmonte, Ivrea) et le massif de Sesia.

Lors de cette première phase, le réseau sénestre (failles orientées grossièrement E-W) s'est beaucoup mieux développé que le réseau dextre : 68% de failles sénestres pour 32 % de failles dextres.



a. Pôles des plans de failles
b. Direction des plans de failles
c. Stries
d. Analyse statistique de la répartition des stries
e. Pôles de plans de mouvement
f. Analyse statistique de la répartition des pôles de plans de mouvement
Détermination de $\sigma 1$, $\sigma 2$,,$\sigma 3$

Fig 32 : La première phase de décrochement

L'étude statistique (fig. 32) nous donne pour les directions de contraintes :

σ1 = 49 SW 30
σ2 = 3 N 54
σ3 = 126 SE 20

Précisons qu'il s'agit de valeurs globales pour l'ensemble de la région étudiée et que des variations peuvent exister d'un secteur à l'autre.

Les stries ainsi que les pôles de plans de mouvement donnent donc une compression orientée sensiblement NE-SW.

Ces valeurs sont en accord avec celles données par COMES (1975)[x].

COMES donne en effet pour cette première phase :

X = N 140.20
Y = N 330.70
Z = N 060.00

L'accident majeur qui est la faille du Canavese peut être replacé dans ce premier jeu décrochant comme l'a déjà fait COMES (1975). Malheureusement, cette faille ne présente aucune strie visible. Le trajet de cette faille se marque sur le terrain par des roches broyées de part et d'autre de l'accident (Canavese, Sesia), quelquefois sur des épaisseurs importantes (10-20m). Ainsi, toute strie est totalement inobservable. L'épaisseur de ces mylonites peut militer en faveur de nombreux jeux de cette faille. On peut donc penser que cette faille a pu jouer lors de cette première phase en décrochement (ce qui ne reste qu'une hypothèse !).

En la replaçant dans le tenseur des contraintes déterminé de façon statistique, on peut connaître le jeu qu'aurait pu avoir cette faille.

Dans ce cas, la faille du Canavese aurait eu alors un jeu dextre. Ce résultat concorde bien avec celui donné par COMES. La faille majeure aurait alors absorbé la majorité du jeu dextre, ce qui peut expliquer que le réseau dextre est beaucoup moins développé que le réseau sénestre lors de cette première phase.

Ce résultat est intéressant, avec les réserves déjà émises sur le jeu possible de la faille du Canavese. En effet, d'après LAUBSCHER (1971), la faille insubrienne (= faille du Canavese dans notre région) sépare les deux grandes plaques rhodanienne et insubrienne (on pourrait aussi parler de plaques européenne et africaine).

LAUBSCHER, dans ses reconstitutions palinspatiques sur les mouvements des deux plaques, postule un déplacement de près de 300km de la plaque insubrienne par rapport à la plaque rhodanienne, par un jeu dextre de la faille insubrienne.

On pourrait ainsi voir dans le jeu dextre déterminé de la faille du Canavese, un écho de ce déplacement des deux plaques, ce que propose COMES.

Il faut cependant faire quelques commentaires à cette hypothèse :

- d'une part, LAUBSCHER place une limite de plaques au niveau de la faille insubrienne. Or dans la théorie des plaques, les limites de plaques sont de trois types :

[x] Pour un nombre de mesures relevées beaucoup plus important.

. rift-vallée
. fosse de subduction
. faille transformante.

Il faudrait donc voir dans la faille insubrienne la trace d'une de ces limites.

Mais cette limite de plaques n'aurait fonctionné que jusqu'au Crétacé supérieur-Eocène (jusqu'à la collision entre les deux plaques). Faut-il donc voir dans les jeux tardifs de la faille insubrienne des mouvements posthumes le long d'une telle limite de plaques ?

- d'autre part, le mouvement postulé par LAUBSCHER est de l'ordre de 300km. Il est très peu probable que ce mouvement ait pu être absorbé par ce seul compressif. Cette phase ne serait alors qu'un écho assez faible d'un mouvement plus général et plus important le long d'une limite de plaques (mouvement qui se serait produit sur un laps de temps beaucoup plus important).

Cette première phase de compression cassante ne s'observe pas dans les andésites de Biella au NE de la région étudiée (COMES, 1975). Elle serait donc antérieure à la mise en place de ces andésites. Ces dernières ont été datées radiométriques par SCHEURING et al. (1974) de 29 à 23 M.a ; c'est-à-dire de l'Oligocène.

Nous pourrons alors admettre que la première phase de compression cassante est anté-Oligocène.

β - Les filons de microsyénites trouvés dans le massif de Sesia au N de Biella ont tous une orientation E-W. COMES n'observe ni décrochement, ni stylolithes, ni faille inverse compatibles avec ces fentes pouvant ainsi faire penser à une mise en place lors d'un épisode de compression.

Il admet donc que ces filons de microsyénites se sont mis en place lors d'un épisode en distension orienté grossièrement N-S.

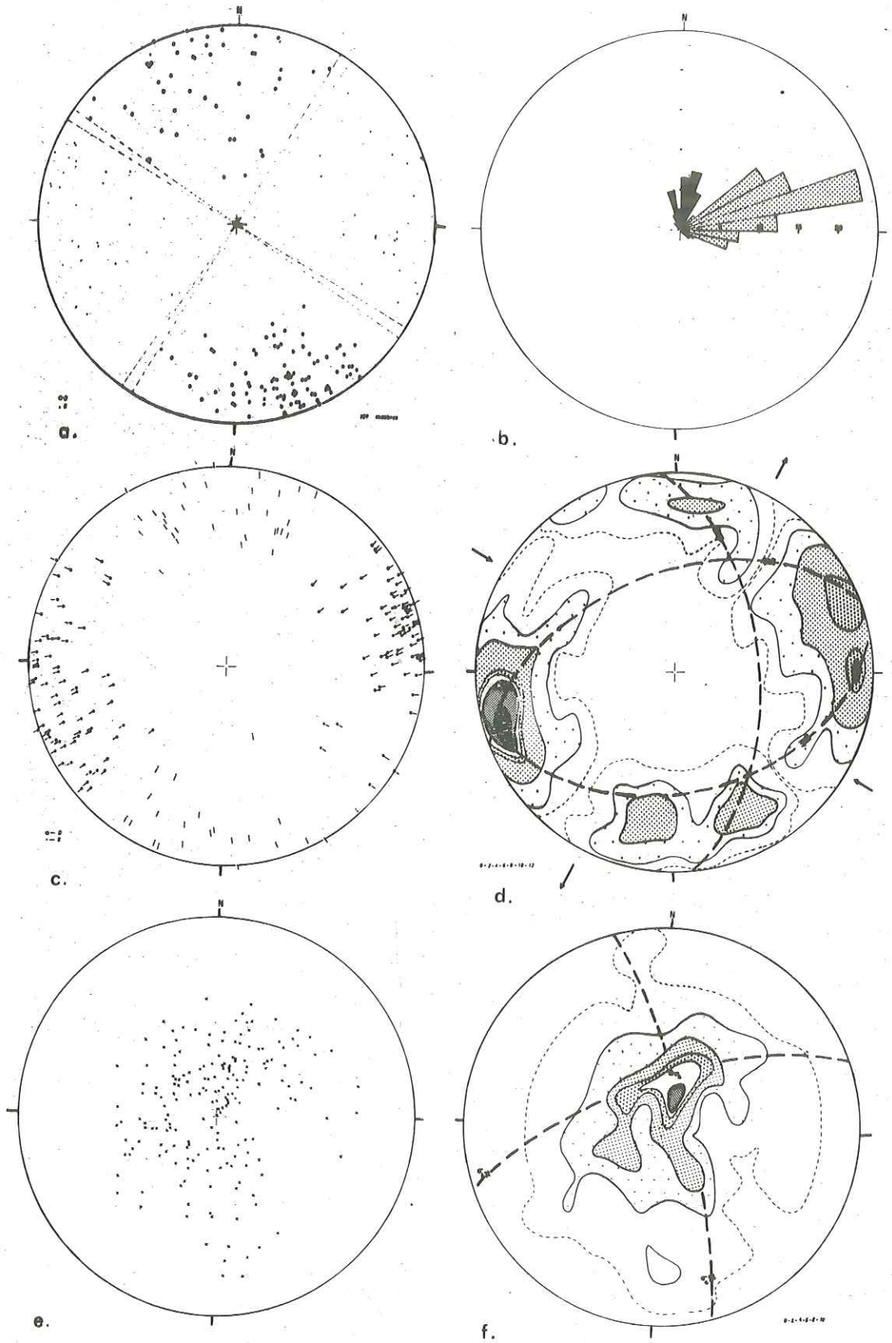
Cet épisode est bien daté par l'âge des andésites et des microsyénites : 29 à 33M.a. donc Oligocène.

γ - 2ème phase de compression cassante.

Ces filons et les premiers décrochements sont repris par une deuxième famille de décrochements.

Il est assez fréquent d'observer des failles qui ont joué de façon sénestre lors de la première phase, posséder de nouvelles stries qui donnent cette fois un jeu dextre.

Il y a très peu de fracturation nouvelle, mais essentiellement une reprise des premiers décrochements. Si bien que le réseau dextre, orienté E-W, est cette fois mieux développé que le réseau sénestre : 71% de failles dextres pour 29% de failles sénestres.



a. Pôles des plans de failles
b. Direction des plans de failles
c. Stries
d. Analyse statistique de la répartition des stries
e. Pôles de plans de mouvement
f. Analyse statistique de la répartition des pôles de plans de mouvement
Détermination de σ1 , σ2 , σ3

Fig 33 : La seconde phase de décrochement

L'analyse statistique donne les résultats suivants : (fig. 33) :

σ1 = 158 S 22
σ2 = 4 N 68
σ3 = 72 SW 10

COMES donne :

X = N 80, 00
Y = N 0, 90
Z = N170, 00

Les valeurs sont un peu différentes, mais les résultats d'ensemble concordent très bien.

Encore une fois, il est difficile de savoir si la faille du Canavese a joué lors de cette seconde phase de compression cassante. Cependant, d'après la position de σ1 par rapport à celle-ci, elle aurait dû jouer de façon sénestre ; ce qui est en accord avec les résultats de COMES.

Il faudrait donc admettre un rejeu tardif de la faille insubrienne en sens opposé (sénestre) au jeu probablement le plus important de cette faille (mouvement dextre).

Ce jeu serait post-Oligocène et très probablement Anté-Pliocène.

δ - Phase de distension récente.

L'ensemble de ces premières failles est recoupé par un système important de failles normales affectant toute la zone du Canavese et la zone d'Ivrée, compliquant singulièrement la lecture des premiers évènements.

Bien que de nombreuses failles réutilisent le réseau préexistant (il y a encore très peu de fracturation nouvelle), la direction principale pour ces failles normales est à peu près NE-SW (fig. 34b).

La majorité de ces failles a un pendage vers le SE de 60-70°. Les stries ont des pitchs assez forts, très souvent compris entre 60 et 90° (fig. 34c).

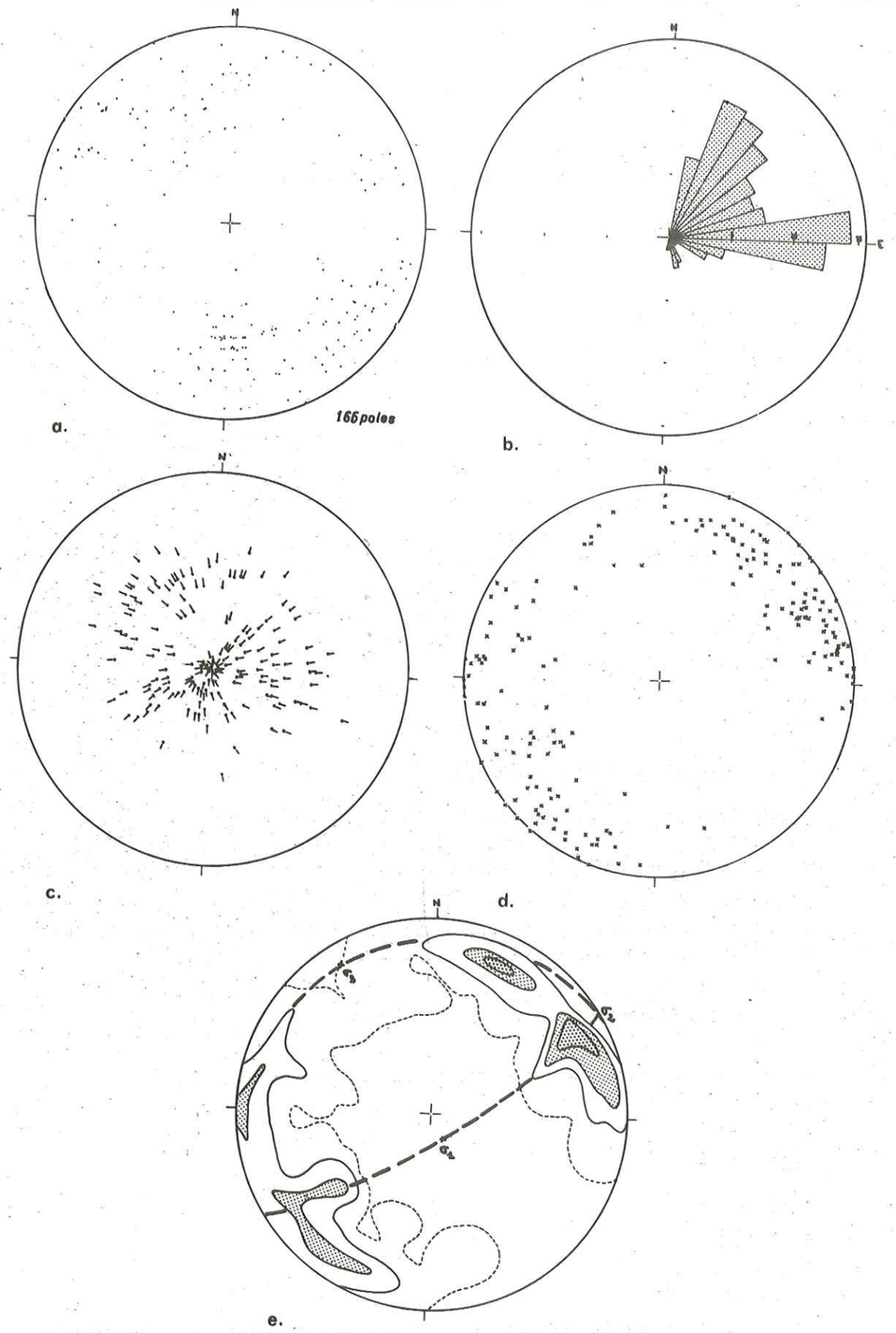
Les pôles de plans de mouvement nous donnent (fig. 34e) :

σ1 = 155 S 74
σ2 = 58 E 1
σ3 = 147 NW 7

COMES propose :

X = N 155, 15
Y = N 45, 20
Z = N 265, 60

La distension NW-SE se fait donc dans notre région en direction de la plaine du Po.



a. Pôles des plans de failles
b. Directions principales des plans de failles
c. Stries
d. Pôles de plans de mouvement
e. Analyse statistique de la répartition des plans de mouvement
Détermination de σ1 , σ2 , σ3

Fig 34 : La phase de distension récente

b. Les structures en écailles.

