



HAL
open science

Tectonique alpine de la zone Sesia en Val d'Aoste (Italie)

Jacques Comes

► **To cite this version:**

Jacques Comes. Tectonique alpine de la zone Sesia en Val d'Aoste (Italie). Tectonique. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 1975. Français. NNT: . tel-00825140

HAL Id: tel-00825140

<https://theses.hal.science/tel-00825140>

Submitted on 23 May 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.

P. Vialon

ACADÉMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THESE

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le grade de Docteur de Spécialité de GEOLOGIE APPLIQUEE
Option TECTONOPHYSIQUE

TECTONIQUE ALPINE DE LA ZONE SESIA

EN VAL D'AOSTE (ITALIE)

par

Jacques COMES

Soutenue le 15 Septembre 1975 devant la Commission d'Examen.

JURY : M. M. MATTAUER Président
 M. R. CABY
 M. F. PROUST

ACADÉMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THÈSE

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le grade de Docteur de Spécialité de GÉOLOGIE APPLIQUÉE
Option TECTONOPHYSIQUE

TECTONIQUE ALPINE DE LA ZONE SESIA

EN VAL D'AOSTE (ITALIE)

par

Jacques COMES

Soutenue le 15 Septembre 1975 devant la Commission d'Examen.

JURY : M. M. MATTAUER Président

M. R. CABY

M. F. PROUST

"Solo le pietre sanno"

REMERCIEMENTS

Avant d'exposer ce travail, je tiens à remercier toutes les personnes qui ont contribué à sa réalisation.

Tout d'abord, Monsieur le Professeur M. MATTAUER, qui m'a accueilli dans son Laboratoire.

Monsieur R. CABY, qui m'a proposé ce sujet d'étude, pour ses conseils tant sur le terrain qu'au laboratoire.

Monsieur le Professeur F. PROUST qui a accepté de juger ce travail.

Monsieur Fr. ARTHAUD qui m'a fait profiter de son expérience de terrain.

Monsieur E. HENSEL qui a bien voulu traduire les ouvrages allemands de ma bibliographie.

Monsieur B. SOUMET qui m'a accompagné sur le terrain.

Tous les Assistants, Chercheurs, Techniciens et Camarades du Laboratoire de Géologie structurale et du Centre de Géologie et de Géophysique de Montpellier.

Mlle SERRE, Messieurs Cl. CAMAL et B. SANCHE ainsi que le personnel de l'U.S.T.L. pour la réalisation technique de cet ouvrage.

Maïté, mon épouse, pour ses encouragements et son aide permanente. Enfin et surtout, mes parents qui par leurs sacrifices m'ont permis de prolonger mes études.

SOMMAIRE

- INTRODUCTION.
- ETUDE LITHOLOGIQUE.
 - A. - Description sommaire, généralités.
 - B. - Description détaillée.
 - 1. - Les gneiss albitiques.
 - 2. - Les micaschistes éclogitiques.
 - 3. - La zone intermédiaire.
 - 4. - La formation granulitique.
 - C. - Les formations voisines de la zone Sesia.
 - D. - Hypothèses sur l'âge du matériel de la zone Sesia.
- LA TECTONIQUE.
 - A. - Les grands traits structuraux des zones internes.
 - B. - Les grands problèmes structuraux des zones internes.
 - C. - Tectonique de la zone Sesia.
 - I. - Généralités.
 - II. - La Phase 1.
 - III. - La Phase 2.
 - IV. - Les déformations tardives chaudes.
 - V. - Les phases cassantes.
 - D. - En Résumé.
- RELATIONS ENTRE METAMORPHISME ET PLISSEMENT.
- MODELE GEOPHYSIQUE.
- CONCLUSION.

INTRODUCTION

=====

1. - Localisation du domaine étudié.

La zone Sesia est le massif cristallin le plus interne des Alpes occidentales. Elle est considérée classiquement comme une unité austro-alpine.

Sur les cartes du Piémont italien (Fig. 1 et 2) elle apparaît comme une bande d'une vingtaine de kilomètres de large qui s'allonge sur 90 km entre la Struta di Lanzo au SW et la Valle di Sesia au NE. Dans sa partie méridionale, elle borde vers l'Ouest le massif du Grand Paradis et surplombe vers l'Est la Plaine du Pô. Au Nord, elle s'intercale entre le Massif du Mont Rose et les Alpes Méridionales.

La zone Sesia appartient au domaine le plus interne de l'édifice alpin. Séparée à l'Ouest des massifs cristallins internes (Mont Rose, Grand Paradis) par le complexe mésozoïque des schistes lustrés, elle est bordée à l'Est par la faille du Canavese. Cette faille met en contact la zone Sesia et la zone du Canavese (A. Ahrendt, 1972) qui se prolonge vers le Nord par un liseré de roches volcaniques d'âge tertiaire (B. Scheuring et al., 1974). A l'Est du Canavese sédimentaire affleure la zone anté Alpine d'Ivrea.

La zone Sesia est une région montagneuse dont l'altitude moyenne s'abaisse du NW (3320 m) vers le SE (250 m), elle est entaillée par d'étroites et profondes vallées, dont le Val d'Aoste (Vallée de la Doire Baltée) qui la traverse de part en part.

Notre étude s'est limitée au bassin versant du cours inférieur de la Doire entre Verrès au NW et Borgofranco d'Ivrea au Sud, depuis Champorcher à l'Ouest jusqu'à Gressoney Saint Jean au Nord (Fig. 2).

2. - But et intérêt de l'étude.

La zone Sesia n'était jusqu'à présent connue que par des travaux axés essentiellement sur la pétrographie et la minéralogie des diverses formations. Bien que toujours intégrée dans les coupes structurales des Alpes,

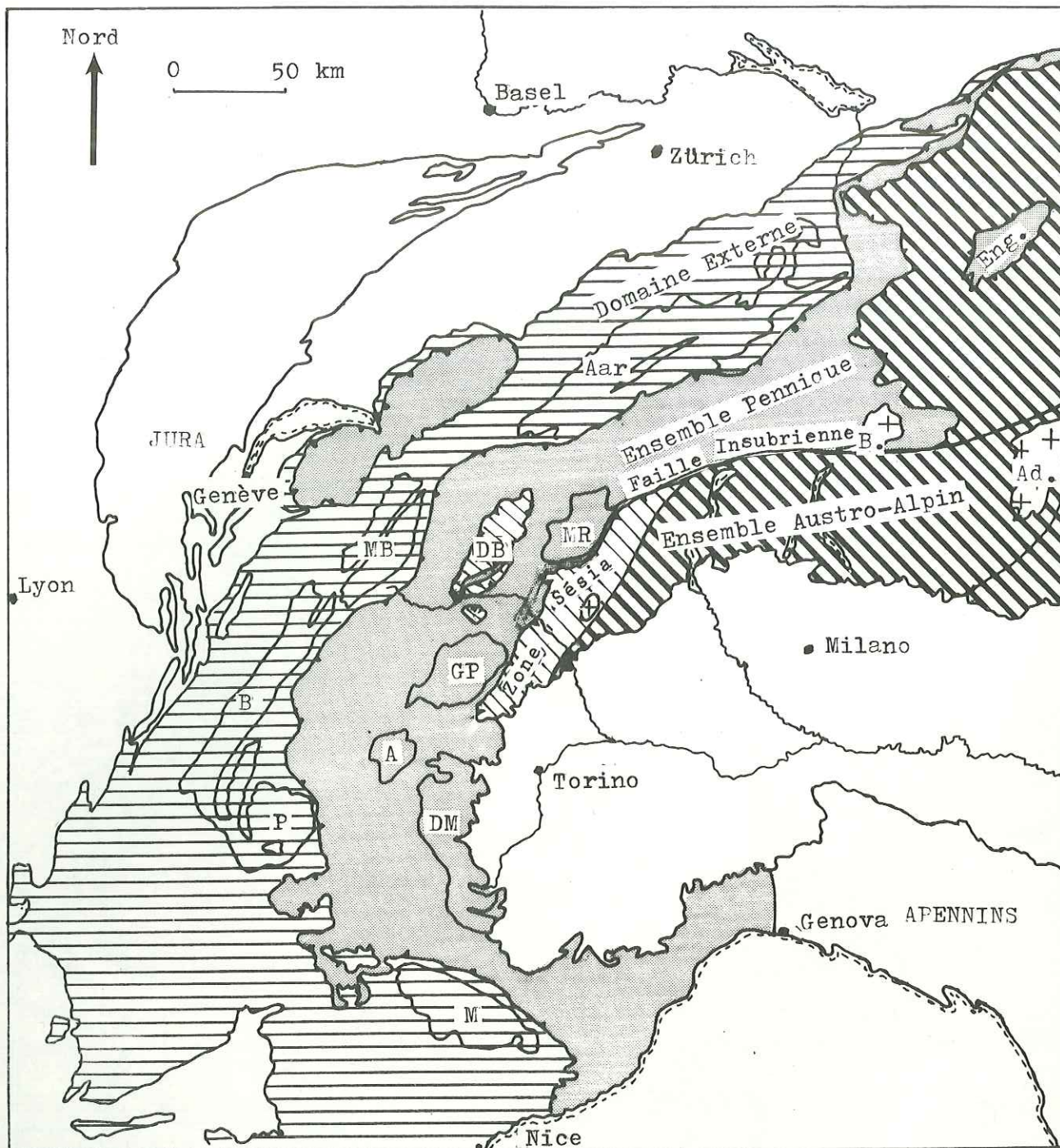


Fig.1 SCHEMA STRUCTURAL DES ALPES OCCIDENTALES
(d'après Debelmas et Lemoine)

MB:Mont Blanc-BL:Belledonne-P:Pelvoux-M:Mercantour
 MR:Mont rose-GP:Grand Paradis-A:Ambin-DM:Dora Maira
 DB:Dent Blanche-B.:Bergell-Ad.:Adamello-Eng.:Engadine

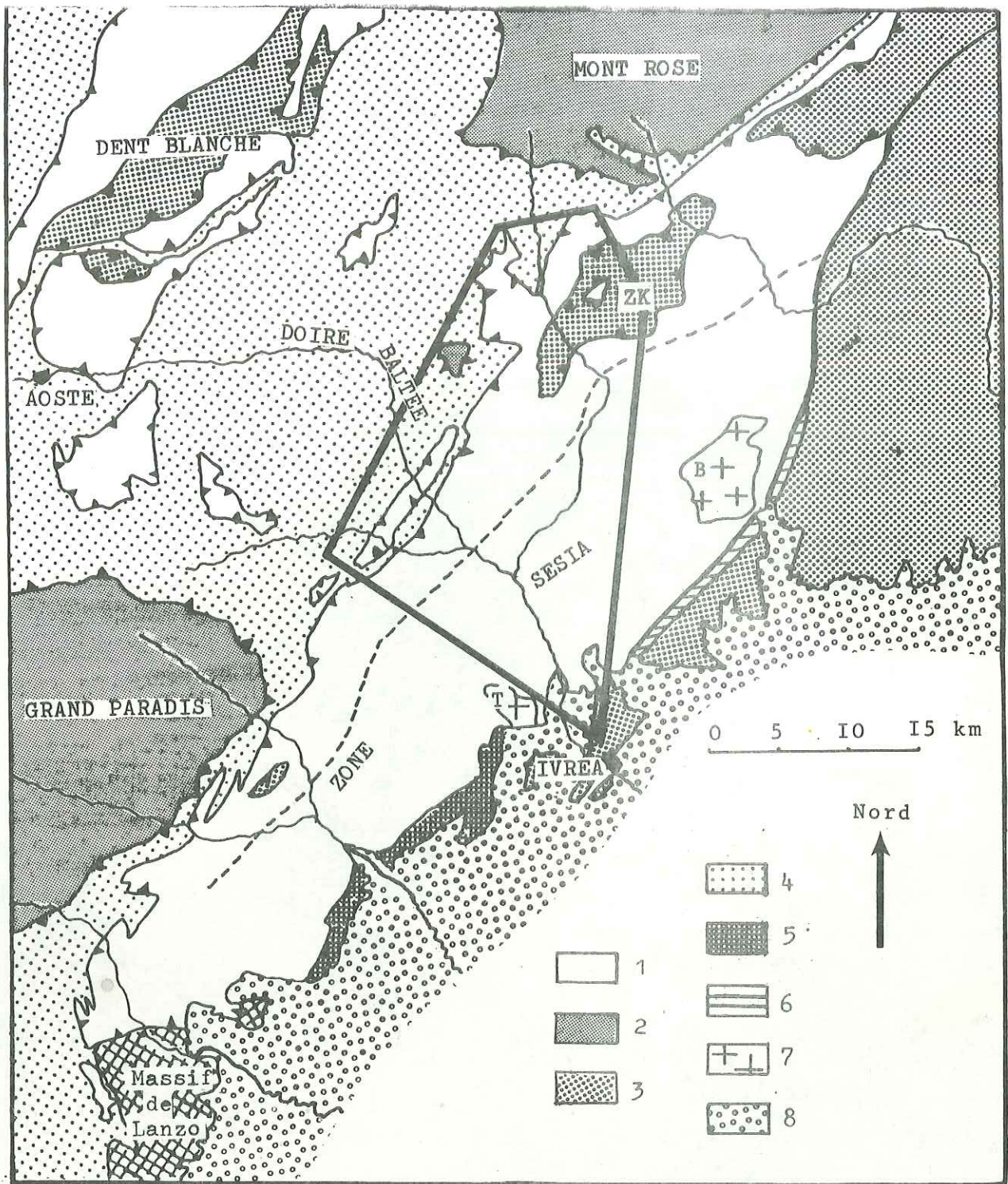


Fig.2 SCHEMA STRUCTURAL DE LA ZONE SESIA

(d'après Dal Piaz, Gosso et Martinotti, 1971)

- 1: Zone Sésia, Nappe de la Dent Blanche -2: Massifs cristallins internes
 3: Zone d'Ivrea; zone kinzigitique (ZK); nappe de la Dent Blanche
 4: Schistes lustrés et ophiolites -5: Zone du Canavese -6: Andésites de Biella -7: Diorites de Traversella, Syénites de Biella -8: Plaine du Pô
 Les pointillés séparent les "gneiss albitiques" à l'Ouest des "micaschistes éclogitiques" à l'Est.

Traits forts = limites de la zone étudiée.

aucune étude tectonique détaillée n'y avait été entreprise. Depuis E. Argand (1916), tous les géologues alpins faisaient de la zone Sesia la racine verticale de la nappe de la Dent Blanche.

Notre travail s'est porté sur l'étude des déformations alpines de cette zone. Il est rapidement apparu que la zone Sesia ne devait pas être considérée comme une racine mais comme une nappe au même titre que la Dent Blanche.

L'étude des relations entre le développement des structures et celui du métamorphisme devait nous permettre de mieux connaître les conditions de la déformation et de mieux comprendre les variations de son style en fonction des conditions P T.

L'analyse des déformations cassantes le long de la "Ligne du Canavese" pourrait nous renseigner sur les derniers mouvements des plaques européenne et insubrienne.

3. - Historique sommaire.

Classiquement (Argand, 1916), la zone Sesia était considérée comme la zone de racine verticale de la nappe de la Dent Blanche "s1", puis de la nappe Emilius - Arolla (Dal Piaz, Hunziker, Martinotti, 1973).

Le métamorphisme qui a affecté la zone Sesia a longtemps été considéré comme anté permien (A. Bianchi et G. B. Dal Piaz, 1963 ; Carraro, Dal Piaz, Sacchi, 1970). Des études récentes ainsi que des mesures radiométriques (Dal Piaz, Hunziker, Martinotti, 1972 ; Scheuring et al., 1974) ont assigné un âge "Alpin" aux dernières phases métamorphiques qui ont affecté les roches - en partie polycycliques - de la zone Sesia et en particulier aux roches du facies éclogitique, considéré déjà comme d'âge alpin par Kienast et Velde (1970).

4. - Présentation sommaire des zones internes des Alpes Occidentales (Fig. 3).

a - L'ensemble pennique affleure largement dans les Alpes Occidentales. La série mésozoïque piémontaise est constituée par une puissante série de schistes lustrés où viennent s'intercaler des roches vertes et des ophiolites.

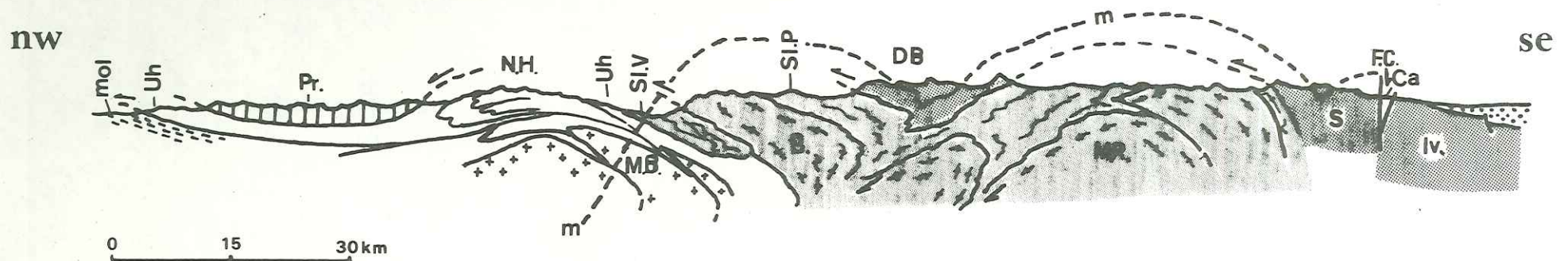


FIG.3 COUPE SCHEMATIQUE DES ALPES.

(d'après Debelmas et Lemoine-1964, pour les zones externes.)

(d'après Caby et Comes-1975, pour les zones internes.)

mol=molasse; Uh=nappes ultra-helvétiques; Pr=préalpes(charriées sur la molasse); N.H.=nappes helvétiques; M.B.=massif du Mont Blanc; Sl.V=schistes lustrés valaisans; Sl.P.=schistes lustrés piémontais; B.=nappe du Grand Saint Bernard; D.B.=nappe de la Dent Blanche; M.R.=Mont Rose; S=zone SESIA Iv=zone d'Ivrea; Ca=zone du Canavese; F.C.= faille du Canavese; m=front supérieur du métamorphisme alpin.

Dès le Crétacé et à l'Eocène apparaissent des flyschs. Cet ensemble piémontais est allochtone, il repose par contacts anormaux sur les massifs cristallins (Simplo-Tessinois, Mont Rose, Grand Saint Bernard, Vanoise, Grand Paradis, Ambin, Dora Maira) qui ont parfois gardé des lambeaux de leur couverture initiale constitués le plus souvent de Trias dolomitique (Debelmas, Lemoine, 1964 ; Nicolas, 1966 ; Elter, 1971).

La tectonique a un style tangentiel général. La schistosité (passant à la foliation) est développée partout. A un métamorphisme de type haute pression et basse température (schistes à glaucophane, éclogites...) vient se surimposer un métamorphisme de type schiste vert (Bocquet, 1974 ; Caron et al., 1973 ; Saliot, 1973 ; Kienast et Velde, 1970). L'extension géographique de ce deuxième stade déborde celle du premier et affecte une partie des massifs cristallins externes. La phase majeure de métamorphisme HP est achevée avant la fin de l'Oligocène, mais le métamorphisme HT des zones simplo-tessinoises est Miocène moyen à supérieur. Les socles entrent de façon active dans la tectonique tangentielle souple. C'est en effet le domaine des plis de style pennique.

b - L'ensemble Austro-Alpin s'étend sur la quasi totalité des Alpes Orientales. Dans les Alpes Occidentales, il est représenté par la zone d'Ivrea, la zone Sesia et la nappe de la Dent Blanche s.l. A l'Est, le secondaire y est réduit à un Trias et à un Lias très épais calcaréo-dolomitiques. Le socle est fortement cisailé. Le domaine Austro-Alpin est représenté ici par de grandes nappes qui chevauchent vers le Nord d'une centaine de kilomètres (Angenheister et al., 1972 ; Trümpy, 1973). A l'Ouest d'une ligne Glaris-Milano, la zone Sesia et la nappe de la Dent Blanche sont les seules unités austro-alpines se trouvant à l'Ouest de la faille du Canavese. Ces unités plissées et métamorphisées par les phases alpines reposent par contact anormal sur les schistes lustrés piémontais.

ETUDE LITHOLOGIQUE

A. - DESCRIPTION SOMMAIRE, GENERALITES.

1 - Historique.

Dès le début du siècle, les géologues (Franchi, 1905 ; Novarese, 1929-31) se sont intéressés à la zone Sesia. Ils y décrivaient des "micaschistes-éclogitiques" d'âge anté-permien. Michel (1953) a fait une étude globale de la partie méridionale de la zone Sesia. Il y distingue :

- a - A l'Ouest, un groupe de roches parmi lesquelles dominaient des gneiss albitiques,
- b - A l'Est, un groupe formé essentiellement de micaschistes à glaucophane.








Ces deux formations lui paraissaient disposées en bandes parallèles à l'axe longitudinal de la zone.

Les travaux de Bianchi, Dal Piaz et Viterbo, 1965, de Viterbo et Blackburn, 1968, de Carraro, Dal Piaz et Sacchi, 1970 ne font que développer les observations de Michel, la zone Sesia est toujours considérée comme un socle de "cristalline antico".

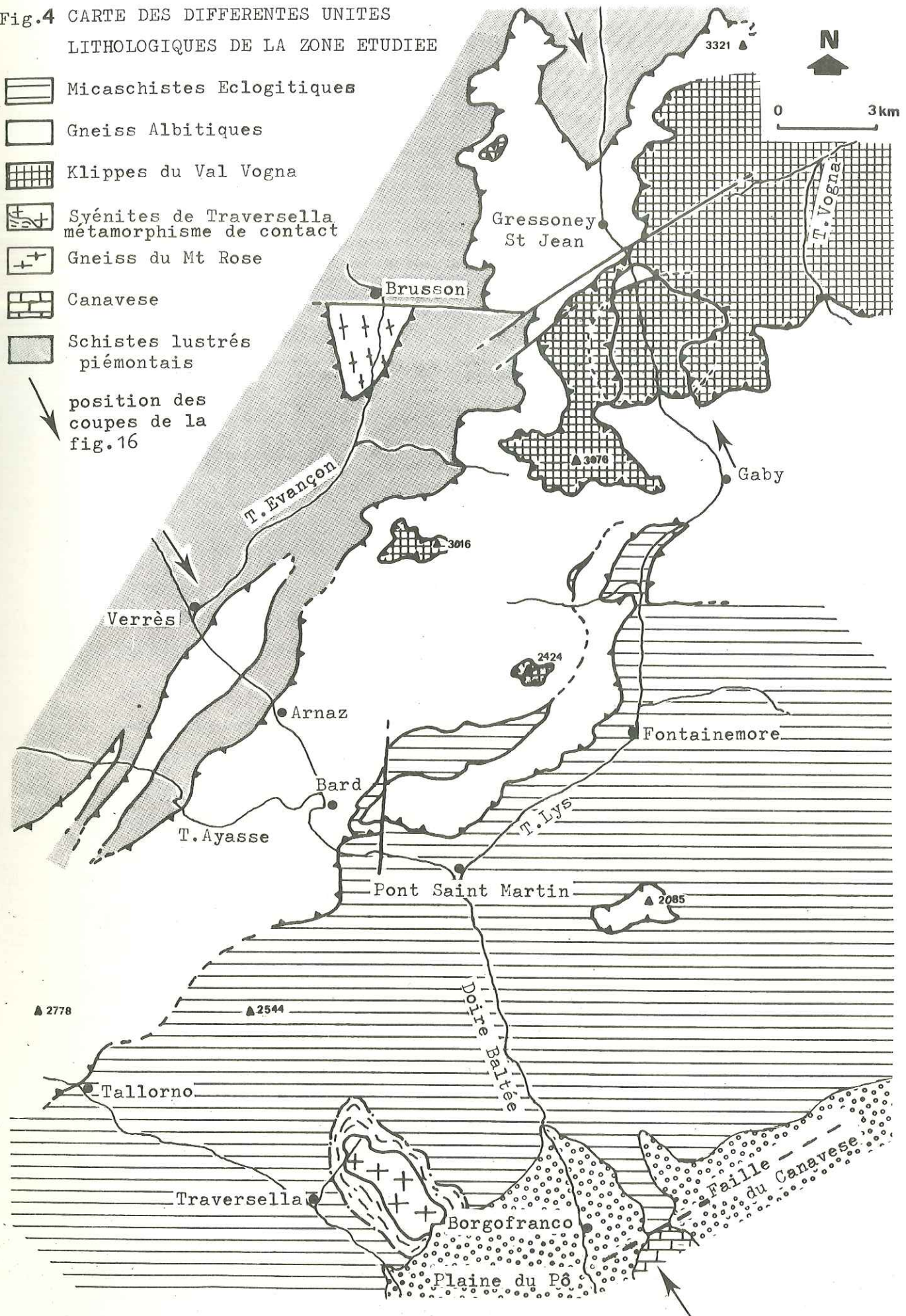
Velde et Kienast (1970) puis Dal Piaz, Hunziker et Martinotti, 1972, assignent un âge Alpin à l'essentiel du métamorphisme de la zone Sesia. Ils décrivent :

- une zone externe (Ouest) où les associations minérales sont typiques du faciès schiste vert.
- une zone interne formée de micaschistes éclogitiques, de schistes à glaucophane.
- à la limite entre les deux ensembles, on observe des schistes à glaucophane et des micaschistes éclogitiques rétro-morphosés dans le faciès schiste vert.

Fig.4 CARTE DES DIFFERENTES UNITES
LITHOLOGIQUES DE LA ZONE ETUDIEE

-  Micaschistes Eclogitiques
-  Gneiss Albitiques
-  Klippes du Val Vogna
-  Syénites de Traversella
métamorphisme de contact
-  Gneiss du Mt Rose
-  Canavese
-  Schistes lustrés
piémontais

position des
coupes de la
fig.16



- au Nord, en klippes sur la zone Sesia, affleurent des roches à facies granulite anté alpin plus ou moins rétro-morphosées dans les facies alpins (H P et schiste vert) c'est la "seconda zona Diorito - Kinzigitica" (Dal Piaz et al., 1971).

2. - Les différentes unités lithologiques (Fig. 4).

Nous avons pu observer les unités lithologiques suivantes (Caby, Comes, 1975), structurellement de bas en haut, ce sont :

a - Les "micaschistes éclogitiques" à l'Est correspondent à une formation très uniformisée par le métamorphisme alpin comprenant des micaschistes pélitiques surtout riches en phengite et quartz, des éclogites en bancs et boudins de toutes dimensions, des marbres et des "orthomicaschistes" éclogitiques représentant d'anciennes intrusions sécantes de granitoïdes, auxquels sont associés de nombreux filons leucocrates.

b - Les "gneiss albitiques" à l'Ouest correspondent à un ensemble de métagranitoïdes et granodiorites, associés à des roches rubanées d'origine volcano-sédimentaire probable évoquant le Permien inférieur pennique. Cette seconde formation, homologue de la Série d'Arolla (Diehl, 1952) constitue comme dans la Nappe de la Dent Blanche la semelle de la klippe de roches du facies granulite (Série de Valpelline). Elle repose en contact anormal sur la formation "a" et constitue aussi la partie frontale de la zone Sesia. Elle n'est connue que dans le facies schiste vert avec des associations à quartz, albite, phengite, clinozoïsite, chlorite ⁺ actinote, biotite verte, grenat et stilpnomélane, considérées comme d'âge "éo-alpin" (Dal Piaz et al., 1972) et en équilibre (D. Lattard, 1974).

c - Les "granulites du Val Vogna" reposent par un contact tectonique souligné de mylonites à glaucophane sur la formation "b". Elles sont constituées principalement de paragneiss à facies granulite comportant de nombreux mobilisats pegmatoïdes, des marbres et des roches basiques variées. Les associations minérales anté-alpines montrent divers stades de déformation et de remplacement par des associations minérales de HP comportant chloritoïde, glaucophane, ainsi que du disthène considéré aussi comme d'âge alpin (Dal Piaz et al., 1973). Cette formation représente l'homologue des kinzigites de la nappe de la Dent Blanche et doit être aussi rattachée à la zone diorito-kinzigitique Ivrea-Verbano (Caron et Saliot, 1969).

B. - DESCRIPTION DETAILLEE DES UNITES.

1. - La formation des "gneiss albitiques" est un ensemble hétérogène à dominante d'orthogneiss et de paragneiss d'origine volcano-sédimentaire acide uniformisé par le métamorphisme alpin.

Nous utilisons ici le terme de gneiss albitiques plutôt que celui de "gneiss minuti" des auteurs italiens car il donne déjà des indications minéralogiques. En fait, sous le nom de gneiss albitiques qui est le faciès dominant, nous associons des granodiorites, des métagranitoïdes et des roches basiques tel que prasinites et amphibolites (Dal Piaz et al., 1972, 1973 ; Lattard, 1974). Cette formation n'est connue que dans le faciès schiste-vert.

D. Lattard (1974) admet que "l'on n'y trouve aucune trace d'une phase métamorphique antérieure" à l'exception d'une étroite bande limitant à l'Est ces gneiss albitiques. Il s'agit alors de micaschistes éclogitiques, de schistes à glaucophane rétro-morphosés dans le faciès schiste-vert.

a - Les gneiss albitiques rubanés. En Val d'Aoste les affleurements les plus importants se situent en amont de Bard.

Les gneiss albitiques sont des roches massives qui présentent une alternance de lits clairs riches en quartz et feldspaths et de lits dont la couleur varie du vert au gris où dominent les amphiboles et les phyllites. Parfois on note la tâche jaune-vert des niveaux épidotiques. Lorsque les niveaux sombres s'épaississent (comme à Echallod-dessous) de petits niveaux de prasinites s'individualisent ce qui donne à la roche un aspect très rubané. Quelques filons acides anté alpins s'intercalent dans la série.

Description microscopique (Fig. 5).

Le quartz est peu abondant ; déformé, il présente des extinctions roulantes et des bordures lobées.

Le feldspath est une albite, généralement non maclée. La grosseur des grains de ces niveaux avoisine les 500 microns.

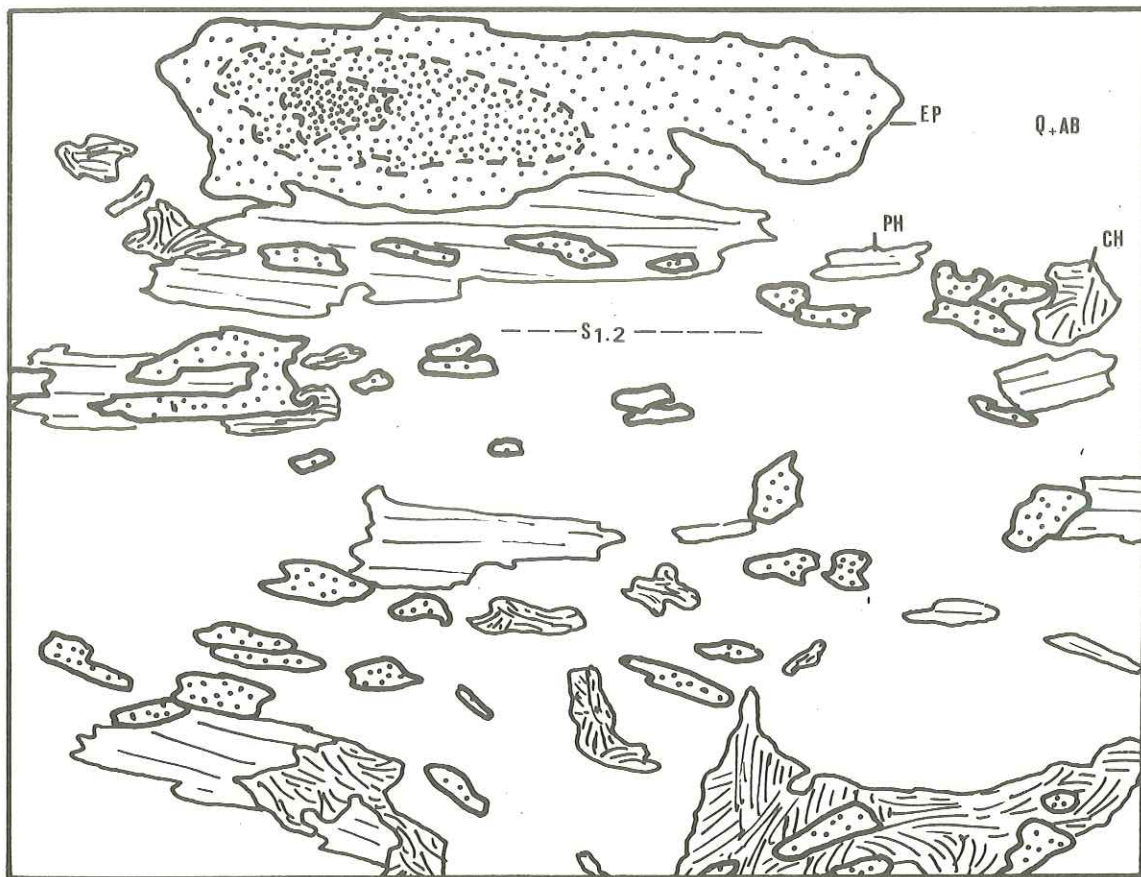


Fig.5 GNEISS ALBITIQUE RUBANE. (X100)

EP:épidote zonée le coeur est une allanite, la périphérie une clinozoïsite PH:phengite CH:chlorite Q+AB:quartz et albite non représentés ici. Les minéraux sont allongés suivant S1+2

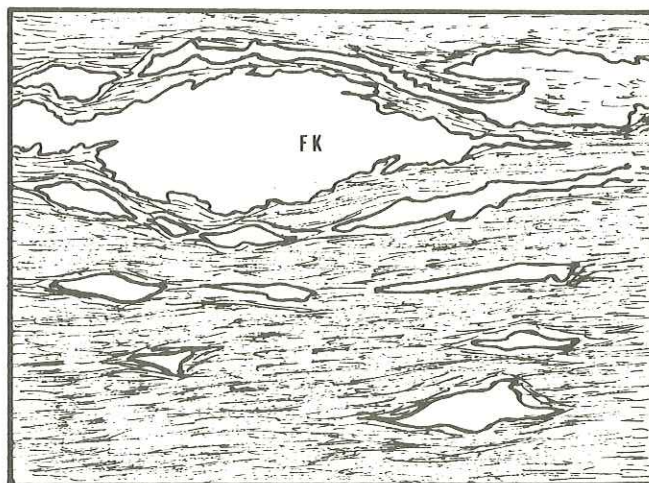


Fig.6 YEUX DE FELDSPATHS POTASSIQUES DANS UN GNEISS ALBITIQUE (x1).