Le schéma structural de cette région d'affleurement (fig.30), ainsi que les coupes réalisées (fig. 35) montrent de façon évidente l'important écaillage des formations paléozoïques et de la série mésozoïque.

La particularité de ce secteur tient dans la disposition en une sorte de triangle (fig. 30) des formations du Canavese disloquées entre deux accidents importants marqués par d'épaisses mylonites les séparant des gabbros d'Ivrée.

Ces deux accidents ont des pendages opposés, ce qui détermine une structure très particulière dans les écailles du Canavese qui se font face vers le haut (voir coupes).

Cette observation est très difficile à interpréter :

- d'une part, pour expliquer une telle structure, il faut faire appel à deux phases différentes au N et au S du triangle :
  . une phase mettant en place les écailles grâce à une compression à peu près N-S (cette compression a pu elle-même s'effectuer en plusieurs étapes).
  . l'autre phase inversant le pendage initial d'une partie de ces écailles.

- d'autre part, AHRENDT (1972) admet que le pendage N de l'accident du Lago Nero peut s'expliquer par l'effondrement tardif qui s'est produit le long de la faille du Canavese, provoquant un rebroussement des accidents et des écailles du Canavese.

On comprend quand même assez mal pourquoi lors de l'effondrement une seule partie des accidents seulement a été affectée par ce rebroussement. Cette explication reste cependant possible.

Les écailles sont de direction générale E-W. Elles sont en général de faible puissance (de 2 à 20m). Elles correspondent probablement à une série de cisaillements dus à une compression à peu près N-S. Elles ont été verticalisées ensuite lors de phases compressives ultérieures.

Il est possible aussi que ces écailles E-W puissent correspondre à de petits anticlinaux ou synclinaux primitifs qui ont été écrasés lors de compressions ultérieures intenses.

Il n'est pas impossible enfin que certains accidents correspondent à d'anciennes failles normales réactivées ultérieurement et ayant joué alors en failles inverses.

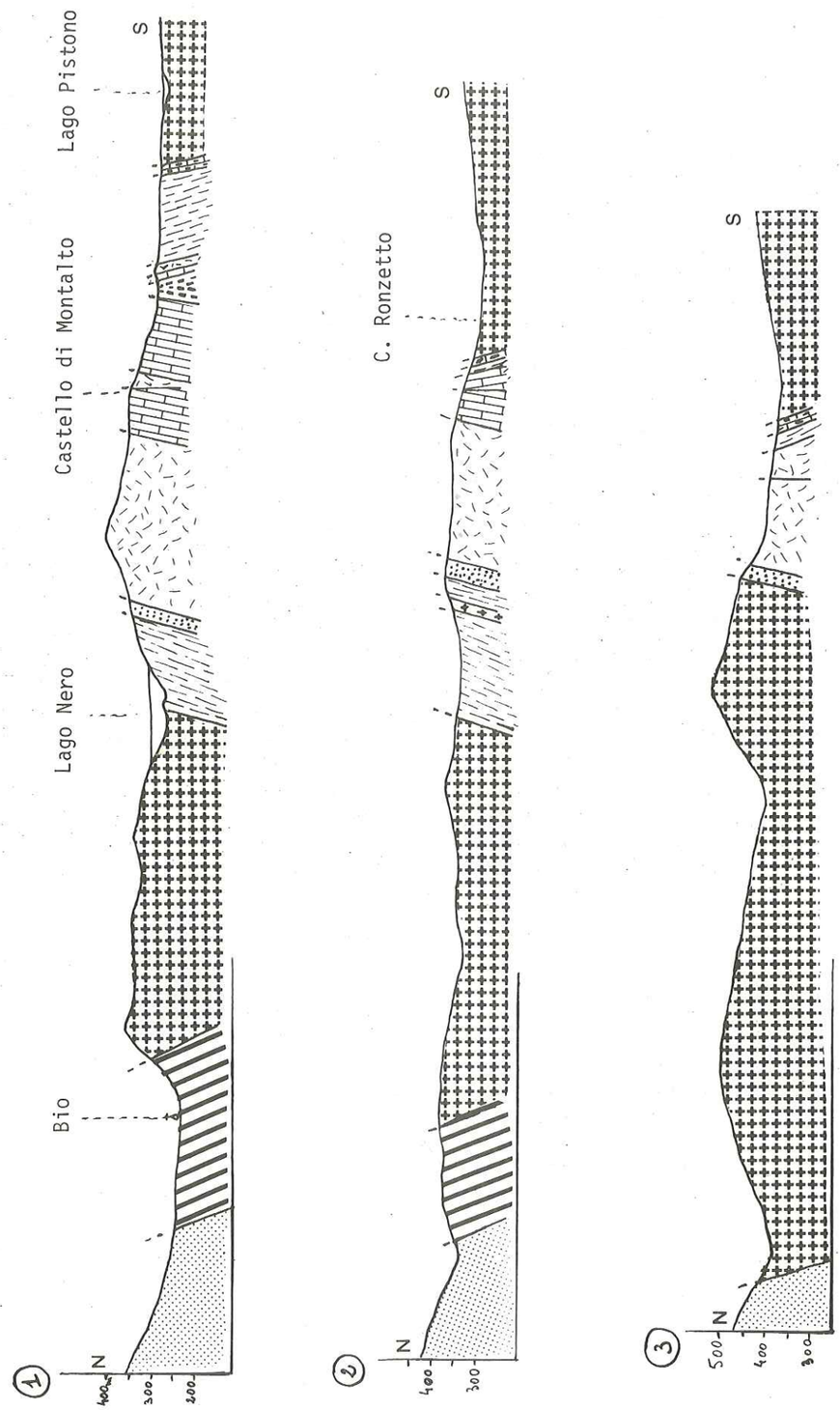


Fig 35 : Coupes du secteur de Montalto

2. Les schistes de Bio.

Comme nous l'avons signalé déjà (cf. p.88), ces schistes occupent une position structurale très particulière.

Pincés contre la faille du Canavese au N, ils sont séparés au S des Gabbros d'Ivrée par un accident très redressé à pendage S. Celui-ci est marqué également par une zone broyée de 2 à 3m d'épaisseur. Les gneiss du massif de Sesia au N sont également broyés au contact avec les schistes de Bio. Ce qui a probablement conduit BAGGIO en 1965 à considérer ces schistes comme résultant du broyage des formations de la zone d'Ivrée. Nous avons déjà discuté de ce problème dans le chapitre Stratigraphie (cf. p. 89).

Outre les différences stratigraphiques et pétrographiques importantes déjà notées avec les autres formations du Canavese, le type de déformation de ces schistes est également très différent.

Ces schistes sont en effet affectés par de très nombreux plis isoclinaux décimétriques marqués par les bancs calcaires et pélitiques. Ces microplis s'observent très bien sur la route de Bio à Chiaverano à hauteur de la chapelle S. Maurizio.

Ces microplis reprennent une schistosité bien marquée par les nombreuses phyllites qui donnent un aspect lustré à ces schistes. Des mesures d'axes de plis ont été réalisées sur la route Bio-Chiaverano. Ces mesures ont été reportées sur diagramme de Schmidt ; les pôles de plans de schistosité ont également été reportés (fig. 36) :

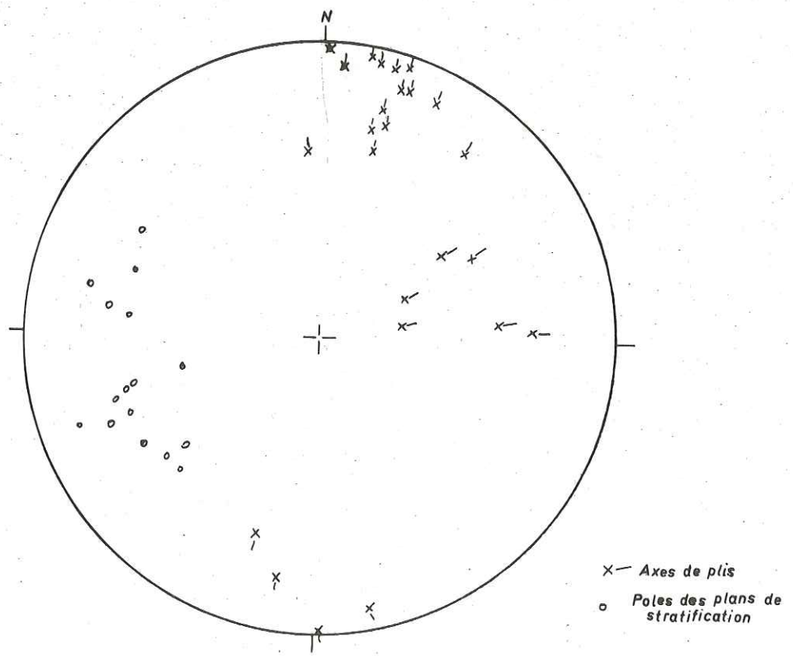


Fig 36 : Diagramme des axes de plis des schistes de Bio

Si, comme le montre le diagramme, la direction prédominante des axes de plis est à peu près N-S avec un léger déversement des plis vers l'E, il existe un certain nombre d'axes de plis de direction différente dont certains E-W.

On peut interpréter la présence de ces axes E-W de deux façons différentes :

- ou ils sont dus à une phase de plissement antérieure d'axe E-W repris par la phase d'axe N-S.
- ou ils sont dus à une phase de plissement postérieure à la phase d'axes N-S.

La dispersion sur le diagramme des axes et des pôles de schistosité militerait plutôt en faveur de la seconde hypothèse (plissement postérieur de plus grand rayon de courbure). Cependant, en un ou deux endroits (mais les conditions d'affleurement ne sont pas excellentes pour en être vraiment certain), il semble que l'on puisse dire que des axes E-W ont été repris par la phase de plissement ayant donné les axes N-S. La schistosité replissée par la phase d'axe N-S pourrait être alors liée à cette première phase de plissement d'axe E-W.

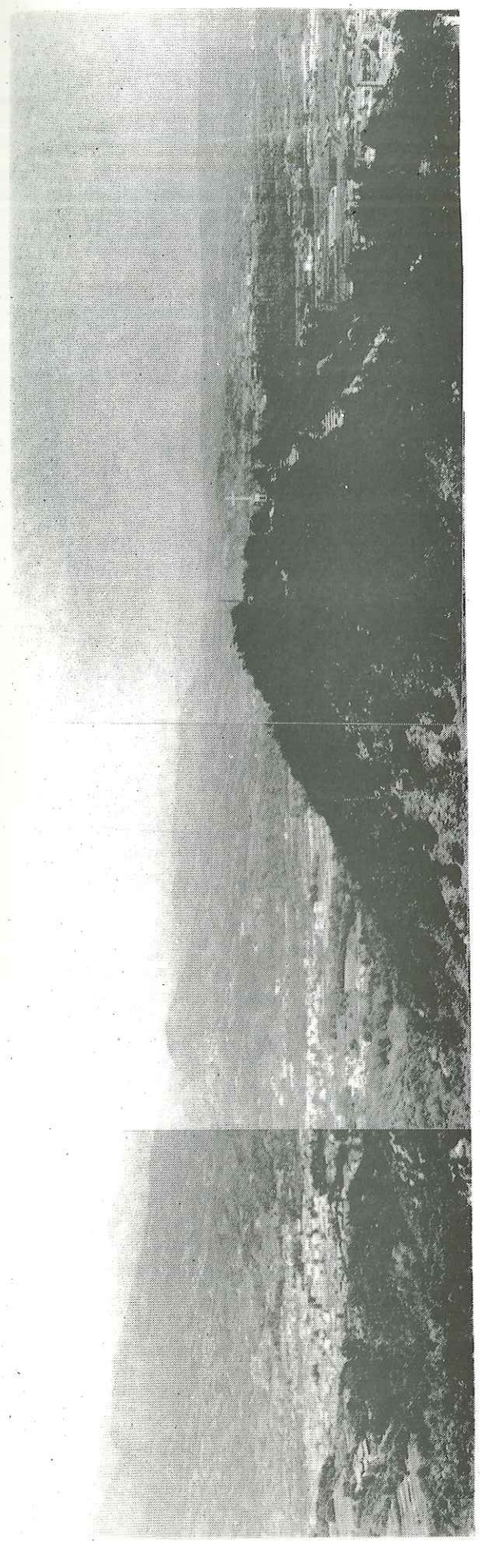
Il est cependant hasardeux de vouloir trancher définitivement pour l'une ou l'autre solution.

Quoiqu'il en soit, la phase de plissement la mieux marquée donnant des axes N-S est très difficilement imputable à un écrasement le long de la faille du Canavese, comme le suggère BAGGIO (1965). Cet écrasement n'aurait pas pu en effet donner des axes N-S.

Tout au plus peut-on envisager la formation de tels plis lors des phases de décrochements en compression le long de la faille du Canavese, les schistes de Bio ayant alors réagi souplement à cette compression.

Ces plis pourraient également être dus à des phases souples antérieures. Aucun argument ne permet de le savoir.

Si comme nous l'avons déjà dit dans l'étude stratigraphique, ces schistes de Bio représentent un élément de la série des schistes lustrés, ils appartiennent forcément à une unité structurale différente de celle de la série lombarde du Canavese. La déformation de ces schistes de type infrastructurale contrastant très fortement avec la déformation de type superstructural de la série lombarde peut également être un argument pour en faire deux unités très différentes. Ainsi ces schistes de Bio seraient la trace mise à jour grâce au système de failles qui les limitent de cette unité des schistes lustrés. Ce problème sera repris dans les conclusions générales.