FK:feldspath potassique. La matrice où nous avons représenté la foliation est composée essentiellement de phengite, d'albite et de quartz.

Le mica blanc est le phyllosilicate le plus abondant. Phengite (D. Lattard, 1974), chlorite et biotite verte cohabitent souvent. La biotite verte forme de fins liserés au pourtour des phengites qui s'étendent en grandes paillettes. La chlorite se présente en plages.

L'épidote, généralement incolore et en cristaux sub-automorphes est parfois zonée. Le coeur plus brun est une allanite, la périphérie est généralement une clinozoïsite.

Cette allanite en relique serait la preuve d'une origine ortho de ces gneiss.

Une amphibole verte, aciculaire (actinote) est parfois présente. Elle ne paraît pas réactionnelle (Lattard, 1974).

Le grenat, toujours de petite taille (100) est rare.

La calcite se localise dans les gneiss proches de la pincée calcschisteuse d'Arnaz.

Le sphène est relativement abondant, les minéraux opaques beaucoup moins.

La plupart des roches observées n'ont montré aucune trace d'une paragenèse antérieure.

La biotite verte paraît avoir cristallisé légèrement après la phengite, cette dernière pouvant exsolver un peu de biotite à la périphérie. Il peut s'agir d'une baisse de la pression de fluide qui peut suivre le paroxysme de métamorphisme comme le pense Lattard (1974). L'allanite peut être une relique de l'origine magmatique de ces roches.

b - Les gneiss albitiques à feldspaths potassiques, sont d'anciens granitoïdes plus ou moins déformés par les phases alpines.

On peut parfois observer des passées de gneiss albitiques à FK disposées parallèlement à la foliation des gneiss albitiques s.s. (cf. Fig. 6). Ces roches sont reconnaissables par la disposition en flammes ou en rubans des feldspaths potassiques. Ces "pseudo yeux" peuvent dépasser le centimètre. Macroscopiquement, les limites de ces niveaux paraissent floues car

vers l'extérieur la taille des cristaux de FK diminue et il devient difficile de les distinguer des albites non maclées.

Au Nord de Gaby sur la route de Niel nous avons pu observer des gneiss albitiques à microcline où des enclaves riches en biotite attestent de leur origine orthodérivée.

En lame mince (JC 28) ces roches montrent les mêmes assemblages minéralogiques que les gneiss albitiques précédemment décrits. Il s'agit d'une alternance de lits essentiellement phylliteux et de niveaux quartzo-feldspathiques où quartz et albite non maclée sont engrenés. Disposés en yeux, les feldspaths K sont de grande taille. Souvent fracturés, ils ont une bordure indentée. Lattard (1974) a étudié particulièrement ces feldspaths potassiques en les mettant en évidence par coloration à l'aide d'une solution de cobaltinitrine de sodium. Ils présentent de petites macles polysynthétiques irrégulières selon deux directions approximativement orthogonales qui rappellent celles de l'albite "en échiquier". Ces feldspaths potassiques sont de plus perthitiques. L'albite s'y répartit en fines veines qui s'anastomosent en tâches atteignant parfois la périphérie du cristal. Dans certains cas les FK sont auréolés d'albite alpine. L'existence des macles et de certaines perthites fines permettent de confirmer que ces FK sont d'anciens feldspaths de roches éruptives (Lattard, 1974). Les macles polysynthétiques et la coalescence des veines et des tâches perthitiques avec les auréoles albitiques peuvent être expliqués par expulsion du sodium contenu dans le réseau du feldspath originel (Lattard, 1974).

c - Les Prasinites sont des roches basiques épimétamorphiques.
De couleur vert-gris, elles sont massives, compactes, très homogènes à part une schistosité fruste.

Elles sont abondantes dans la partie la plus externe de la zone Sesia où elles se présentent en amandes métriques à décamétriques parallèles à la foliation générale des gneiss environnants.

Ces roches se caractérisent par la rareté ou l'absence de quartz. En lame mince (Fig. 7), le fond de la roche est constitué par :

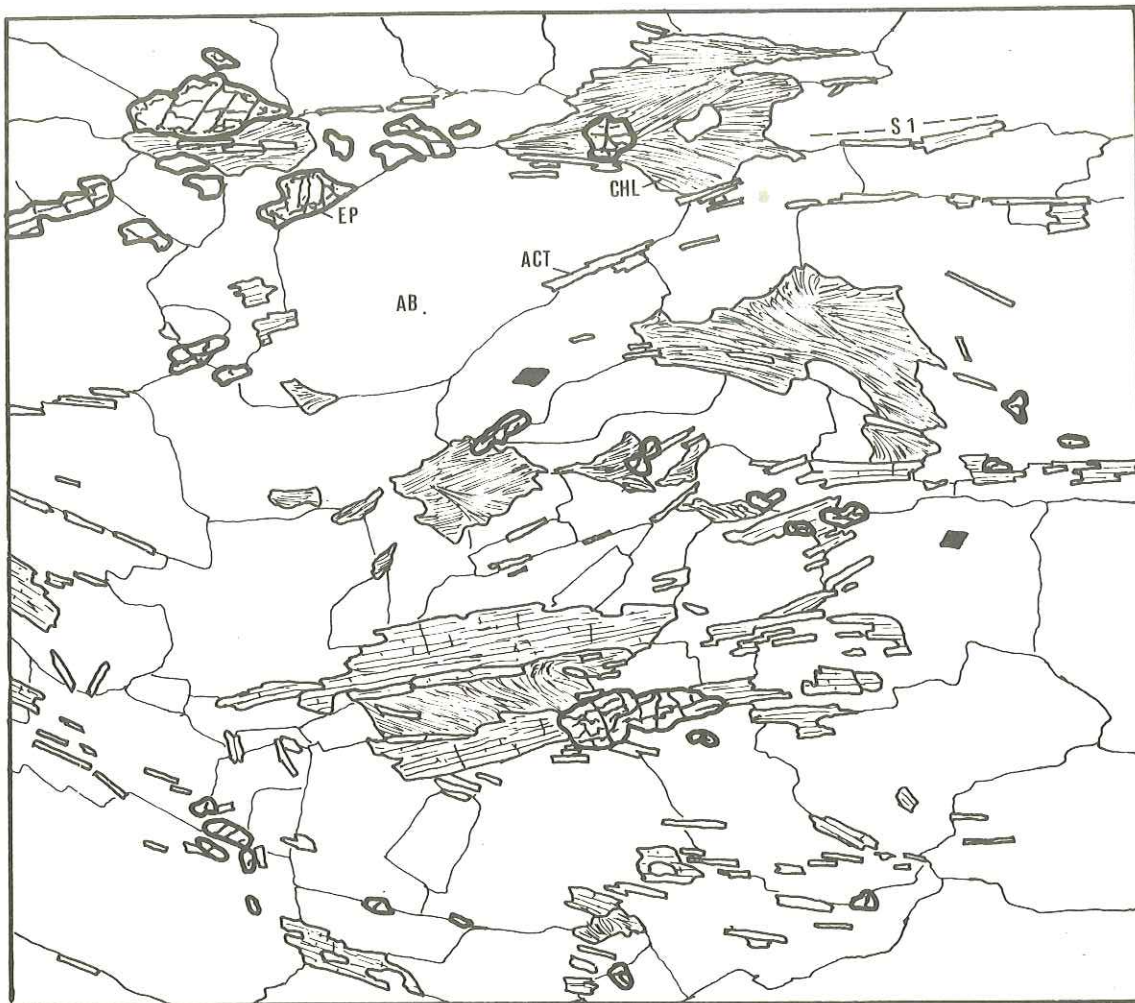


Fig.7 SCHEMA D'UNE LAME MINCE DE PRASINITE (x130)

AB:albite non mâclée, ACT:actinote EP:épidote
CHL: chlorite .Les minéraux sont allongés
dans la foliation S1.

- de grands cristaux d'albite non mâclée,
- des baguettes automorphes d'actinote qui soulignent la foliation,
- de la chlorite en feuillets grossièrement allongés,
- des grains dispersés de clinozoïsite,
- sphène, opaques, rares phengites et un peu de calcite, constituent les minéraux accessoires. Le quartz peut être présent en petites amandes.

d - La composition chimique des roches de la partie externe de la zone Sesia peut être comparée avec celle des roches sédimentaires et éruptives (Lattard, 1974).

- Certains gneiss albitiques ont une composition proche de celle de granodiorites ou de dacite.
- Les roches éruptives les plus proches des gneiss albitiques à FK sont des granites et des rhyolites hyperalcalines. Quand la teneur en magnésium augmente ces gneiss à FK sont à rapprocher de grauwackes.

e - Origine des gneiss albitiques s.l.

Si l'origine ortho des gneiss albitiques à feldspaths potassiques est facilement démontrable, (cf. p. 16), l'absence quasi générale de minéraux ou de texture relique ne permet pas de conclure sur la nature originelle des gneiss albitiques rubanés. L'hypothèse considérant une série exclusivement sédimentaire (Michel, 1953) ou celle d'un ensemble essentiellement éruptif semblent peu probable. Il s'agissait plutôt d'un complexe où des roches éruptives du type granite et granodiorite à enclaves coexistent avec des sédiments détritiques du type grauwackes auxquels étaient associés des roches d'origine volcanique (méta - rhyolites et tufs).

2. - La zone des "micaschistes éclogitiques".

Sous ce nom, nous avons regroupé divers types de roches où le faciès éclogitique est dominant. Cette partie, la plus interne de la zone Sesia, est en fait constituée par :

- des roches silico-alumineuses : micaschistes pelitiques contenant parfois du chloritoïde.
- des roches quartzo-feldspathiques : gneiss et "ortho-micaschistes" éclogitiques.
- des roches basiques : éclogites, amphibolites...
- des marbres.

Cl. Liebeaux (1975) a fait une étude pétrologique et minéralogique de cette zone. Elle démontre clairement l'existence d'un gradient au sein du métamorphisme éclogitique, la pression augmentant du Nord au Sud de la zone.

a - Les micaschistes éclogitiques s.s. Ces roches constituent la majeure partie des affleurements de la zone orientale de Sesia (en aval de Bard). Ce sont des roches très micacées le plus souvent à gros grains. Le mica blanc est l'élément dominant. A l'oeil nu, on observe aussi du quartz, un peu d'albite, des pyroxènes, du glaucophane, des grenats. D'aspect assez massif, ces roches ont une couleur gris-vert très clair avec quelques tâches vertes ou bleues de pyroxène ou d'amphibole.

Au microscope, il apparaît (Fig. 8) :

- du quartz, généralement déformé, son extinction onduleuse est caractéristique. Ses limites sont le plus souvent lobées.
- de l'albite, très rarement maclée, en petite proportion. L'albite maclée est présente dans de petits filonnets tardifs.
- le pyroxène en grands cristaux (3 à 4 mm) rose-vert très clair est une Omphacite (Liebeaux, 1975). Poecilitique, il renferme du grenat, du rutile et un peu de mica blanc. Ses craquelures et sa périphérie sont souvent envahies par de petites amphiboles bleu-vert. Les macles en sablier sont assez rares.

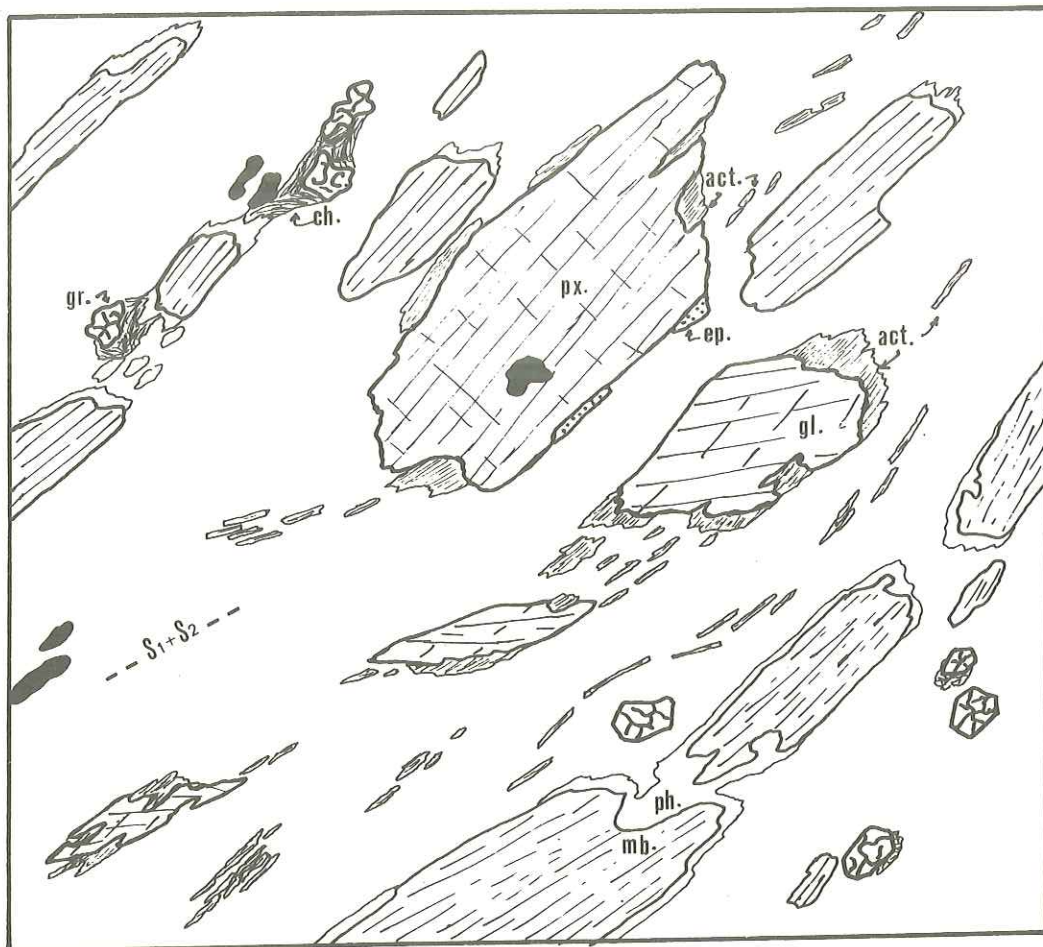


Fig. 8 SCHEMA D'UNE LAME MINCE DE MICASCHISTE ECLOGITIQUE (x 150).

Les pyroxènes (px) et les glaucophanes (gl) sont rétrotransformés à leur périphérie par des amphiboles aciculaires bleu-vert (act). Autour des micas blancs (mb) de première génération (mb), se développent de petites phengites (ph) et des chlorites (ch) symplectiques. Ces dernières envahissent les grenats (gr). La clinozoïsite (ep) croît en bordure des pyroxènes. Le quartz (non dessiné ici) présente des extinctions roulantes. Les minéraux sont allongés suivant S1+S2.

- le grenat en petits cristaux sub-automorphes est généralement chloritisé le long de ses fractures.
- le glaucophane en grands cristaux allongés (3 à 5 mm) est légèrement pléochroïque (incolore à bleu pâle). Il inclut parfois du grenat et du rutile. Le long de ses fractures et sur ses limites, il se transforme souvent en amphibole bleu-vert.
- le mica blanc se présente sous forme de grands cristaux allongés (5 mm). Une deuxième génération de mica blanc plus petit (moins d'un millimètre) semble contemporain de la chlorite.
- le clinozoïsite est parfois présente en petits cristaux qui se développent autour des pyroxènes.
- sphène, rutile, minéraux opaques sont en petites proportions.

Le polyphasage semble clair. Après une paragénoise éclogitique à omphacite, grenat, phengite, glaucophane se développe un métamorphisme de plus basse pression à chlorite, phengite, amphibole bleu-vert, épidote.

b - Les gneiss éclogitiques. Le passage des micaschistes aux gneiss se fait progressivement par appauvrissement en phyllosilicates et enrichissement en plagioclases. Les gneiss de la zone éclogitique se présentent en bancs de quelques mètres d'épaisseur au sein de la série mica-schisteuse. Les affleurements les plus importants sont entre Quassalo et Tavagnasco, autour de Torre Daniele et sur la route de Pont Saint Martin à Ivery. Leur patine est claire ou légèrement ocre.

Au microscope, nous avons pu observer les minéraux suivants :

- Le pyroxène de grande taille (5 mm) légèrement rosé est une omphacite. Il renferme des inclusions de quartz, de grenat et de mica blanc. Très cataclasé, ses fissures sont envahies de chlorite et d'une petite amphibole bleu-vert.

- Le grenat automorphe, de petite taille est légèrement rosé. Certains sont fracturés et chloritisés, d'autres apparemment plus petits sont absolument frais.
- Le glaucophane a un pléochroïsme assez intense. Poecilitique, il inclue du quartz et du mica blanc. Il est fréquemment altéré en amphibole bleu-vert, chlorite et stilpnomélane.
- Dans certaines lames (échantillons prélevés entre Pont Saint Martin et Marine) j'ai observé du chloritoïde en grands cristaux poecilitiques renfermant du quartz, du grenat, du rutile et du sphène. Fracturé, il est partiellement rétro-morphosé en chlorite.
- Le mica blanc se présente en grandes lattes (5 mm). Ces phengites sont déformées : nombreux kincks, jeu le long des clivages.

Il existe aussi des micas de plus petite taille disposés en arcs polygonaux. Le stilpnomélane et la chlorite paraissent synchrones de cette deuxième génération de phengites.

- L'épidote est très souvent zonée. Le coeur est une zoïsite, la périphérie une clinozoïsite.
- Le quartz, et l'albite en petits cristaux déformés constituent le fond de la lame mince.
- Les minéraux accessoires sont l'apatite, le rutile et le sphène, en proportion négligeable.

A l'association grenat, omphacite, glaucophane, chloritoïde, zoïsite, phengite fait suite une nouvelle paragenèse à amphibole bleu-vert, chlorite, clinozoïsite, phengite, stilpnomélane et/ou biotite verte.

Le facies éclogitique à zoïsite et glaucophane est partiellement rétro-morphosé dans un facies de type schiste vert.

c - Les éclogites sont observables dans l'ensemble de la partie orientale de la zone Sesia. Elles se présentent toujours en boudins tectoniques de taille variable (du centimètre à quelques mètres) au sein des roches acides. On observe souvent une zone enrichie en mica blanc à la périphérie du boudin (Viterbo et Blackburn, 1968).

On sait que les éclogites alpines se distinguent des éclogites classiques d'autres chaînes plus anciennes. En effet, au pyroxène omphacitique et au grenat, sont associés des micas blancs (phengites), de la zoïsite, du glaucophane et parfois un peu de quartz et d'albite (Nicolas, 1966 ; Viterbo et Blackburn, 1968 ; Velde et Kienast, 1973).

L'étude de lames minces nous a permis d'observer :

- De l'omphacite en gros cristaux le plus souvent incolores ou légèrement teintés de vert. Elle contient parfois des inclusions de grenat, de mica blanc, de minéraux opaques. Les macles simples ou en sablier sont assez fréquentes. Le pyroxène est fortement rétro-morphosé en amphibole et/ou en épidote.
- Le grenat souvent automorphe est lui aussi très rétro-morphosé. La chlorite verte envahit ses fractures et sa périphérie. Certains grenats sont évidés (Fig. 9), ils sont alors remplis de quartz ou/et de phengite.
- Les micas blancs en grandes lattes sont à rapporter à la paragénèse éclogitique. Il existe aussi de petites phengites et des chlorites symplectiques avec des amphiboles bleu-vert tardives.
- Le glaucophane a un comportement particulier. Il fait parfois partie de la paragénèse primaire, parfois en est totalement absent. Nous avons donc observé des éclogites à glaucophane primaire et des éclogites sans glaucophane primaire. La répartition géographique de ces deux types de roches ne correspond à aucune loi simple. La différenciation doit être

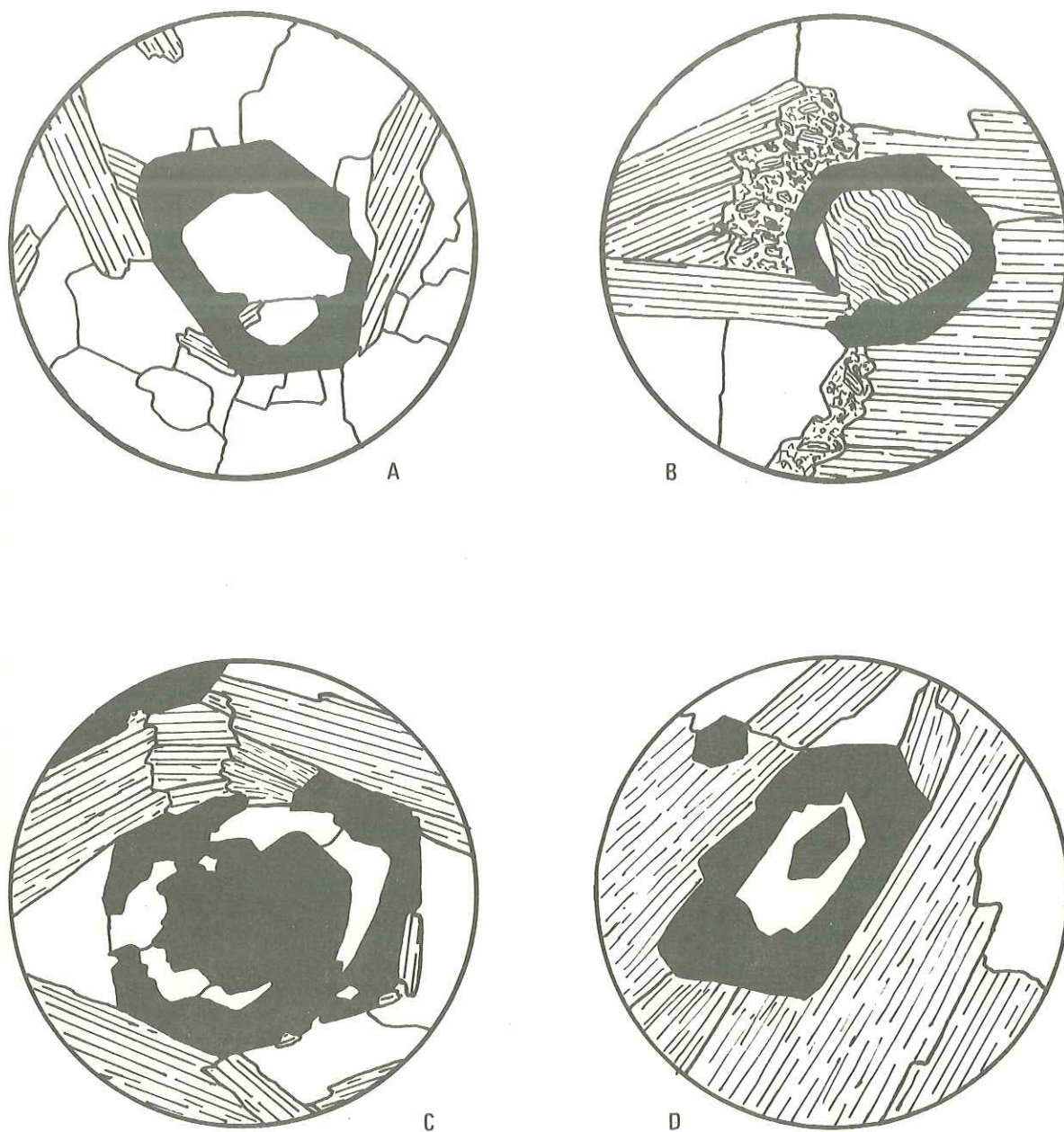


Fig.9 DIVERSES FIGURES DE GRENATS EVIDES DANS DES MICASCHISTES
ECLOGITIQUES ET DES ECLOGITES (x 50).

D'après Spry (1969), le cœur (mica blanc, quartz) est plus ancien que la périphérie (grenat). Mais Rast (1965) décrit des structures identiques où le cœur est plus récent. Les figures C et D semblent confirmer la 2^e hypothèse.

"attribuée à des différences de pression d'eau lors du métamorphisme" (Liebeaux, 1975), mais peut être aussi à des différences chimiques discrètes.

Le glaucophane primaire a un pléochroïsme très faible, souvent nul. Il contient parfois de la zoïsite et du rutile. Sa rétro-morphose en amphibole bleu-vert est assez avancée.

Le glaucophane qui se développe dans les éclogites sans glaucophane primaire est beaucoup plus petit (1 mm) et a un pléochroïsme élevé. Il est lui aussi rétro-morphosé dans le faciès schiste vert. Il peut être zoné (échantillon QU.4), la périphérie étant plus pléochroïque que le cœur.

- quartz, et albite sont rares.

- l'épidote est souvent zonée. Le cœur est de la zoïsite appartient à la paragenèse initiale, la périphérie est de la clinozoïsite.

- rutile, sphène, calcite sont relativement rares.

Comme dans les roches acides, le polyphasage des roches éclogitiques est assez net. Au faciès éclogite fait suite un métamorphisme de type schiste vert. Pour les roches sans glaucophane primaire on passe du faciès éclogite au faciès schiste vert par un épisode de schiste à glaucophane.

Les boudins éclogitiques se comportent comme des yeux anté-tectoniques, les cristaux s'y développent de façon équante.

d - Les roches basiques particulières. En boudins décimétriques au sein des roches éclogitiques, nous avons pu observer des pyroxénites, des amphibolites, des grenatites. Liebeaux (1975) qui a étudié particulièrement ces roches y décrit une rétro-morphose du faciès éclogite dans le faciès schiste vert.

e - Les marbres constituent un ou plusieurs niveaux de grande extension latérale. Ils sont toujours très boudinés et intensément déformés. La puissance des boudins varie de quelques centimètres à plusieurs mètres

(Bec Vert, Tour de Pramotton...). Il est parfois exploité en carrières (Quincinetto). Les marbres sont rarement purs et renferment souvent des pyroxènes, des amphiboles, des micas blancs, des épidotes ainsi que de nombreux boudins de roches basiques.

f - La composition chimique et l'origine des "micaschistes éclogitiques". Viterbo et Blackburn (1968) et Liebeaux (1975) ont effectué de nombreuses analyses chimiques des roches de la partie interne de la zone Sesia (Fig. 10).

D'après leur position dans le diagramme A.F.M., les micaschistes éclogitiques s.s. pourraient être interprétés comme des roches sédimentaires métamorphosées ou encore comme des roches volcano-sédimentaires. Les gneiss éclogitiques y montrent une tendance trachytique. Les éclogites de la zone Sesia semblent provenir du métamorphisme de roches basiques volcaniques tel que les basaltes alcalins et tholéitiques.

On aurait donc affaire à une série principalement volcano-sédimentaire, comprenant surtout des grauwackes, à l'origine de la plupart des micaschistes et des gneiss. Cette série aurait en outre compris des niveaux calcaires (marbres), des grès (certains micaschistes) et des intercalations de roches éruptives basiques et acides (granites, alpites pegmatites) qui tendraient à prouver l'existence d'un métamorphisme anté-alpin de facies au moins amphibolite. L'ensemble de la série a subi un important métamorphisme ainsi qu'une tectonique responsable du boudinage intense de certains niveaux.

Sur le terrain, nous avons pu reconnaître au sein des gneiss monotones quelques rares masses de granitoïdes (Sud de Nomaglio) auxquels sont associés de nombreux filons leucocrates. Ils seraient à l'origine des "métagranites" du Val Lanzo et du Lago Mucrone étudiés par Compagnoni et Maffeo (1973) et par Liebeaux (1975). Selon ces auteurs, les granitoïdes sont affectés par le métamorphisme alpin éclogitique et ont suivi la même évolution vers un métamorphisme de type schiste vert que les micaschistes éclogitiques s.l. Dal Piaz et al., (1973). Compagnoni et Maffeo (1973) admettent un âge Hercynien pour la mise en place de ces granites.

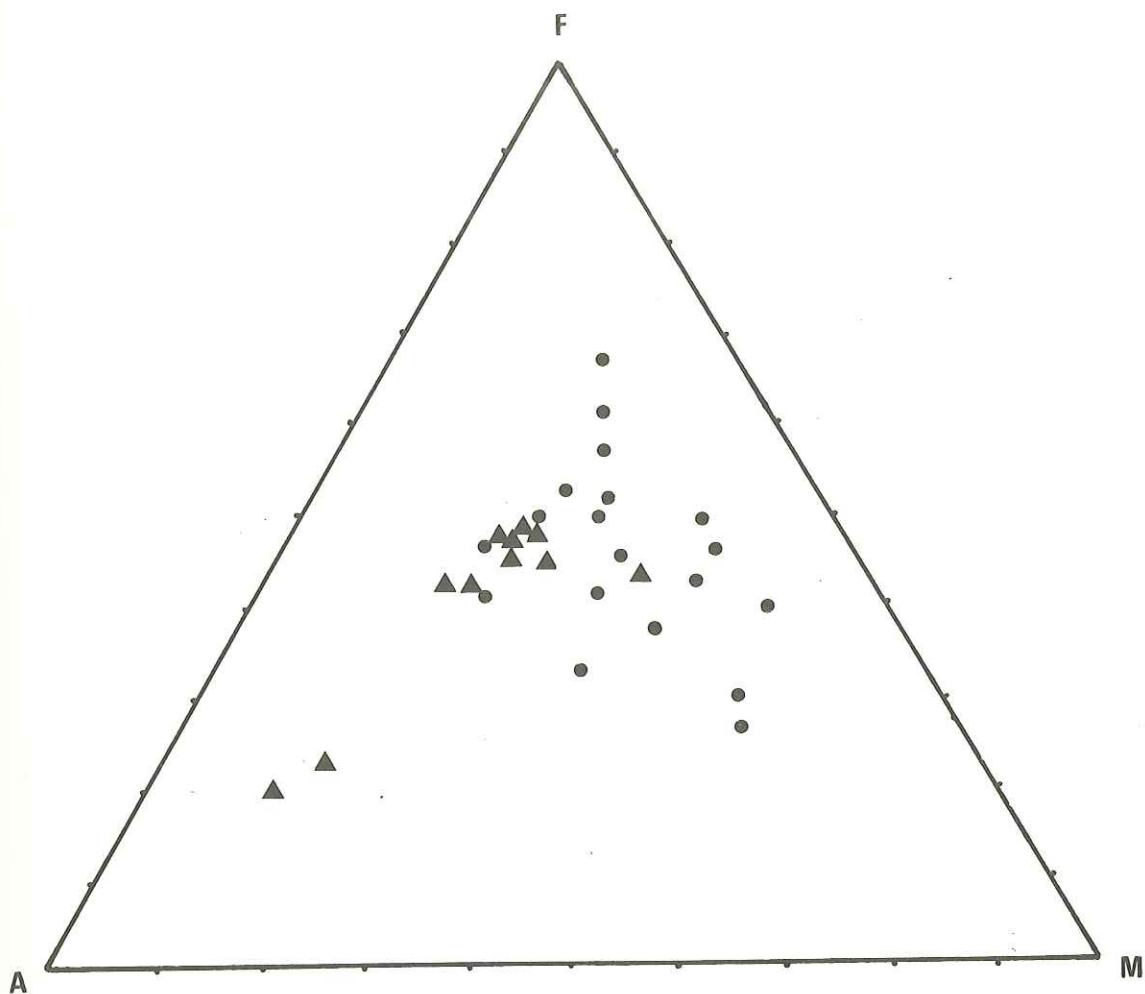


Fig.10 POSITION DANS LE DIAGRAMME A-F-M

DES ROCHEs DE LA ZONE ECLOGITIQUE.

(d'après Cl.LIEBEAUX, 1975)

- Eclogites
- ▲ Micaschistes et Gneiss

g - Le gradient de métamorphisme. Les résultats que nous présentons ici sont tirés des travaux de Caron et Saliot (1969), Dal Piaz (1971), Dal Piaz et al., (1972), Ernst (1973), Compagnoni et Maffeo (1973), Velde et Kienast (1973), Liebeaux (1975).

Diverses études minéralogiques détaillées ont permis de mettre en évidence un gradient de Pression et de Température au sein de l'ensemble des "micaschistes éclogitiques". En effet, ces études montrent :

- une augmentation des teneurs en jadéite des pyroxènes du NE au SW,
- une augmentation des teneurs en silice des phengites du NE vers le SW,
- la présence de lawsonite au Sud (Val d'Orco) qui est remplacée vers le Nord (Val d'Aoste) par de la clinozoïsite.

Ceci impliquerait une croissance de la pression du NE au SW ; la température évoluerait inversement (Liebeaux, 1975). Les travaux les plus récents donnent, pour les conditions PT, les valeurs suivantes :

- au NE : 600 à 650°C pour 11 à 12 Kb de pression totale,
- au SW : 400 à 500°C pour 14 Kb de pression totale.

3. - La zone intermédiaire entre les micaschistes éclogitiques et les gneiss albitiques.

Entre Donnaz et Bard affleurent des roches où les associations éclogitiques sont fortement oblitérées par des cristallisations de plus basse pression.

Ces roches rétro-morphosées forment une zone continue entre les gneiss albitiques à l'Ouest et les formations éclogitiques à l'Est.

Les associations à pyroxène omphacitique et grenat sont très rares. Il ne reste de ces minéraux que des fantômes difficilement identifiables. Le glaucophane est le minéral index dominant. La rétro-morphose dans le facies schiste-vert est fortement avancée. Contrairement aux idées

de Dal Piaz et al., (1972) le passage entre les roches du facies schiste vert et celles du facies éclogitique n'est pas progressif. Il s'agit en fait d'une série de contacts tectoniques sub-parallèles à la foliation qui mettent en contact anormal les deux facies principaux du métamorphisme de la zone Sesia (cf. p. 68).

4. - La formation granulitique du Val Vogna ("II zona diorito-kinzigitica").

a - Localisation (Fig. 4). Cette formation anté-alpine reconnue par Gerlach (1869) est connue chez les géologues italiens sous le nom de "seconda zona diorito-kinzigitica" (II D K) par analogie avec la zone Ivrea-Verbano qui formerait la 1^o D K.

Les roches du facies granulite affleurent dans la partie septentrionale de la zone Sesia entre le Mont Nery (3076 m) au SW et le Val Sesia au NE. La partie que nous avons étudiée plus particulièrement se situe dans le Val Gressoney. Ces formations sont en position de têtes plongeantes sur les gneiss albitiques de Sesia.

b - La nomenclature IIDK utilisée jusqu'à présent n'est pas justifiable, puisque je n'ai observé aucune diorite sur mon terrain d'étude. Dal Piaz et al., (1971) continuent à utiliser le terme "II D K" bien qu'eux aussi ne décrivent pas de diorite.