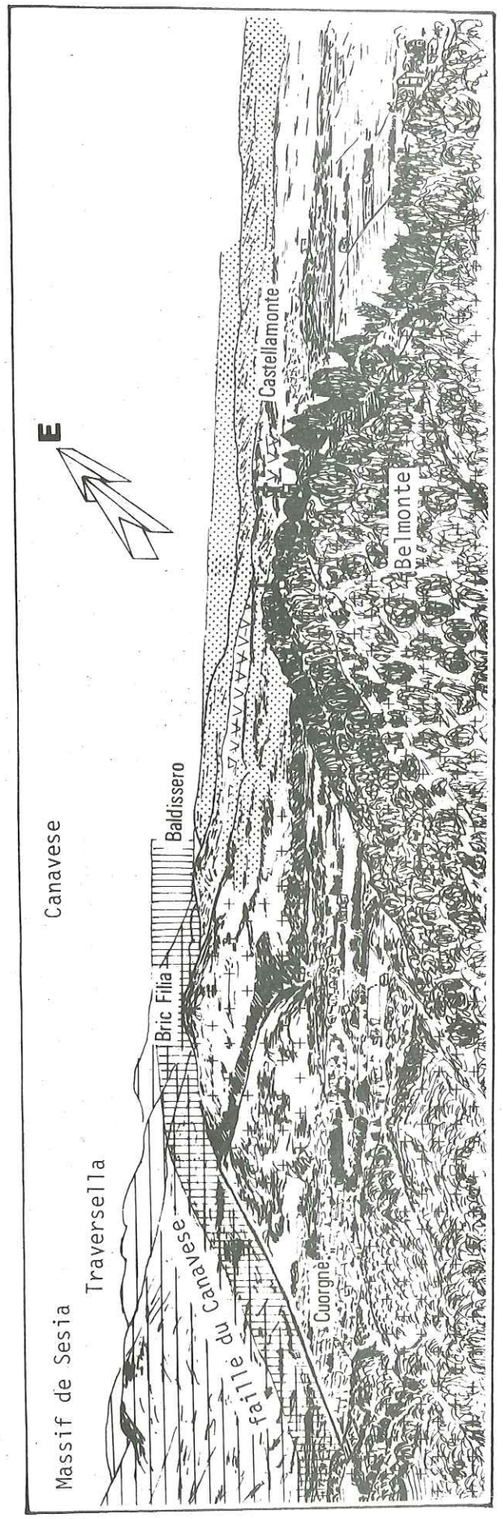


Fig.37 Panorama du Bric Filia à partir du couvent de Belmonte

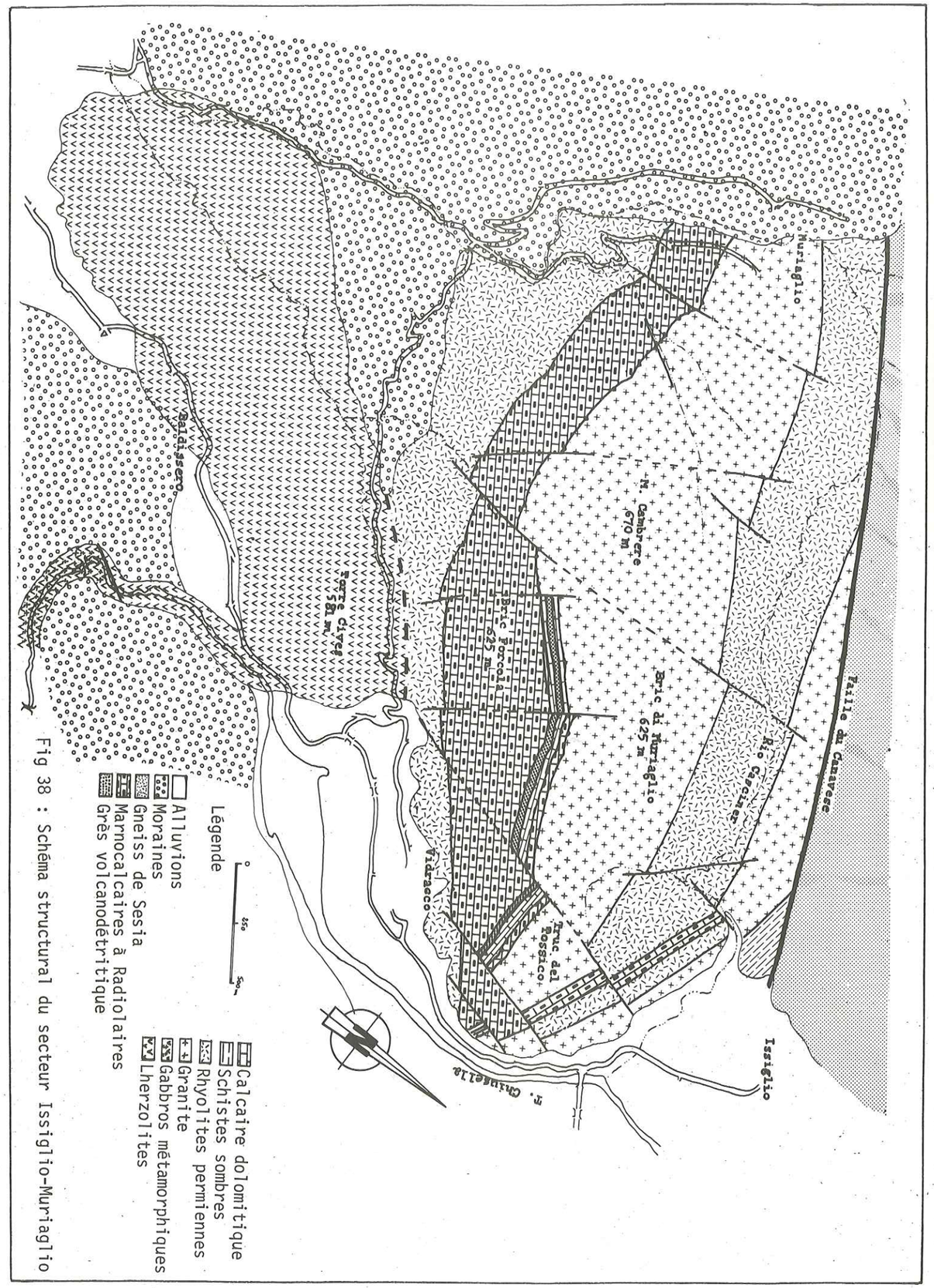


Fig 38 : Schéma structural du secteur Issiglio-Muriaglio

II. *Le secteur Lessolo-Issiglio-Cuorgnè* (*fig. 37 - 38 - 39*).

Ce secteur permet d'une part d'observer la fracturation Oligocène et Plioquaternaire mais de façon nettement moins bonne que dans le secteur précédent et d'autre part les écailles qui impliquent des sédiments mésozoïques souvent de très faible épaisseur.

Dans ce secteur enfin, le socle apparait beaucoup mieux et il y est nettement plus diversifié.

Un certain nombre de coupes vont être analysées et une courte étude tectonique sera réservée au massif ultrabasique de Baldissero.

a. La carrière de Lessolo (cf. fig. 18).

Cette carrière déjà étudiée à propos du Lias (cf. p. 59), mérite d'y revenir rapidement d'un point de vue tectonique. La disposition structurale des différents éléments n'y est pas très claire.

D'une part, AHRENDT (1972) interprète la structure très particulière où affleurent les séries volcanodétritiques décrites comme d'origine tectonique. Nous avons montré qu'il n'en était rien et que la succession des terrains est tout à fait normale entre le Trias au N, la "Macchia Vecchia" et les séries volcanodétritiques ; cette structure doit correspondre à une poche dans la "Macchia Vecchia" comblée par les éléments volcanodétritiques et qui a été ensuite redressée à la verticale comme l'ensemble des terrains affleurant dans cette carrière.

D'autre part, la série volcanosédimentaire vient en contact au SE avec les calcaires dolomitiques du Trias. Cette fois le contact se fait par l'intermédiaire d'une faille inverse orientée 20 E 70. Ce contact et l'écaille entière de Trias-Lias sont parallèles à la faille du Canavese.

Une vingtaine de mètres au SE, la dernière lame de calcaire dolomitique du Trias surmontée de quelques mètres de "Macchia Vecchia" vient en contact, toujours par faille, avec quelques mètres de "Maïolica" berriasienne. Ce lambeau (5-6m) est coincé entre les calcaires dolomitiques et les formations de la zone d'Ivrée qui se développent ensuite vers le SE, interrompues par l'effondrement de la plaine du Po.

Notons encore que près du village de Lessolo, en contrebas de cette première carrière, une autre petite carrière en exploitation met à jour une écaille assez importante de calcaires dolomitiques avec quelques lambeaux de "Macchia Vecchia" et de volcanodétritique et surtout deux toutes petites écailles de 2 à 3m chacune de porphyres rhyolitiques permiens verdâtres très différents des séries volcanodétritiques. Ces deux minuscules lames de rhyolites sont bien visibles sur le chemin d'accès à cette carrière comme l'avait déjà noté NOVARESE en 1929. Les failles inverses qui les mettent en contact

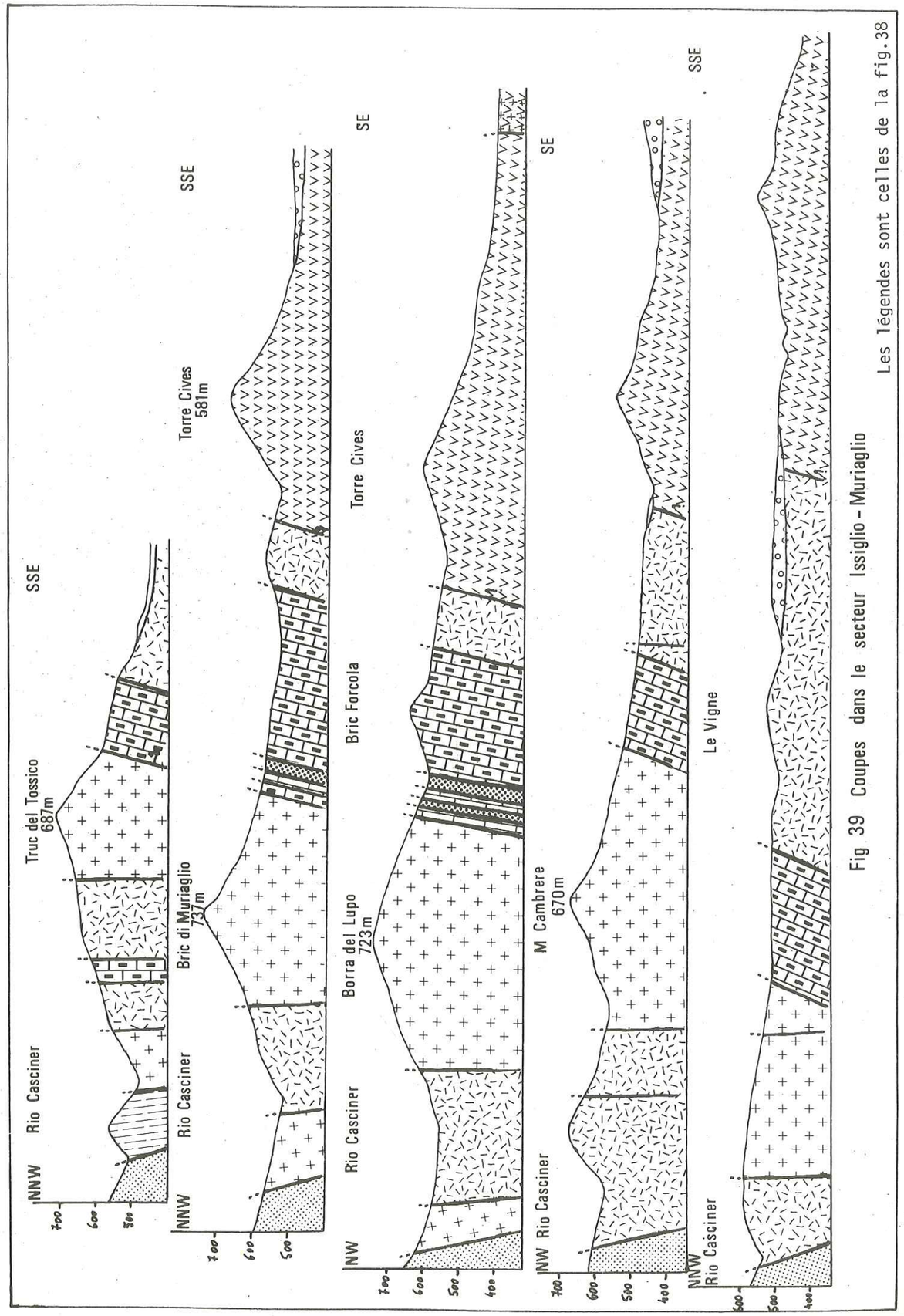


Fig 39 Coupes dans le secteur Issiglio - Muriaglio

Les légendes sont celles de la fig.38

avec les calcaires dolomitiques sont orientées 55 NW 70 et 70 N 50. Elles ne sont plus cette fois parallèles à la faille majeure du Canavese.

b. La coupe de la route Vidracco-Issiglio (fig. 40).

Cette coupe déja décrite par ELTER et al. (1966) et AHRENDT (1972), surtout d'un point de vue stratigraphique, est également particulièrement intéressante du point de vue tectonique.

Sur 300m environ, à la faveur d'écailles très complexes, cette coupe permet de mettre en évidence pratiquement tous les terrains de la série lombarde du Canavese.

Pratiquement tous les contacts de formation à formation ont été tectonisés, des cisaillements se sont produits à plusieurs niveaux de la série. Ces contacts sont tous fortement redressés avec une direction moyenne N 110 et des plongements vers le S de 60-70°. La stratification, quand elle est bien marquée (calcaires roses du Lias par exemple), est soit parallèle à ces accidents sans microplissement important, soit recoupée par eux, le pendage des plans de stratification étant plus fort (proche de la verticale) que celui des accidents.

D'autre part, il est possible de mettre en évidence plusieurs familles d'accidents (cf. diagrammes fig. 40) :

- un certain nombre de failles inverses bien visibles et assez facilement interprétables dans les formations du socle sont parallèles aux structures en écailles (N 110-115).
- d'autres failles inverses sont pratiquement perpendiculaires à toutes ces structures (NO-15).
- de nombreux décrochements (des deux phases de décrochement envisagées dans le chapitre précédent) sont très nettement visibles.

Le problème des failles inverses n'est pas simple. En effet, si, pour les premières, associées aux écailles, il semble à peu près sûr qu'elles soient antérieures aux décrochements, il est très probable que certaines des secondes failles inverses soient associées aux mouvements compressifs décrochants. Elles sembleraient être contemporaines des premiers mouvements compressifs décrochants.

Il faut remarquer que certaines de ces failles inverses sont pratiquement parallèles à l'accident qui limite au N le massif de Baldissero situé un peu plus au SE de cette coupe.

Ce qui nous conduirait à l'évolution tectonique suivante :

- formation des écailles par cisaillements à différents niveaux de la série ; compression probablement NS.
- failles inverses N 15 - N 20 associées au massif de Baldissero (probablement pénécontemporaines des premiers décrochements).