Cette zone comprend en fait des roches silico-alumineuses catazonales, injectées de pegmatoïdes, parmi lesquelles des kinzigites, des amphibolites, des gneiss grenatifères, des marbres (Dal Piaz et al., 1971 ; Caby, Comes, 1975).

Nous proposons de donner à cette formation le nom de "Formation granulitique du Val Vogna" du nom de l'affluent du Val Sesia qui coule entièrement dans ces formations granulitiques.

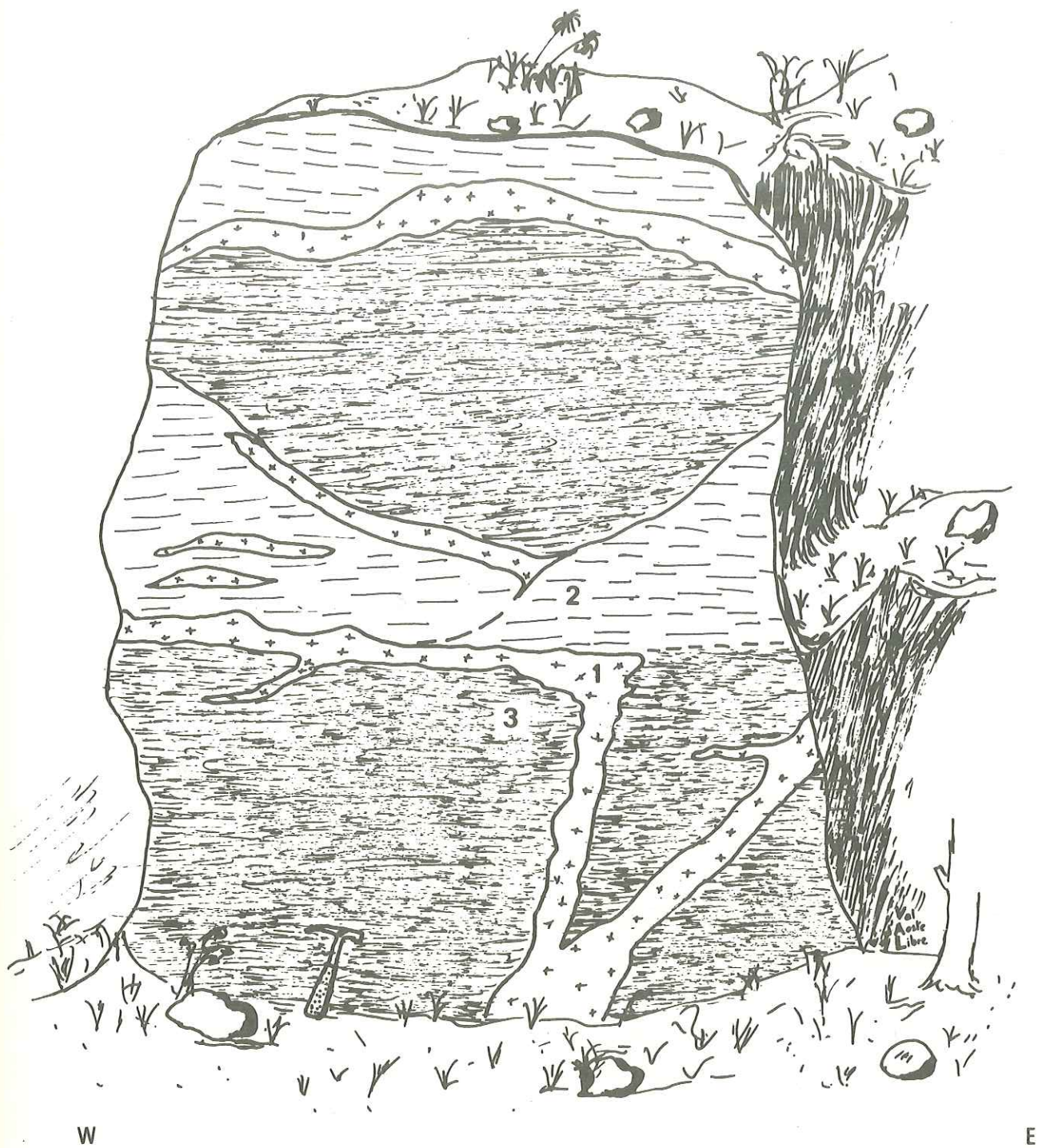


Fig.11 FILONS DE PEGMATITES (1) INJECTES DANS DES KINZIGITES (2)
 ET DES AMPHIBOLITES (3)
 Le matériel et la déformation sont antéalpines

c - L'aspect macroscopique est assez monotone. Ce sont des roches souvent sombres à gros grains. La foliation anté-alpine est recoupée de pegmatoïdes (Fig. 11). Près du contact basal des têtes plongeantes ces roches sont fortement rétro-morphosées par le métamorphisme alpin (glaucophane, albite, chlorite, etc...). La foliation est parfois replissée dans les derniers stades de la phase 2 alpine.

d - Etude microscopique. L'échantillon JC 18 prélevé à Zer Blatto est une kinzigite s. s. (Fig. 12).

De grands cristaux de feldspath (Plagioclases et quelques FK), de rares quartz ainsi que de gros grenats forment des "yeux" rigides, entre lesquels la biotite brune et la sillimanite s'allongent en faisceaux fibreux. Certains plagioclases sont damonitisés par de petites aiguilles de mica blanc. Le graphite est peu abondant.

L'étude en lame mince de ces roches catazonales montre différents stades de rétromorphose dû au métamorphisme alpin. Par exemple, au Sud du Château de Savoie à Gressoney Saint Jean où se trouve le contact de base des roches granulitiques, on remarque que les grenats anté-alpins sont rapidement chloritisés, la pennine peut parfois remplacer complètement le grenat. Les biotites, dont il ne reste que de rares fantômes sont elles aussi chloritisées. Le mica blanc (phengite) se développe abondamment. Le glaucophane apparaît dans les roches proches du contact de base de la klippe. L'épidote (clinozoïsite) se présente sous forme de fines granules.

Nous n'avons jamais observé de disthène mais Dal Piaz et al., (1971) en décrivent qui "se présente en agrégats cryptocristallins brun trouble (il a été reconnu par rayon X) en forme de ruban ou de fuseau, dérivant probablement de la sillimanite". Ces auteurs observent aussi du chloritoïde qui forme "de petits individus non orientés... leur développement apparaît vraisemblablement postérieur au disthène".

L'échantillon K1 prélevé à Alpe Maselè montre deux générations de grenat (Fig. 13). Les uns ont une taille relativement importante (jusqu'à 1 cm) et sont chloritisés, leurs bordures sont arrondies. Les seconds,

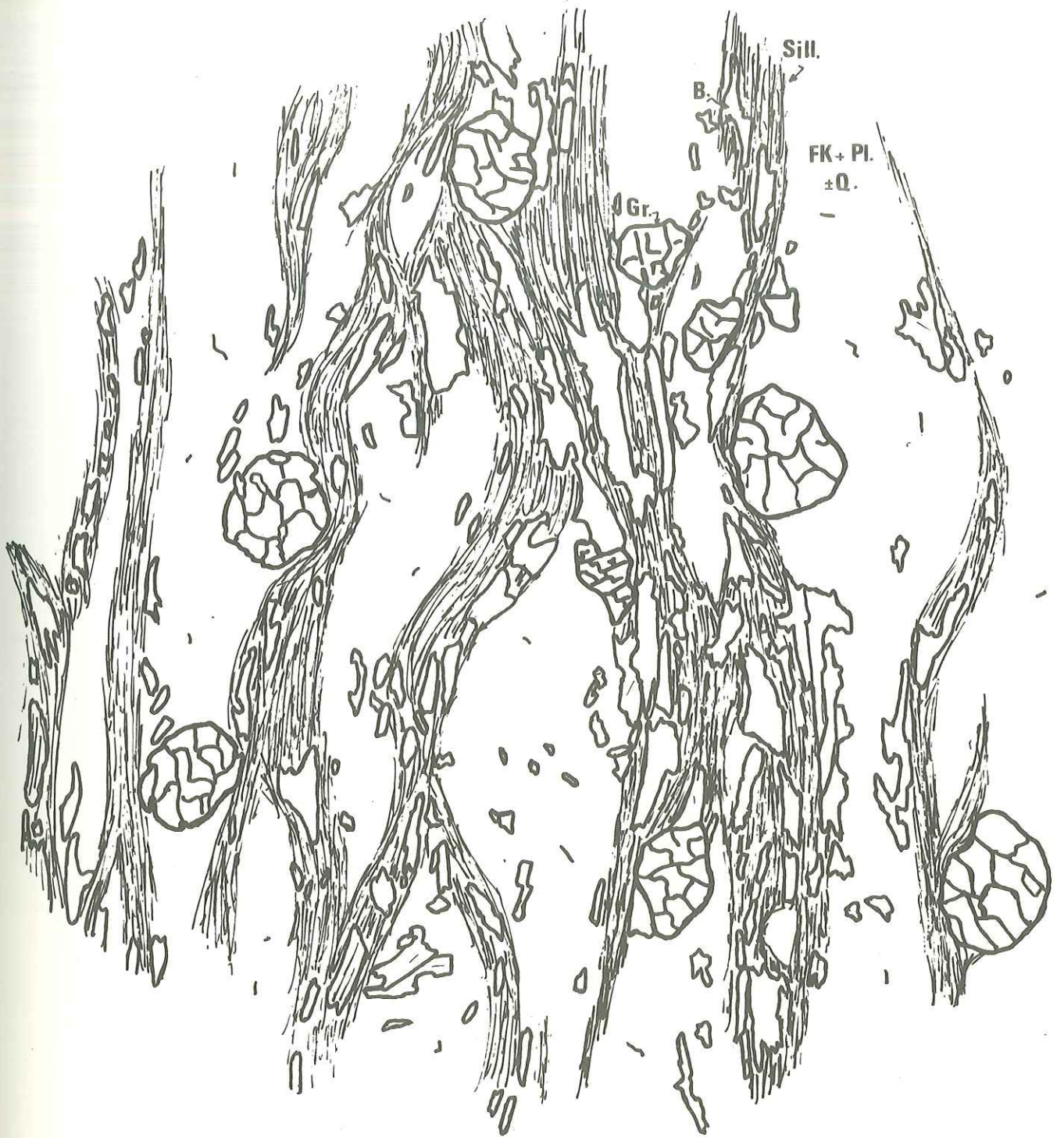


Fig.12 SCHEMA D'UNE LAME MINCE DE KINZIGITE (x8)
 La foliation, soulignée par la sillimanite
 (fibrolite) et les biotites, est antéalpine

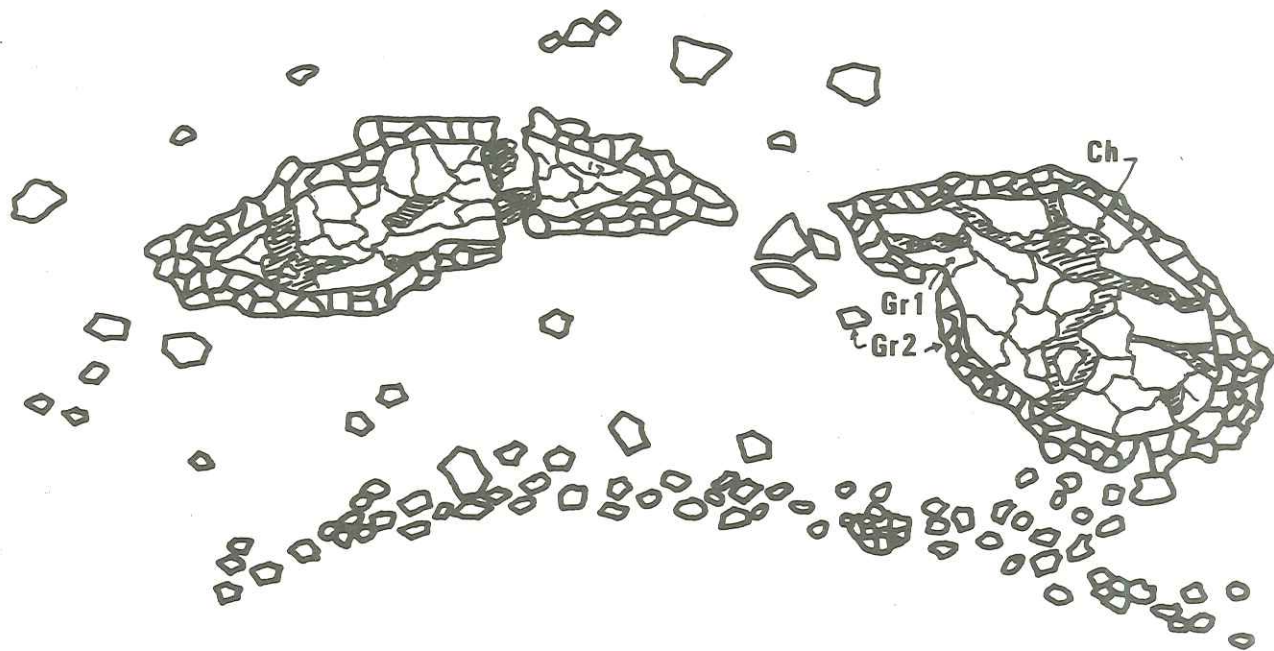


Fig. 13 SCHEMA MONTRANT DEUX GENERATIONS DE GRENATS DANS
UNE KINZIGITE RETROMORPHOSEE (x150).

Les grands grenats cataclasés et envahis de chlorite sont anté-alpins. les plus petits automorphes appartiennent au métamorphisme alpin (Le fond de la lame est constitué de petits cristaux de glaucophane et de phengite d'age alpin).

de taille beaucoup plus petite sont aussi plus frais et automorphes. Les premiers sont vraisemblablement d'âge anté-alpin, les petits grenats appartiennent au métamorphisme alpin.

C. - LES FORMATIONS VOISINES DE LA ZONE SESIA (Fig. 2).

1. - La zone d'Ivrea (symposium "Zone Ivrea-Verbaro", 1968) est constituée d'un complexe de paragneiss à facies granulite à dominante alumineuse (kinzigites), de roches éruptives basiques (diorites) et de marbres. Autour d'Ivrea affleurent essentiellement des diorites et des lentilles ultra-basiques. La déformation alpine est représentée par une tectonique cassante donnant des microfailles et des fentes où cristallise l'épidote. Des âges radiométriques ont été déterminés dans cette zone avec les méthodes K/Ar et Rb/Sr sur minéraux (biotite, hornblende) ou sur roche totale (Jäger et al., 1967 ; Mc Dowell and Schmidt, 1968 ; Graeser und Hunziker, 1968 ; Hunziker, 1974). A un âge Hercynien se superpose un événement thermique daté entre 170 et 200 M.A. Cet événement peut être en relation avec la mise en place de complexes ultrabasiques (Finero, Lanzo, Baldissero) et avec l'ouverture au Jurassique inférieure de l'océan alpin.

2. - La zone du Canavese est un vermicule de terrains essentiellement sédimentaires qui s'étend sur 75 km de longueur et 2 km de large entre la zone Sesia au NW et la zone d'Ivrea au SE. La faille du Canavese sépare le Canavese de la zone Sesia (Ahrendt, 1972). Le Canavese est actuellement interprété (Elter et al., 1966 ; Sturani, 1973) comme les restes de la patrie des flyschs ultrapiémontais de la nappe de la Simme dans les Préalpes. La zone du Canavese est formée de grès et de porphyres permien,

de dolomies massives du Trias (Montalto) de schistes argileux du Jurassique et du Crétacé (Ahrendt, 1972). Vers le Nord (Biella) des niveaux andésitiques et des conglomérats à galets d'andésites et de gneiss de la zone Sesia ont un âge Oligocène (Scheuring et al., 1974). L'épaisseur de la série sédimentaire est de l'ordre de 300 m. Elle est déformée dans le niveau structural supérieur.

3. - Les massifs cristallins internes. Ce sont les massifs du Mont Rose, du Grand Paradis, d'Ambin, de Dora Maira.

On y reconnaît de haut en bas :

- Un Permien constitué d'arkoses, de conglomérats associés à des tufs et à de petites intrusions acides. Ces formations ont été transformées en gneiss clairs.
- Un Carbonifère sous forme de schistes graphiteux ou de micaschistes à patine sombre.
- Le socle est représenté par des granites et des gneiss qui offrent les traces de deux métamorphismes superposés (hercynien et alpin).

Les socles participent à la tectonique tangentielle alpine. Ils donnent ainsi de vastes plis penniques (Argand, 1911).

4. - Les schistes lustrés. A l'Ouest de la zone Sesia affleure le puissant complexe de schistes lustrés et d'ophiolites piémontais. L'âge des ophiolites est considéré classiquement comme Jurassique (G. Elter, 1971). Les Ophiolites sont généralement interprétées comme étant des restes d'une croûte océanique qui ont été tectoniquement intercalées dans les sédiments sus-jacents (Nicolas, 1966 ; Mooves et Vine, 1971 ; Nicolas et Jackson, 1972). Ces ophiolites seraient les résidus d'un ancien fond océanique mis à nu lors de la distension Jurassique et refermé au moment du paroxysme alpin d'âge tertiaire (Elter, 1971). Ces séries "océaniques" reposent par obduction sur les massifs cristallins internes.

Au front de la zone Sesia (Verrès) affleurent des calcschistes et des roches basiques métamorphisées dans le faciès schiste vert. Quelques kilomètres en amont de la Doire (Champ de Praz) nous avons observé des schistes lustrés, des gneiss et des marbres à gros grenats, des petits boudins d'éclogite. Nous n'avons pas pu observer le contact entre ces deux ensembles métamorphiques que Kienast (1973) et Elter (1973) ont mis en évidence en Val d'Aoste.

5. - Les intrusions tardives. Au bord de la zone Sesia affleurent deux massifs intrusifs (Fig. 2). Ce sont les diorites de Traversella et les monzosyérites de Biella. Ces intrusions sont accompagnées d'une auréole de métamorphisme de contact qui affecte les micaschistes encaissant. Aucune déformation post magmatique importante n'est décelable dans ces massifs. Les méthodes K-Ar et Rb-Sr sur des biotites ont donné des âges compris entre 28 et 31 M.A. Cet âge est considéré comme celui du refroidissement du magma (Scheuring et al., 1974).

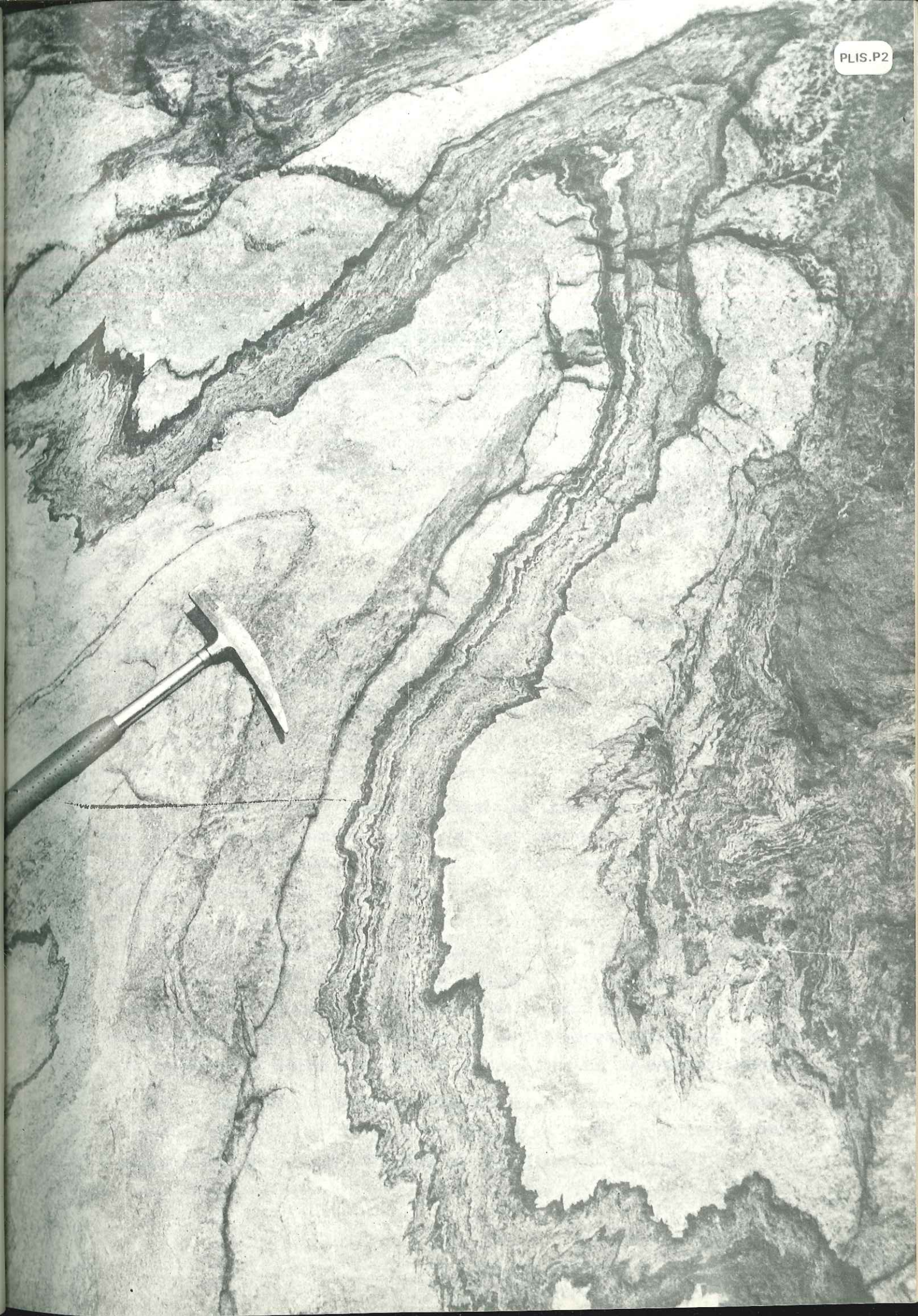
Plusieurs dykes de microsyénite et de microdiorites recoupent aussi les structures plissées de la zone Sesia. Ils peuvent être en relation avec la mise en place des plutons. Le complexe intrusif et filonien post tectonique, qui affecte le bord interne de l'édifice alpin, a pu se mettre en place lors du réajustement succédant le plissement ou/et lors de la distension accompagnant les mouvements le long de la faille du Canavese.

D. - HYPOTHESES SUR L'AGE DU MATERIEL DE LA ZONE SESIA.

En l'absence de fossiles, il est impossible de donner un âge au matériel para et ortho de la zone Sesia. De plus, l'empreinte du métamorphisme alpin est tel, qu'aucun âge plus ancien que le Crétacé supérieur n'a été déterminé par les méthodes Rb/Sr et K/Ar sur minéraux (Hunziker, 1974).

Les micas de la zone d'Ivrea et de la zone Strona-Ceneri - non déformés par les phases alpines - donnent des âges variant de - 330 M.A. à 300 M.A. (Hunziker, 1974). Ces datations correspondent à l'orogénèse hercynienne. Les structures tectoniques anté alpines observables dans la zone Sesia pourraient ainsi avoir un âge hercynien. De par la présence de nombreux niveaux carbonatés, les micaschistes éclogitiques peuvent être mis en parallèles avec d'autres séries antéhercyniennes de l'Europe du Sud-Ouest où abondent les passées calcaires. On pourrait ainsi donner aux micaschistes éclogitiques de la zone Sesia des âges gothlando-dévonien, cambrien ou précambrien sans qu'il soit possible de trancher.

Un important épisode de granitisation affecte les Alpes au Permien. Le granite de Baveno, les orthogneiss de la zone Houillère et de la zone du Grand-Saint-Bernard (Caby, 1974) en sont de bons exemples. Les orthogneiss de la zone Sesia et de la série d'Arolla pourraient être ainsi attribués au Permien.



LA TECTONIQUE

=====

A. - LES GRANDS TRAITES STRUCTURAUX DES ZONES INTERNES (Fig. 3 et 14).

Les zones internes sont caractérisées par un empilement de nappes de grandes dimensions affectant une série mésozoïque métamorphique essentiellement schisteuse et dont le coeur est formé de gneiss qui correspondent au substratum cristallin anté-mésozoïque (massifs cristallins internes). Les séries mésozoïques sont affectées par une intense schistosité de flux ou une foliation : les gneiss montrent toujours une foliation très nette.

L'ensemble "schistes lustrés - ophiolites" du domaine piémontais est allochtone. Il repose sur les massifs cristallins internes qui ont localement gardé une partie de leur couverture normale. L'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble "schistes lustrés - ophiolites" a été mise récemment en évidence (J.R. Kienast, 1973 ; G. Elter, 1973). Ce n'est qu'après avoir été métamorphosées dans des conditions P T différentes que les deux séries se sont superposées (J.R. Kienast, 1973).

Les "socles" (massifs cristallins internes) participent activement à la tectonique tangentielle, c'est le domaine des plis penniques (Argand, 1911). Le socle et les schistes lustrés sont affectés par une intense schistosité de flux passant souvent à une foliation. Pour des raisons mécaniques, on admet que cette schistosité, plan axial des nappes, est née subhorizontale. Reposant sur le domaine piémontais, l'ensemble austro-alpin est représenté en Val d'Aoste par la zone Sesia, les klippe du Pillonet, du Glacier, du Mont Emilius et par la nappe de la Dent Blanche. Ces divers massifs affectés par le métamorphisme et le plissement alpin, sont les témoins d'un recouvrement général du domaine austro-alpin sur le domaine pennique.

En position de tête plongeante sur la zone Sesia et la Dent Blanche se trouvent les séries de la Valpelline et les granulites du Val Vogna qui sont peu ou pas affectées par le métamorphisme alpin.

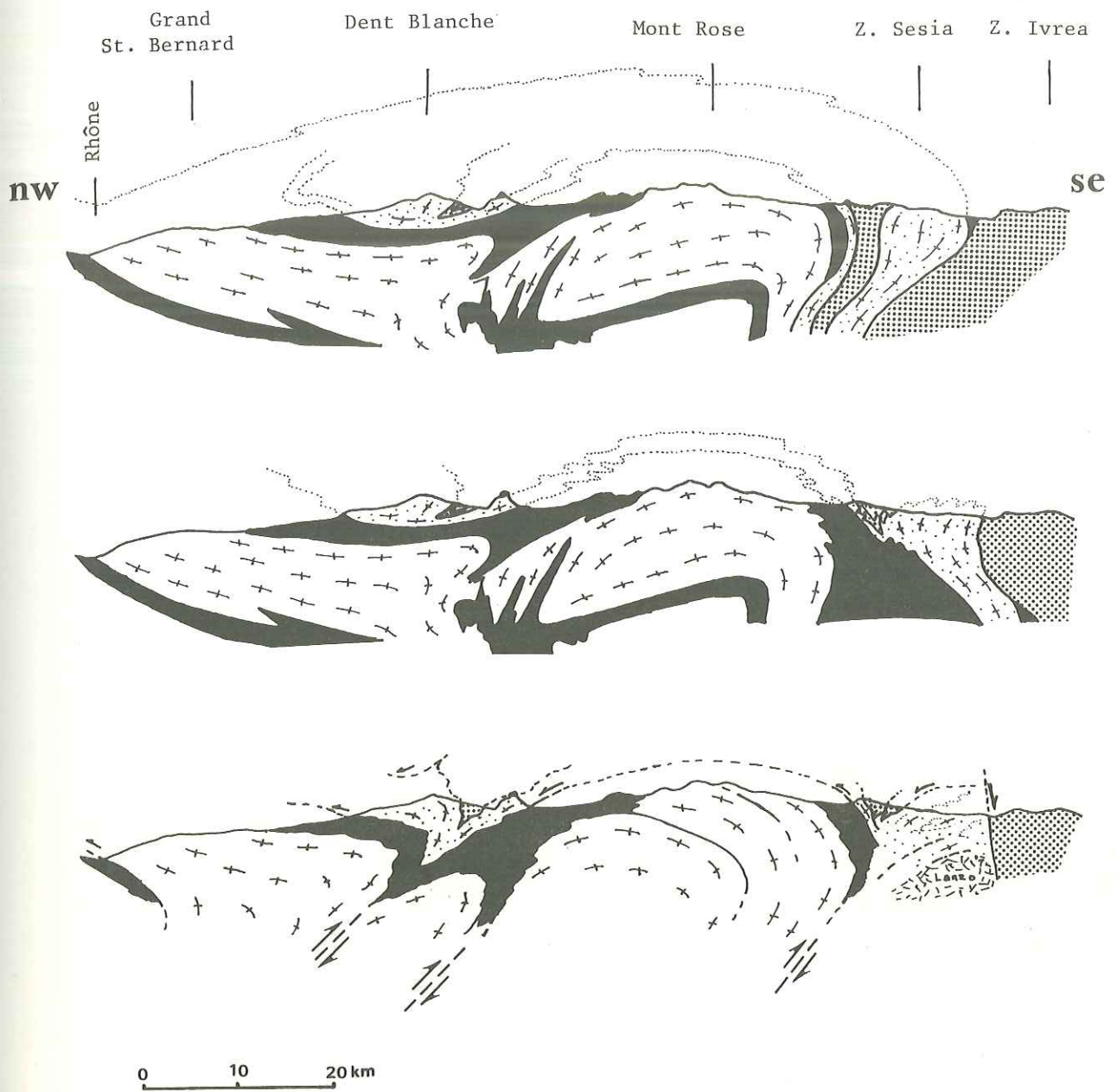


Fig.14 COUPES INTERPRETATIVES DES ALPES OCCIDENTALES .
 (d'après (1) ARGAND
 (2) CARRARO, DALPIAZ, SACCHI, 1970.
 (3) CABY, COMES, 1974.

B. - GRANDS PROBLEMES STRUCTURAUX DES ZONES INTERNES.

a - Amplitude du raccourcissement.

La largeur actuelle des zones internes est de l'ordre de 100 km. La partie qui allait se plisser pouvait avoir, avant la collision des plaques, une largeur de 300 km (Laubscher, 1971). On peut donc considérer que le raccourcissement minimal est de l'ordre de 2/3. Cette grandeur ne tient pas compte de la partie de croûte océanique qui a disparu par subduction. Laubscher (1971) admet un déplacement de la plaque Insubrienne vers l'Ouest de 300 km après l'Oligocène. Ce mouvement serait responsable de la courbure de l'arc alpin (Caby, 1974).

b - Les plis transversaux.

La découverte du caractère précoce de plis généralement transverses à l'arc alpin a déjà une vingtaine d'années. Jusqu'à très récemment aucune synthèse des Alpes n'accordait d'importance à ces structures ; R. Caby, (1973) les intègre dans la genèse de la chaîne alpine. Il les décrit comme étant des plis dont les axes montrent actuellement une disposition grossièrement radiale à l'arc alpin. Cette phase est partout responsable de la schistosité primaire S_1 .

Le sens de déversement des structures de la phase I se ferait, selon cet auteur, (du moins dans la zone briançonnaise) de façon horaire le long de l'arc (Fig. 15).

La direction de ces plis P_1 suggère qu'ils se sont formés avant la courbure de l'arc, en relation avec l'obduction, vers le Nord, des unités piémontaises sur les massifs cristallins internes (Caby, 1973, 1974). Aucune déformation alpine antérieure à ces plis transversaux n'a été observée.

Discussion.

L'existence d'une phase de déformation plus ancienne a été avancée (Caron et al., 1973) bien qu'aucun pli, ni aucune linéation relatifs à cette phase n'ait été reconnu. Selon Caby (1973), l'existence de cette phase hypothétique repose principalement sur l'interprétation des relations



Fig.15 DIRECTION ET SENS DE DEVERSEMENT DES PLIS SYNCHISTEUX
DE LA PHASE 1 DANS LES ZONES INTERNES.

(d'après CABY, 1973)

- Axes des plis
- \ Sens des déversements
- ▲ Chevauchement pennique frontal

entre schistosité (notre S_1) et les micas associés dans des roches infiniment ductiles (calschistes) toujours polyphasés dans lesquelles cette schistosité primaire a rejoué ultérieurement. Tricart (1973) qui admet l'existence de plis antérieurs, envisage également que les structures interprétées comme des charnières de ces plis pourraient être des figures sédimentaires ou des figures de jeu de la schistosité lors des déformations ultérieures.

c - Age de la Tectonique précoce.

Dans la zone pennique externe, les structures de la phase I sont d'âge post-Eocène (Caby, 1973). Hunziker (1974) a déterminé des âges dans les différentes unités de la zone Sesia.

La méthode K/Ar sur des phengites lui donne des âges variant de - 47,3 à - 90 M.A. pour les roches du faciès schiste vert. Cette méthode donne, sur des phengites, des omphacites, des glaucophanes, des âges allant de - 67,7 à - 657 M.A.

La méthode Rb/Sr effectuée sur des phengites indique des variations d'âge allant de - 36 à - 167 M.A.

Grâce à ces données et nonobstant les grandes variations d'âges qui sont inexplicables, Hunziker (1974), Bocquet et al. (1974), Dal Piaz et al. (1973) admettent l'existence d'une phase de métamorphisme H P "éo-alpine" dont l'âge est compris entre - 57 et - 90 M.A. Pour notre part, il nous semble qu'un tel éventail d'âge ne peut avoir une interprétation géologique précise.

Ces auteurs pensent de plus que ce métamorphisme HP - lié à la phase I - s'étendait à toute la partie de la zone Sesia située au Sud de Gressoney, alors qu'aucune trace de métamorphisme HP n'a été observée dans la partie occidentale de la zone (cf. p. 14 et Lattard, 1974).

C. - TECTONIQUE DE LA ZONE SESIA.

I. - GENERALITES.

1. - Historique.

Classiquement, la zone Sesia est décrite comme un ensemble très redressé de roches du socle. Elle constitue pour tous les géologues la zone de racine de la nappe de la Dent Blanche s.l. En fait, jusqu'à présent aucun auteur ne s'est vraiment intéressé à la structure de cette zone.

2. - Méthodes d'études.

Tout d'abord, une coupe le long de la vallée de la Doire Baltée a été effectuée (Fig. 16). Cette coupe NW - SE est grossièrement perpendiculaire aux structures de phase II. Cette première coupe, de 30 km de long, nous servira de document de base dans les descriptions.

L'analyse de différents éléments macro et micro-tectoniques nous a permis de définir les principales phases de la déformation.

Les relations entre les événements tectoniques et métamorphiques ont été mises en évidence par l'observation d'une centaine de lames minces (cf. p.88).

3. - Les principaux résultats.

De l'étude structurale, nous avons déduit l'existence de deux phases principales de déformation souple.

D'après ces caractères structuraux, la zone Sesia doit être interprétée comme une série de têtes plongeantes vers l'Ouest.

La géométrie des klippes de roches granulitiques (ex II DK) s'accorde plus avec l'hypothèse d'une tête plongeante qu'avec celle du synclinal tardif émise par Carraro et al., (1970).

L'analyse des miroirs de failles et des stries associées indique un jeu complexe le long de la faille du Canavese.

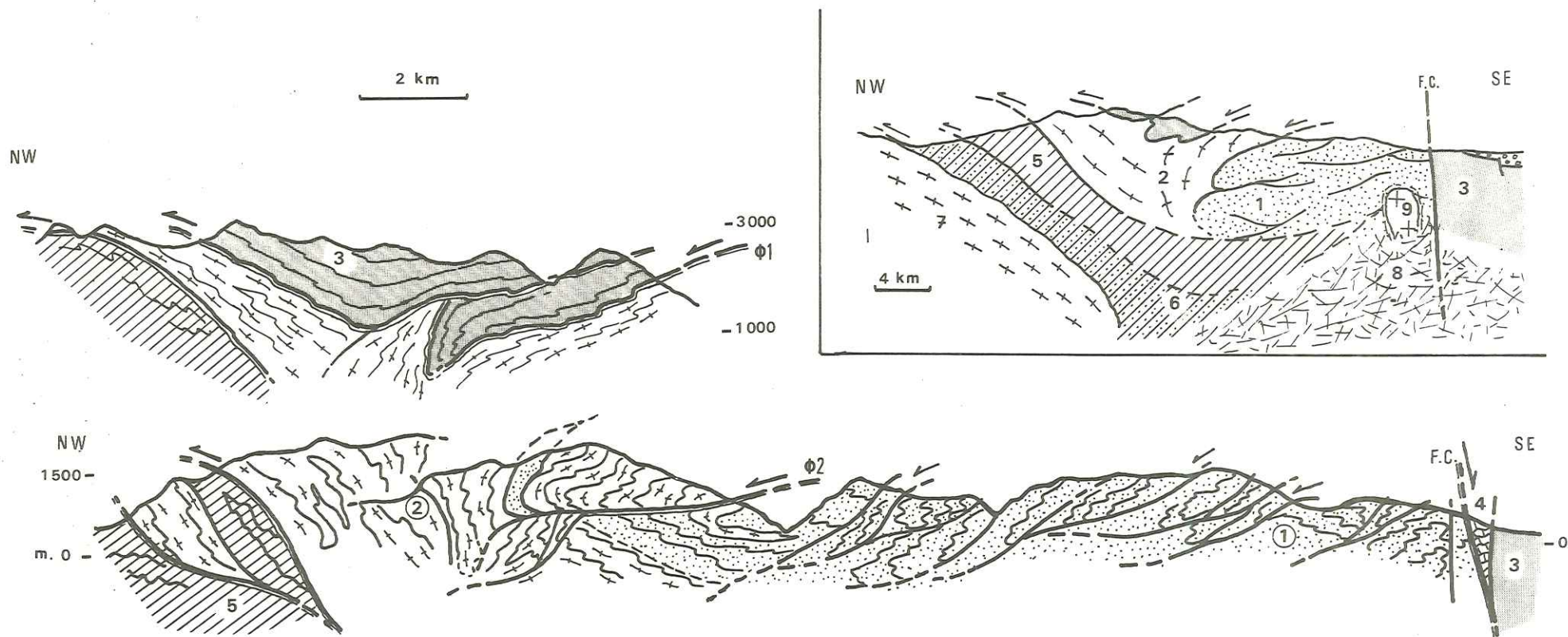


Fig.16 COUPE SCHEMATIQUE DE LA ZONE SESIA EN VAL D'ACSTE.

Les plis représentés sont ceux de la phase 2 ; ils affectent la foliation F1. En cartouche: Coupe interprétative montrant les rapports de la Zone SESIA avec les unités voisines. 1=Micaschistes éclogitiques; 2=Gneiss albitiques; 3=Roches catazonales; 4=Zone du Canavese; 5=Schistes lustrés; 6=Schistes lustrés à facies éclogitique; 7=Mont Rose; 8-Iherzolites; 9=Grano-diorite alpin(Biella)

II. - LA PHASE I.

Dans la zone Sesia, la phase I est responsable de la foliation alpine qui est définie par les minéraux HP dans la partie interne ou par ceux du facies schiste-vert dans la partie externe. Cette première phase se caractérise par des plis isoclinaux d'axe NW - SE. Leur sens de déversement est inconnu.

L'absence d'objets de forme initiale connue ne m'a pas permis d'étudier l'ellipsoïde de déformation ; et je n'ai pas déterminé - dans le cadre de cette étude - si le mécanisme dominant de la déformation I correspond à un aplatissement pur ou à un cisaillement simple.

1. - Les microstructures.

a - La foliation (S1) est soulignée par les minéraux de métamorphisme. C'est-à-dire qu'elle se forme en même temps que naissent les minéraux qui, orientés, se disposent à plat dans le plan S1. La foliation est un réarrangement total de la roche, les structures préexistantes, tel que stratification, foliation anté-alpine, ont totalement disparu. La foliation correspond ici au débit général de la roche. En de rares affleurements de la zone Sesia où la déformation se caractérise par une schistosité de flux nous avons pu observer des structures antérieures à la première phase alpine. Il s'agit de rubanement magmatique, de filons aplitiques et basiques anté-alpins et de quelques plis isoclinaux très aigus replissés.

Dans les marbres massifs (au Nord de Fontainemore), la foliation n'est pas exprimée de façon visible. La déformation se traduit ici par un réagencement intra-cristallin et une recristallisation de la roche. Autour de Gaby (Val Gressoney), affleurent des granitoïdes peu déformés, la foliation y est inexistante. La foliation S1 n'a donc pas une extension générale sur notre terrain d'étude. Dans le haut Val Gressoney, structurellement plus haut que le reste de la zone, la déformation se traduit par une schistosité de flux et, de façon discontinue, par des cisaillements chauds sub-horizontaux (Fig. 17).

FIG. 17 A et B. - PHASE 1 :

CISAILLEMENTS CHAUDS SUBHORIZONTAUX
DANS DES GRANITOIDES.

(Le Nord-Est est à droite)

Les cisaillements qui fonctionnaient en début de Phase 1 sont plissés par des cisaillements plus tardifs. Si l'on admet un déplacement vers le N.E. des unités supérieures par rapport aux unités inférieures, "l'allure des microplis" indique que l'on se trouve en présence d'un flanc inverse.



La foliation qui est actuellement intensément replissée est plan axial des microplis P1. Pour des raisons mécaniques, on peut admettre qu'elle est née sub-horizontale.

La phase I est aussi responsable d'un très important boudinage de la matière. On observe ainsi dans l'ensemble de la zone Sesia des boudins métriques à décamétriques de marbre, d'éclogite, de roche basique diverses, de granitoïdes (Fig. 18 et 19).

b - La linéation L1. Il apparaît surtout une linéation d'allongement minérale. Elle est soulignée dans les roches du facies schiste-vert par des traînées de chlorite, de phengite par des prismes d'actinote qui correspondent à une linéation minérale parallèle aux axes b des plis P1. Dans les roches du facies éclogite, la croissance des minéraux HP s'est réalisée en condition syn-cinématique par rapport à la phase 1. Dans les micaschistes au Sud de Pont-Saint-Martin, nous avons pu observer des linéations d'allongement, formés par bourrage de matériel quartzo-albitique, se disposant en "rods" parallèles aux axes b des plis P1.

c - Les microplis sont intensément replissés par les phases postérieures et sont ainsi difficilement observables. Dans la zone la plus interne de Sesia (Borgoranco d'Ivrea) où ils sont peu déformés, on observe des plis isoclinaux à plans axiaux proches de l'horizontale orientés N.120 (Fig. 20a). En remontant la Doire en direction des schistes lustrés on note des axes de plus en plus plongeant (Fig. 20b) passant même à la verticale (Hône), (Fig. 20d). Les plans axiaux ont des directions variant de N040 à N130 et des plongements très dispersés par les phases postérieures.

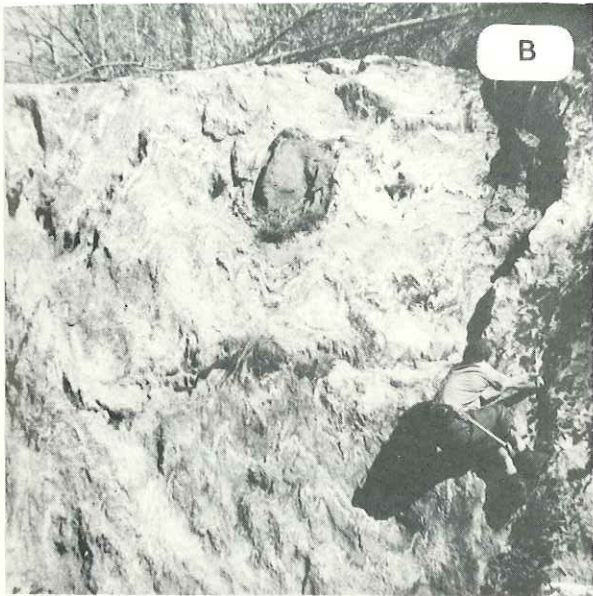
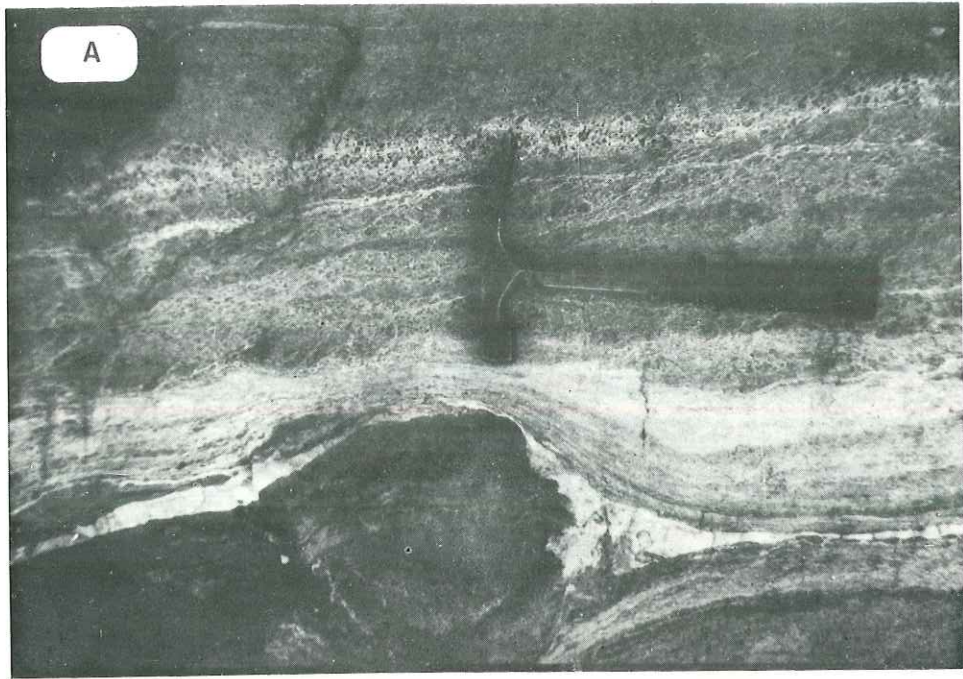
L'analyse sur diagramme des structures de la phase 1 (Fig. 21, 22, 23) nous permet de reconstituer la géométrie des P1 avant leur déformation. Il s'agit de plis isoclinaux à plan axial proche de l'horizontale, leurs axes sont orientés à N110. Les linéations d'allongement des minéraux synchrones de la phase 1 sont parallèles aux axes de ces plis.

FIG. 18. - BOUDINAGE SYN-PHASE 1.

A - B - C : Boudins d'éclogites dans des micaschistes.

Noter les plis P_2 sur la photo B et les ombres de pression en A et C.

D : Boudinage d'un filon aphitique anté-alpin dans un gneiss albitique.
(Le Nord est à gauche.)



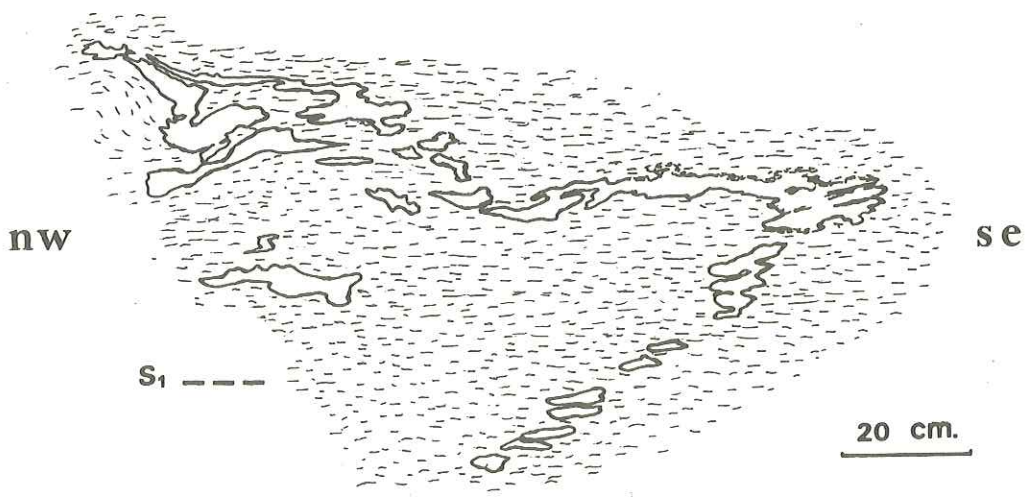
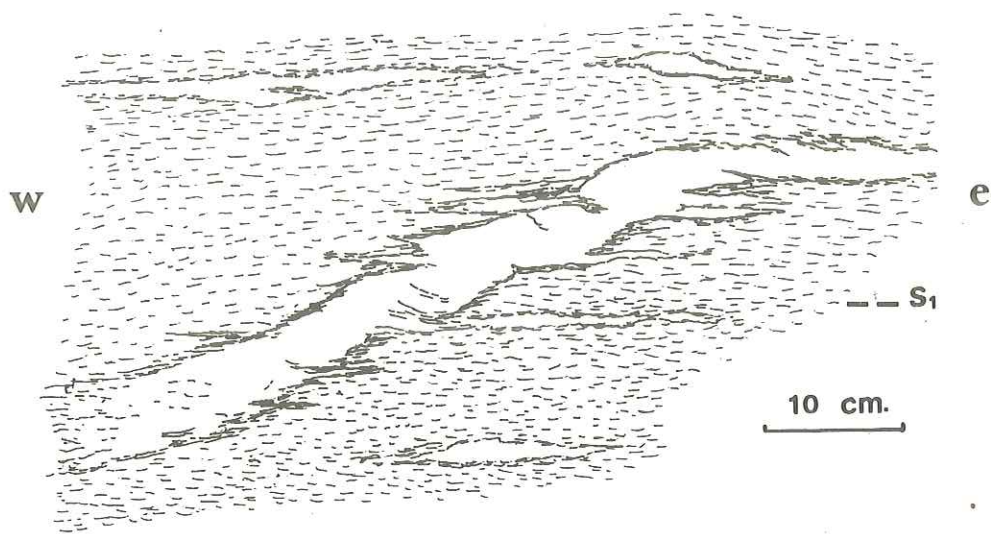


Fig.19 FILONS APLITIQUES ANTEALPINS AFFECTES PAR LA SCHISTOSITE 1
(l'encaissant est un gneiss albitique)

FIG. 20. - MICROPLIS DE PHASE 1.

A : Dans des micaschistes éclogitiques peu affectés par la phase 2.
(Près de Borgofranco d'Ivrea).

B - C - D : Dans des gneiss albitiques. (Entre Bard et Arnaz).
(Le Nord-Ouest est à gauche, les photos sont prises parallèlement aux axes des plis).

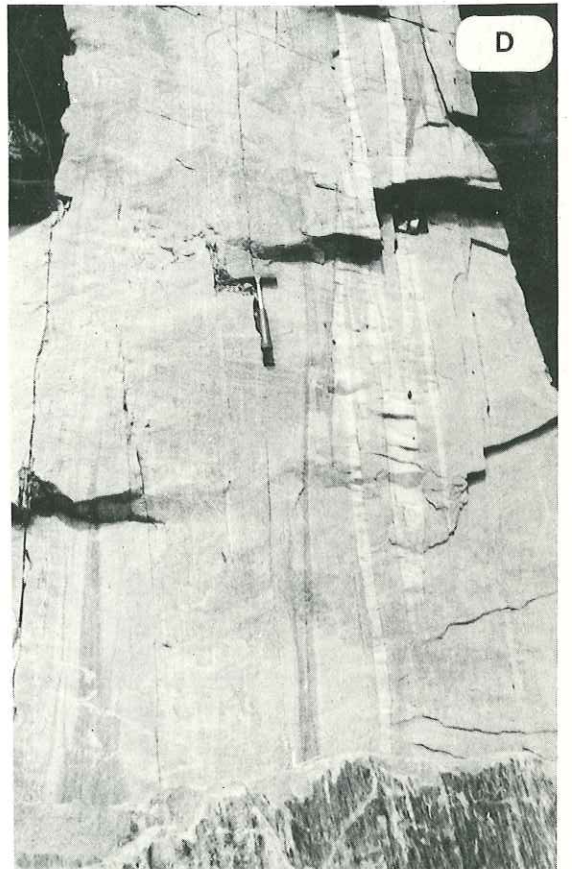
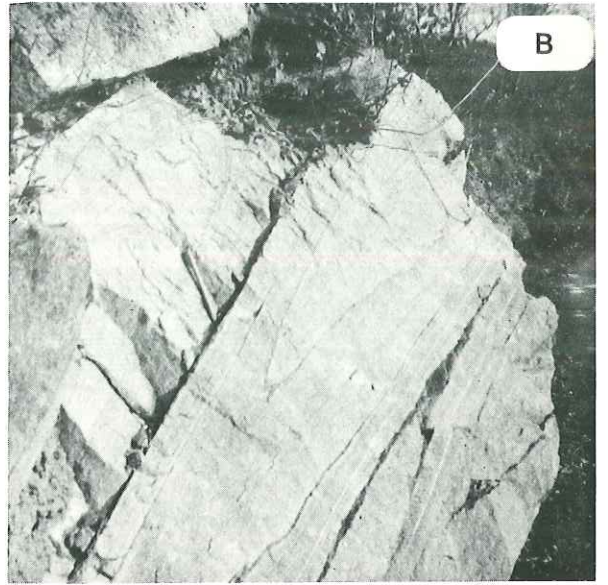
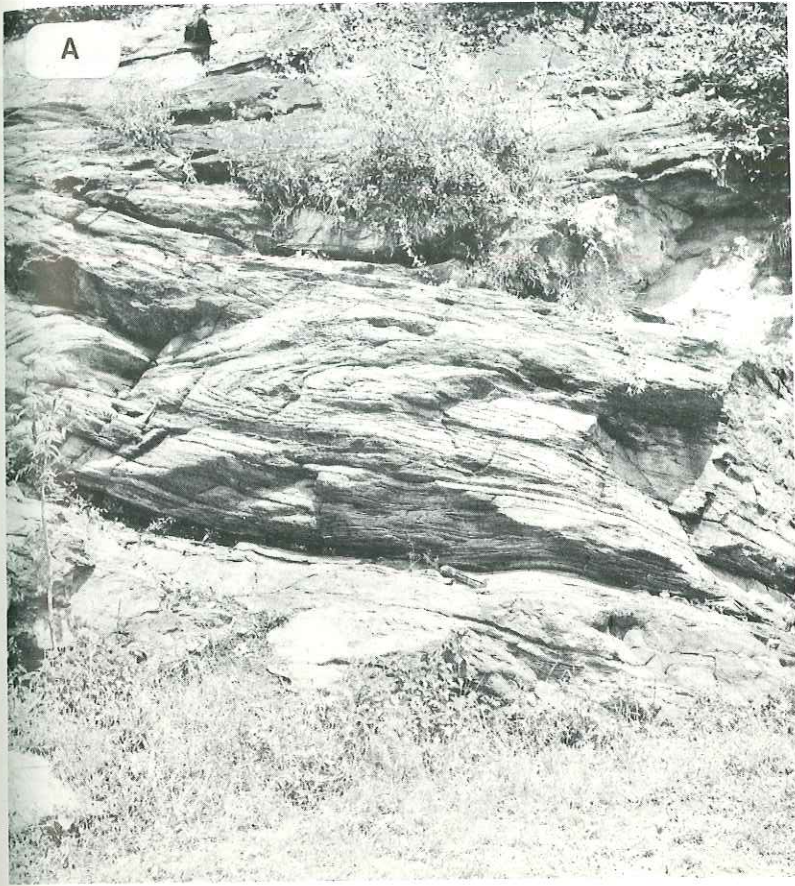


FIG. 20'. - SUPERPOSITION DE PLIS P_1 ET P_2 .

Les plis P_1 très aigus affectant des filons aphtiques sont repris par des plis P_2 assez ouverts.

A : Le plan axial 2 plonge vers le NE, il est subparallèle à une zone de cisaillement visible au bas de la photo.

B : Les plis P_2 bien visibles à droite et en bas de la photo ont des plans axiaux subhorizontaux. (Le NW est à gauche).



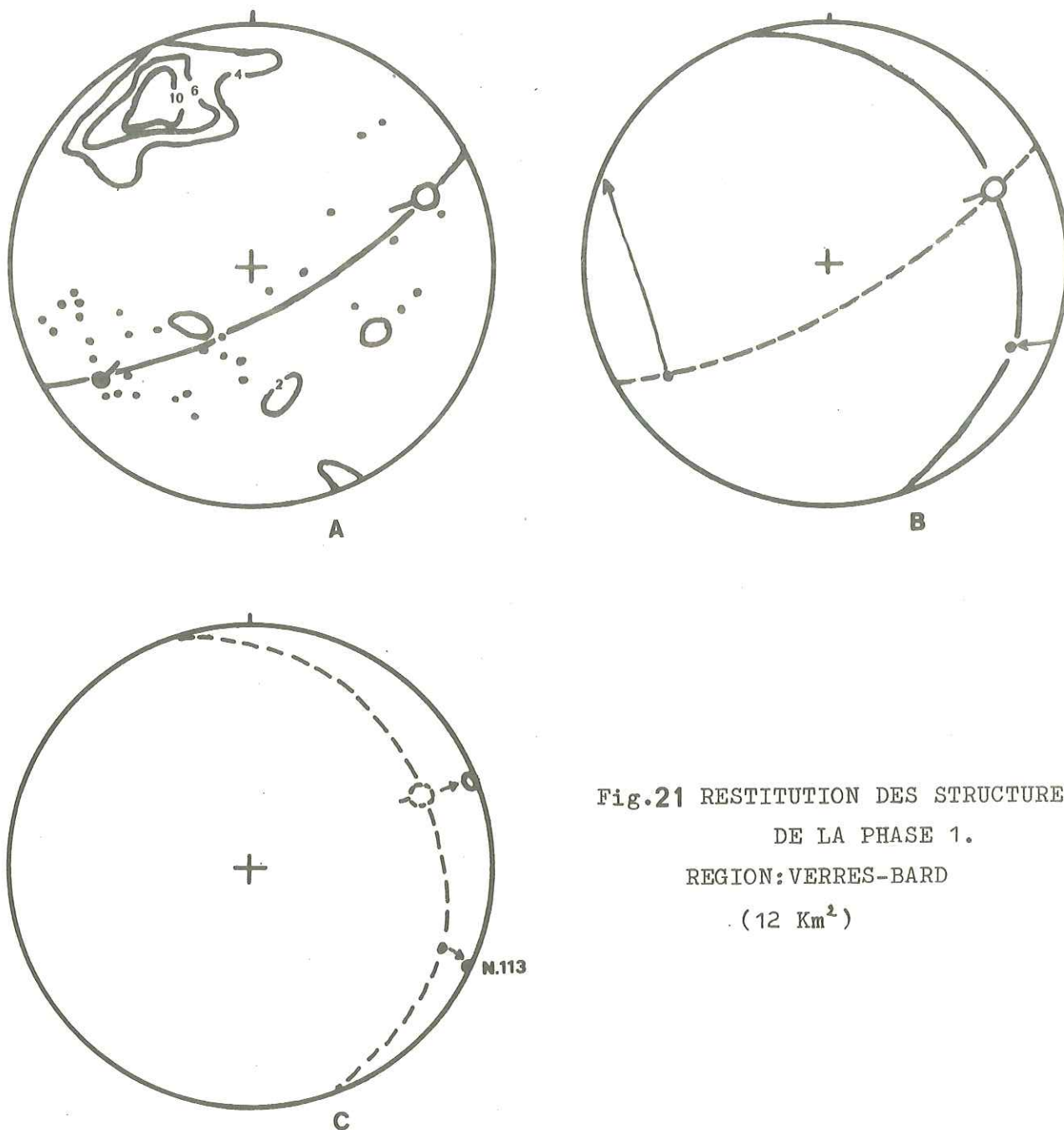


Fig.21 RESTITUTION DES STRUCTURES
DE LA PHASE 1.
REGION: VERRES-BARD
(12 Km²)

A/Position des structures dans leur état actuel.

- Linéation minérale 1
- Axe moyen des plis P1 (25 axes)
- / Plan moyen de la foliation S1
- ⌒ Courbe d'égalité de densité de poles de foliation (45 poles)
- ⊙ Axe moyen des plis P2

B/Rotation du plan de foliation autour de l'axe 2 (la foliation étant renversée, nous avons fait une rotation de 110° vers le Nord pour ramener les structures \uparrow en flanc normal).

C/Basculement du plan jusqu'à l'horizontale. L'axe moyen des P1 est ainsi ramené à N.113.

Noter que cette restitution par rotation et basculement n'est justifiable que si les plis de phase 2 sont cylindriques et assez ouverts.

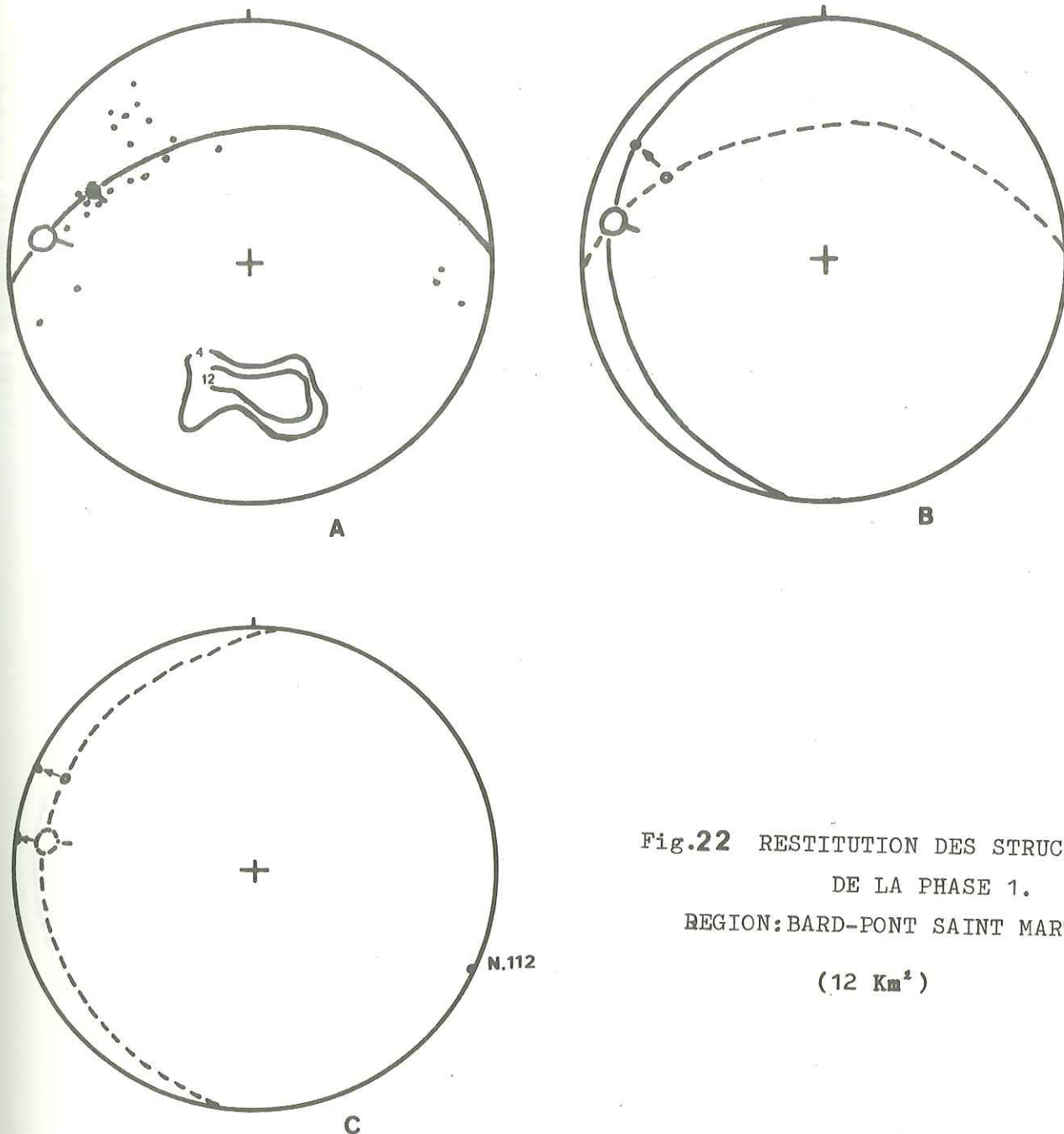


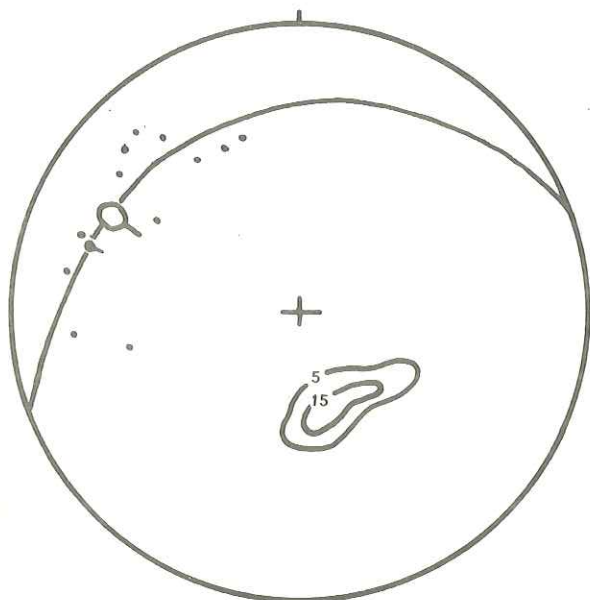
Fig.22 RESTITUTION DES STRUCTURES
 DE LA PHASE 1.
 REGION: BARD-PONT SAINT MARTIN
 (12 Km²)

A/Position des structures dans leur état actuel.

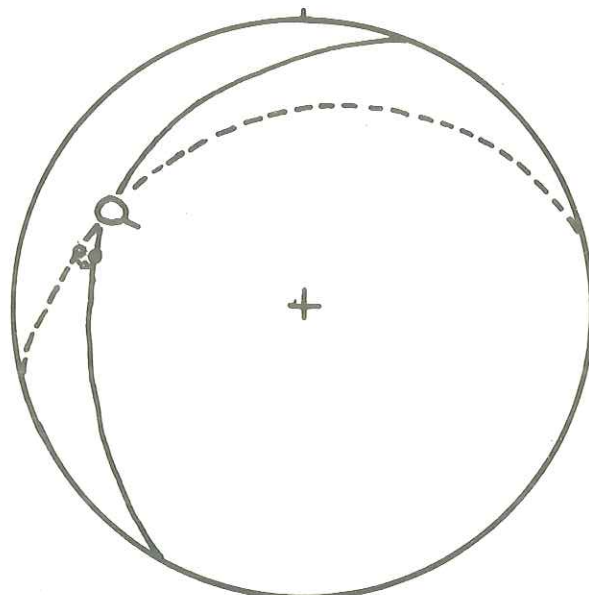
(même légende que fig.21 ; 25 pôles de foliation)
 (20 axes de P1)

B/Rotation du plan de foliation autour de l'axe 2 .

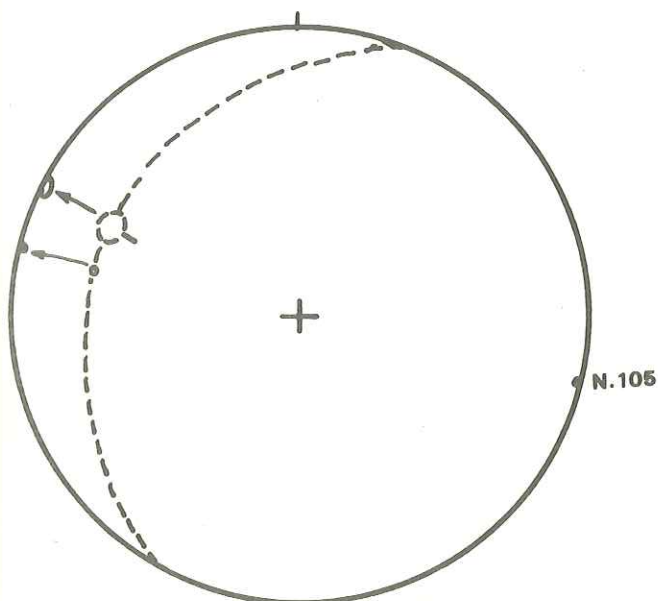
C/Basculement du plan jusqu'à l'horizontale. L'axe moyen des P1 est
 ainsi ramené à N.112.



A



B



C

Fig.23 RESTITUTION DES STRUCTURES
DE LA PHASE 1.
REGION: PONT St MARTIN-BORGOFRANCO
(15 Km²)

A/Position des structures dans leur état actuel.

(même légende que fig.21 ; 22 poles de foliation)
(15 axes de P1)

B/Rotation du plan de foliation autour de l'axe 2.

C/Basculement du plan jusqu'à l'horizontale. L'axe moyen des P1 est
ainsi ramené à N.105.

2. - Les mégastructures.