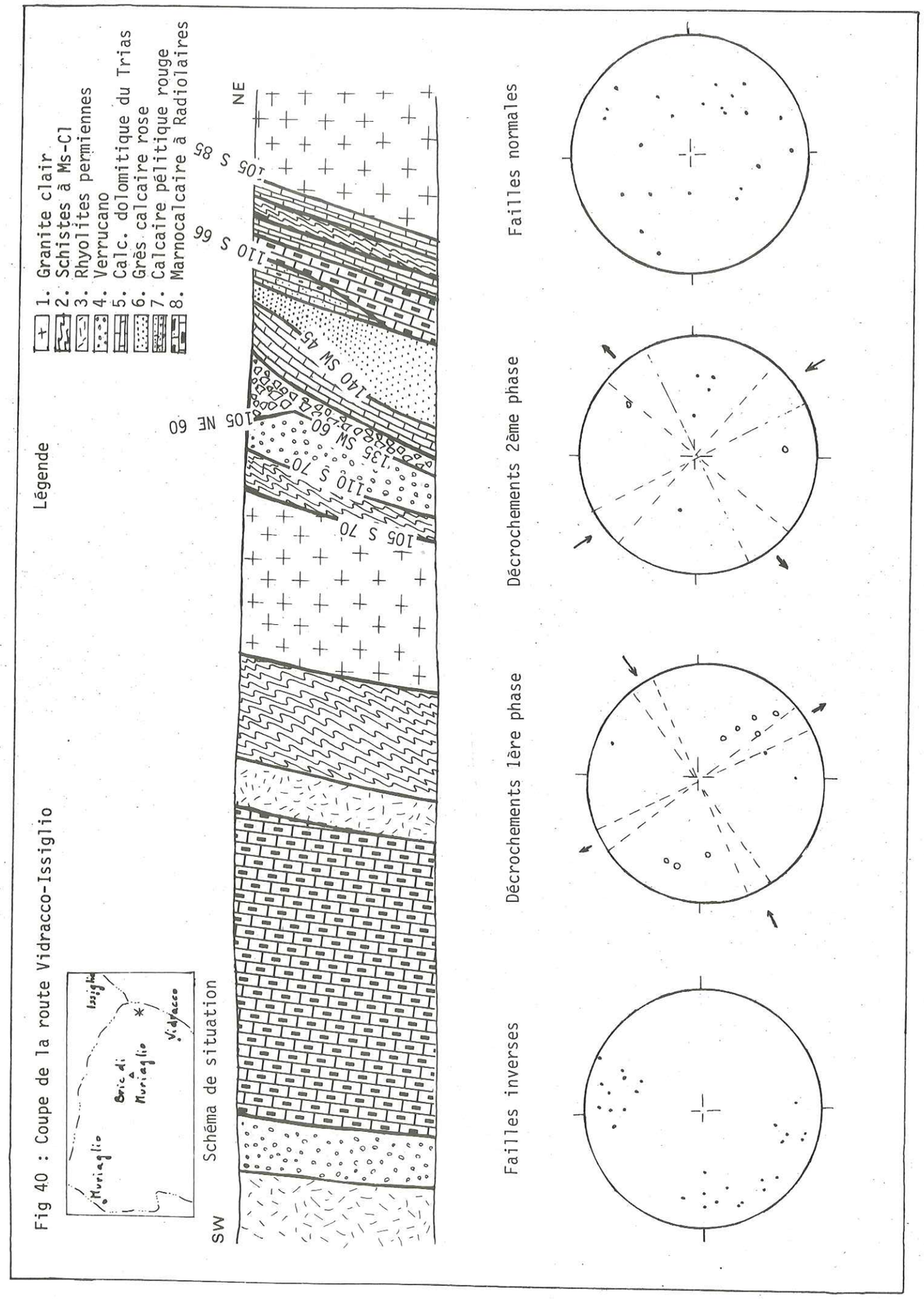


Fig 40 : Coupe de la route Vidracco-Issiglio

- décrochements et failles inverses de la première phase de décrochement.
- décrochements de la seconde phase.
- failles normales liées à l'effondrement de la plaine du Po.

c. La carrière de Vidracco. (cf. f. 19)

Cette carrière a été étudiée à propos du Lias (cf. p. 59) et permet d'observer deux écailles à l'intérieur de la série liasique.

Deux lames de Trias dolomitique surmontées de "Macchia Vecchia" et de volcanodétritique pour la seconde sont bien visibles au front de la carrière. La première lame de Trias qui a une puissance d'environ 20m est en contact par une faille inverse avec le granite rose du Bric di Muriaglio. Alors que les écailles de la route Vidracco-Issiglio ont un pendage vers le N, les écailles visibles dans cette carrière ont des pendages forts (75°) vers le S comme la faille inverse entre le granite et le Trias.

La stratification des grès du Lias et des formations volcanodétritiques est très redressée et pratiquement parallèle aux failles inverses. Quelques plis affectent le volcanodétritique. Les axes de ces plis sont horizontaux et également parallèles aux contacts tectoniques.

Les formations volcanodétritiques viennent en contact vers le S par une faille inverse avec un lambeau de maïolica (ce lambeau de quelques mètres succède normalement vers le N aux formations à faciès Rosso à Aptychus qui sont bien développées au S vers le Bric Forcola). Cette succession tectonique assez inattendue pourrait être le fait d'une reprise d'anciens accidents qui auraient joué en failles normales par exemple lors de la phase distensive du Lias.

d. Le contact granite "radiolarites" au S du Bric di Muriaglio.

Ce contact s'observe très facilement sur le chemin qui part sur la droite de la route Vidracco-Muriaglio, à quelques centaines de mètres à l'W du Case Bartolina et mène à Muriaglio sur le flanc SW du Monte Cambrere grâce à une percée de ce chemin à l'intérieur des marnocalcaires et du granite (fig.41).

Il s'agit d'une faille inverse qui fait chevaucher le granite sur les marnocalcaires à Radiolaires vers le SW. Le plan de faille n'est pas régulier et varie de 80 N 50 à 100 N 45.

Au contact, les "radiolarites" sont schistosées, feuilletées. La stratification y est parallèle à l'accident. Au S du contact, ces dernières, bien stratifiées en petits bancs de 5 à 10cm, sont impliquées dans des plis métriques qui ont des axes allant de 65 W 30 à 80 W 40 et qui sont déversés vers le S. Ces axes sont donc grossièrement parallèles au contact cisaillant inverse entre le granite et les marnocalcaires.

Fig. 42 : Schéma structural du secteur du Bric Filia

Les légendes sont celles de la fig. 38, sauf :

Maiolica

Scisti neri

Brèche grossière à éléments de gneiss et de granite

Faille du Canavese

Villa Castelnuovo

Trucco Flip

Campo

Bric Figlia

S. Anna Boschi

Bertero

N

Fig.41 Le contact granite-"radiolaires" à l'E de Muriaglio

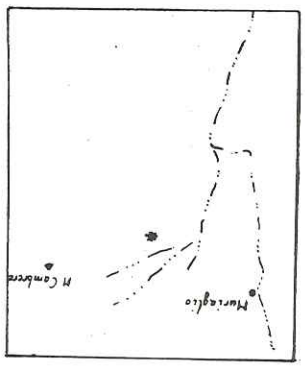
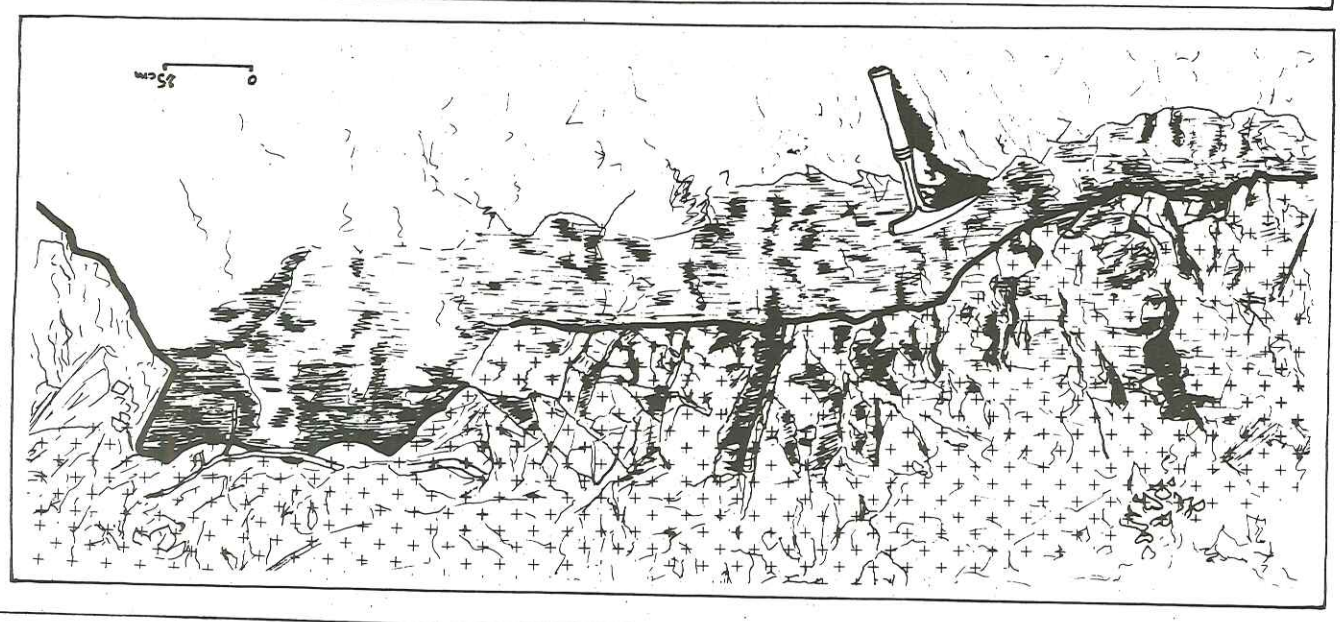
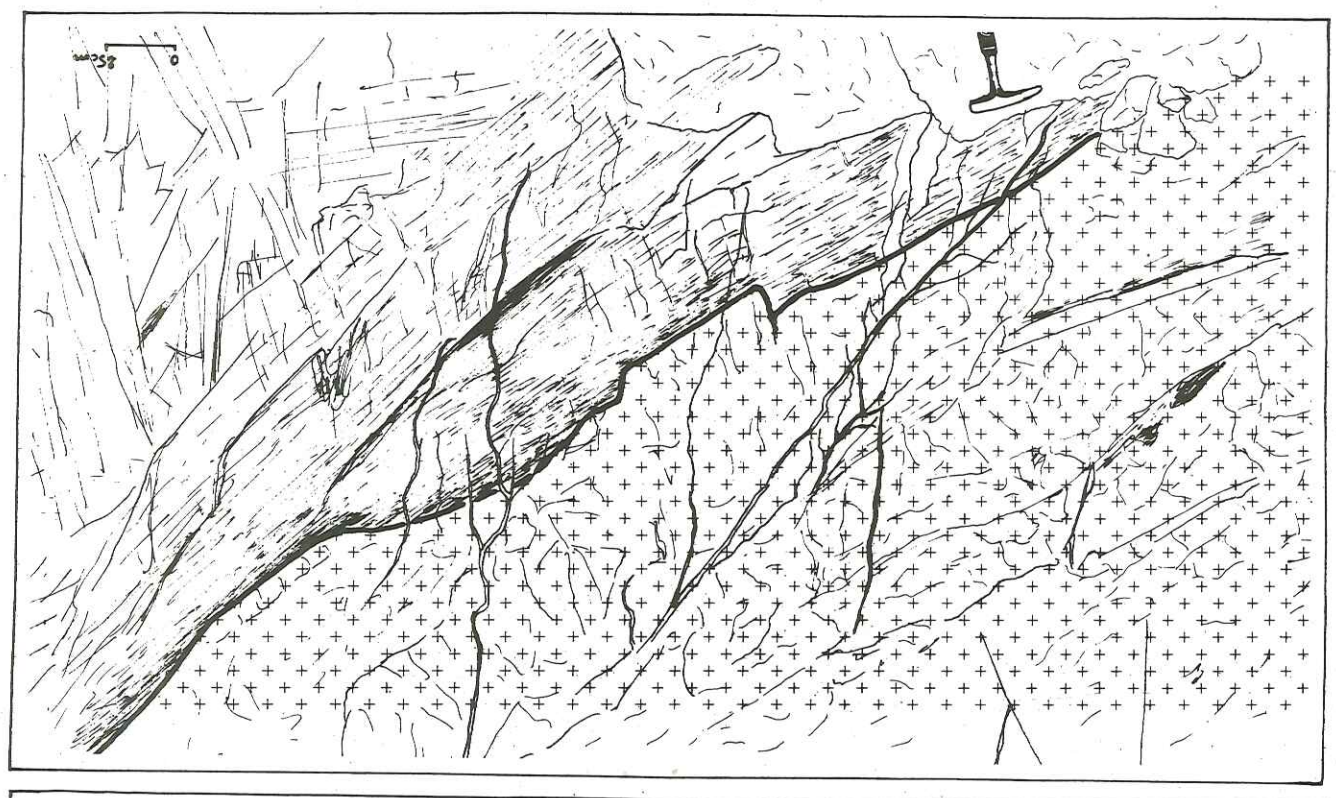


Schéma de situation



Vue vers le Nord



Vue vers le Sud

Granite

Marnocalcaire à Radiolaires

Contact anormal

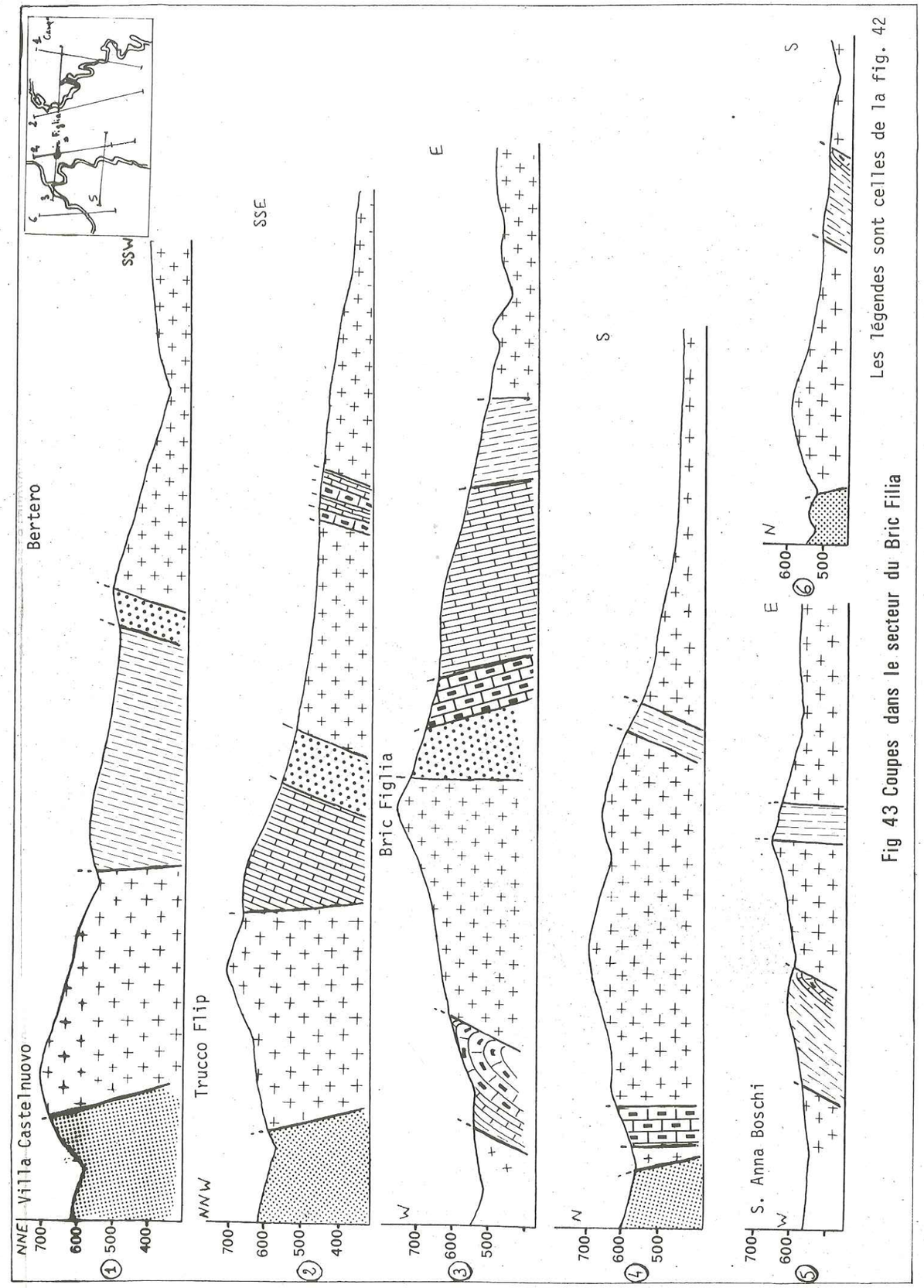


Fig 43 Coupes dans le secteur du Bric Filia

Les légendes sont celles de la fig. 42

Un peu plus au S (500 à 600m), ce type de contact cisaillant se retrouve cette fois entre les pélites jaunes et noires de la base de la série à Radiolaires et les rhyolites permiennes. A ce niveau, le plan de faille est orienté 90 N 50 ; les structures sont donc toujours E-W et déversées vers le S.

Ces accidents cisaillants sont le prolongement des écailles vues plus à l'E vers Vidracco. Cependant, ici, les écailles n'affectent plus le Trias et le Lias. En regardant la carte, on s'aperçoit en effet que cet accident cisaillant inverse se suit d'E en W tout le long des affleurements du granite (fig. 38).

Cet accident et les structures en écailles sont reprises ensuite par des décrochements attribuables aux phases de compression cassante tardives. Ils doivent correspondre à des structures relativement précoces comme la plupart des écailles mises en évidence dans tout le Canavese.

Il est important de noter que des structures du même type impliquant le socle et la couverture et souvent chevauchant vers le S sont connues dans toute la partie N occidentale des Alpes bergamasques où elles ont été décrites par DE SITTER (1949), structures que l'on peut appeler "orobiques" ou "insubriennes" (du nom donné au socle des Alpes bergamasques). (voir en particulier les cartes de HERMANN au 1/1. 000.000ème ou les cartes de Lecco ou Como au 1/100 000ème).

e. Les structures autour du Bric Figlia (fig. 42 - 43).

α - Le Bric Figlia.

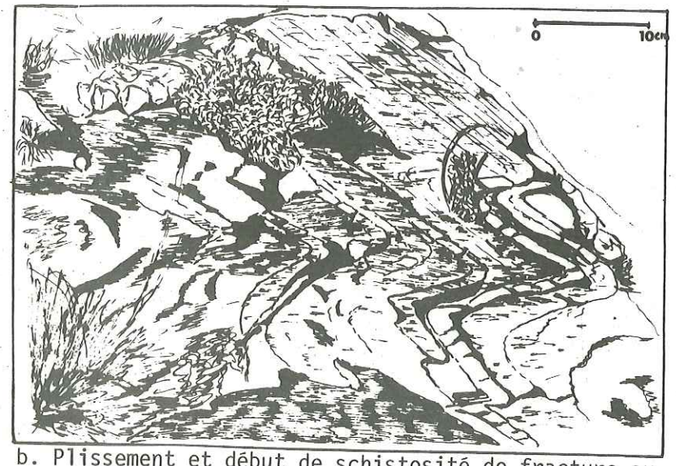
Les carrières de marnocalcaires à Radiolaires et de Maïolica au NW du Bric Figlia, ainsi que la route de S. Anna dei Boschi au Santuario di Piova mettent à jour des structures très intéressantes.

En effet, il existe une vaste structure anticlinale hectométrique qui affecte les pélites à Radiolaires et la Maïolica. Cette structure permet la réapparition en son coeur des faciès Rosso à Aptychus.

Dans la carrière inférieure près de la route, l'orientation et le pendage des plans de stratification sont de 170 W 45 et atteignent dans la carrière supérieure 150 SW 55. Après une faille marquée par une bande d'environ 50cm de calcite, la stratification passe à 130 SW 15 ; le pendage y est donc beaucoup plus faible. Celui-ci finit par être pratiquement horizontal au sommet de la petite colline au NW du Bric Figlia. La maïolica vient ensuite en contact par une faille avec le granite clair du Bric Figlia.

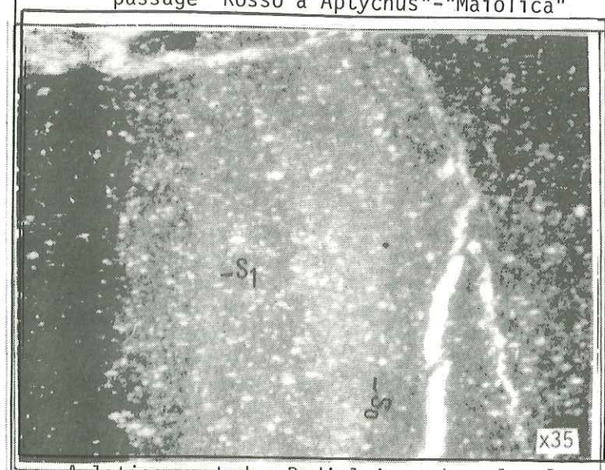
Ce contact avec le granite s'observe également sur le bord de la route. Là, il se fait, en fait, entre les "Scisti neri" qui font suite à la maïolica et le granite par l'intermédiaire d'une faille inverse. Au contact, le granite est extrêmement cataclasé, feuilleté, les schistes noirs sont marqués d'une schistosité de fracture assez nettement visible faisant un angle d'environ 30° avec la stratification. Les gros bancs de silex contenus dans les schistes noirs sont boudinés, étirés, plissés (fig. 44 a). De nombreux microplis apparaissent dans les pélites noires avec des axes SW-NE parallèles à l'accident les mettant en contact avec le granite.

a. Coupe de la route Castellamonte-Cintano Sommet de la Maïolica
Noter les bancs de silex (S) étirés

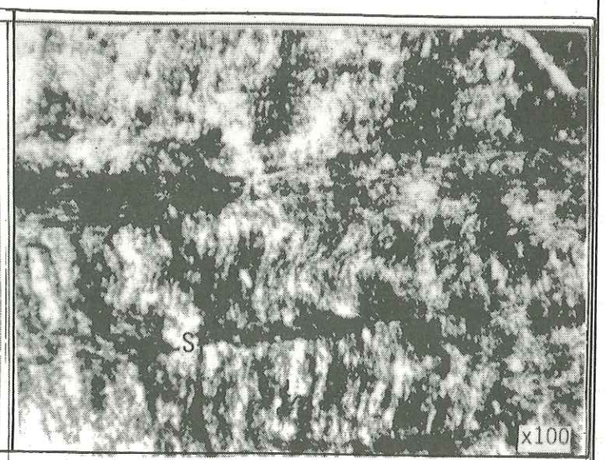


b. Plissement et début de schistosité de fracture au passage "Rosso à Aptychus"-"Maïolica"

Fig 44 : La déformation du Jurassique sup. - Crétacé inf. du Bric Figlia



c. Aplatissement des Radiolaires dans le plan axial des plis. Biomicrite à Radiolaires



d. Schistosité de strain-slip dans les "Scisti neri"

La schistosité se retrouve également au niveau de l'échantillon de pélites noires (fig. 44d). Il s'agit essentiellement d'une schistosité de fracture, mais dans certain cas, un strain-slip apparait qui tend parfois à une "pseudo" schistosité de flux. Les phyllites y sont bien plus apparentes et s'organisent parallèlement au plan axial des microplis.

Il faut noter que dans les calcaires marnocalcaires à Radiolaires (fig. 44b) ou les calcaires à Calpionelles (fig. 44c), la déformation est souvent importante avec de nombreux plis accompagnés soit d'une schistosité de fracture, soit d'un aplatissement des Radiolaires avec un allongement dans le plan axial des microplis.

La faille inverse entre le granite et les "Scisti neri" qui a une direction ici de 125 SW 60 (donc relativement redressée) se retrouve aisément au S avec une orientation et un pendage de 160 W 20, beaucoup plus plate.

Il est possible ici d'observer le contact entre les marnocalcaires à Radiolaires et le granite. Ce contact est incontestablement tectonique, bien que marqué par des brèches d'origine en partie sédimentaire. Il existe ainsi une grande lanière presque N-S de Rosso à Aptychus-maïolica-Scisti neri, limitée par deux failles inverses à l'E et à l'W.

β - La route Castellamonte-Vaj-Castelnuovo.

Sur le versant E du Bri c Figlia, recoupés par la route Castellamonte-Vaj, les sédiments du Canavese (Rosso à Aptychus, Scisti neri, brèches), sont impliqués dans une série d'"écailles" du même type souvent de même puissance.

Une de ces pincées près des Case Bertero intéressant le Rosso à Aptychus est particulièrement significative. Elle n'a en effet en tout et pour tout que 2,50m de large sur 5 à 10m de long et est orientée encore à peu près N-S (15 NW 30).

Des contacts cisaillants du même type affectent également les brèches à gros éléments de granite et de gneiss près de la Chapelle S. Rocco un peu au N des Case Bertero. Les "Scisti neri" viennent ici au contact des brèches par l'intermédiaire d'une faille inverse de direction 100 NE 70.

Il est très difficile de savoir ce qui a présidé à la mise en place de ces "écailles" dont beaucoup sont N-S. Elles contrastent beaucoup en effet avec les écailles trouvées plus à l'E qui sont plutôt E-W. Est-ce la même phase qui a provoqué le cisaillement chevauchant vers le S du granite de Muriaglio ou faut-il rechercher leur origine dans une autre phase compressive ?

On pourrait en effet relier ces écailles et contacts cisaillants N-S aux mouvements compressif en décrochement. Il est cependant pratiquement impossible de conclure de façon définitive.

Notons encore une fois que des structures du même type en faille inverse N-S affectent le socle des Alpes bergamasques à l'E du Canavese.

f. Les roches ultrabasiques de Baldissero.

Le contact de ces roches ultrabasiques avec les formations du Canavese (en l'occurence les rhyolites permiennes) n'est malheureusement pas observable, caché par les alluvions de la petite vallée à l'W du massif et les habitations des Case Fracce à l'E. De toute façon, comme nous l'avons déjà noté, ce contact est souligné par une bande de 30 à 50m de serpentinites très visiblement broyées et tectonisées. La nature tectonique du contact ne fait aucun doute.

La direction et le pendage des zones laminées à l'intérieur des serpentinites (de 20 à 50cm de puissance) inciteraient plutôt à un contact à pendage N (25-40 NW 40-70), donc à une faille chevauchant vers le S. On ne peut guère aller plus loin sur la nature de ce contact, l'argument n'étant évidemment pas suffisant pour conclure véritablement. Rappelons que la direction générale du contact est environ N 30 pratiquement parallèle à la faille du Canavese.

Le massif de Baldissero a été intensément fracturé et il semble (bien que les mesures soient très difficiles à effectuer) que l'on puisse reconnaître les décrochements et les failles normales caractéristiques de l'ensemble du Canavese. Il serait évidemment très intéressant de pouvoir étudier cette fracturation et notamment la première phase. En effet, comme nous l'avons déjà dit, le massif a dû se mettre en place juste avant la première phase de compression cassante ou pendant cette première phase.

Il est possible d'admettre que ce massif ait pu se mettre en place (dans sa dernière phase de mise en place tectonique) lors de mouvements en décrochement. On aurait ainsi une écharde mise en place lors d'un jeu décrochant en arrière des formations du Canavese. Mais cette écharde de manteau supérieur n'a pas dû se mettre en place lors d'une seule phase par simple remontée de manteau supérieur. Notamment on comprendrait mal pourquoi les formations du Canavese situées juste au N du massif n'ont pas été affectées par cette mise en place tectonique (la déformation est en effet peu importante près du contact).

Il faut alors peut-être admettre, comme l'ont fait CHOUKROUNE et MATTAUER (1975) pour les lherzolites pyrénéennes, que les lherzolites de Baldissero (et aussi celles de Lanzo) aient été remontées lors d'orogenèses antérieures (hercynienne en particulier).

Les lherzolites ont pu également être remontées lors du serrage important qui s'est produit lors de l'orogenèse alpine ceci par l'intermédiaire d'un cisaillement très important qui aurait affecté jusqu'au manteau supérieur. Aussi pourrait s'expliquer la mise en place du massif de Lanzo, celle du massif de Baldissero étant tout de même différente car elle se fait en arrière des formations du Canavese.

Elle se fait évidemment à partir de la masse de roches ultrabasiques remontées par ce vaste cisaillement. La trace d'un tel cisaillement peut-être suivie vers l'E dans le chevauchement des Alpes Orientales.

On peut ainsi proposer pour la mise en place du massif de Baldissero :

1. Cisaillement crustal remontant l'ensemble du manteau supérieur et de la base de la croût terrestre (zone d'Ivrée).
2. mise en place par faille (lors des épisodes décrochants ?) du massif à l'arrière des formations du Canavese.