Comme les microstructures sont liées aux macrostructures par des lois simples (Mattaer, 1967), on peut passer d'une échelle à l'autre. Nous pouvons conclure par homologie avec la structures de la zone pennique, que, comme dans l'ensemble de la chaîne alpine, la zone Sesia était formée de plis à axes transversaux (N.110) par rapport aux structures actuelles (Caby, 1973). Cet auteur observe, dans le Briançonnais du Val d'Aoste un déversement des structures vers le Nord.

Bien que nous n'ayons ici aucune preuve, il y a tout lieu de penser que le déplacement des unités dans la zone Sesia se soit fait vers le Nord-Est au cours de cette première phase.

III. - LA PHASE II.

La phase 2 a engendré des plis de toutes échelles. Ce sont les plis très spectaculaires que l'on voit sur les polis glaciaires grandioses, le long de la vallée d'Aoste. La coupe NW-SE de la figure 16 est perpendiculaire aux structures 2. Elle donne une idée sur le style de cette déformation. Les plis P₂ de direction moyenne N.065 sont le plus souvent cylindriques. Ils sont associés à une infinité de plis mineurs disharmoniques responsables d'un gauffrage centimétrique à millimétrique des plans de foliation 1. Dans de nombreux cas, la déformation 2 se traduit par des cisaillements chauds le long des plans de foliation 1.

1. - Les microstructures.

a - Les microplis (Fig. 24 et 25) sont surtout visibles dans la zone des micaschistes éclogitiques où le matériel, bien lité, permet de bien les individualiser. Ce sont des plis de type cylindrique assez fermé (30 ° environ). La direction de leurs axes est dispersée d'une quinzaine de degrés autour de N.065 (Fig. 26A). Leurs plans axiaux sont en général proches de l'horizontale (Fig. 26B). Le déversement apparent des structures se fait le plus souvent vers le NW.

FIG. 24. - MICROPLIS DE PHASE 2

DANS DES GNEISS ALBITIQUES

RUBANES.

(A : Bloc éboulé ; B et C : Le NW est à gauche.

En B noter l'absence de plis de part et d'autre de la zone centrale intensément plissée. Les glissements le long des plans de la foliation horizontale sont très importants.

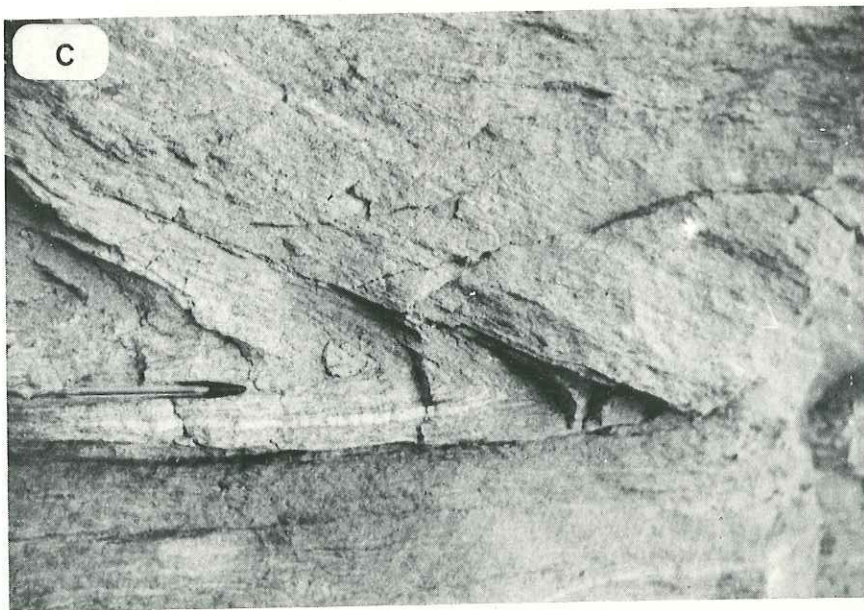
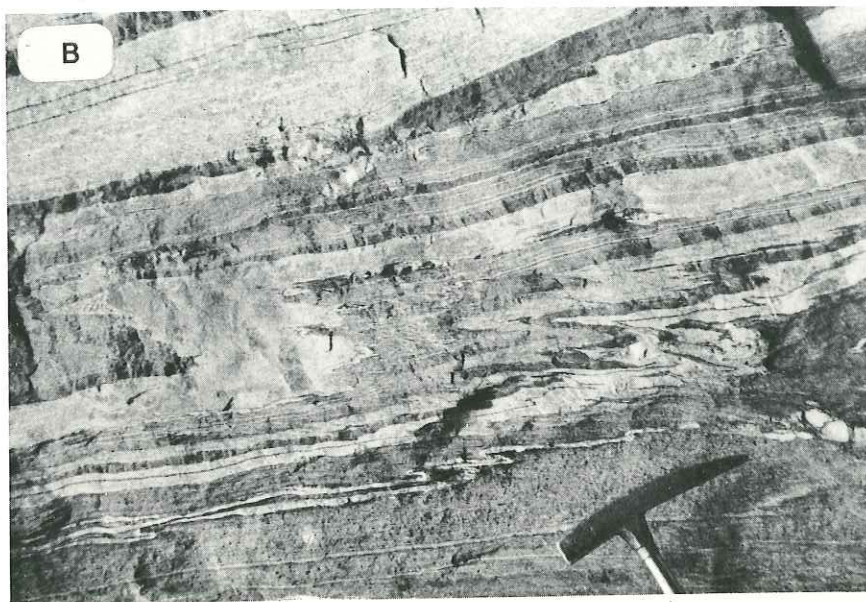
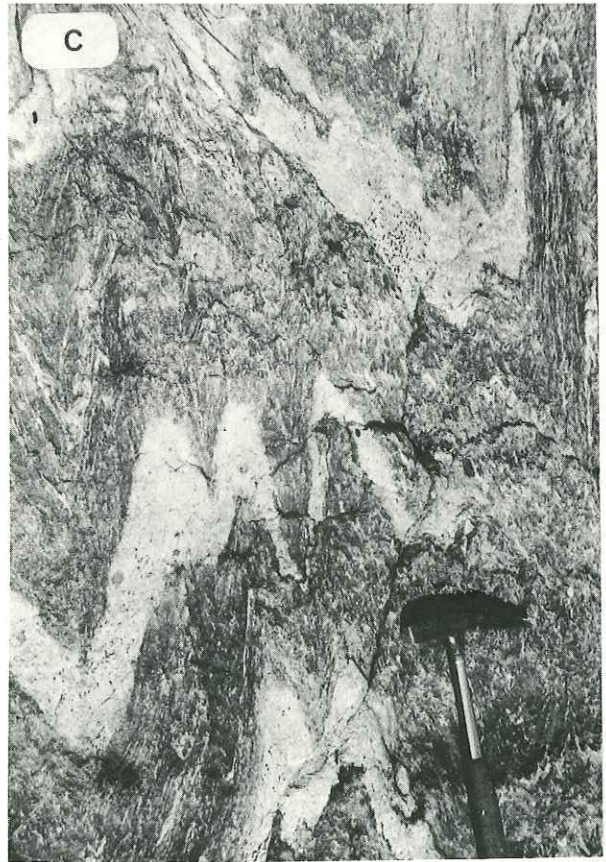
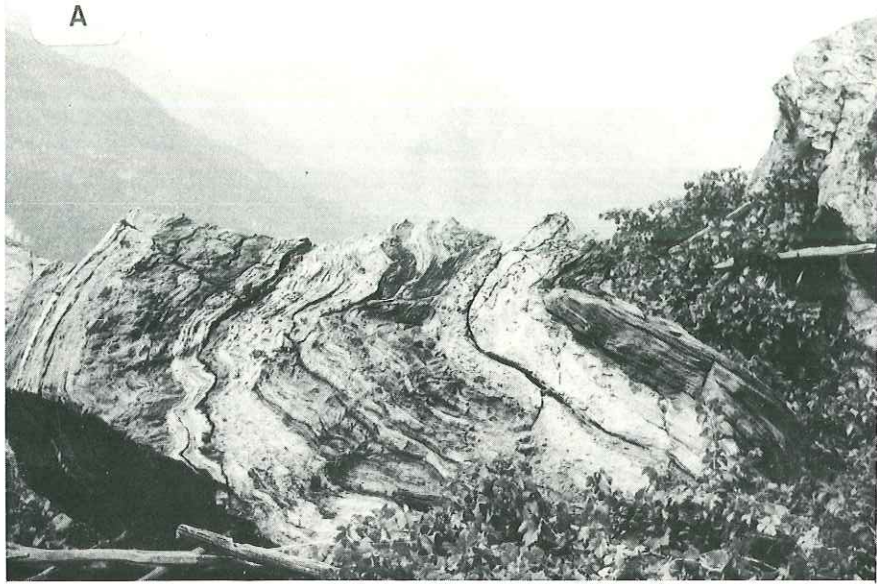


FIG. 25. - MICROPLIS DE PHASE 2

DANS DES MICASCHISTES ECLOGITIQUES.

(Le N.W. est à gauche).

A et C : Noter l'importance de la disharmonie et un certain épaississement des charnières.



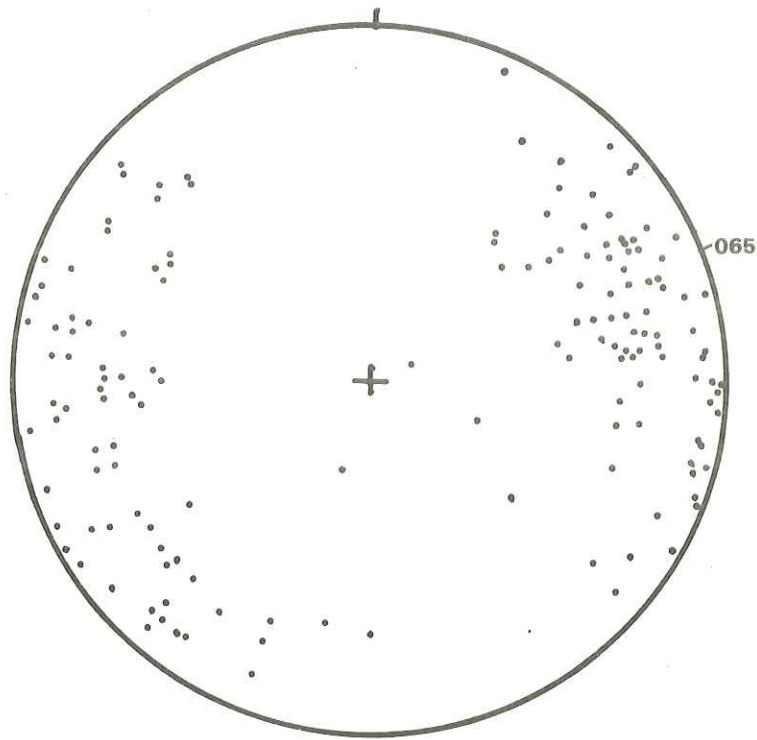


Fig. 26_A DIAGRAMME DES DIRECTIONS D'AXES DE 153 PLIS P2.
(ensemble de la zone)

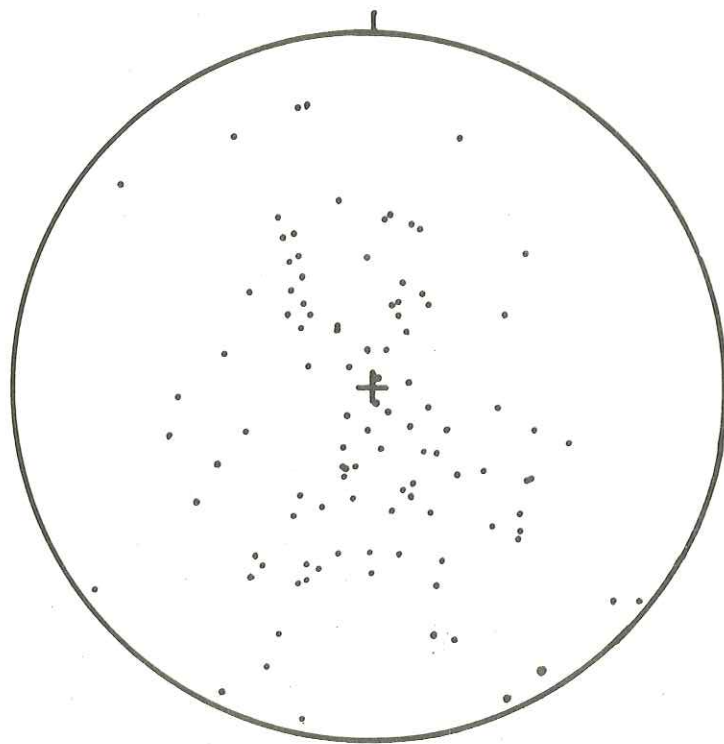


Fig. 26_B DIAGRAMME DE 104 POLES DE PLAN AXIAL DE PLIS P2.
(ensemble de la zone)

On observe parfois des microplis dont le plongement des plans axiaux présente tous les intermédiaires entre l'horizontale et la verticale. Cette diversité de plongement peut s'expliquer sans faire intervenir une phase de plissement supplémentaire. Le matériel se déforme et glisse sur les plans micasés parallèlement à la foliation 1 (Fig. 27A).

La présence d'une anisotropie (corps de granitoïdes, boudins éclogitiques) peut bloquer ce style de déformation. Cette discontinuité "D" sert de "butoir" à l'entraînement du matériel. Cet effet de butoir entraîne un rebroussement des structures qui viennent de se créer. Le cisaillement initial et les plans axiaux sont, dans ce cas, inclinés (Fig. 27A-1.).

Vers le haut de l'ensemble, en l'absence de butoir, on peut observer la formation de nouveaux plans de cisaillement qui permettront au matériel de dépasser l'obstacle (Fig. 27A-2).

Dans un cas plus général, si le déplacement sur le cisaillement est moins rapide que le micro-plissement (ou que le shear supérieur), il y a enroulement des structures plissées ce qui entraîne un basculement des plans axiaux. Dans ce cas, les plans de cisaillement demeurent subhorizontaux (Fig. 27A-3).

b - La schistosité synchrone de la deuxième phase n'est marquée que dans la partie Nord de la zone Sesia (Val Gressoney). Comme les plans axiaux des plis P₂ elle est subhorizontale. Elle est soulignée par une réorientation des phyllites dans le plan de foliation 1 et par une déformation du type crénulation au niveau des charnières des plis P₂. Partout ailleurs, la déformation 2 se fait sans schistosité au niveau des plis P₂. La déformation principale se produit le long des plans subhorizontaux de la foliation F₁ par un important glissement et une réorientation partielle des minéraux syn phase 1. On passe de ces zones de cisaillement intenses aux plis P₂ à plans axiaux horizontaux par d'importantes disharmonies.

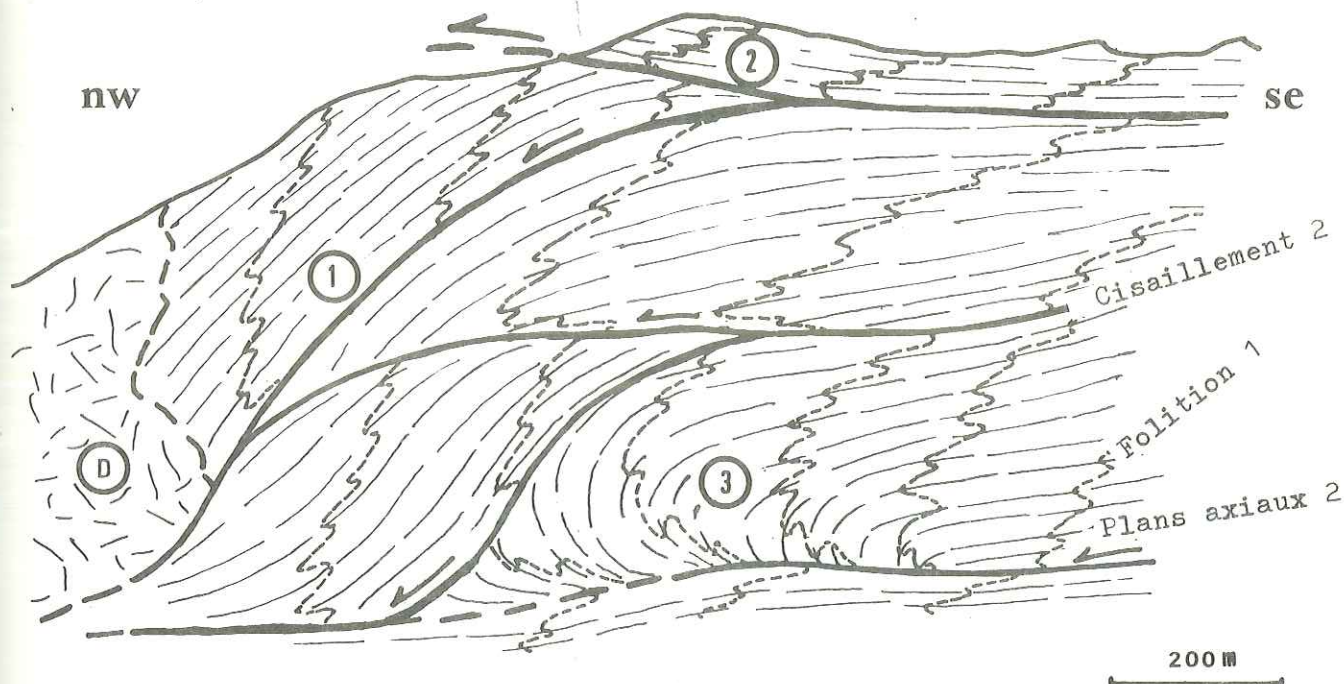


Fig. 27A COUPE MONTRANT LES RELATIONS ENTRE LES PLANS AXIAUX DES
 PLIS P.2 ET LES CISAILLEMENTS SYN.2. Il s'agit d'une
 coupe idéalisée, reconstruite d'après un grand nombre
 d'observations notamment le long de la route d'Ivery(AO).
 (voir la légende dans le texte)

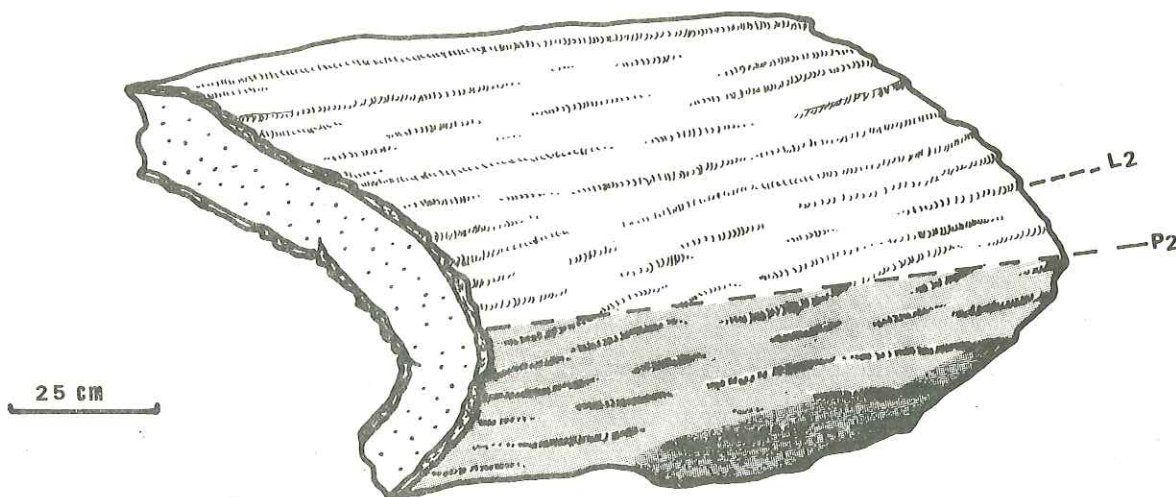


Fig. 27B LINEATION DE MICROPLISSEMENT L2, DANS LES NIVEAUX PHYLLITEUX, LEGEREMENT
 OBLIQUE PAR RAPPORT AU PLI P2, QUI AFFECTE L'ENSEMBLE DU MATERIEL.
 (en pointillés:gneiss leucocrate)

c - Des cisaillements le long des plans de foliation 1 sont observables partout. Ils sont surtout bien développés dans la partie la plus interne de la zone Sesia. Ces glissements chauds intrafoliaux, facilités par le caractère très ductile de la matrice quartzo-phengitique sont soulignés par des linéations ou/et des cannelures fortement obliques aux axes des plis P₂. L'étude du sens de mouvement sur ces plans de cisaillements indique des déplacements tangentiels vers le Nord-Ouest. Ceci est compatible avec le déversement des plis P₂.

Ces plans de cisaillement peuvent mettre en contact des niveaux de nature différente. C'est le cas que l'on observe sur l'ancienne voie romaine en aval de Bard. En effet, les contacts entre micaschistes éclogitiques, éclogites plus ou moins rétro-morphosées dans le faciès schiste vert et gneiss albitiques sont dus à la tectonique de la phase 2.

A la base des têtes plongeantes de roches granulitiques anté-alpines, qui se sont mises en place après la phase 1, la déformation 2 se traduit par des microplis de même style que ceux de la zone Sesia, mais surtout par de nombreux cisaillements ductiles. Les plans de cisaillement précoces de la phase 2 sont plissés et repris par des cisaillements plus tardifs de cette même phase.

d - Les linéations. La phase 2 est responsable de la formation de deux types de linéations. Le plus souvent, on peut observer ces micro-structures sur un même affleurement et ainsi voir leurs relations.

Il existe ainsi une linéation d'allongement minéral. Le glaucophane, la phengite formés au cours de la première phase se réorientent pendant la phase 2 dans les plans de foliation F₁. Cette linéation 2 reprend dans la plupart des cas la linéation L₁. Les plans de foliation F₁ portent ainsi une linéation L₁ + 2. Sur certains plans préférentiels, elle donne des surfaces striées dont l'étude indique un mouvement des unités supérieures vers le NW. Ces stries chaudes sont fortement obliques par rapport aux axes b des plis P₂.

Une linéation de microplissement se développe surtout dans les niveaux plus phengitiques. Ce microplissement est caractérisé par des plis à faible rayon de courbure ou des plis en chevrons. Leurs axes sont parallèles aux axes b des plis P_2 . Parfois, on peut noter une légère obliquité (15 degrés maximum) entre la linéation de microplissement et les plis de plus grande ampleur sur lesquels s'enroule cette crénulation (Fig. 27B). Les vitesses relatives des différentes unités de part et d'autre d'un cisaillement syn-2, ainsi que la mise en place, par ces glissements de matériel plus compétant (boudin éclogitique, granitoïde...) peuvent faire varier localement la direction des déformations. Ainsi des plis de la même phase n'auront pas la même direction s'ils se sont formés en début ou en fin de plissement.

2. - Les mégastructures.

L'étude du style de la déformation et du déversement des structures (géométrie et dissymétrie des plis mineurs) permet de mettre en évidence des plis plurikilométriques couchés ou en têtes plongeantes déversés vers le Nord-Ouest. D'après ces caractères structuraux, la zone Sesia doit être interprétée comme une série de têtes plongeantes et non comme la racine verticale de la nappe Emilius-Arolla (unité de base de la nappe de la Dent Blanche s.l.). Son autochtone relatif peut être constitué par les schistes lustrés piémontais ou par les roches ultrabasiqes du massif de Lanzo qui apparaissent structurellement sous les gneiss Sesia, comme on peut observer à Pessinetto et sur la route du Monastero di Lanzo. Des données gravimétriques (voir p. 97) confirment cette hypothèse.

Les grands contacts F_1 et F_2 (Fig. 16), qui mettent en contact des unités où les conditions PT sont très différentes les unes par rapport aux autres, sont postérieurs à la phase 1. Ces contacts parfois plus ou moins replissés par la phase 2 doivent être interprétés comme en partie antérieurs à la phase 2.

De grands basculements vers le Nord-Ouest des plans axiaux des plis P_2 et des cisaillements syn-phase 2, dans les micaschistes éclogitiques, sont imputables à cette phase (voir p.66).

Le renversement des gneiss albitiques en amont de Bard peut s'interpréter comme un mégacrochon de faille inverse qui se forme avec les derniers mouvements de la phase 2. La progression vers l'Ouest des gneiss de la zone Sesia est entravée par les massifs cristallins internes et les schistes lustrés piémontais sur lesquels ils se déversent.

IV. - LES DEFORMATIONS TARDIVES, CHAUDES.

Nous décrivons ici des déformations locales qui se développent après la phase 2 et qui sont cependant antérieures à la tectonique cassante froide due aux rejeux tardifs de la faille du Canavese.

Sur les dalles de gneiss albitiques on observe quelquefois une déformation de type kink-bands. Deux familles, N030 et N160 plongeant de 70° respectivement vers l'Ouest et vers l'Est, sont bien développées. La résultante du mouvement le long de ces knicks conjugués se traduit par une extension E-W.

Des fentes ouvertes, verticales, de direction moyenne N020 se développent à l'Est et au Nord du secteur étudié. Ces fentes sont remplies par de la Trémolite, de l'Actinote et/ou de l'Epidote. Les fibres d'amphiboles sont le plus souvent perpendiculaires aux épontes. Postérieurement aux déformations de la phase 2 où cristallise du glaucophane, la croissance de minéraux épizonaux indique des baisses locales de pression et de température.

Au front Ouest de la zone Sesia se développent des plis décimétriques à axes subverticaux. La relation flanc long-flanc court traduit un mouvement dextre le long du contact entre les schistes lustrés piémontais et la zone Sesia.

La chronologie relative de ces différentes déformations n'a pu être mise en évidence. Nous savons seulement qu'elles sont postérieures à la phase 2 et antérieures aux phases cassantes que nous allons étudier.

V. - LES PHASES CASSANTES.

1. - Introduction.

Une tectonique cassante se développe postérieurement à toutes les phases souples. Elle se caractérise par des failles, des décrochements, des fentes ouvertes. Seule une étude microtectonique nous a permis de définir les différents épisodes de cette tectonique et de les classer dans le temps.

2. - Méthodes d'étude.

Les marqueurs de la déformation que nous avons utilisés sont généralement de petite taille, du centimètre au mètre. Ces microfractures sont repérées par leurs caractéristiques spatiales (azimut, pendage). Les microfailles doivent, de plus, être caractérisées par le mouvement relatif des deux lèvres : pitch de la strie (angle, mesuré dans le plan de faille, que fait la strie par rapport à l'horizontale) et sens du mouvement (Fig. 28).

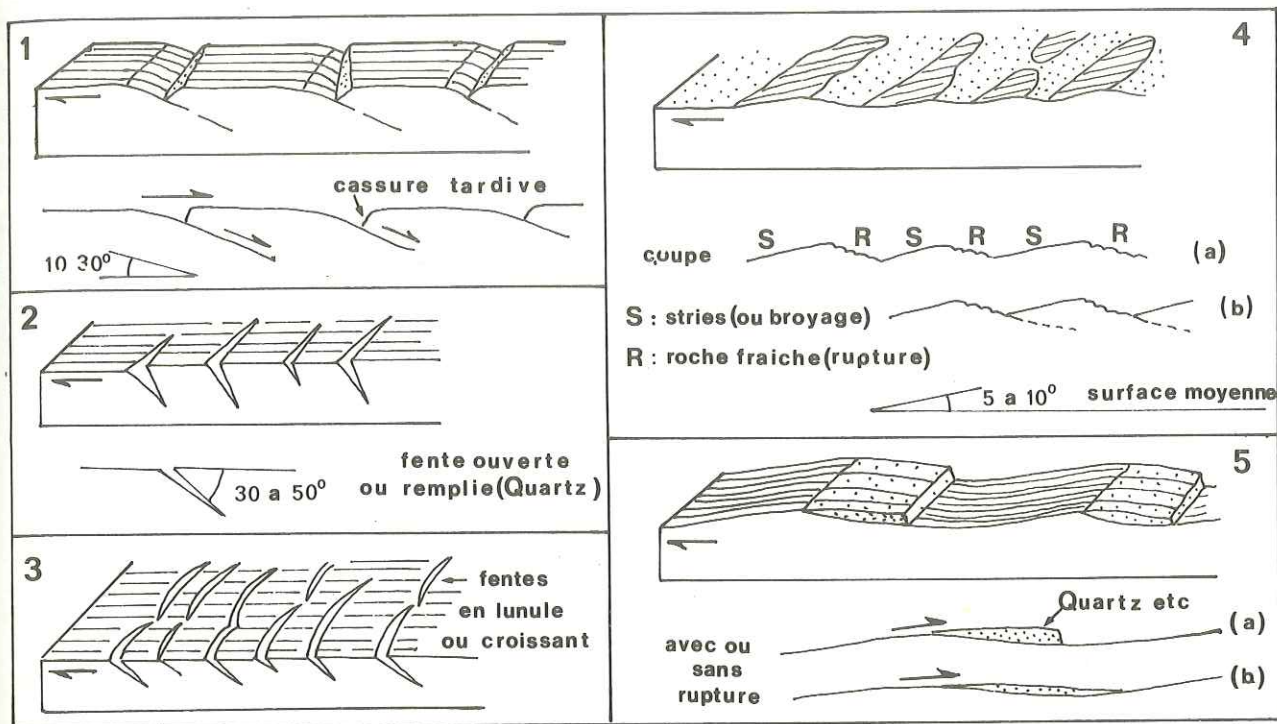
La quantité de déplacement est très rarement mesurable, aussi ne tient-on pas compte de ce paramètre.

Par une étude graphique sur canevas de Schmidt on détermine pour chacune des familles de failles ou/et de fentes les directions principales de la déformation (F. Arthaud, 1969 ; F. Arthaud, P. Choukroune, 1972).

Dans le cas d'un système de décrochements subverticaux à stries proches de l'horizontale, les pôles des plans de mouvements donnent un nuage de points au centre du diagramme. Dans le meilleur des cas, ils dessinent une guirlande comportant un maximum. Ce maximum correspond à Y qui est la direction principale intermédiaire de la déformation. Au pôle de la guirlande se trouve X ou Z (allongement ou raccourcissement). En conséquence Z ou X est à 90 degrés des deux axes ainsi définis.

En fait, très souvent, les pôles des plans de mouvements de décrochements ne donnent qu'un maximum parfois diffus. A part Y, il est alors impossible de définir les positions des directions principales de la déformation. Nous avons donc considéré les intersections des plans de mouvements. Les plans de mouvements contenant par définition une direction principale de

FIG. 28 CRITERES DE SENS DE MOUVEMENT SUR LES MIROIRS DE FAILLES EN ROCHES NON CALCAIRES. (F.Proust,P.Tapponnier,J.P.Petit 1974)



- 1-Surfaces striées annexes faisant avec le miroir principal un angle aigu dans le sens aval(plans R de Riedel : Tchalenko,1970).
- 2-Fentes de tension,souvent remplies de quartz et autres minéraux,à angle encore aigu dans le sens aval,mais plus fort.
- 3-L'intersection de ces surfaces(surtout 2)avec le plan de faille,a souvent une forme courbe,en"croissant"à concavité aval.
- 4-Sur des reliefs plus ou moins régulièrement répartis sur le miroir on trouve souvent des stries,parfois seulement un blanchissement par écrasement des grains ,du côté amont,et à l'aval une surface de roche fraiche,pénétrant parfois à l'intérieur de la roche(4b).
- 5-Les irrégularités de surface du miroir sont souvent chargées de quartz ou autre minéral néoformé,du côté aval.

la déformation, leur intersection contient une de ces directions. Ces points se répartissent sur le pourtour du diagramme. L'étude de la densité de ces intersections fait apparaître un net maximum très localisé dans l'espace. A cause d'une trop grande densité d'intersections dans les maxima il nous a été impossible de les compiler toutes. Les maxima que nous obtenons sont en réalité beaucoup plus denses. Une étude par ordinateur aurait été nécessaire.

On remarque que le maximum ainsi délimité correspond ici à la direction Z de raccourcissement défini dans des zones voisines des lieux de mesures par la méthode de l'angle limite (F. Arthaud et P. Choukroune, 1972).

X (allongement) correspond parfois sur nos diagrammes de densité à un maximum de moindre importance. Si ce maximum n'apparaît pas, X qui est perpendiculaire à Z (maximum des intersections des plans de mouvements) et à Y (maximum des pôles des plans de mouvements) est facilement déterminable.

3. - La faille du Canavese.

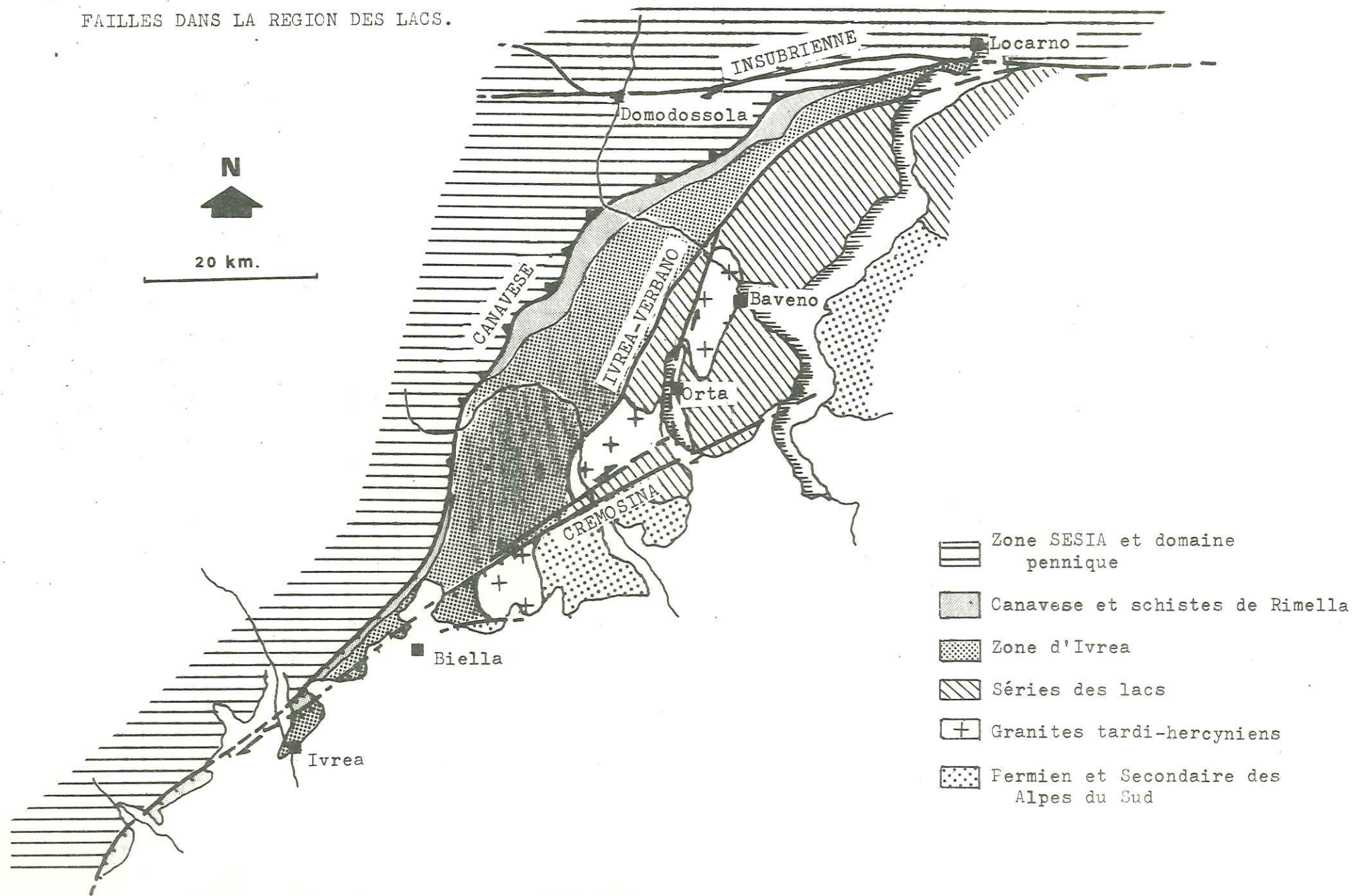
Le contraste de déformation souple existant entre la zone Sesia et les zones du Canavese et d'Ivrea implique de placer l'accident majeur alpin - la faille du Canavese - au bord interne de la zone Sesia comme l'a fait Ahrendt (1972), (Fig. 29). Le schéma classique la plaçait au SE du Canavese.

Cette dislocation s'étend en arc de cercle sur plus de 150 km depuis Lanzo jusqu'à Locarno où elle est relayée par la ligne Insubrienne rectiligne et orientée à N 070, puis plus à l'Est par la faille Judicarienne.

Dans la région que nous avons étudiée, la faille du Canavese a un fort pendage vers le SE, plus au Nord elle se redresse et pend à 75° NW dans la Valle d'Ossola.

Laubscher (1971) admet un déplacement vers l'Ouest de la plaque Insubrienne de 300 km environ. Ceci impliquerait un mouvement dextre de la ligne Insubrienne synchrone de la seconde phase souple majeure alpine avec sous charriage de la plaque Insubrienne sous la plaque Rhône et la zone Sesia entre Locarno et Lanzo. En fait Mattauer et Tapponnier (communication orale) n'observent pas d'allongement horizontal en bordure du granite de Bergell

Fig. 29 SITUATION DES PRINCIPALES
 FAILLES DANS LA REGION DES LACS.



- où la ligne Insubrienne est verticale - mais surtout de l'aplatissement et des linéations verticales qui seraient parallèles à l'axe "a" des plis des nappes simplo-tessinoises.

Dans la région que nous avons étudiée, l'accident majeur est souligné par des roches cataclasées d'épaisseur métrique. Suivant le degré de la déformation et la nature de la roche, de la calcite, du quartz, de l'épidote et parfois de l'actinote cristallisent sur les miroirs.

La plupart des mesures ont été effectuées autour d'Ivrea, dans la zone Sesia, la zone du Canavese et celle d'Ivrea.

Quelques mesures ont été faites dans les andésites de Biella, d'autres au Sud de Cuorgne dans le Canavese et les micaschistes de Sesia (voir fig. 30).

4. - Les résultats.

Les résultats microtectoniques sont cohérents pour les trois secteurs étudiés et aussi dans les trois zones structurales. Nous avons ainsi définis la succession suivante :

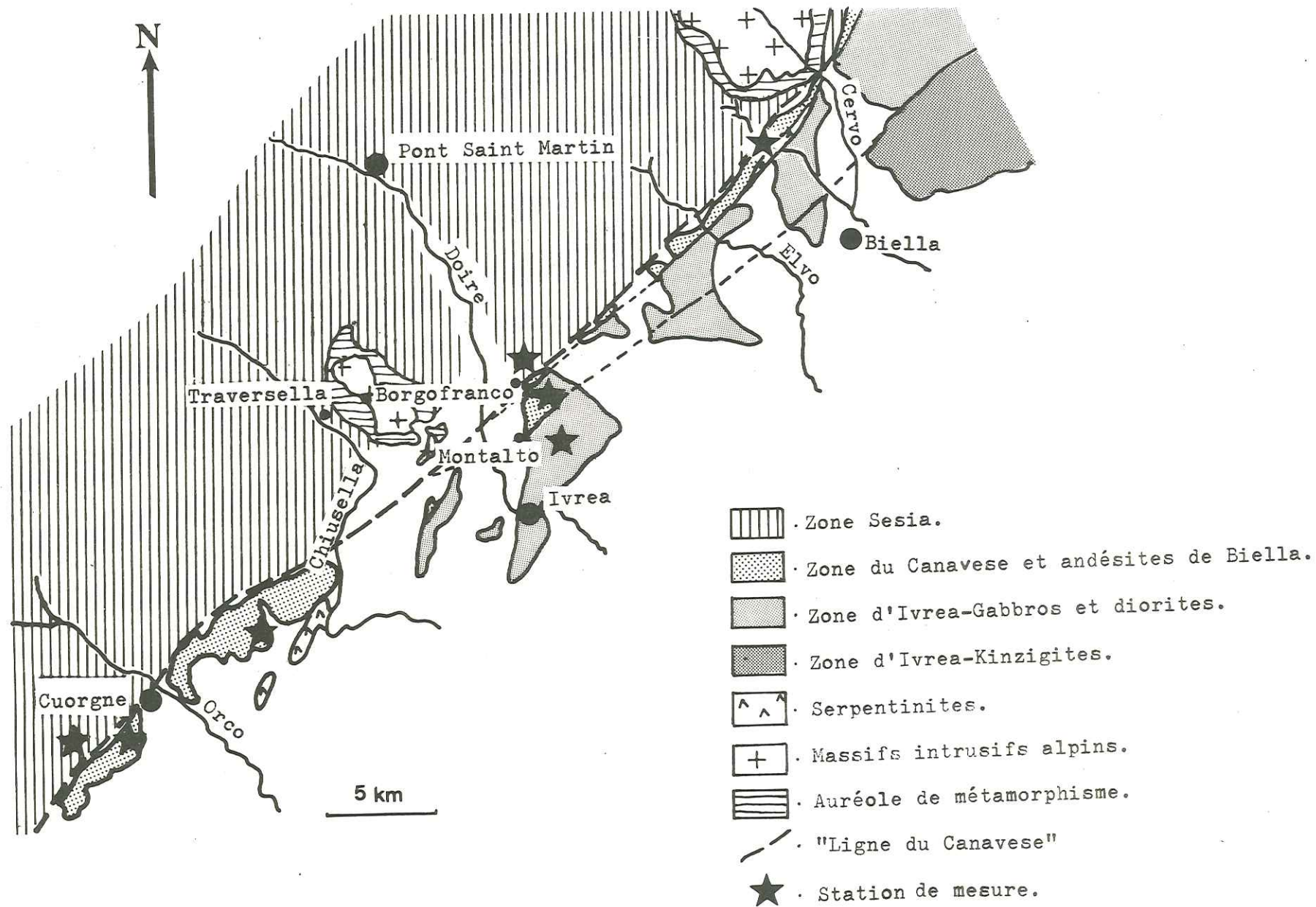
- une première phase de compression dirigée NE - SW,
- la mise en place de filons EW de microsyénite dans la zone Sesia est synchrone d'une distension N - S,
- une seconde phase de compression correspond à $Z = N 145$,
- un épisode de distension ($X = N 150$) caractérisé par des failles normales.

5. - Etude des diverses phases cassantes tardives.

a - La première phase de compression est mise en évidence par des décrochements (Fig. 31 et 32).

Autour de Borgofranco d'Ivrea, les miroirs ont un pendage assez fort, les pitchs des stries sont proches de l'horizontale. L'application de la méthode des intersections des plans de mouvements à l'étude

Fig.30 CARTE DE LOCALISATION DES PRINCIPALES STATIONS DE MESURE MICROTECTONIQUE
LE LONG DE LA FAILLE DU CANAVESE.



graphique de cette population de failles donne pour les directions principales de la déformation les valeurs suivantes (Fig. 31d) :

Z = N 060.00

X = N 140.20

Y = N 330.70

Le long même de la faille du Canavese, aucune strie n'a pu être observée. La direction de la contrainte principale Z par rapport à son orientation en fait un décrochement dextre.

Bien que très peu de failles (30 environ) ayant rapport à cette phase aient été mesurées, il y a environ 22 % de décrochements dextres orientés de N 000 à N 050. Les décrochements senestres (77 % des mesures) se répartissent en deux familles. L'une orientée à N 060 représente le conjugué de la direction canavese. L'autre a une direction moyenne proche de N 110.

La quasi totalité du mouvement dextre a pu être absorbée par la faille majeure déjà existante, sans nécessiter la création de nouvelles fractures. Par contre, le réseau senestre s'est développé de façon plus importante.

Au Sud de Cuorgne (Fig. 31c), la direction de Z passe à N 030, la faille du Canavese orientée ici à N 020 joue toujours dextre. Comme à Borgofranco, on trouve une majorité de décrochements senestres (N 045) qui sont le conjugué du grand accident.

Cette première phase cassante n'a pas été observée dans les andésites de Biella datées par Scheuring et al. (1974) de 29 à 33 M.A. Ces mouvements postérieurs aux phases souples, sont donc antérieurs à la mise en place de ces andésites.

b - Des filons de microsyénites ont été observés dans l'ensemble de la zone Sesia. Ces filons plus nombreux dans la partie interne de la zone ont une orientation Est-Ouest. On peut considérer que ce matériel s'est mis en place dans des fentes qui se sont ouvertes grâce à un épisode

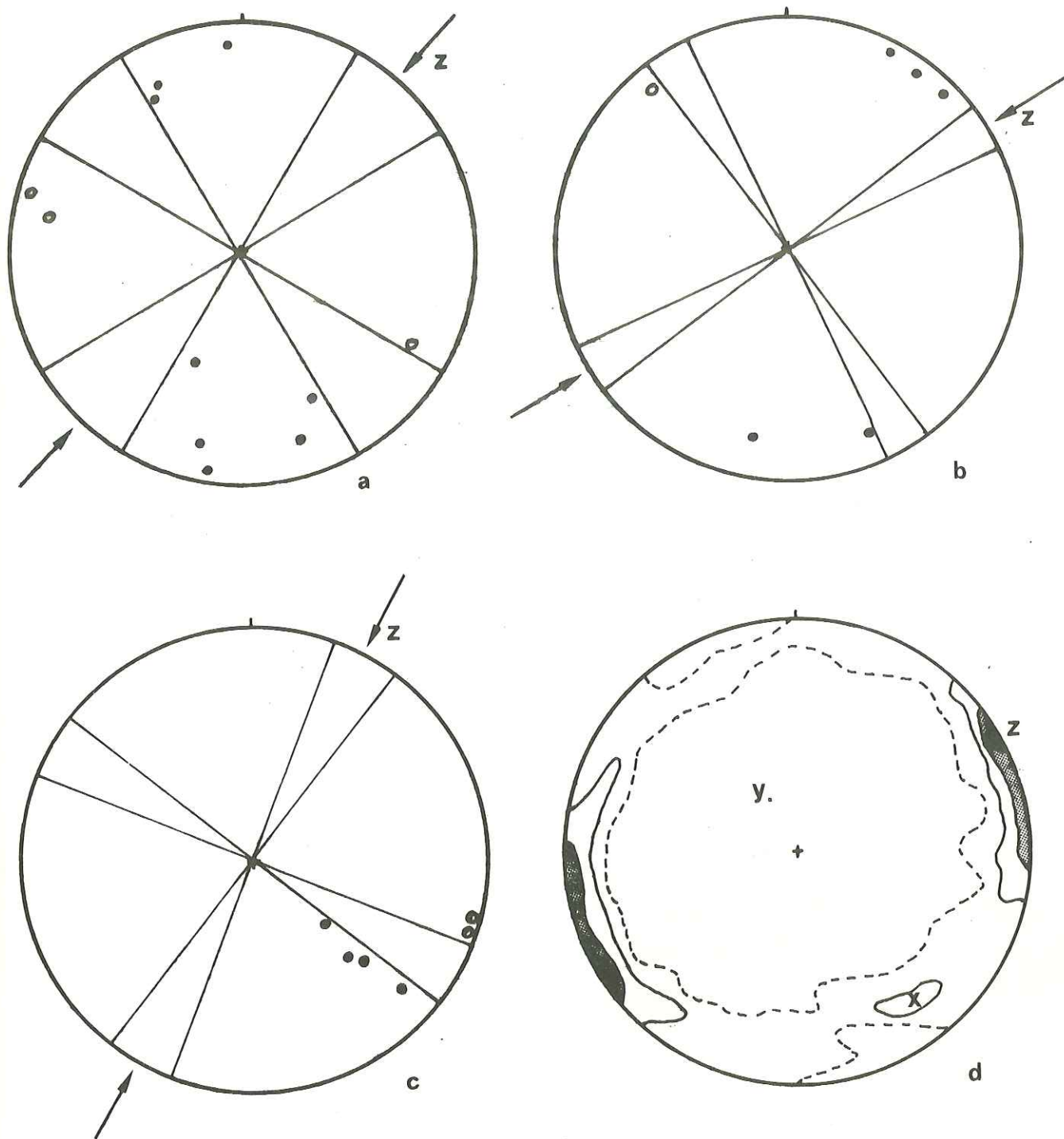


Fig.31 DETERMINATION DES DIRECTIONS PRINCIPALES DE LA DEFORMATION
(1°Phase de compression cassante)

Pôle de décrochement dextre
 Pôle de décrochement sénestre
 a/MONTALTO(CANAVESE)
 b/IVREA
 c/CUORGNE-BELMONTE(CANAVESE)
 d/Diagramme compilatif des mesures effectuées dans
 l'ensemble de la zone (1.10.15% de points par unité
 de surface-100 intersections de plans de mou-
 vements)

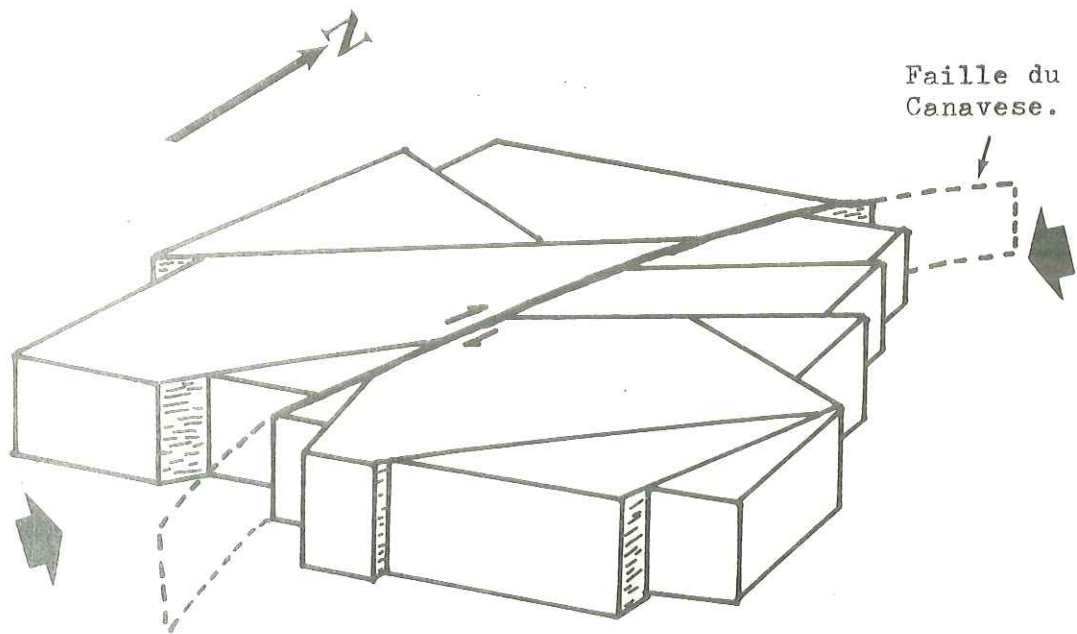


Fig.32 BLOC DIAGRAMME MONTRANT LES DENSITES ET LES DIRECTIONS PREFERENTIELLES DES FAILLES PAR RAPPORT A LA DIRECTION DE LA COMPRESSION. (1° phase cassante en compression).

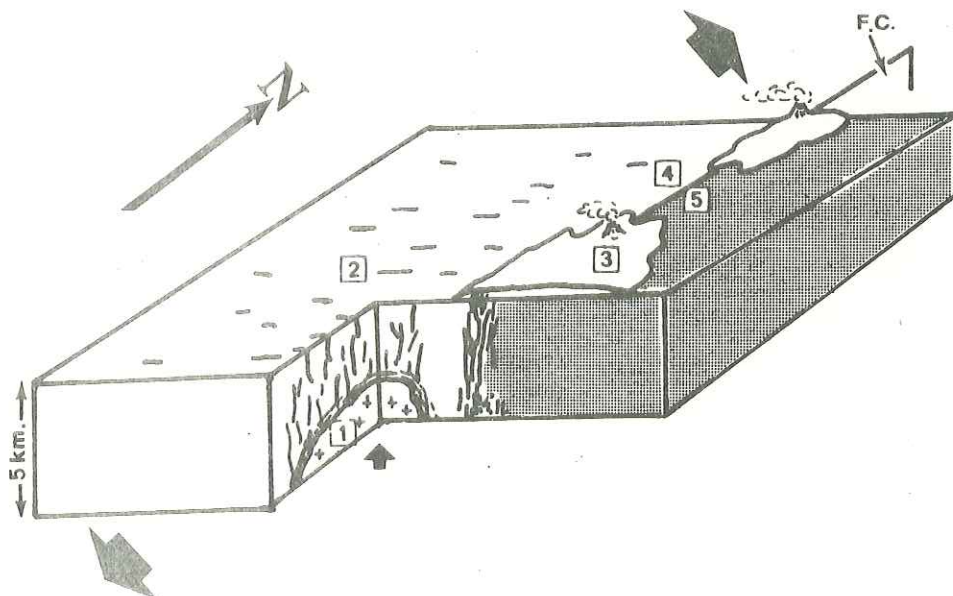


Fig.33 BLOC DIAGRAMME SCHEMATISANT LA MISE EN PLACE DES MASSIFS INTRUSIFS(1), DES FILONS DE MICROSYENITES(2) DES COULEES ANDESITIQUES(3) AU COURS DE LA DISTENTION OLIGOCENE MOYEN(30 MA.)

4-Zone SESIA 5-Zone d'IVREA

de distension où X est donné par la perpendiculaire à la direction principale des filons (Fig. 33). Dans ce modèle Z est horizontal et proche de E.W.

Ces fentes pourraient être rapportées à un épisode en compression. Mais n'ayant observé ni décrochement, ni stylolite, ni faille inverse compatibles avec ces fentes, c'est à juste titre que nous admettons que les filons de microsyénites se sont mis en place au cours d'une distension N.S.

L'origine des filons peut être rapporté à la mise en place des massifs intrusifs (syénomonzonite de Biella, Diorite de Traversella) datés de 28 à 31 M.A. (Scheuring et al., 1974). L'effusion des andésites de Biella (29 - 33 M.A.) peuvent aussi être congénères de leur mise en place.

c - Les filons sont repris par des décrochements et des fentes en échelon ou des failles inverses comme à Perloz qui jouent suivant une compression NW - SE. Cette orientation de la contrainte se retrouve le long de la faille du Canavese. Si on analyse la déformation par la méthode de l'angle minimum existant entre les décrochements dextres et les senestres, Z est proche de N 145 (Fig. 34 et 35). La méthode Arthaud (1969) nous fait admettre pour Z : N 160 00 (Fig. 34c). Dans les deux cas, la faille majeure a un jeu senestre. De nombreuses microfailles (senestres) parallèles à cet accident ont été observées (Fig. 34d). Le réseau conjugué dextre est très bien développé, il réutilise les failles ayant fonctionné de façon senestre lors de la première phase cassante. La densité maximale de fracturation est observée entre N 040 et N 070. Il n'existe que très peu de décrochements faisant un angle faible avec la direction de la compression (Fig. 34d et 35). Les seules observées sont senestres. Les blocs se sont déplacés en utilisant les fractures préexistantes sans qu'il y est création de nouvelles failles.

Au Sud de Cuorgue, et à Biella les rares microfailles analysables donnent pour les directions principales de la déformation des valeurs identiques à celles de Borgofranco.

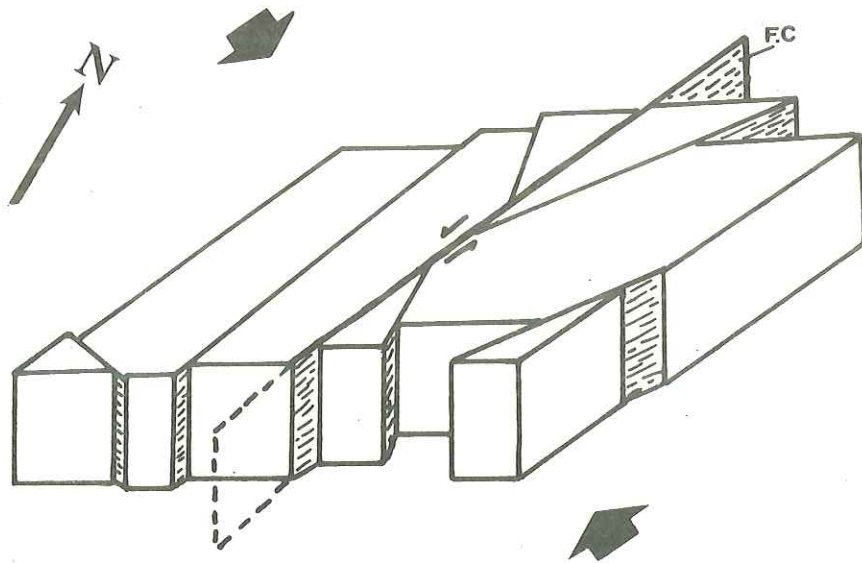


Fig. 35 BLOC DIAGRAMME MONTRANT LES DENSITES ET LES DIRECTIONS PREFERENCIAELLES DES FAILLES PAR RAPPORT A LA DIRECTION DE LA COMPRESSION. (2° phase cassante en compression).

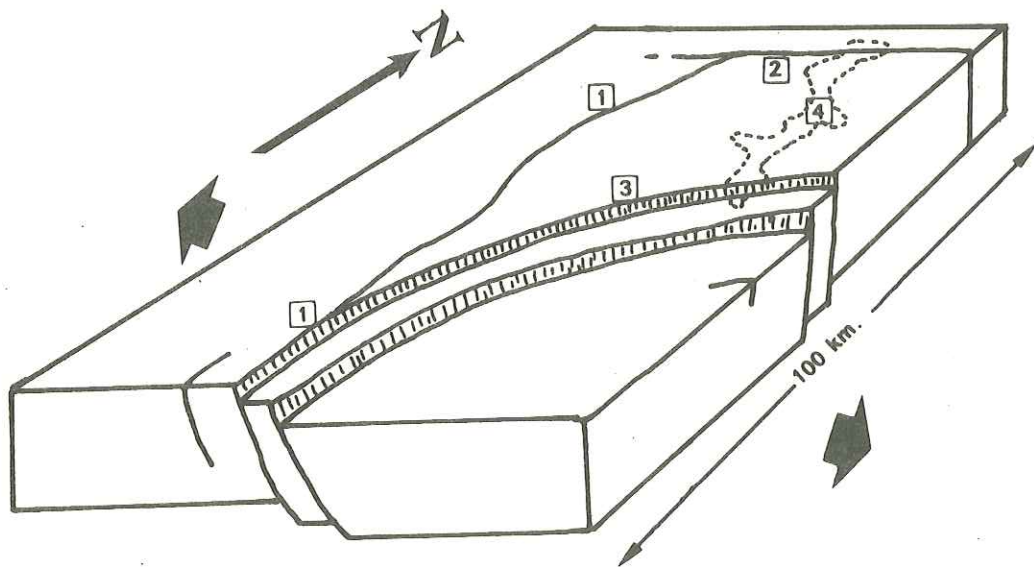


Fig. 36 BLOC DIAGRAMME MONTRANT L'EVOLUTION RECENTE DU PIEMONT.
 1-Ligne du Canavese 2-Ligne Insubrienne 3-Ligne Cremosina
 4-Emplacement du Lago Maggiore.

d - Toutes les structures précédemment décrites sont recouvertes par un système de failles normales. La famille principale est orientée NE - SW. Ces failles ont un pendage général vers le SE d'une quarantaine de degrés. Les pitches sont relativement forts. La direction d'allongement serait proche de N 145, (Fig. 37a). L'analyse de toutes ces données permet de définir la direction d'allongement maximum : X = N 155 dans la partie Nord de la zone de mesure (Fig. 37d). Au Sud, région de Cuorgue X est à N 175, Z est proche de la verticale. La distension se fait en direction de la plaine du Pô. Dans la région de la vallée d'Ossola, la faille du Canavese a un pendage NW, un tel type de fracture ne peut jouer en faille normale par abaissement du bloc SE. L'effondrement se fait le long de la ligne Cremosia (d'Ivrea à Lugano) (A. Boriani, R. Sacchi, 1974) ; en effet, cette faille de direction N 060 limite au SE le relief alpin (Fig. 36 et 39).

A la suite de Scheuring et al. (1974) nous admettons que les andésites de Biella se sont mises en place pendant la montée des syénites. Ces derniers se sont solidifiés sous une surcharge minimale de 2 km (Ahrendt, 1972). On retrouve aujourd'hui les roches intrusives à 2000 m d'altitude. Les andésites étant actuellement à 500 m au-dessus du niveau de la mer, il y a tout lieu de penser que le rejet vertical le long de la faille du Canavese depuis l'oligocène est de l'ordre de 3,5 km (Ahrendt, 1972) avec effondrement de la zone du Canavese et d'Ivrea vers la plaine Padane et surrection de la zone Sesia. Ce rejet vertical n'est pas à attribuer seulement à une distension. Une partie du mouvement a pu être effectuée lors de la compression à N 150, la faille insubrienne senestre alors, jouait avec une composante verticale non négligeable.

6. - Conclusion.

Les quatre phases de déformation cassante tardi-alpine que nous venons d'étudier du point de vue microtectonique peuvent être liées aux derniers mouvements de la plaque insubrienne le long de l'accident péri-adriatique.

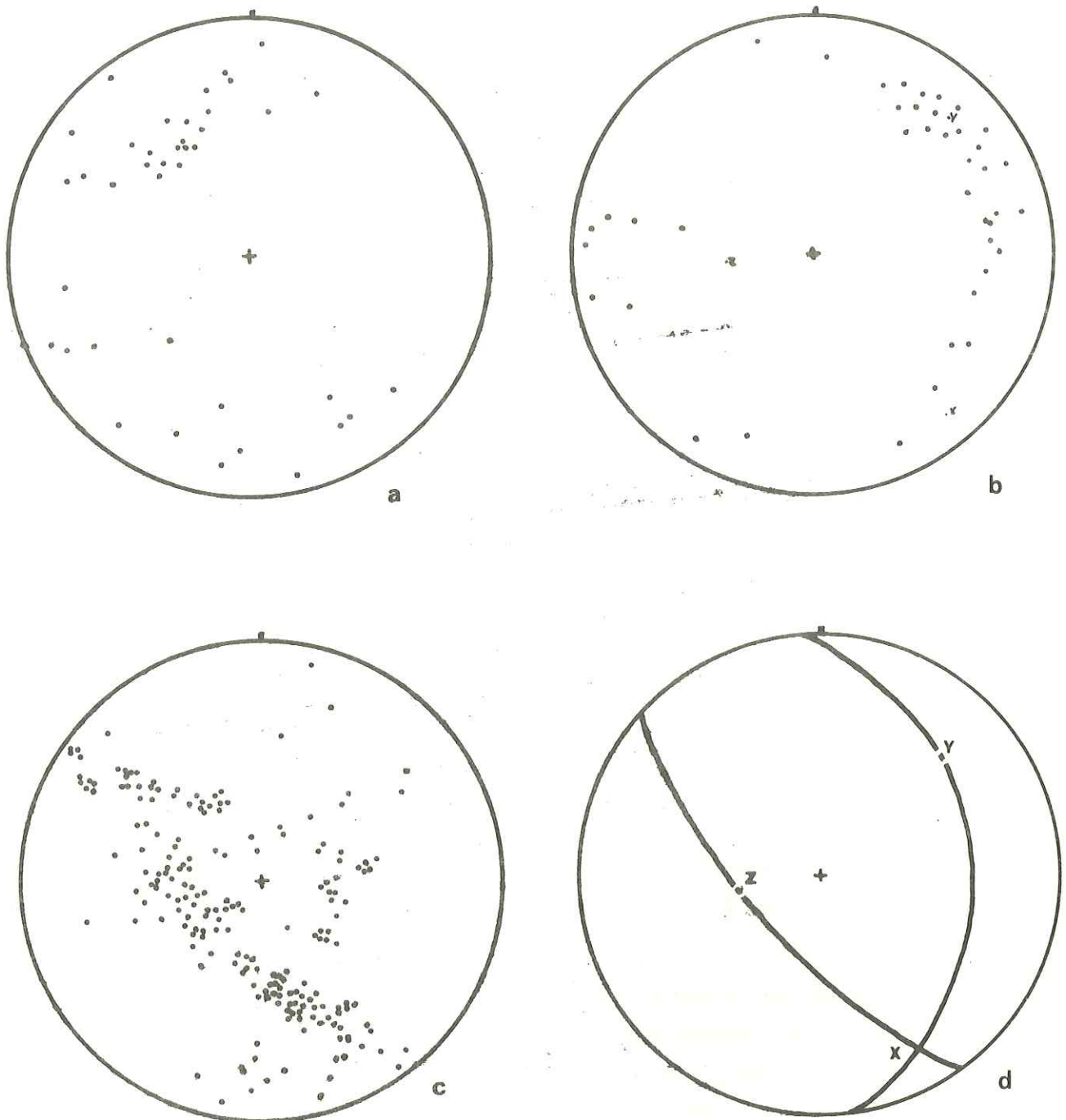


Fig.37 DETERMINATION DES DIRECTIONS PRINCIPALES DE LA DEFORMATION.

(Phase de distention récente)

- a/ 40 poles de plans de failles normales
- b/ 40 poles de plans de mouvements de failles normales
- c/ 190 intersections de plans de mouvements de failles normales
- d/ Mise en évidence de X,Y,Z d'après les deux diagrammes précédents

Si l'on considère l'Europe fixe, la plaque insubrienne a d'abord coulissé du NE vers le SW, la faille majeure joue alors de façon dextre. La distension donnant lieu à la mise en place des coulées andésitiques peut être provoquée par un déplacement vers le Sud. Une translation vers le NW donne une nouvelle compression avec jeu senestre de la ligne majeure. Enfin, lié à une distension NW-SE, il y a effondrement de la plaine du Pô.

D. - EN RESUMÉ.

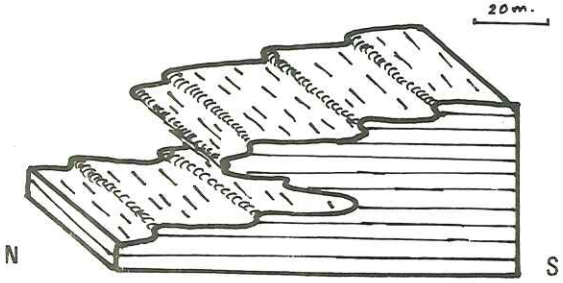

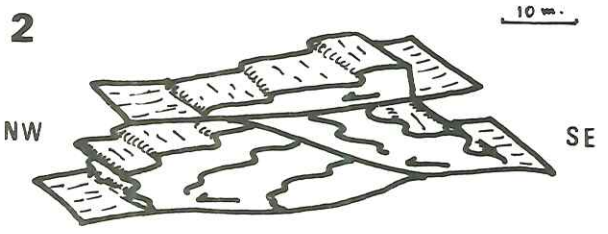
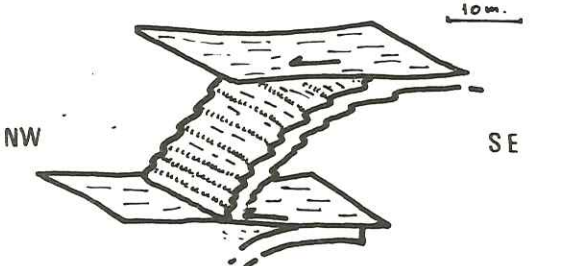
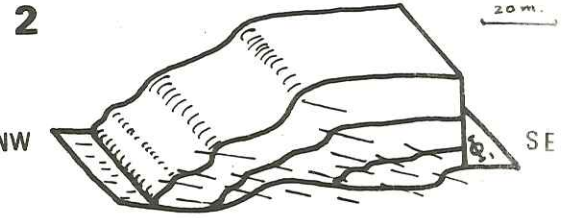
Après des déformations de style inconnu appartenant à des phases hercyniennes ou à des orogènes antérieurs, nous avons pu observer deux phases majeures de déformation alpine (Fig. 38).

La première, donnant une foliation et un important boudinage se traduit par des plis, métriques à décamétriques, isoclinaux à plans axiaux horizontaux. Les axes de ces plis sont orientés NW - SE. Le sens de déversement, inconnu dans la zone Sesia peut être, comme dans le Briançonnais du Haut Val d'Aoste, dirigé vers le NE.

Une deuxième phase non schisteuse donne des plis cylindriques de toutes échelles d'axe moyen N 040. Les plans axiaux sont horizontaux. Ces plis sont associés à de nombreux cisaillements subhorizontaux. Le déversement des structures se fait vers le NW.

De part ces caractères structuraux, la zone Sesia ne doit pas être interprétée comme la racine verticale de la nappe Emilius - Arolla mais comme un empilement de têtes plongeantes flottant sur les schistes lustrés piémontais et les ultrabasiques de Lanzo.