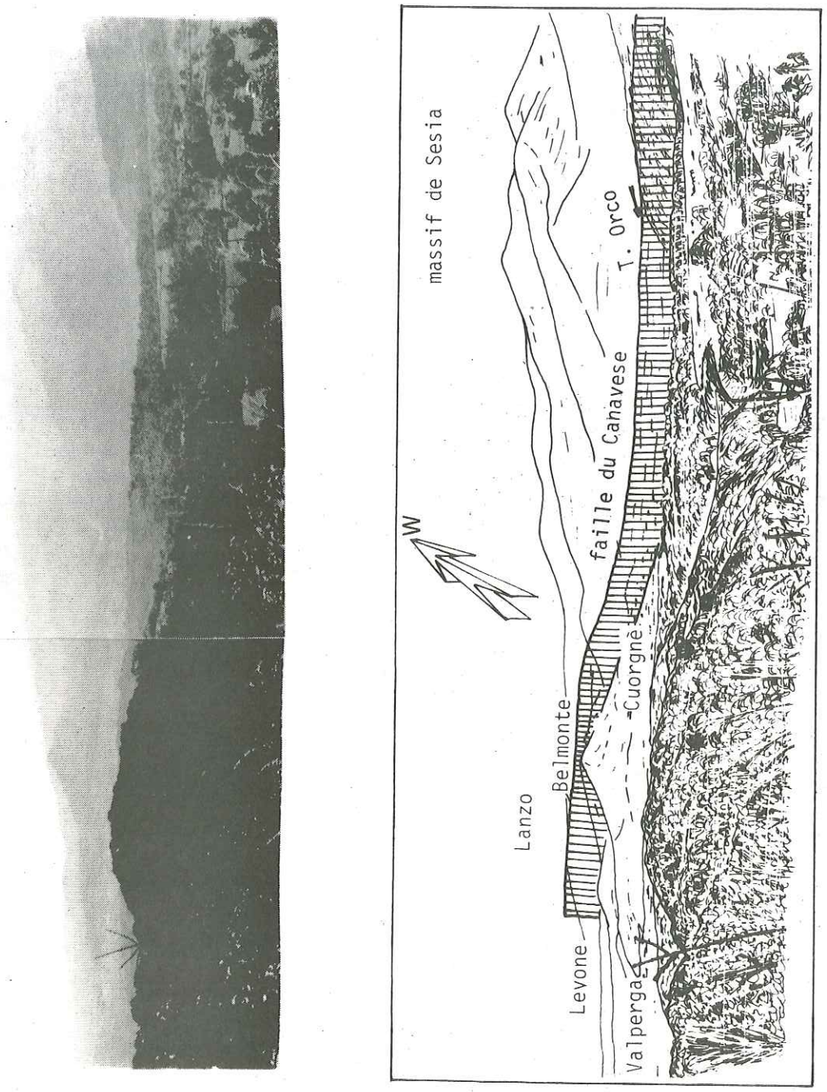


Fig 45 : Panorama du secteur Levone-Cuorgnè à partir du Bric Figlia

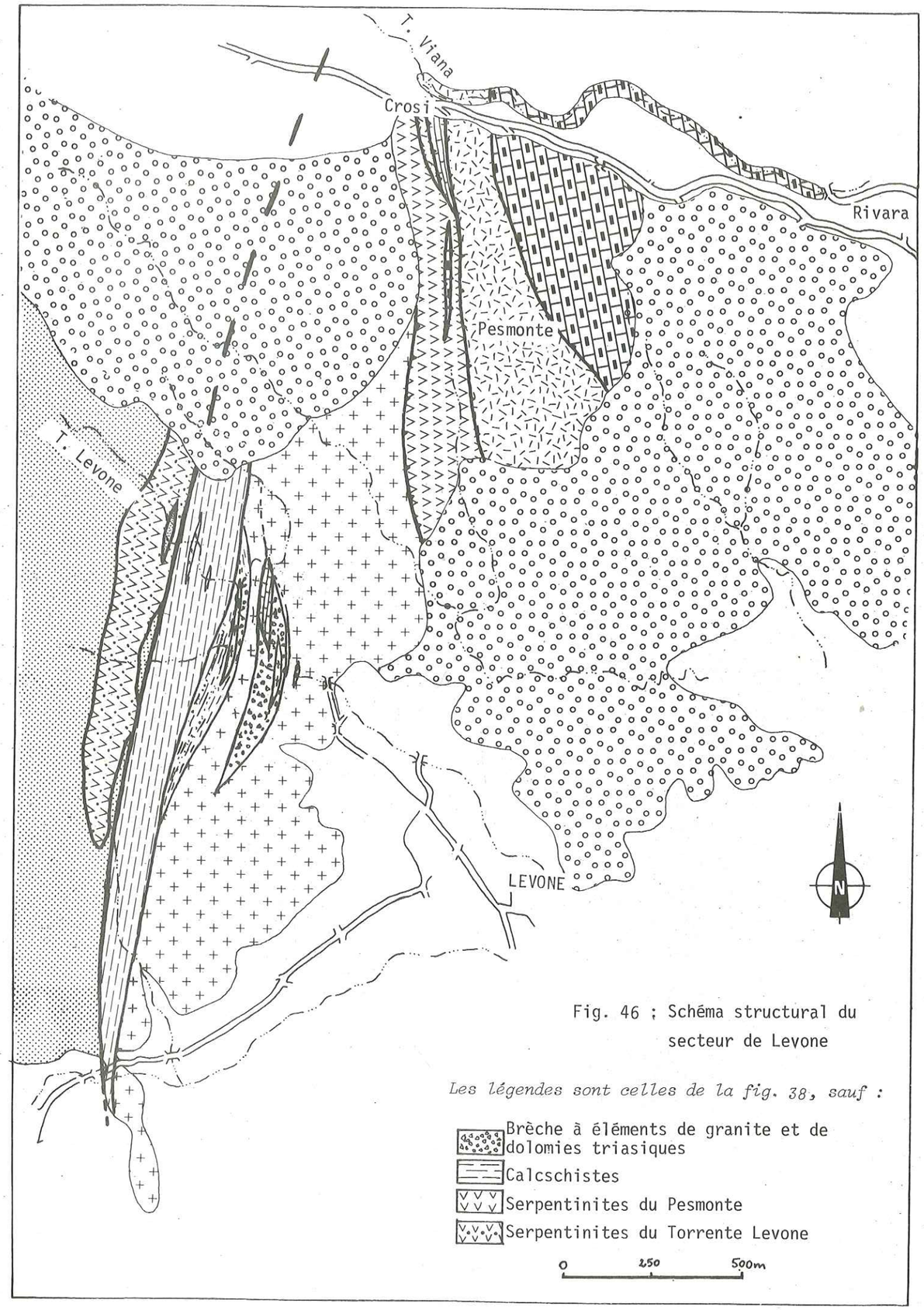


Fig. 46 ; Schéma structural du secteur de Levone

Ce sont finalement ces failles qui ont déterminé la position si particulière du Canavese, compris entre la faille du Canavese à l'avant et les failles délimitant le socle à l'arrière (Baldissero, Ivrée).

III. Le secteur Cuorgnè-Levone (fig. 45 - 46 - 47).

Ce secteur sud occidental est essentiellement caractérisé (tout au moins dans la partie la plus au SW) par une succession de petites écailles pratiquement parallèles à la faille du Canavese. Ce style est particulièrement évident pour la coupe du Torrente Levone.

a. Coupe du Torrente Levone.

L'entaille réalisée par le Torrente Levone permet d'observer dans d'assez bonnes conditions une série de lames assez écrasées de granite clair alternant avec des écailles de brèches à éléments de granite et de Trias dolomitique. Cette brèche est d'ailleurs très tectonisée ; certains éléments sont peut-être d'origine tectonique.

Les écailles sont souvent de faible puissance et sont en général très redressées (170 E 65) légèrement déversées vers l'W. Elles sont reprises par de très nombreuses failles assez difficiles à déchiffrer.

Les schistes et calcaires (schistes de Levone) qui font suite à la brèche contiennent également deux petites lames d'environ 5 à 10m de granite. Ces calcschistes recristallisés sont intensément plissés par des plis d'ordre décimétrique à métrique. Les axes de ces plis sont presque tous très proches de la verticale (fig. 48).

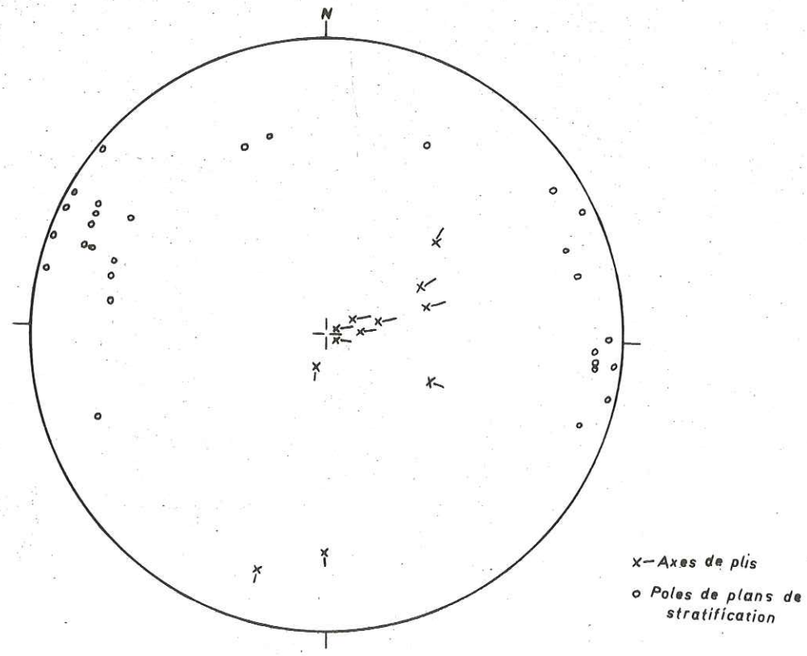


Fig 48 : Diagramme des axes de plis des schistes de Levone

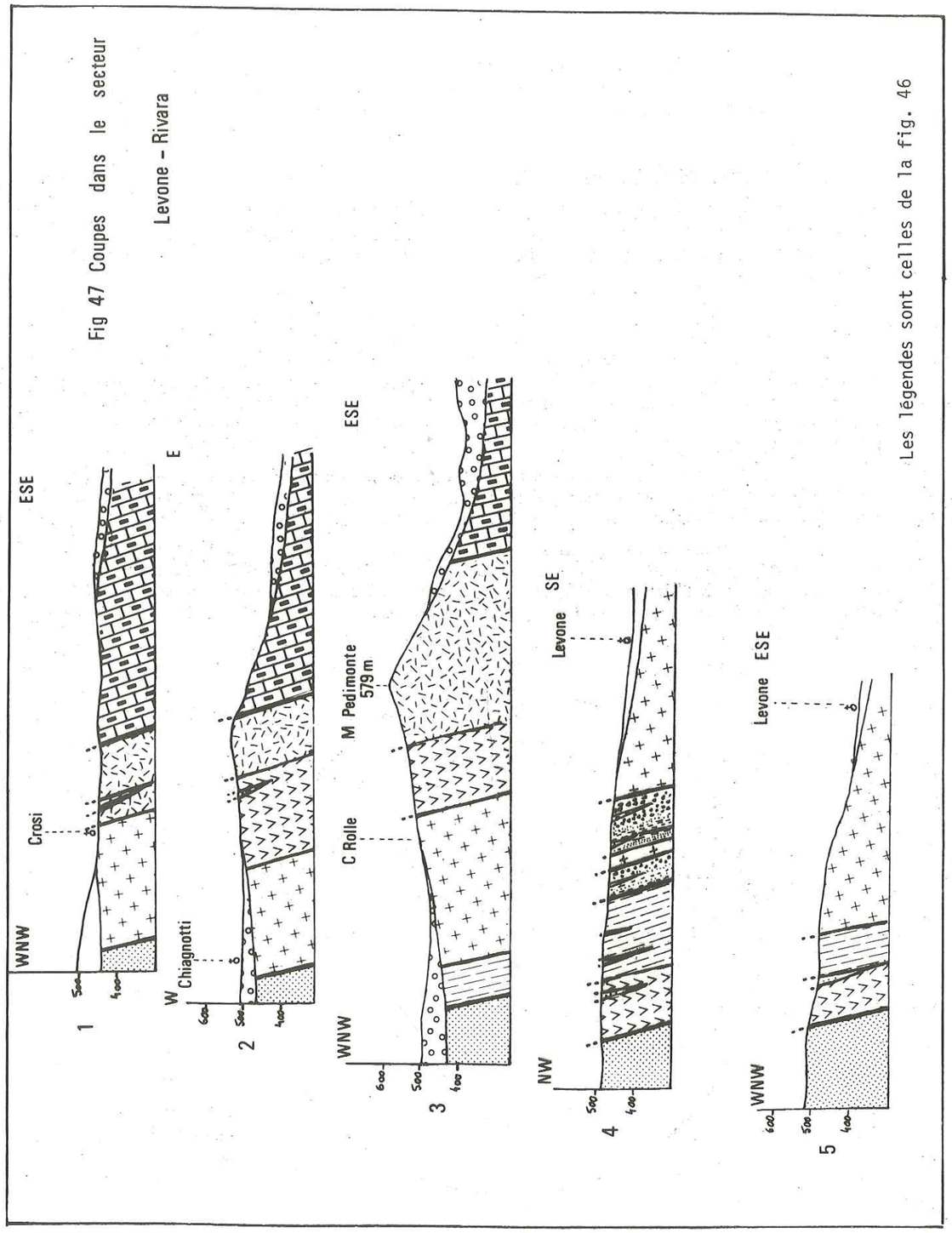


Fig 47 Coupes dans le secteur Levone - Rivara

Les légendes sont celles de la fig. 46

Si ces schistes peuvent être rapprochés par certains de leurs caractères (recristallisation, métamorphisme), des schistes de Bio, leur style de plissement est cependant très différent. Rappelons que les schistes de Bio présentent pour la plupart des axes horizontaux N-S alors que les schistes de Levone sont affectés de plis à axes verticaux. Cependant, quelques plis à axes horizontaux ou subhorizontaux à axes N-S s'observent un peu plus au S près des Case Pit sans qu'il soit possible de donner une chronologie sûre pour ces deux types de plissement. Mais, si pour les schistes de Bio les plis à axes N-S étaient pratiquement perpendiculaires à la faille du Canavese et perpendiculaires à l'ensemble des structures du secteur de Montalto (écailles E-W par exemple), pour les schistes de Levone, ces plis à axes N-S sont parallèles à la faille du Canavese et à l'ensemble des structures du Torrente Levone. L'origine de ces plis à axes N-S peut aussi être très différente dans les deux cas, sans que pour autant une origine commune soit à exclure totalement (surtout si on interprète ces deux types de schistes de la même façon).

Mais on est obligé de trouver une autre explication pour la formation des plis à axes subverticaux des schistes de Levone. On pourrait évidemment tenter de relier ces axes de plis verticaux à des jeux décrochants de la faille du Canavese toute proche ici.

Enfin, il est intéressant de noter que les schistes et calcaires de Levone ont une stratification générale de 15-20 E 70, la faille du Canavese une direction de 15 E 70 alors que la foliation des gneiss de Sesia a une valeur assez constante de 175,90. La faille du Canavese recoupe ainsi la foliation des gneiss.

b. Le Pesmonte.

Près de ce sommet à l'W de Rivara, affleure une autre écaille de serpentinites qui vient en contact tectonique très net (granite et serpentinites f uilletées au contact) avec le granite clair de Levone au N et avec les rhyolites permiennes au S (respectivement 145 NE 70 et 140 E 70). Vers l'E (Crosi di Rivara), ces serpentinites englobent tectoniquement quelques mètres de pélites siliceuses qui passent progressivement au "Rosso à Aptychus".

Il est à remarquer que NICOLAS (1968) lie ce pointement de serpentinites du Pesmonte à la masse plus importante de norites qui affleurent à quelques centaines de mètres de là plus au N à l'intérieur des gneiss du massif de Sesia de l'autre côté de la faille du Canavese. Il faudrait ainsi abandonner totalement l'hypothèse d'ophiolites (NOVARESE, 1929, ELTER et al., 1966) pour ces serpentinites. Il semble plus logique d'admettre que ces serpentinites dérivées de roches ultrabasiques se sont mises en place à la façon d'échardes qui se sont fichées aussi bien dans les gneiss de Sesia que dans les formations du Canavese (après la remontée globale des roches ultrabasiques).

c. Le Belmonte.

Dans ce vaste ensemble où n'affleure pratiquement que le socle (rhyolites, granite, gneiss), il faut noter du point de vue tectonique quelques écailles très peu représentées de Trias dolomitique ayant en général une forme de lentilles très redressées.

Le long de la faille du Canavese au N du massif granitique de Belmonte existe un petit témoin dans une toute petite écaille de schistes et calcaires du même type que ceux de Levone. Ils y sont également très microplissés avec des axes de plis verticaux. Ils viennent directement en contact par faille avec les gneiss de Sesia.

Ils pourraient représenter, avec d'autres petits affleurements dans la même position tectonique dans le secteur du Bric Figlia, des éléments de passage entre les schistes de Levone et ceux de Bio.

IV - La ligne du Canavese.

Le lien tectonique existant entre ces trois régions d'affleurement est représenté par l'accident majeur qui sépare les gneiss du massif de Sesia des sédiments et du socle du Canavese. Cet accident, dénommé ligne du Canavese dans notre région par les auteurs italiens (NOVARESE, 1929, BAGGIO, 1963-1965, ELTER et al., 1966), est également appelé plus à l'E ligne insubrienne (voir en particulier GANSSER, 1968) ou ligne tonalitique ou même accident périadriatique.

C'est dire l'importance et la constance de cet accident aux confins des Alpes Occidentales et des Alpes Méridionales (cf. fig. 3).

La place de cet accident a été longuement discutée par rapport à la zone du Canavese :

- en effet ou cet accident majeur peut être placé à l'extérieur de la zone du Canavese et il se trouve entre les gneiss du massif de Sesia au NW et la zone du Canavese au SE.
- ou il peut être placé entre la zone du Canavese au NW et la zone d'Ivrée au SE.

Mais d'une part étant donné les différences tant au point de vue tectonique (déformations dans des niveaux structuraux très différents) que du point de vue métamorphisme, un accident essentiel sépare les gneiss du massif de Sesia et le socle du Canavese (ce qu' avaient déjà souligné BAGGIO (1963-1965), ELTER et al. (1966) et AHRENDT (1972)).

D'autre part, la ressemblance entre le socle et la couverture du Canavese et ceux de la zone d'Ivrée implique de les relier, même si un accident les sépare. Ceci est particulièrement évident pour le secteur de Montalto.

La ligne du Canavese est donc pour nous la faille qui sépare la zone du Canavese des gneiss du massif de Sesia. Le mouvement le plus évident de cette faille est un mouvement en faille normale qui a provoqué l'effondrement du Canavese par rapport au massif de Sesia.

Cependant ceci n'est pas aussi simple pour le secteur où affleurent les schistes de Bio ou ceux de Levone. En effet, si une faille normale existe bien entre ces schistes et les gneiss du massif de Sesia et si les schistes représentent bien la trace de schistes lustrés, qu'appeler alors faille du Canavese ?

Les schistes représentant la trace d'un ancien bassin ophiolitifère, celle-ci a été en partie oblitérée par le cisaillement crustal ultérieur. L'accident majeur doit alors être placé en arrière des schistes de Bio et de Levone. Evidemment des phases postérieures au cisaillement ont pu provoquer la formation de failles normales ou inverses qui ont ainsi masqué les jeux primitifs.

Ce cisaillement crustal majeur marque ainsi le chevauchement de la zone d'Ivrée (il se développe vers l' E dans les Alpes Orientales) et est souligné par les roches ultrabasiques. Ainsi s'expliqueraient bien les anomalies gravimétriques notées dans cette région (cf. fig. 5, p. 10).

-=-=-=-=-=-=-=-=-

B. ESQUISSE RETROTECTONIQUE.

Après avoir analysé les éléments de la tectonique dans l'ensemble des secteurs de la région étudiée, nous allons tenter de donner une chronologie de ces évènements (chronologie relative malheureusement, car souvent rien ne permet de dater ces évènements avec certitude, un âge supposé peut cependant être avancé).

Pour cela, la méthode rétrotectonique va être employée.

1. Les failles normales et l'effondrement de la plaine du Po.

Ces failles affectent l'ensemble du Canavese et de la zone d'Ivrée. De direction moyenne NE-SW, elles reprennent très souvent un certain nombre d'accidents antérieurs et provoquent l'effondrement général du Canavese par rapport au massif de Sesia (la faille du Canavese a absorbé la majeure partie de ce mouvement, dans notre région tout au moins).

Cette famille de failles est rapportable à l'extension plioquaternaire (GABERT, 1962).

2. La compression SE-NW.

Cette phase est marquée essentiellement par des failles décrochantes et crée très peu de nouvelle fracturation.

La faille du Canavese joue de façon sénestre très probablement.

Ce mouvement serait post-oligocène.

3. La phase de distension N-S.

Lors de cette phase en distension se mettent en place les andésites et les syénites de Biella.

Leur âge Oligocène nous permet de dater relativement les autres évènements.

4. La compression NNE-SSW.

Phase essentiellement en décrochement, elle induit la formation d'un réseau de faille très dense.

Le mouvement le long de la faille du Canavese serait dextre.

Cette phase anté-Oligocène serait postérieure à la formation des écailles du Canavese.

Le massif ultrabasique de Baldissero ainsi que les serpentinites du Pesmonte ont pu se mettre en place lors de ce jeu décrochant.

5. Les écailles et les structures E-W.

Des cisaillements à plusieurs niveaux de la série du Canavese ont provoqué les structures et les écailles E-W.

Ces cisaillements ont provoqué des chevauchements vers le N ou vers le S.

Il n'est pas possible de donner un âge précis à cette phase de compression grossièrement N-S.

6. Le cisaillement crustal.

Ce cisaillement extrêmement important,puisqu'intéressant jusqu'à la base de la croûte terrestre et le manteau supérieur, a amené en position haute la zone d'Ivrée ainsi que son soubassement ultrabasique qui donnera lieu à la formation des massifs de Lanzo et de Baldissero.

Le plan de cisaillement devait être à l'origine assez plat. Celui-ci se matérialise en outre par la partie supérieure de la Dent Blanche. Sa pleine expression se trouve plus à l'E dans les Alpes Orientales ou le socle des Alpes Méridionales et sa couverture chevauchent très nettement l'avant-pays européen.

Il est possible que,dans la région du Canavese, ce chevauchement a avorté parce que le mouvement a été essentiellement absorbé au niveau des Alpes Orientales et qu'il s'est produit un mouvement de rotation de la plaque apulienne amenant ainsi un chevauchement très important à l'E et peu de choses à l'W.

Ce cisaillement s'est produit alors que les deux continents étaient en contact. Sa place doit se situer à l'Eocène.

7. Les évènements liasiques.

Ces évènements sont marqués par des brèches synsédimentaires, qui sont l'écho d'une tectonique en distension.

Il est évident que si des structures anticlinales ou synclinales ont affecté la couverture lombarde, les cisaillements postérieurs les ont totalement masqués.

Tableau récapitulatif

Essai chronologique des évènements tectoniques

PHASES	EFFETS	AGE SUPPOSE ou PROPOSE
7	Failles normales Distension NW-SE	Plio Quaternaire
6	Décrochements Compression SE-NW	Anté Pliocène Post Oligocène
5	Fentes, failles normales Distension N-S	Oligocène
4	Décrochements Compression NE-SW	Anté Oligocène Eocène ?
3	Ecaillage, mise en place du massif de Baldissero	Eocène ?
2	Cisaillement crustal	Eocène ?
1	Failles normales Distension	Lias

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

La présente étude a permis de confirmer des faits connus et d'apporter quelques éléments nouveaux, tant du point de vue stratigraphique que tectonique.

Ces faits doivent être placés maintenant dans un cadre plus général. Région-clé des Alpes, la région étudiée et plus globalement la zone du Canavese posent en effet le problème des liaisons avec l'ensemble du bâti alpin. La zone du Canavese se trouve au carrefour des Alpes Méridionales, Orientales, Occidentales et de l'Apennin; chaque liaison possible va être envisagée.

A. LA RELATION CANAVESE - ALPES MERIDIONALES

Cette relation est la plus affirmée au point de vue paléogéographique à notre avis. L'étude stratigraphique a fait ressortir des ressemblances frappantes, tant au point de vue du socle que de la couverture, entre la zone du Canavese et le domaine lombard.

Rappelons que les éléments lombards caractéristiques sont, sur un socle équivalent :

- les brèches liasiques à faciès "Macchia Vecchia" et niveaux Ammonitico rosso
- les marnocalcaires à Radiolaires de faciès "Rosso à Aptychus"
- les calcaires à Calpionelles et silex à faciès "Maïolica"
- les pélites sombres du Crétacé inférieur à faciès "Scisti neri".

Cependant, des niveaux détritiques à tous les niveaux de la série, notamment au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (dans la "Maïolica"), les faciès volcanodétritiques du Jurassique moyen, les lacunes probables dans la série invitent à placer le Canavese dans une position paléogéographique tout à fait particulière, proche de la source détritique qui a alimenté les flyschs de la série lombarde.

Il reste à expliquer la position actuelle de la zone du Canavese. En effet, ELTER et al. (1966) ont proposé de considérer la zone du Canavese comme étant un bassin indépendant du domaine lombard et séparé de lui par la "ride insubrienne". Cette solution est envisageable mais nous pensons que cette position en une sorte de bassin isolé (ce qui a fait définir ainsi la zone du Canavese) n'est en fait qu'une position structurale ; cette partie distale du domaine lombard a été conservée entre deux accidents importants :

- la ligne du Canavese vers l'extérieur
- l'accident limitant les roches ultrabasiques de Baldissero et les granulitesde la zone d'Ivrée, vers l'intérieur.

La "ride insubrienne" (=zone d'Ivrée) ne doit alors également sa position actuelle qu'à un phénomène d'ordre tectonique, qui l'a amenée en position structurale haute en arrière de la "zone" du Canavese.

Dans ces conditions, la série fondamentale du Canavese appartenant paléogéographiquement au domaine lombard, le terme de zone du Canavese devient caduc.

B. LA RELATION CANAVESE - ALPES ORIENTALES

Des similitudes de faciès ont déjà été notées entre le Canavese et certaines séries des Alpes Orientales (notamment appartenant à l'Austro-alpin moyen (WIEDENMAYER, 1963, BERNOULLI, 1964, ELTER et al., 1966)).

Ces ressemblances s'intègrent d'autant mieux si, avec AUBOUIN (1963), on considère les Alpes Orientales comme la partie distale de la plate-forme apulienne chevauchant l'avant-pays européen. On comprend ainsi les liaisons entre certains faciès de l'Austro-alpin et des Alpes Méridionales et en particulier pour ce qui nous concerne, du Canavese.

Le cisaillement qui a amené le chevauchement des Alpes Orientales sur l'avant-pays européen peut être retrouvé dans notre région dans le cisaillement crustal très important qui a affecté le manteau supérieur et permis la mise en place des massifs ultrabasiques.

La trace de ce cisaillement se retrouverait en outre dans le chevauchement de la partie sommitale de la Dent Blanche. La faille insubrienne (=du Canavese) serait la trace verticalisée de ce cisaillement.

C. LA RELATION CANAVESE - ALPES OCCIDENTALES

Cette relation est posée essentiellement par la présence d'éléments qui peuvent être rattachés à la série des schistes lustrés. Deux solutions sont envisageables :

- ou il existe au niveau du Canavese un très petit bassin indépendant du domaine piémontais, qui possédait des ophiolites et des schistes lustrés et qui a été recouvert par le cisaillement crustal après collision
- ou ces schistes lustrés sont des éléments du domaine piémontais. La suture se trouverait ainsi au niveau du Canavese. Elle aurait été recouverte par le cisaillement crustal et n'apparaitrait qu'à la faveur de failles tardives. Cette solution extrême pose le problème du massif de Sesia qui devient alors un simple massif cristallin interne.

D. LA RELATION CANAVESE - APENNIN

Celle-ci, postulée par ELTER et al. (1966) sur la présence d'ophiolites, de radiolarites, de calcaires à Calpionelles et d'"argille a palombini"

doit se reposer en d'autres termes. D'une part, cette succession n'existe jamais dans le Canavese. D'autre part, si les ophiolites existent, elles doivent être plutôt liées au domaine piémontais.

La liaison Canavese-Apennin peut cependant se placer dans le cadre plus général Alpes Méridionales-Apennin. On peut, dans ce cas, intégrer le Canavese dans le schéma proposé par AUBOUIN (1963) liant la zone lombarde à la zone ligure externe. Le Canavese devient ainsi un simple élément de passage plus occidental. Le Montferrat, avec des faciès proches de ceux du Canavese, est lui aussi un bon élément de passage vers le Sud.

Le Canavese reste donc, malgré les éléments apportés, au centre des problèmes alpins. Plutôt que de les résoudre cette étude n'a fait qu'en poser d'autres. Beaucoup de points demandent à être éclaircis à présent, comme la position du massif de Lanzo par rapport au massif de Sesia ou la signification des écailles de Viù-Locana en avant du massif de Sesia.

-=-=-=-=-=-=-=-=-

B I B L I O G R A P H I E

BIBLIOGRAPHIE

AHRENDT H., (1969). - Tertiärer Vulkanismus in der Canavese-Zone ? *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 9, p. 513-516.

AHRENDT H., (1972). - Zur Stratigraphie, Petrographie und zum tektonischen Aufbau der Canavese-Zone und ihrer Lage zur Insubrischen Linie zwischen Biella und Cuorgnè (Norditalien). *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, 11, 98p.

ANSORGE J., (1968). - Die Struktur der Erdkruste an der Westflanke der Zone von Ivrea. *S.M.P.M.*, 48/1, p. 247-254.

ARGAND E., (1909). - Sur la racine de la nappe rhétique. *Mitt. Schweiz Geol. Komm.*, 1, p. 1-7.

ARGAND E., (1910). - L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 45, p. 217-276.

ARGAND E., (1911). - Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. *Mat. Carte Geol. Suisse*, n. s. 31, p. 1-26.

ARTHAUD F., (1969). - Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *B.S.G.F.*, (7), XI, p. 729-737.

AUBOUIN J., (1960). - Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. *B.S.G.F.*, (7), II, p. 487-526.

AUBOUIN J., (1963). - Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant Sud des Alpes orientales. (Alpes méridionales; Lombardie et Vénétie, Italie; Slovénie occidentale, Yougoslavie). *B.S.G.F.*, (7), t. V, p. 730-766.