FIG.38 TABLEAU SCHEMATISANT LES CORRESPONDANCES ENTRE LES PHASES DE DEFORMATION SOUPLE

MICASCHISTES ECLOGITIQUES	GNEISS ALBITIQUES	ROCHES CATAZONALES
<p>1</p>  <p>plis couchés N.110 synchrones d'une foliation</p>	<p>1</p>  <p>plis couchés N.110 synchrones d'une foliation</p>	<p>1</p> <p>pas de déformation alpine</p>
<p>MISE EN PLACE DES DIFFERENTES UNITES LITHOLOGIQUES</p>		
<p>2</p>  <p>plis N.060 associés à de nombreux cisaillements déversement vers le NW</p>	<p>2</p>  <p>important microplissement des plans verticaux; cisaillements le long des plans de foliation horizontaux, déversement NW</p>	<p>2</p>  <p>cisaillements ductiles subhorizontaux; plis et schistosité de type strain-slip affectant la base de l'édifice</p>

Postérieurement aux déformations souples se développe une tectonique cassante. Nous avons pu mettre en évidence de la plus ancienne à la plus récente :

- une phase en compression où Z est dirigé NE - SW,
- une phase de distension NS,
- une phase en compression Z : N 145,
- une phase de distension récente où X est dirigé NW - SE.

Cette tectonique cassante est à rapporter aux rejeux tardifs de la plaque Insubrienne par rapport à la plaque Rhône (Laubscher, 1971).

RELATIONS ENTRE METAMORPHISME ET PLISSEMENT

=====

I. - METHODE D'ETUDE.

Le but de cette étude est de situer les différents stades de cristallisation des minéraux de métamorphisme par rapport aux éléments structuraux propres à chaque phase de déformation. Ceci est possible grâce à des méthodes analytiques simples mises au point par Thompson (1958), Zwart (1960), Spry (1969). Ces méthodes permettent de déterminer si un minéral est antérieur, contemporain ou postérieur à une phase de déformation (Fig. 39).

1. - Minéraux antétectoniques.

La déformation de la schistosité autour d'un minéral de métamorphisme indique l'antériorité de ce dernier par rapport à la déformation. La déformation peut s'accompagner d'une recristallisation dans les zones abritées ("pressure-shadows"). La présence de knicks, d'extinctions roulantes, de minéraux cataclasés sont aussi des critères antécinématiques.

2. - Minéraux syntectoniques.

Le caractère syntectonique d'un minéral de métamorphisme est assez difficile à mettre en évidence, la cristallisation peut se faire durant toute la déformation. Cependant, la cristallisation de minéraux dans le plan de foliation ou dans le plan axial des plis ainsi que la présence de rotations minérales de type "snow-ball" sont cités comme des caractères syncinématiques.

3. - Minéraux postectoniques.

Ce sont le plus souvent des minéraux qui recoupent à l'emporte pièce les structures préexistantes. Leurs bordures sont nettes. Les lépidoblastes, cependant, sont généralement mimétiques d'une schistosité antérieure. Dans le cas de rétromorphoses, les minéraux post tectoniques peuvent se substituer à un minéral préexistant.

FIG. 39. - RELATIONS ENTRE LES MINÉRAUX

DU METAMORPHISME ALPIN ET LA DEFORMATION.

Minéraux Antétectoniques.

- A - Pyroxène cataclasé et moulé par la schistosité S2.
- B - "Pressure-shadow" autour d'un grenat.
- C - Phengite kinkée.
- D - Cataclase et extinction roulante dans un quartz.

Minéraux Syntectoniques.

- E - Phengite cristallisant dans le plan de foliation.
- F - Porphyroblaste sigmoïdal (la schistosité interne est concordante sur la schistosité externe).

Minéraux Post-Tectoniques.

- G - Phengites et actinotes non orientées par rapport à la schistosité externe.
- H - Arc polygonal de glaucophane.

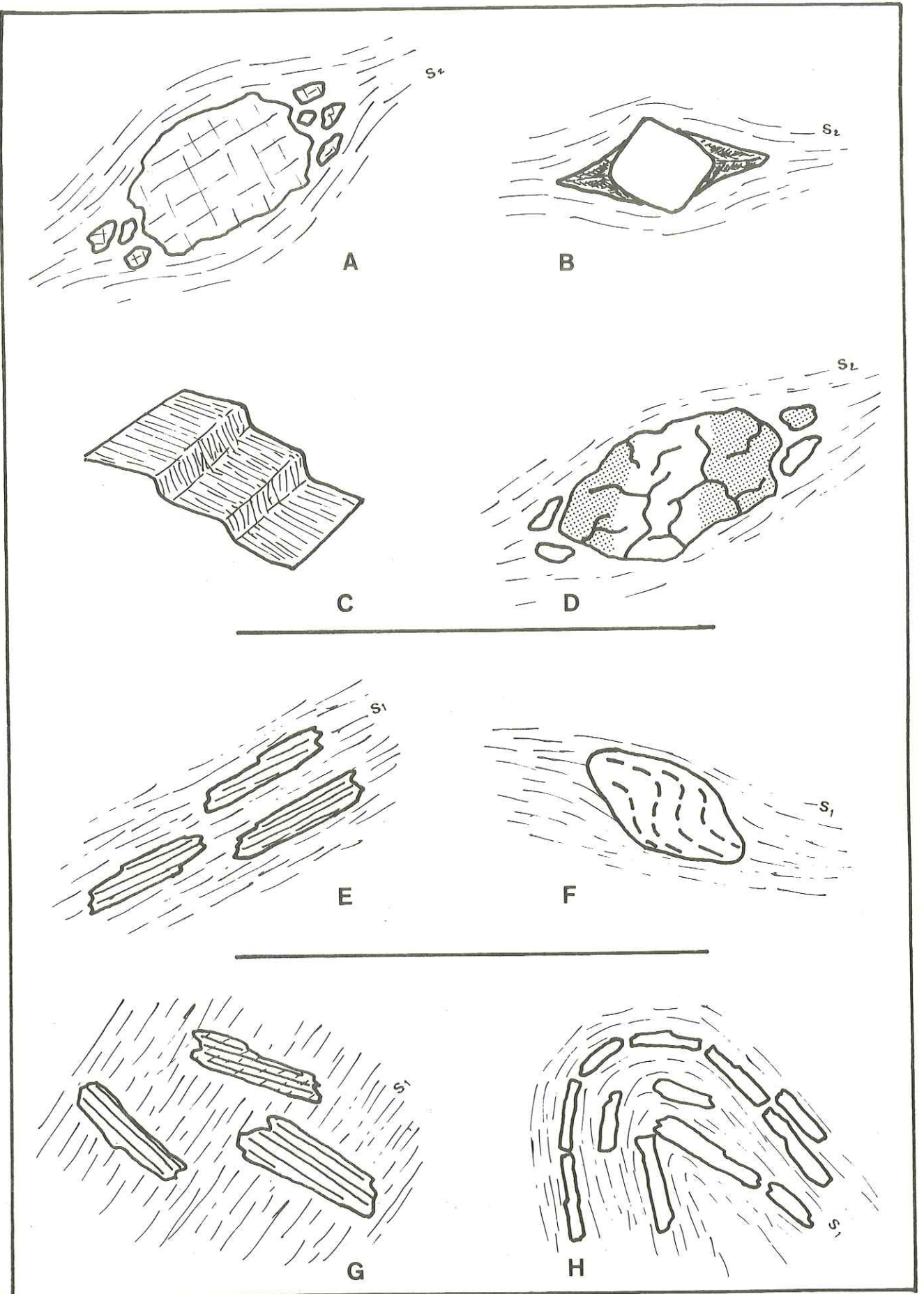


Fig. 39

II. - RELATIONS ENTRE LES MINÉRAUX DU METAMORPHISME ALPIN ET LES PHASES
TECTONIQUES.

1. - Dans les gneiss albitiques tous les minéraux de la paragenèse schiste vert (Quartz, Albite, Actinote, Clinozoïsite, Phengite...) sont synchronématiques par rapport à la phase 1 responsable de la foliation.

Nous n'avons observé aucune trace d'un épisode de métamorphisme antérieur. Cependant, quelques minéraux reliques (Allanite au coeur de la clinozoïsite, fantômes de biotites...) et la présence de gros feldspaths potassiques dans certains gneiss sont les témoins de paragenèses magmatiques.

Pendant la deuxième phase de déformation alpine, les conditions de métamorphisme sont identiques à celles de la première paragenèse. Les minéraux de facies schiste vert demeurent stables et ont une légère tendance à la recristallisation.

Quelques phengites, biotites vertes, actinotes, et chlorites se développent après les déformations souples. Leur cristallisation semble liée à des phénomènes de plus basse pression et température à rapporter aux phases cassantes. L'albite, qui est stable depuis la phase de foliation, est encore présente dans de petits filonnets tardifs.

2. - Dans les roches éclogitiques, les pyroxènes et les grenats ainsi qu'une partie du quartz, de l'albite, des phengites et des glaucophanes sont synchronématiques par rapport à la phase 1 responsable de la foliation. Nous n'avons observé aucun minéral relique d'un métamorphisme antérieur.

Vers la fin de la deuxième phase de déformation alpine, se développe un métamorphisme de facies schiste vert. Les minéraux de la première paragenèse sont tronçonnés et/ou déformés (Fig. 42c) ; ils subissent de plus une rétro-morphose d'importance moyenne. Une nouvelle génération de mica blanc croît autour des phengites synphase 1. En fin de la phase 2, naissent de nouveaux glaucophanes qui cristallisent en formant des arcs polygonaux sur les plis P2 (Fig. 42d). Une amphibole bleu-vert aciculaire (actinote) se développe localement au détriment du glaucophane et du pyroxène.

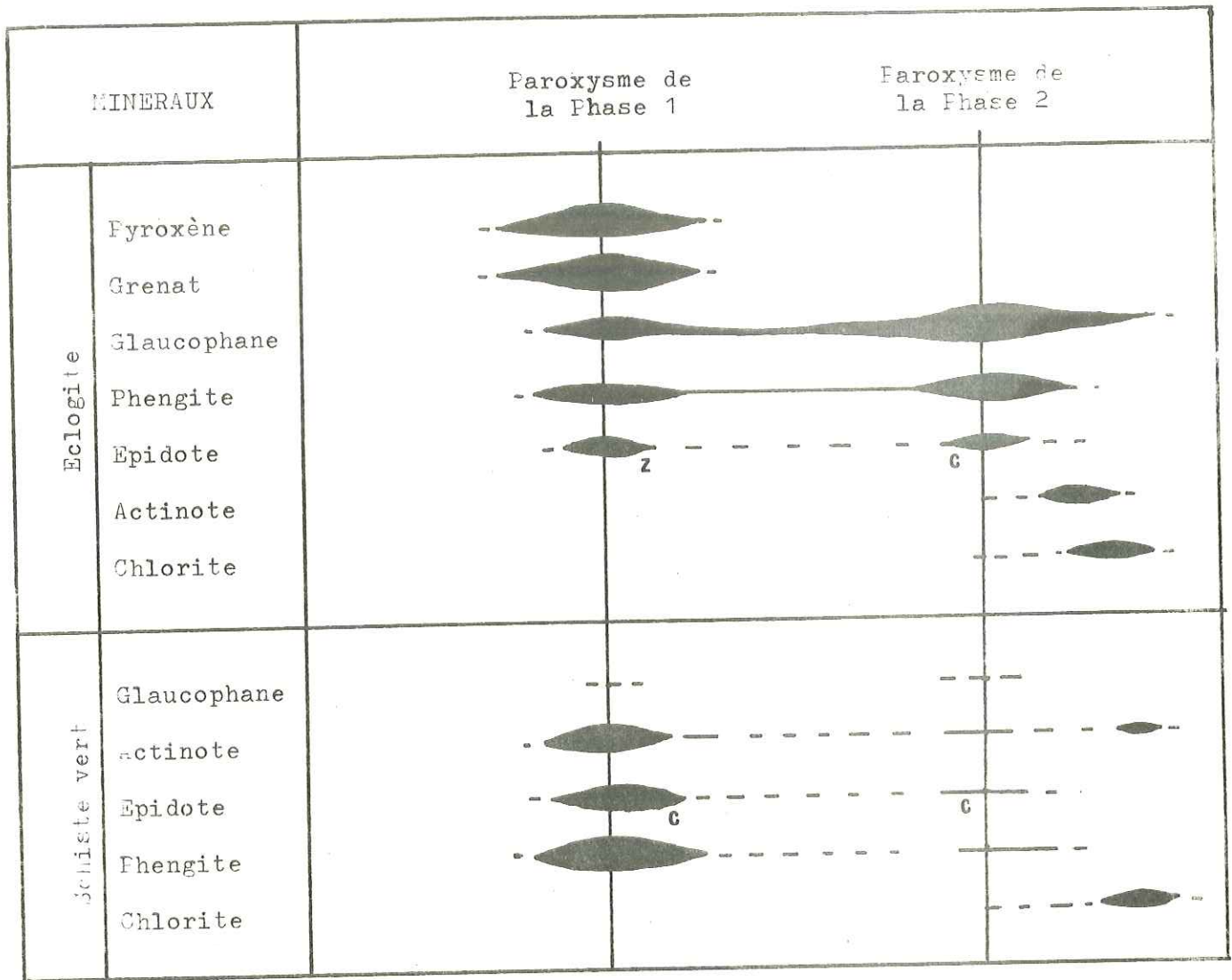


Fig.40 RELATION ENTRE MINERAUX DE METAMORPHISME
ET PHASES TECTONIQUES

Remarquer: Epidote | Z.Zoisite
 | C.Clinozoisite
L'Albite est présente partout.

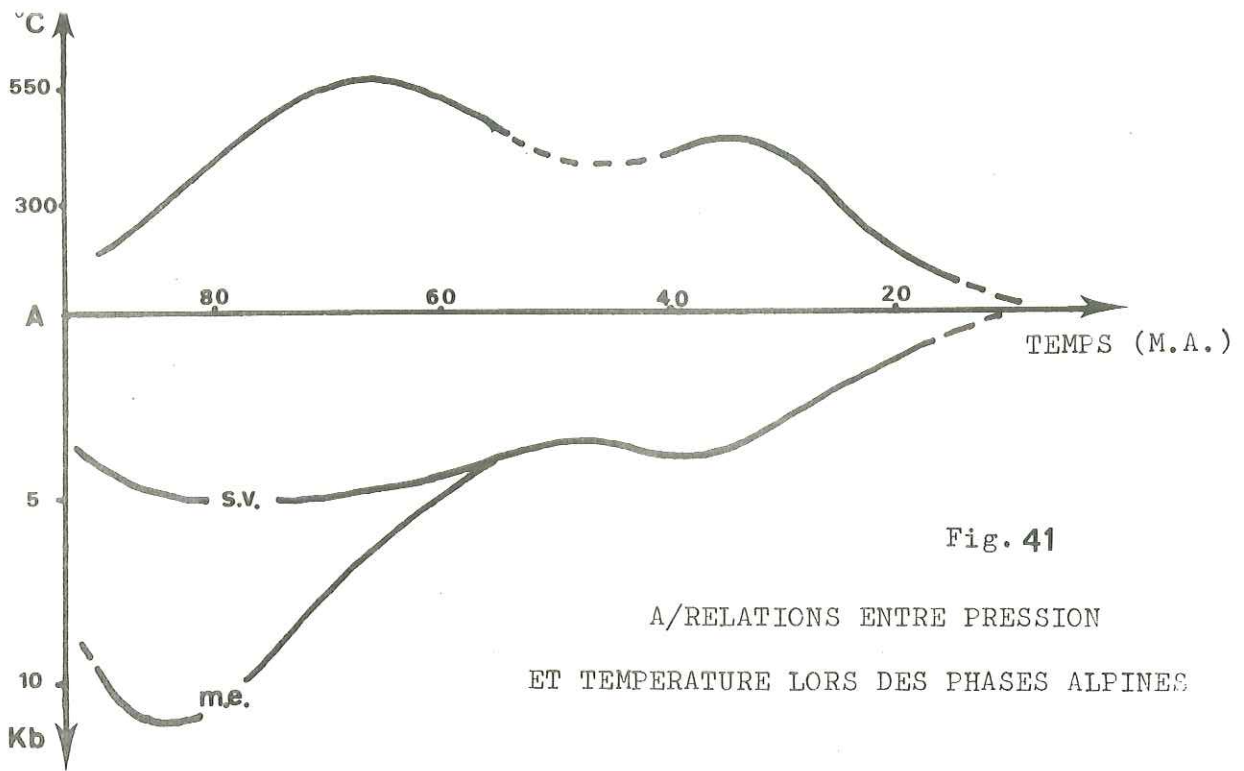


Fig. 41

A/RELATIONS ENTRE PRESSION
ET TEMPERATURE LORS DES PHASES ALPINES

B/RELATIONS ENTRE LES PHASES
DE DEFORMATION ET L'INTENSITE DU
METAMORPHISME ALPIN.

s.v.=facies schiste vert

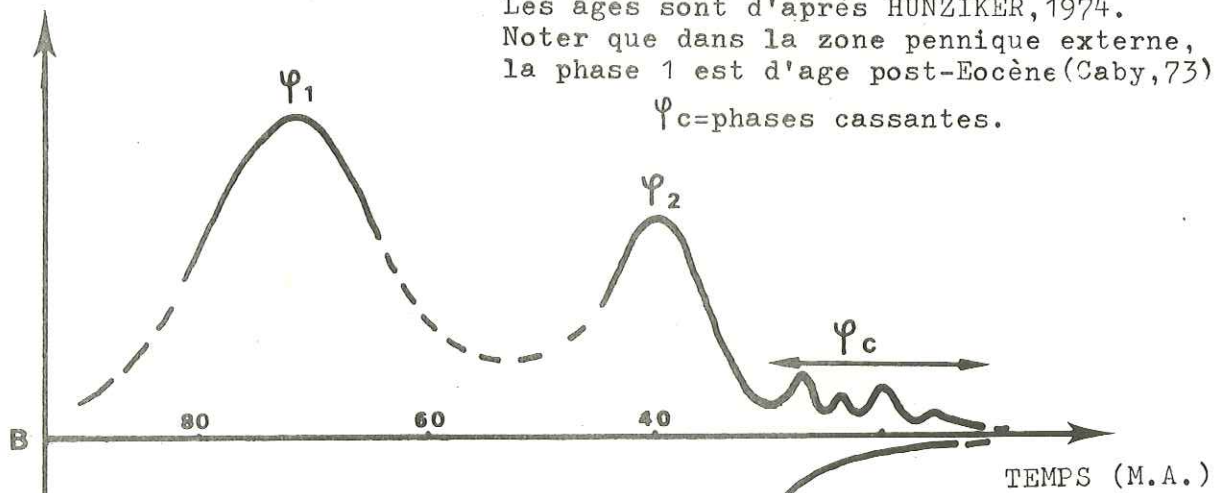
m.e.=facies éclogitique

Les ages sont d'après HUNZIKER, 1974.

Noter que dans la zone pennique externe,
la phase 1 est d'age post-Eocène (Caby, 73)

ψ_c =phases cassantes.

Intensité de déformation



Intensité du métamorphisme

Ce dernier peut se transformer localement en clinozoïsite. La chlorite envahit les grenats alpins.

La genèse de minéraux du faciès schiste vert semble plutôt liée à des déformations tardives de la phase 2 à caractère plus ou moins cassant.

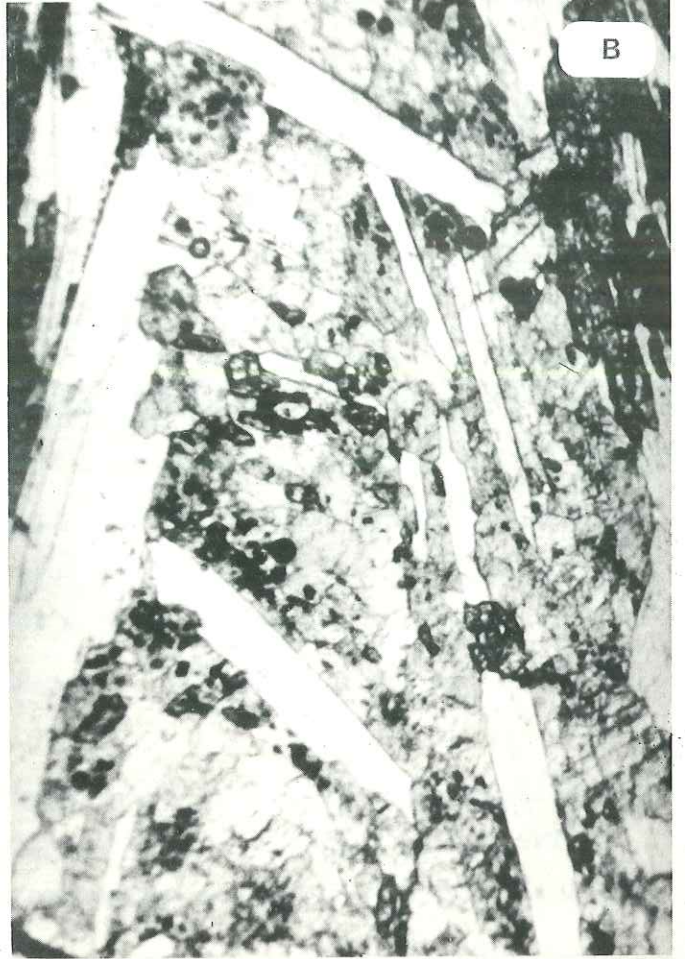
3. - Dans les roches granulitiques des klipptes du Val Vogna, la première paragénèse à sillimanite, biotite brune, grenat, feldspath et quartz est anté alpine (Dal Piaz et al., 1971). Cette paragénèse n'est bien conservée que vers le sommet de l'édifice, à la base vers le contact anormal, elle ne demeure qu'à l'état de reliques ou de fantômes souvent très difficiles à déterminer.

Les minéraux du faciès schiste vert ou schiste bleu qui rétroforme ces roches sont anté à synphase 2. Cependant, le glaucophane et quelques micas blancs (phengites) cristallisent en arc polygonaux dans les plis de cette phase (Fig. 42b).

FIG. 42. -

- A : Micropli de Phase 2 affectant des phengites dans un micaschiste éclogitique. Le sphène en arc polygonal souligne ce micropli.
- B : Grandes lattes de phengites mimétiques d'un pli P_2 dans une roche catalonaise rétro-morphosée dans le faciès schiste vert.
- C : Grand glaucophane tronçonné et légèrement plissé par la Phase 2. De l'actinote tardive se développe dans les fractures de ce glaucophane primaire.
- D : Glaucophane secondaire en arc polygonal dans un pli P_2 . Les phengites sont ici déformés.

(Chaque photo est prise en L.N., leur largeur représente environ 5 mm).



UN MODELE GEOPHYSIQUE* COMPATIBLE

AVEC LA GEOLOGIE DE TERRAIN

Grâce à la carte des anomalies de Bouguer (O. Vecchia, 1968) nous avons essayé d'obtenir un modèle géophysique qui puisse vérifier les observations géologiques données par les coupes des figures 3 et 14c.

Les anomalies étant cylindriques, nous avons rapporté notre étude à un modèle à deux dimensions.

L'anomalie régionale (obtenue grâce à la carte des anomalies Bouguer) retranchée à l'anomalie de Bouguer donne une anomalie dite résiduelle. Cette résiduelle tient compte uniquement des structures superficielles (jusqu'à moins 20 km).

Nous avons ensuite calculé l'influence créée par le modèle représentatif de la géologie régionale (Fig. 43). L'anomalie "M" induite par ce modèle doit se superposer le mieux possible à l'anomalie résiduelle "R".

Les courbes M et R de la figure ci-contre sont quasiment parallèles. Le modèle proposé satisfaisant la géologie de terrain (Fig. 3 et 14c) et la géophysique nous paraît donc fiable.

Le "corps d'Ivrea" de densité supérieure à 3 a une forme de "tête d'oiseau" comme l'indiquait déjà les modèles gravimétriques et sismiques de cette région des Alpes (symposium "Zone Ivrea - Verbano", 1968 ; Choudury et al., 1971 ; Giese et al., 1973). On peut donc voir que la zone Sesia flotte sur le corps d'Ivrea ; ceci confirme nos observations de terrain dans la région de Lanzo. La masse lourde repose elle-même sur les gneiss du Mont Rose.

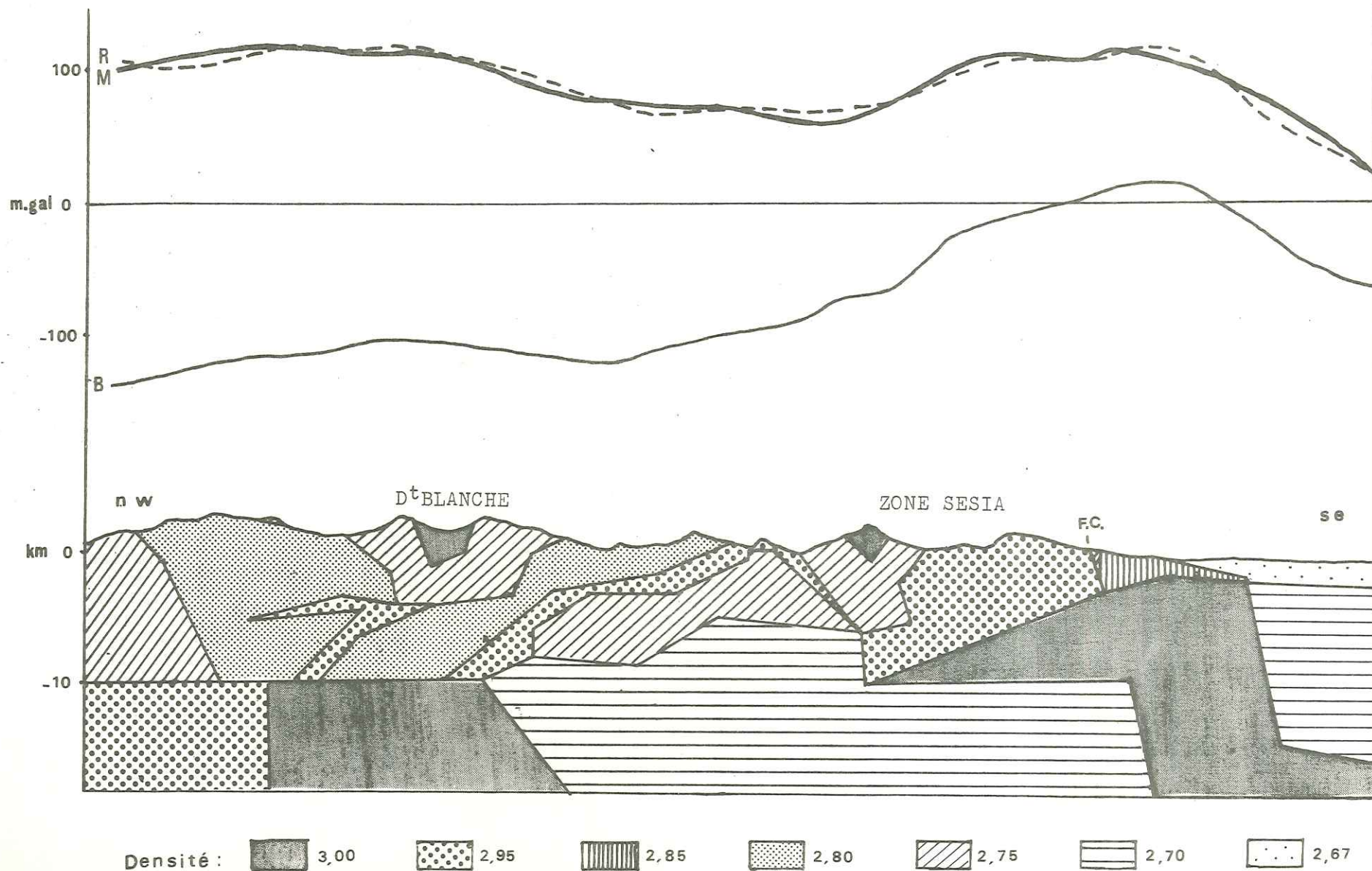
L'anomalie de Bouguer "B", étant, en valeur absolue, plus importante vers le NW que vers le SE, la pente générale vers le NW de l'anomalie régionale (non représentée sur la figure) indique un fort approfondissement du Moho dans cette direction. Ceci pourrait être en faveur d'un phénomène de subduction vers l'extérieur de la chaîne.

* Le modèle sur ordinateur a été effectué par F. Gauyau.

Fig. 43 MODELE GEOPHYSIQUE COMPATIBLE AVEC LA GEOLOGIE REGIONALE ET TESTE

POUR OBTENIR LA COURBE "M" OPTIMUM. R=Résiduelle; B=Bouguer.

(d'après F.GAUYAU, 1975)



CONCLUSION

La zone Sesia est constituée de matériel d'origine très diverse tel que sédiments, volcano-sédimentaire, roches basiques diverses, granites et granodiorites.

Des témoins structuraux et texturaux indiquent que ces roches ont subi d'importantes déformations anté-alpines.

Une première phase alpine de déformation et de métamorphisme responsable d'une foliation affecte ces roches différemment. Ainsi, nous avons pu distinguer deux zones où les conditions P et T sont différentes.

- A l'Ouest, des roches d'origine granitique, granodioritique et volcano-sédimentaire sont affectés par un métamorphisme de type schiste-vert.

- A l'Est, des roches à dominance volcano-sédimentaire comprenant des intercalations de marbre et de roches basiques ainsi que quelques masses de granodiorites sont plongés dans un métamorphisme de HP - BT.

La foliation syn-phase 1 est aussi responsable d'un important boudinage de la matière.

Des plis isoclinaux, métriques à décamétriques sont à rapporter à cette phase, leurs axes sont orientés à N.110. Les plans axiaux lorsqu'ils ne sont pas affectés par la phase 2 sont proches de l'horizontale. Les linéations minérales d'allongement sont parallèles aux axes b des plis P1.

Sur la zone des micaschistes éclogitiques, on trouve directement des roches du facies schiste vert elles-mêmes recouvertes par des roches granulitiques anté-alpines ; des contacts anormaux relativement plats séparent chaque unité. On est donc conduit à admettre des translations de grande ampleur postérieurement à la phase 1.

La phase 2 se traduit par d'importants cisaillements subhorizontaux le long des plans de la foliation F1. Une infinité de microplis cylindriques à plans axiaux proches de l'horizontale leur sont associés. Les axes

des plis P2, très dispersés par des phénomènes de disharmonie varient autour de N.065. Au cours de la phase 2 se produit une rétro-morphose dans le faciès schiste-vert, elle affecte essentiellement les roches de métamorphisme HP.

L'étude des plans de cisaillement et du sens de déversement apparent des plis P2 qui leur sont associés, permet de mettre en évidence des plis couchés ou en têtes plongeantes déversés vers le N.W.

L'étude de la microtectonique cassante tardive le long de la faille du Canavese a permis de définir :

- a - Une première phase de compression dirigée NE-SW ;
- b - Un épisode de distension (X = N.S.), qui paraît lié à la mise en place des massifs intrusifs de Biella et de Traversella datés à moins 30 M.A. ;
- c - Une deuxième phase de compression (Z = N.145) ;
- d - Une distension récente (X = N.140).

Classiquement considérée comme la racine verticale de la nappe de la Dent Blanche, puis de la nappe Emilius-Arolla (Dal Piaz et al., 1973), la zone Sesia doit au contraire être interprétée comme une nappe formée de plis couchés vers le Nord-Ouest édifiés postérieurement à la phase transversale majeure (Caby, Comes, 1975). Son autochtone relatif peut être constitué par les schistes lustrés piémontais ou par des roches ultrabasiqes comme le suggère la position structurale du massif de Lanzo qui à sa bordure Nord apparaît structurellement sous les gneiss Sesia. Une étude gravimétrique confirme cette hypothèse.

La géométrie des roches granulitiques du Val Vogna (IIDK) s'accorde plus avec une tête plongeante (analogue à celle de la Dent Blanche) qu'avec une synforme.

BIBLIOGRAPHIE

=====

- AHRENDT H., 1969.- Tertiärer Vulkanismus in der Canavese. Zone ? N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Hg, 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 Cuorné (Norditalien). Göttinger Arb. Geol. Paläont, 11.
- ARGAND E., 1916.- Sur l'arc des Alpes Occidentales. Eclog. Geol. Helv., 14, p. 145-191.
- ARTHAUD F., 1969.- Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bul. Soc. Geol. Fr, Vol. 7-XI, p. 729-737.
- ARTHAUD F., CHOUKROUNE P., 1972.- Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des micro-structures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate forme Nord-Aquitaine. Revue I.F.P., XXVII, 5, p. 715-732.
- BIANCHI A., DAL PIAZ G.B., 1963.- Gli inclusi di "micascisti eclogitici" della zona Sesia nella formazione porfiritica permiana della zona del Canavese fra Biella ed Oropa. Caratteristiche ed età dei fenomeni metamorfici. Giorn. Geol. Pra, 2, XXXI, p. 39-76.
- BOCQUET J., 1974.- Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes Françaises. Thèse Univ. Sci. Méd. Grenoble.

- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C., KRUMMENA-CHER D., 1974.- K/Ar and Rb/Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps. *Contrib. Min. Petr.* A7 p. 7-26.
- BORIANI A., SACCHI R., 1974.- The "Insubric" and other tectonic Lines in the Southern Alps. (NW Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 13, p. 1-11.
- BOSELLINI A., HSU K.J., 1973.- Mediterranean plate tectonics and triassic palaeogeography. *Nature*, 244, 54 12, p. 144-146.
- CABY R., 1973.- Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. *Bul. Soc. Géol. Fr.* (7), XV, 5-6, p. 624-634.
- CABY R., 1974.- Subduction and orogeny during the main alpine and the late alpine phases. *Europ. Geophys. Soc.*, 12, Trieste.
- CABY R., 1974.- Gneiss permocarbonifères d'origine granitique et volcanique dans la zone houillère et la zone du Grand Saint Bernard en Val d'Aoste (Italie). *Géol. Alp.*, 50, p. 39-44.
- CABY R., COMES J., 1974.- Alpine deformation in the Sesia zone. *Europ. Geophys. Soc.*, 12, Trieste.
- CABY R., COMES J., 1975.- Déformations alpines polyphasées dans la zone Sesia en Val d'Aoste. *C.R. Acad. Sc.*, 280, D, p. 415-418.
- CARON J.M., 1973.- Les glissements synschisteux dans les schistes lustrés piémontais (Alpes Cottiennes sept. France et Italie) : leurs liaisons avec les rétrocharriages. *Scien. Géol. Bull. Strasbourg*, 26, 2-3, p. 259-278.