AUBOUIN J., (1964). - Réflexion sur le faciès Ammonitico rosso. *B.S.G.F.*, (7), VI, p. 475-501.

AUBOUIN J., (1975). - Précis de Géologie t. 3, 3ème éd., DUNOD, Paris.

AUBOUIN J., SIGAL J., BERLAND J-P., BLANCHET R., BONNEAU M., CADET J-P., GUILLOT P-L., LACOUR A., PIAT B., VICENTE J-C., (1970). - Sur un bassin de flysch : Stratigraphie et paléogéographie des flyschs crétacés de la Lombardie (Versant Sud des Alpes Orientales, Italie). *B.S.G.F.*, (7), XII, p. 612-658.

BADOUX H., (1969). - Réflexions et hypothèses à propos de la limite alpino-dinarique. *Ecl. Geol. Helv.*, 62, 2, p. 543-545.

BAGGIO P., (1963a). - Osservazioni geologiche sulla zona del Canavese nel tratto Cuorgnè-Issiglio. *Atti Acc. Sc. Torino*, 97, p. 457-478.

BAGGIO P., (1963b). - Caratteri stratigrafici e strutturali del Canavese s.s. Sulla presenza di una serie titonico-cretacea nel Canavese s.s. *Atti Ist. Ven. Sc. Lett. Art.*, 121, p. 215-234.

BAGGIO P., (1965a). - Geologia della zona del Canavese nel settore occidentale Levone-Cuorgnè. *Mem. Acc. Pata. Sc. Lett. Art.*, 77, p. 41-72.

BAGGIO P., (1965b). - Caratteri stratigrafici e strutturali del Canavese s.s. nella zona di Montalto Dora. *Mineral. Univ. Padova*, 25, p. 1-25.

BAGGIO P., (1966). - Il problema geologico degli "scisti di Fobello e Rimella" nell'alta Val Mastallone (Varallo Sesia, Prov. di Vercelli). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 85, p. 253-273.

BAGGIO P., (1969). - Fenomeni tettonico-metamorfici di età alpina lungo la linea insubrica auct.

BERCKHEMER H., (1968). - Topographie des "Ivrea-Körpers" abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. *S.M.P.M.*, 48/1, p. 235-246.

BERNOULLI D., (1964). - Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N.F. 118, 134 p.

BIANCHI A., DAL PIAZ Gb., (1963). - Gli inclusi di "micascisti eclogitici" della zona Sesia nella formazione porfiritica permiana della zona del Canavese fra Biella ed Oropa. *Carat-Giornale di Geologia*, Ser. 2a, 31, p. 39-76.

BOUDIER F., NICOLAS A., (1972). - Fusion partielle gabbroïque dans la péridotite de Lanzo (Alpes piémontaises). *S.M.P.M.*, 52 (I), p. 39-56.

CABY R., (1973). - Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. *B.S.G.F.*, 7, XV, p. 624-634.

CABY R., COMES J., (1975). - Déformations alpines polyphasées dans la zone de Sesia en Val d'Aoste. *C. R. Acad. Sc.*, 280, D, p. 415-418.

COMES J., (1975). - Tectonique alpine de la zone Sesia en Val d'Aoste. *Thèse 3ème cycle*, Montpellier, 100 p.

DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., (1970). - Tertiärer Vulkanismus in der Canavesezone ? Eine Replik. *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, 10, p. 581-584.

DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., MARTINOTTI G., (1972). - La zone Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi Nord occidentali interne. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, XI, p. 433-466.

DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., MARTINOTTI G., (1973). - C. Excursion to the Sesia Zone of the Schweiz Mineralogische und Petrographische Gesellschaft. *S.M.P.M.*, 53/3, p. 477-490.

DEBELMAS J., (1974). - Les Alpes franco-italiennes in Géologie de la France. Doin, Paris.

DEBELMAS J., (1975). - Les Alpes et la théorie des plaques. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, XVIII, (3), p. 195.

DEBELMAS J., (1976). - Réflexions et hypothèse sur la paléogéographie crétacée des confins alpino-apenniniques. *B.S.G.F.*, (7), XVII, 6, p. 1002-1012.

DEBELMAS J., LEMOINE M., (1970). - The western Alps, paleogeography and structure. *Earth Sc. Rev.*, 6, p. 222-256.

DEGL'INNOCENTI G., (1927). - Le radiolarie dei diaspri di Rivara Canavese. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, V. XLVI, fasc. 2, p. 141.

DERCOURT J., (1970). - L'expansion océanique actuelle et fossile : ses implications géotectoniques. *B.S.G.F.*, (7), XII, p. 261-317.

DEWEY J.F., PITMAN W.C., RYAN W.B.F., BONNIN J., (1973). - Plate tectonics and the Evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, vol. 84, p. 3137-3180.

ELTER G., ELTER P., STURANI C., WELOMANN M., (1966). - Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. *Arch. Sci. Genève*, Vol. 19, fasc. 3, p. 279-377.

ERNST W.G., (1971). - Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric Plates from Japan, California and the Alps. *Contr. Miner. Petr.*, 34, p. 43-59.

ETIENNE F., (1971). - La lherzolite rubanée de Baldissero Canavese. *Thèse 3ème cycle*, Nancy, 150p.

FENOGLIO M., (1929). - Studi petrografici nella Zona del Canavese. Il granito di Belmonte. Nota preliminare. *Rend. R. Acc. Naz. Lincei*, 9, (6), p. 1141-1145.

FENOGLIO M., (1930). - Studi petrografici nella Zona del Canavese. Il granito di Belmonte. *Per. di Miner.* 3, p. 213-258.

FENOGLIO M., (1933). - Studi petrografici nella Zona del Canavese. Gabbri anfibolici. Lherzoliti e serpentine. *Per. di Miner.*, 4, p. 42-85.

FENOGLIO M., (1955-56). - Limiti occidentali della zona Ivrea-Verbano e suoi rapporti con la zona del Canavese. *Atti. Acc. Sc. di Torino*, 90, p. 284-296.

FENOGLIO M., (1956). - La massa peridotitico-serpentinosa di Castellamonte e il suo significato geologico. *Rend. Soc. Miner. Ital.*, 12, p. 130.

FOGELGESANG J-F., (1975). - Sur les Alpes calcaires méridionales : Géologie du Monte Baldo septentrional (Prov. de Trente-Italie) et aspects géochimiques de la sédimentation pélagique des zones tridentine et lombarde au Jurassique. *Thèse 3ème cycle :* Travaux du Département de Géologie Structurale. Université Pierre et Marie Curie, n° 7, 178p.

FRANCHI S., (1904). - Nuovi affioramenti del Trias e del Lias in Val sesia e nel Biellese. *Boll. R. Com. Geol. d'Italia*, (4), 5.

FRANCHI S., (1905). - Appunti geologici sulla zona dioritico-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti. *Boll. R. Comit. Geol. Ital.*, 36, p. 270-298.

GANSSER A., (1968). - The Insubric Line, a major Geotectonic Problem. *S.M.P.M.*, 48/1, p. 123-143.

GIESE P., (1968). - Die struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone. *S.M.P.M.*, 48/1, p. 261-284.

GIRAUD P., (1968). - Note préliminaire sur la série cristallophyllienne d'Ivrée entre les rivières Sesia et Toce. *S.M.P.M.*, 48/1, p. 7-20.

GOGUEL J., (1968). - La zone d'Ivrée au sens géophysique et ses rapports avec l'arc des Alpes occidentales. *S.M.P.M.*, 48/1, p. 227-234.

GRAESER S., HUNZIKER J.C., (1968). - Rb-Sr und Pb-Isotopen Bestimmungen an Gesteinen und Mineralien der Ivrea Zone. *S.M.P.M.*, 48/1, p. 189-203.

GRANDJACQUET C., HACCARD D., LORENZ C., (1972). - Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennins (de la Ligurie à la Calabre). *Mém. Soc. Geol. Ital.*, XI, p. 309-341.

HAGEN T., (1948). - Geologie des Mont Dolin und des Nord-randes des Dent Blanche (Wallis). *Mitt. Schweiz Geol. Komm.*, N.S. 90.

HUNZIKER J-C., BEARTH P., (1969). - Rb-Sr Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. *Eclogae Geol. Helv.*, Vol. 62/1, p. 205-222.

ISSEL A., (1884). - Della esistenza di una zona ofiolitica terziaria a Rivara Canavese. *Boll. R. Com. Geol. Ital.*, 15, p. 23.

ISSEL A., (1891). - Della formazione lherzolitica di Baldissero (Canavese). *Boll. R. Com. Geol. Ital.*, n° 11-12.

ISSEL A., (1893). - Appunti geologici sui colli di Baldissero (Canavese). *Boll. R. Com. Geol. Ital.*, vol. 12, p. 255.

JAGER E., NIGGLI E., WENK E., (1967). - Rb-Sr-Alterbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N.F., 134, 67p.

JAGER E., (1973). - Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 66/1, p. 11-21.

KRUMMENACHER D., EVERNDEN J-F., (1960). - Déterminations d'âge isotopique faites sur quelques roches des Alpes par la méthode K-Ar. *S.M.P.M.*, 40/2, p. 267-277.

KRUMMENACHER D., EVERNDEN J-F., VUAGNAT M., (1960). - Sur l'âge absolu de la péridotite micacée de Finero (Zone d'Ivrée).*Arch. Sci. Genève*, 13, p. 369-373.

LAUBSCHER H.P.,(1970). - Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese. *S.M.P.M.*, 50, 3, p. 565-596.

LAUBSCHER H.P., (1971). - The large-scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and its palinspatic implications. *Amer. J. Sci.*, 271, p. 193-226.

LAUBSCHER H.P., (1971). - Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspatik der südlichen Tethys. *Geol. Rundschau*, 60, 3, p. 813-833.

LAUBSCHER H.P., (1973). - Alpen und Plattentektonik. Das Problem der Bewegungsdiffusion an Kompressiven Plattengrenzen. *Deutsch. Geol. Ges.*, 124, p. 295-308.

LENSCH G., (1968). - Die Ultramafite der Zone von Ivrea und ihre geologische Interpretation. *S.M.P.M.*, 48/1, p. 91-103.

LENSCH G., (1971). - Die Ultramafite der Zone von Ivrea. *Am., Univ. Saraviensis*, 9, p. 5-146.

LUGEON M., HENNY G., (1915). - Sur la zone du Canavese et la limite méridionale des Alpes. *C.R.Ac.Sc.*, T. 160, p. 321.

MERCIER J-L., (1976). - La néotectonique, ses méthodes et ses buts. Un exemple : l'Arc Egéen (Méditerranée orientale). *Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn.*,

NICOLAS A., (1966). - Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora-Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). *Thèse Nantes*, 178p.

NICOLAS A., (1967). - Géologie des Alpes piémontaises entre Dora-Maira et Grand Paradis. *Géologie alpine*, 43, p. 139-167.

NICOLAS A., (1968). - Relations structurales entre le massif ultrabasique de Lanzo, ses satellites et la zone de Sesia-Lanzo. *Bull. Suisse Minér. Pétr.*, 48/1, p. 145-156.

NICOLAS A., (1969a). - Une vue unitaire concernant l'origine des massifs ultrabasiques des Alpes occidentales internes. *C. R. Acad. Sci.*, 269, p. 1831-1834.

NICOLAS A., (1969b). - Tectonique et métamorphisme dans les Stura di Lanzo (Alpes piémontaises). *S.M.P.M.*, 49/2, p. 359-378.

NICOLAS A., BOUCHEZ J-C., BOUDIER F., (1972). - Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo (Alpes piémontaises). Comparaison avec d'autres massifs. *Tectonophysics*, 14/2, p. 143-171.

NICOLAS A., JACKSON E.D., (1972). - Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée : implications géotectoniques. *S.M.P.M.*, 52/3, p. 479-495.

NOVARESE V., (1904). - Relazione sui rilevamento geologico del 1903 ecc. (Zona granito-porfirica canavesana). *Boll. del. R. Com. Geol.*, p. 31-33.

NOVARESE V., (1929). - La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. *Mem. descr. Carta Geol. d'It.*, 22, p. 65-212.

REINHARDT B., (1966). - Geologie und Petrographie der Monte-Rosa Zone, der Sesia-Zone une des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossolo und Valle Loana (Prov. di Novara, Ital.). *S.M.P.M.*, 46/2, p. 553-679.

SANERO E., (1931). - Sulla lherzolite di Baldissero (Piemonte). *Per. Min.*, 2, p. 35.

SCHEURING B., AHRENDT H., HUNZIKER J-C., ZINGG A., (1972). - A tertiary Andesite Complex NW Biella on the Boundary between central and southern Alps. *Eclogae Geol. Helv.*

SCHEURING B., AHRENDT H., HUNZIKER J-C., ZINGG A., (1974). - Palaeobotanical and Geochronological Evidence for the Alpine Age of the Metamorphism in the Sesia-Zone. *Geol. Rundschau*, 63, I, p. 305-326.

SPITZ A., (1919). - Liasfossilien aus dem Canavese. *Verh. Geol. Reichsanst.*, II, p. 317-325.

STURANI C., (1964). - Prima segnalazione di Ammoniti del Lias del Canavese. *Rend. Acc. Naz. Lincei*, s. VIII, 37, 6, p. 482-483.

TRAVERSO S., (1893). - Appunti petrografici su alcune rocce di Baldissero (Piemonte). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. XII, p. 281.

TRAVERSO S., (1894). - Ricerche geognostiche e microscopiche su alcune rocce dell'Alto Canavese. *Soc. lig. di nat. e geogr.*, Anno V, fasc. 1.

TRUMPY R., (1960). - Paleotectonic evolution of the central and Western Alps. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 71.

TRUMPY R., (1973). - L'évolution de l'orogenèse dans les Alpes Centrales : Interprétation des données stratigraphiques et tectoniques. *Ecl. Geol. Helv.*, 66/1, p. 1-10.

TRUMPY R., (1975). - Penninic-Austroalpine Boundary in the Swiss Alpes . A presumed former continental Margin and its problems. *Amer. J. Sci.*, vol. 275, p. 209-238.

VECCHIA R., (1968). - La zone Cuneo-Ivrea-Locarno, élément fondamental des Alpes. Géophysique et Géologie. *S.M.P.M.*, 48/1, p. 214-225.

WIEDENMAYER F., (1963). - Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen). Die Wechselbeziehungen zwischen Stratigraphie, Sedimentologie und syngenetischer Tektonik. *Eclog. Geol. Helv.*, 56/2, p. 529-640.

=-=-=-=-=-=-=-=-=-=-

A V E R T I S S E M E N T

Les pièces justificatives, lames minces, échantillons et lavages, qui n'ont pu prendre place dans ce mémoire sont déposés au Laboratoire de Géologie Structurale, Université Pierre et Marie Curie. Les numéros tels que JW 160, insérés dans le texte, correspondent aux échantillons, lames minces et lavages.