- CARON J.M., 1974.- Les glissements synschisteux, reflets dans les schistes lustrés de mouvements de socle ? (exemple dans les Alpes Cottiennes sept., France et Italie). Géol. Alp., 50, p. 45-55.
- CARON J.M., SALLOT P., 1969.- Nouveaux gisements de lawsonite et de jadéite dans les Alpes franco-italiennes.
C.R. Acad. Sci., 268, D, p. 3153-3156.
- CARON J.M., SCHUMACHER F., TRICART P., 1973.- Chronologie et évolution longitudinale des structures dans les schistes lustrés piémontais des Alpes Cottiennes (France et Italie). Scien. Géol. Bull. Strasbourg, 26, 2-3, p. 245-258.
- CARRARO F., 1966.- Scoperta di una serie carbonifera di copertura degli gneiss. Sesia. Boll. Soc. Géol. Ital., 85, p. 241-252.
- CARRARO F., CHARRIER G., 1972.- Palaeontological evidence for the late-carboniferous age of the volcano-detritical cover of the "micascisti eclogitici" (Sesia Lanzo zone, western Alps). Boll. Soc. Geol. Ital., 91, p. 185-194.
- CARRARO F., DAL PIAZ G.V., SACCHI R., 1970.- Serie di Valpelline e II Zona Diorito-Kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente della Zona Ivrea-Verbano. Soc. Geol, Ital., 9, p. 197-224.
- CHADWICK B., 1968.- Deformation and metamorphism in the Lukmanier region, Central Switzerland. Geol. Soc. Amer. Bul., 79, p. 1123-1150.
- CHOUDHURY M., GIESE P., DE VISINTINI G., 1971.- Crustal structure of the Alps : Some general features from explosion seismology. Bol. Geofisica. Teor. Appl., 13, 51-52, p. 211-240.
- COMPAGNONI R., MAFFEO B., 1973.- Jadeite-bearing metagranites l.s. and related rocks in the mount Mucrone area (Sesia-Lanzo zone, Western Italian Alps). Schw. Min. Petr. Mitt., 53/3, p. 355-378.

DAL PIAZ G.V., 1964.- La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Val Sesia e la Val Tournanche ed i suoi rapporti strutturali con il ricoprimento Monte Rosa e con la Zona Sesia-Lanzo. Ist. Geol. CNR. Torino, 12, p. 67-104.

DAL PIAZ G.V., 1971.- Nuovi ritrovamenti di cianite alpina nel cristallino antico del Monte Rosa. Rend. Soc. Ital. Min. Petr., 27, p. 437-477.

DAL PIAZ G.V., 1974.- Le métamorphisme de HP et BT dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique. 1° partie : Bol. Soc. Geol. Ital., 93, p. 437-468. 2° partie : Schw. Min. Petr. Mitt., 54, 213, p. 399-424.

DAL PIAZ G.V., GOSSO G., MARTINOTTI G., 1971.- La II Zona diorito-kinzigitica tra la Val Sesia et la Valle d'Ayas. Mem. Soc. Geol. Ital., 10, p. 257-276.

DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., 1970.- Tertiärer Vulkanismus in der Canavese. Zone ? Eine Replik. N. Jb, Geol. Pal. Mh, p. 581-584.

DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., MARTINOTTI G., 1972.- La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi Nordoccidentali interne. Mem. Soc. Geol. It., 11, p. 433-466.

DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., MARTINOTTI G., 1973.- Excursion to the Sesia Zone of the Schweiz Mineralogische und Petrographische Gesellschaft. Schw. Min. Petr. Mitt., 53/3, p. 477-490.

DAL PIAZ G.V., NERVO R., 1971.- Il lembo di ricoprimento del Glacier-Rafray (Dent Blanche l.s.). Boll. Soc. Geol. Ital., 90, p. 401-414.

DAL PIAZ G.V., SACCHI R., 1969.- Osservazioni geologiche sul Lembo di ricoprimento del Pillonet (Dent Blanche s.l.). Mem. Soc. Geol. It., 8, p. 835-846.

- DEBELMAS J., 1972.- A propos de quelques hypothèses récentes sur la genèse de l'arc Alpino-apenninique, Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., 14, 3, p. 229-244.
- DEBELMAS J., LEMOINE M., 1964.- La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. Infor. Sci., 1, p. 133.
- DEWEY J.F., PITWAY III W.C., RYAN W.B., BONNIN J., 1973.- Plate tectonics and the evolution of the alpine system. Geol. Soc. Amer. Bul., 84, p. 3137-3180.
- DIEHL E.A., MASSON R., STUTZ A.H., 1952.- Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 17, p. 1-68.
- ELTER G., 1971.- Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. Geol. Alp., 47, p. 147-169.
- ELTER P., PERTUSATI P., 1973.- Considerazione sul Limite alpi-appennico e sulle sue relazioni con l'arco delle alpi occidentali. Mem. Soc. Geol. It., 12, 4, p. 359-375.
- ERNST W.G., 1971.- Do mineral parageneses reflect unusually high pressure conditions of Franciscan metamorphism? Am. Jour. Sc., 20, p. 81-108.
- ERNST W.G., 1971.- Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps, Cont. Min. Petr., 34, p. 43-59.
- ERNST W.G., 1973.- Blueschist metamorphism and P.T. regimes in active subduction zones. Tectonoph., 17, p. 255-272.

- FREY M., HUNZIKER J.C., FRANCK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JAGER E., NIGGLI E., 1974.- Alpine metamorphism of the Alps. A review. Schw. Min. Petr. Mitt., 54, 213, p. 247-290.
- GAUYAU F., 1975.- Essai d'interprétation gravimétrique entre Martigny et Biella (Alpes Occidentales). Travaux inédits C.G.G. Montpellier.
- GERLACH H., 1869.- Die penninische Alpen. Beiträge zur geologie der Schweiz. Mem. Soc. Helv. Sc. Nat., 23, 27, p. 132.
- GHOSH S.H., 1974.- Strain distribution in superposed buckling folds and the problem of reorientation of early lineation. Tectonoph., 21, p. 249-272.
- GIESE P., GUNTHER, REUTTER, 1968.- Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins. Z. Deutsch. Geol. Ges., 120.
- GIESE P., MORELLI C., STEINMETZ L., 1973.- Main features of crustal structure in Western and Southern Europe based on data of explosion seismology. Tectonoph., 20, p. 367-379.
- GRACIAMSKY DE P.C., LEMOINE M., SALLOT P., 1971.- Remarques sur la présence de minéraux et de paragenèses du métamorphisme alpin dans les galets de conglomérat Oligocène du synclinal de Barrême. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 272, p. 3243-3245.
- GRAESER S., HUNZIKER J.C., 1968.- Rb. Sr. und Pb. Isotopen. Bestimmungen an Gesteinen und Mineralien Ivrea-Zone. Schw. Min. Petr. Mitt, 48, 1.

- HSU K.J., 1971.- Origin of the Alps and Western Mediterranean. *Nature*, 233, 5314.
- HUNZIKER J.C., 1974.- Rb/Sr and K/Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padoua*, 31.
- ISLER A., ZINGG A., 1974.- Geologie der Sesia Zone zwischen Rimella und der Valle Anzasca (Norditalien) *Sch. Min. Petr. Mitt.*, 154, 2/3, p. 81-96.
- JAGER E. et al., 1967.- Rb/Sr Altersbestimmungen an glimmer der Zentralalpen. *Beitr. Geol. Karte. Schw., N.F.*, 134, 20.
- KIENAST J.R., 1973.- Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble "schistes lustrés - ophiolites" du Val d'Aoste ; quelques arguments sur l'étude des roches métamorphiques. *C.R. Acad. Sci. D.* 276, p. 2621-2624.
- KIENAST J.R., VELDE R., 1970.- Le métamorphisme alpin dans les Alpes Franco-Italiennes ; mise en évidence d'un gradient température et pression. *C.R. Acad. Sc. D.* 271, p. 637-640.
- LATTARD D., 1974.- Les roches du facies schiste vert dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes Italiennes). Thèse 3e cycle. Paris VI.
- LAUBSCHER H.P., 1971.- The large scale kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines and its palinspastic implications.
- LAUBSCHER H.P., 1974.- Evoluzione e struttura delle Alpi. *Le Scienze*. 72., p. 48-59.
- LIEBEAUX CL., 1975.- Caractères généraux des roches du facies éclogitique de la zone Sesia-Lanzo (Alpes Italiennes). Thèse 3e cycle. Paris VI.

MAC DOWELL F.W., SCHMIDT R., 1968.- K/Ar age from the Valle d'Ossola section of the Ivrea-Verbano Zone (Northern Italy). Schw. Min. Petr. Mitt. 48.1.

MATTAUER M., 1973.- Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann Edit. Paris.

MICHEL R., 1953.- Les schistes cristallins du Massif du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes Franco-Italiennes). Thèse. Sci. Terre. Nancy 1.3-4.

MILNES A.G., 1969.- On the orogenic history of the Central Alps. Jour. Geology. 77, p. 108-112.

MOORES E.M., VINE F.J., 1973.- The Trodos Massif Cyprus, and other ophiolites as oceanic crust evolution and application. Phil. Trans. Roy. Soc. London A. 268, 443.

NICOLAS A., 1966.- Le complexe ophiolites-schistes lustrés entre Dora Maïra et Grand Paradis (Alpes piémontaises) Tectonique et métamorphisme. Thèse 2. Nantes.

NICOLAS A., 1968.- Relations structurales entre le massif ultrabasique de Lanzo, ses satellites et la zone de Sesia-Lanzo. Bull. Suis. Min. Petr. 48.1.

NICOLAS A., 1969.- Tectonique et métamorphisme dans les Stura di Lanzo (Alpes piémontaises). Bul. Suis. Min. Pet. 49.2.

NICOLAS A., 1974.- Mise en place des péridotites de Lanzo (Alpes Piémontaises). Relation avec tectonique et métamorphisme alpin. Conséquences géodynamiques. Bul. Suis. Min. Petr. 54. 2/3, p. 449-460.

NICOLAS A., JACKSON E.D., 1972.- Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée : Implications géotectoniques. Bull. Suis. Min. Petr. 52/3.

- NIGGLI E., 1970.- Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. Fort. Min. Stuttgart 47.1, p. 16-26.
- NIGGLI E., NIGGLI C.R., 1965.- Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit.). Eclog. Geol. Helv. 58, p. 335-368.
- OXBURGH E.R., 1972.- Flake tectonics and continental collision. Nature 239. 5369.
- PEYRONEL PAGLIANI G., BORIANI A., 1961.- Miloniti e cataclasiti al limite fra "Zona Dioritico-Kinzigitica" e "Zona Strona Orientale" nella bassa Val d'Ossola e loro significato tettonico. Istit. Min. Milano, p. 137-156.
- PORADA H., 1966.- Zur tektonik der Ivrea-Zone. Nach. Akad. Wiss. Gottingen. 2. Mathem. Phys. Kel. 2, p. 1-17.
- PROUST F., TAPPONNIER P., PETIT J.P., 1974.- Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. Réunion. An. Sci. Terre. Nancy.
- RAST N., 1965.- Nucleation and growth of metamorphic minerals in controls of metamorphism. Eds. Pitcher and Flinn. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- REINHARDT B., 1966.- Geologie und Petrographie der Monte Rosa Zone, der Sesia Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana. Schur. Min. Petr. Mitt. 46, p. 553-678.
- ROEDER D.H., 1973.- Subduction and Orogeny. Jour. Geophys. Res. 78.23. p. 5005-5024.

SACCHI R., PIOVANO V., 1974.- Pieghe minori nella Serie del Canavese a Levone (TO)
Atri. Acad. Sc. Torino. 108., p. 1-6.

SALIOT P., 1973.- Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes fran-
çaises. Répartition et signification.
C.R. Acad. Sci. Paris. E. 279, p. 3081-3084.

SCHEURING B., AHRENDT H., HUNZIKER J.C., ZINGG A., 1974.- Paleobotanical
and geochronological evidence for the Alpine age of the metamorphism
in the Sesia Zone. Geol. Rund. 63, p. 305-326.

SPRY A., 1969.- Metamorphic textures. Pergamon Press. Oxford.

STURANI C., 1973.- Considerazioni sui rapporti tra appennino settentrionale
ed Alpi occidentali. Acc. Naz. Lincei. Roma. 183, p. 119-142.

Symposium "Zone Ivrea-Verbanò". Schw. Min. Petr. Mitt. 48-1-1968.

TRICART P., 1973.- Tectoniques superposées dans les calcschistes piémontais
du Haut Cristillan. (Queyras, Alpes franco-italiennes).
C.R. Acad. Sci. Paris. D. 276, p. 705-708.

TRUMPY R., 1973.- L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes Centrales :
interprétation des données stratigraphiques et tectoniques. Eclo.
Geol. Helv. 66.1.p. 1 à 10.

TRUMPY R., 1975.- Penninic Austroalpine boundary in the Swiss Alp : A presumed
former continental margin and its problems. Am. Jour. Sci. 275. A.
p. 209-238.

VECCHIA O., 1968.- La zone Cuneo-Ivrea-Locarno, élément fondamental des
Alpes. Geophysique et géologie. Schw. Min. Petr. Mitt. 48.1.

VELDE B., KIENAST J.R., 1973.- Zonéographie du métamorphisme de la zone Sesia.
Lanzo : Etude des omphacites et grenats des micaschistes éclogitiques
à la microsonde électrique.
C.R. Acad. Sci. Paris. 276. D. p. 1801-1804.

VIALON P., 1966.- Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira. (Alpes
Cottiennes internes. Italie). Thèse Grenoble.

VIALON P., 1974.- Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné.
Bul. Suisse. Min. Pétr. 54.23.

VITERBO C., BLACKBURN C., 1968.- The eclogitic rocks of the "eclogitic micas-
chists formation" Sesia Lanzo Zone. Mem. Inst. Geol. Min. Padova. 28.

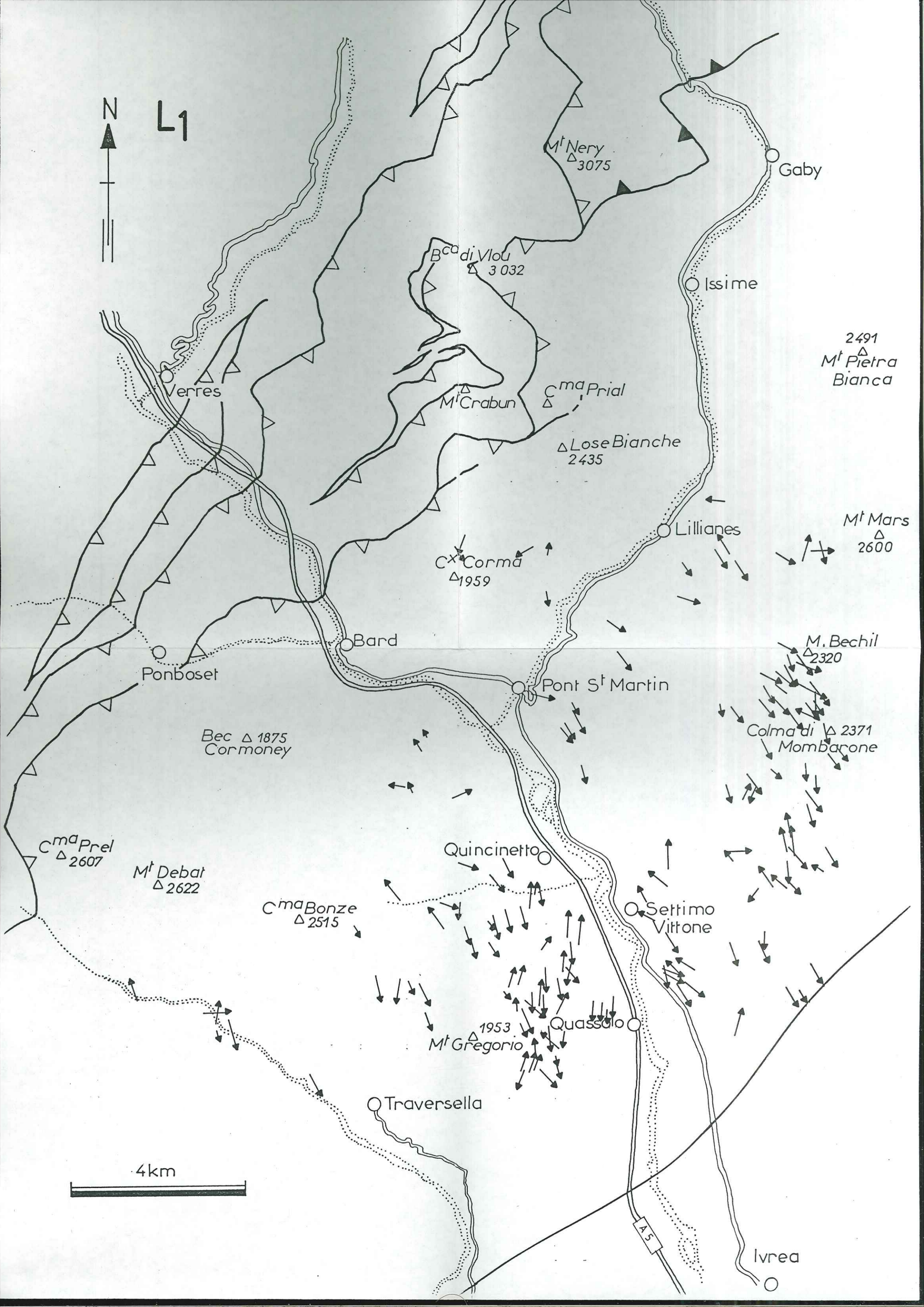
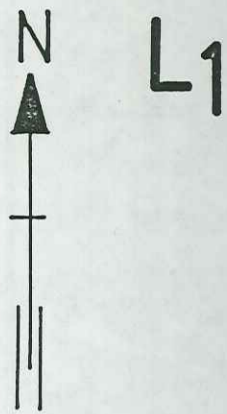
WOOD D.S., 1973.- Patterns and magnitudes of natural strain in rocks. Phil.
Trans. R. Soc. London. A. 274. 373.

ZWART H.J., 1960.- Relations between folding and metamorphism in the central
Pyrenées. Geol. Mijnb. 39. 163.

-:-:-:-:-

-:-:-:-

-:-:-



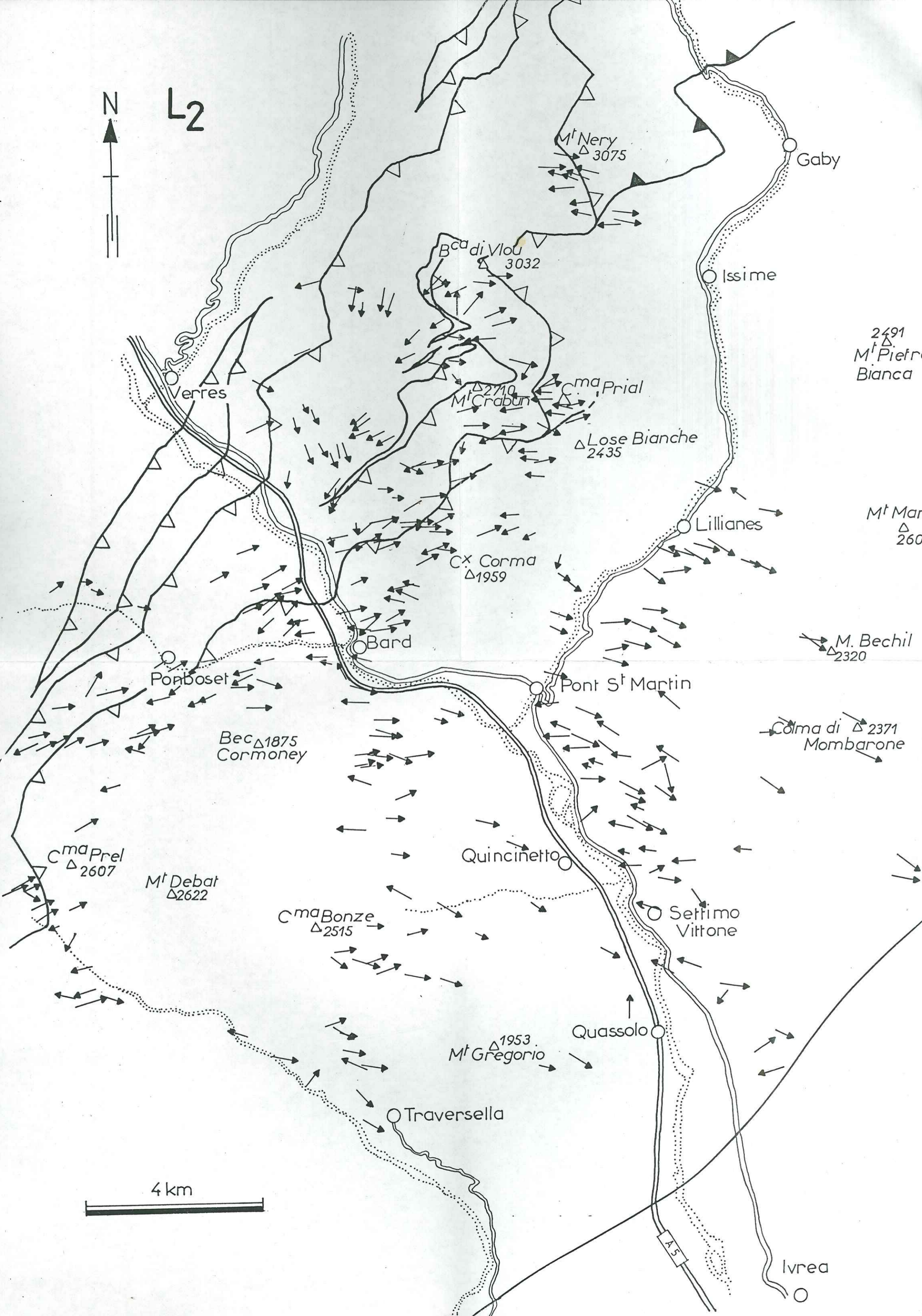
4km

A5

Ivrea



L2

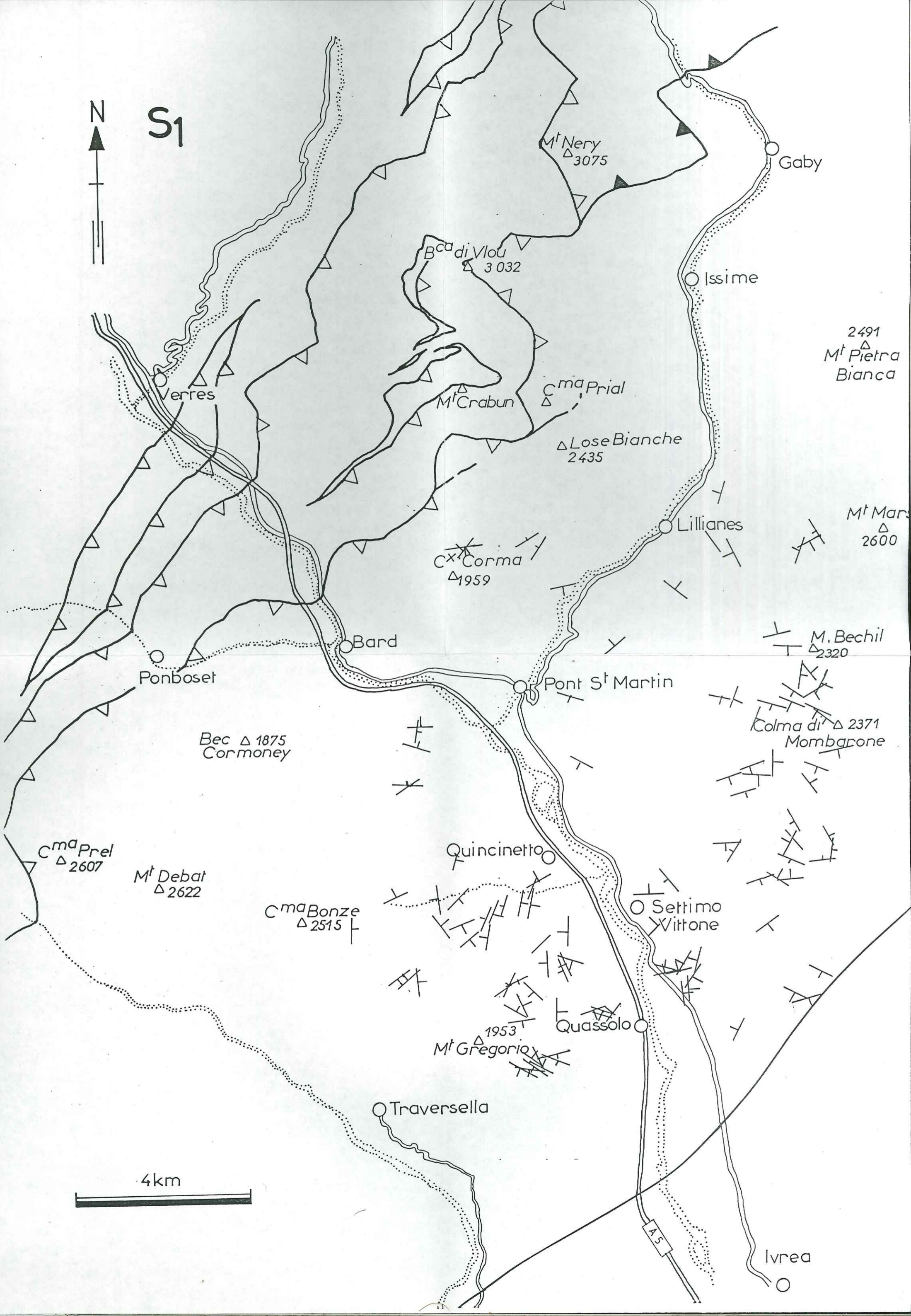


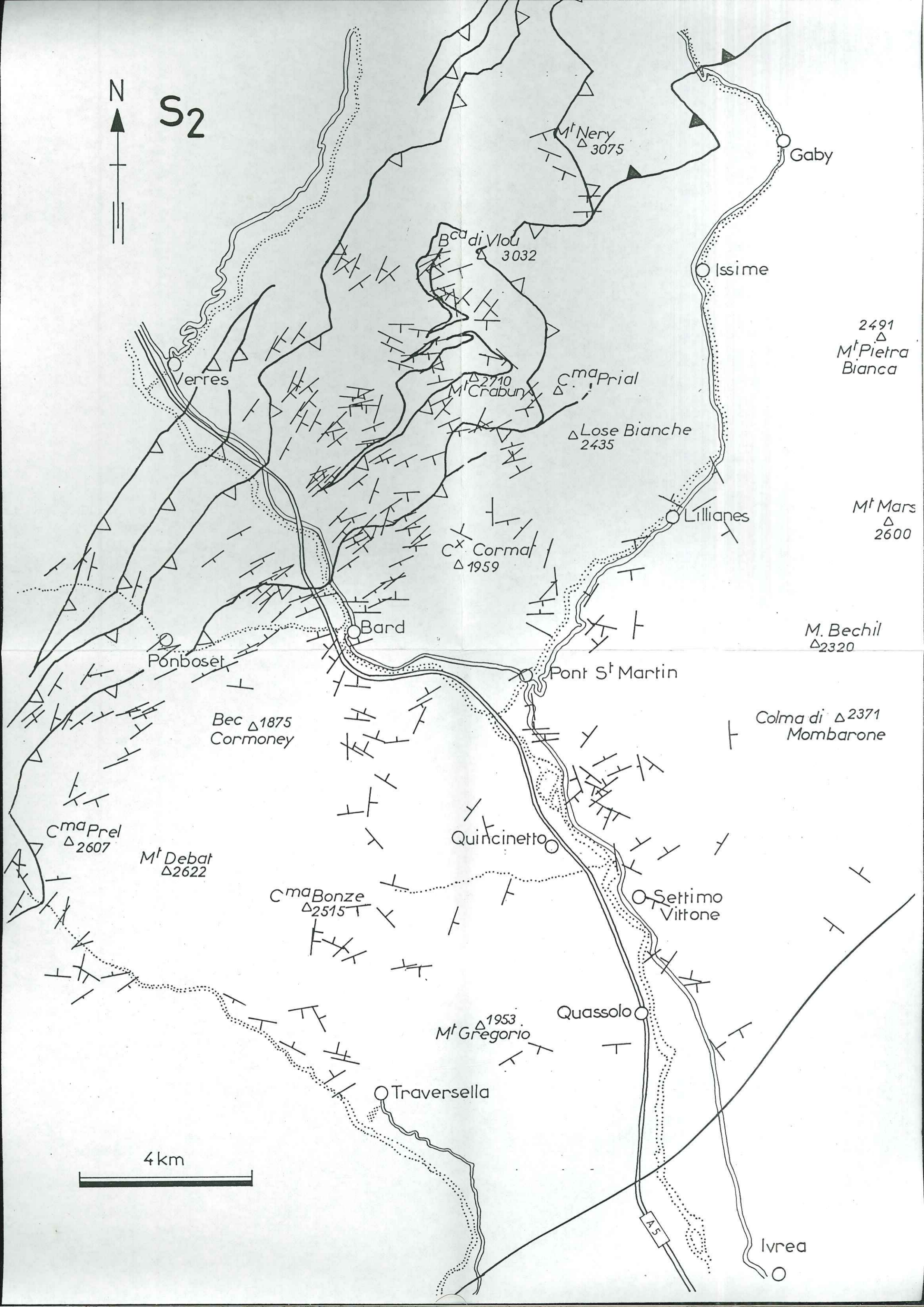
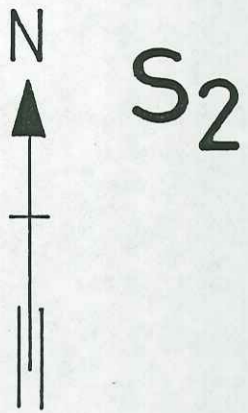
4 km





S1





S2

Mt Nery
△ 3075

Bca di Vlou
△ 3032

Mt Crabun
△ 2710

Cma Prial
△

Lose Bianche
△ 2435

Cx Cormat
△ 1959

2491
△
Mt Pietra
Bianca

Mt Mars
△
2600

M. Bechil
△ 2320

Colma di
△ 2371
Mombarone

Bec △ 1875
Cormoney

Cma Prel
△ 2607

Mt Debat
△ 2622

Cma Bonze
△ 2515

1953
Mt Gregorio

Traversella

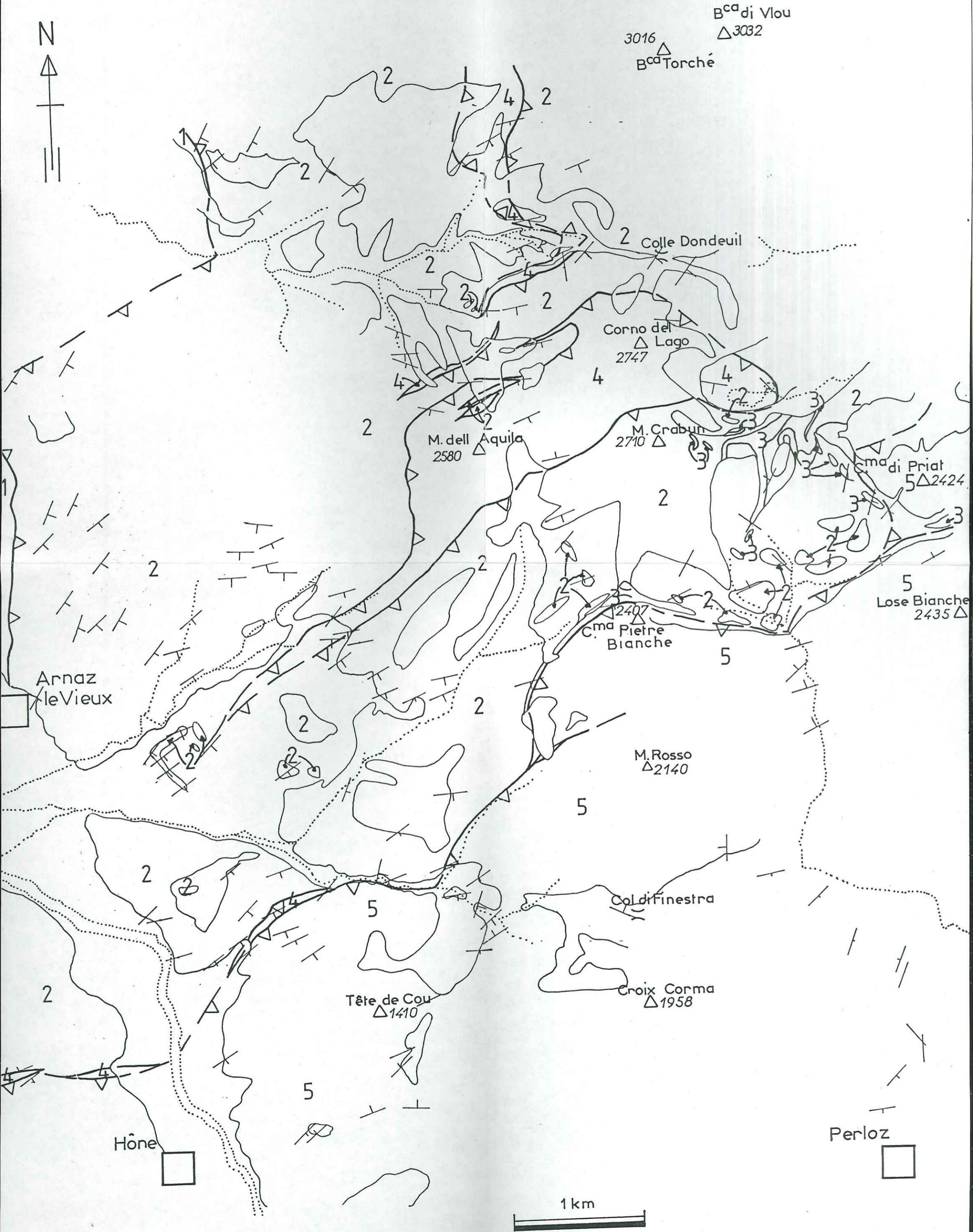
Quassolo

A5

Ivrea

4 km

CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIEE



LEGENDE DE LA CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE

- Unité du Combin

1

- Unité des "Gneiss minuti"

2

Gneiss "minuti"

3

Marbres

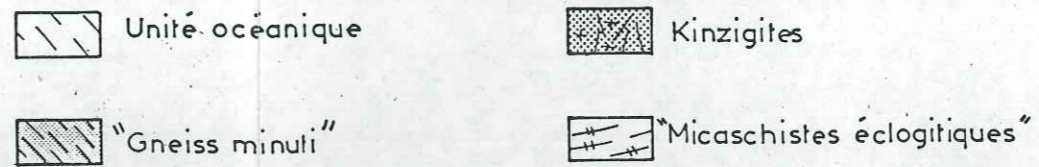
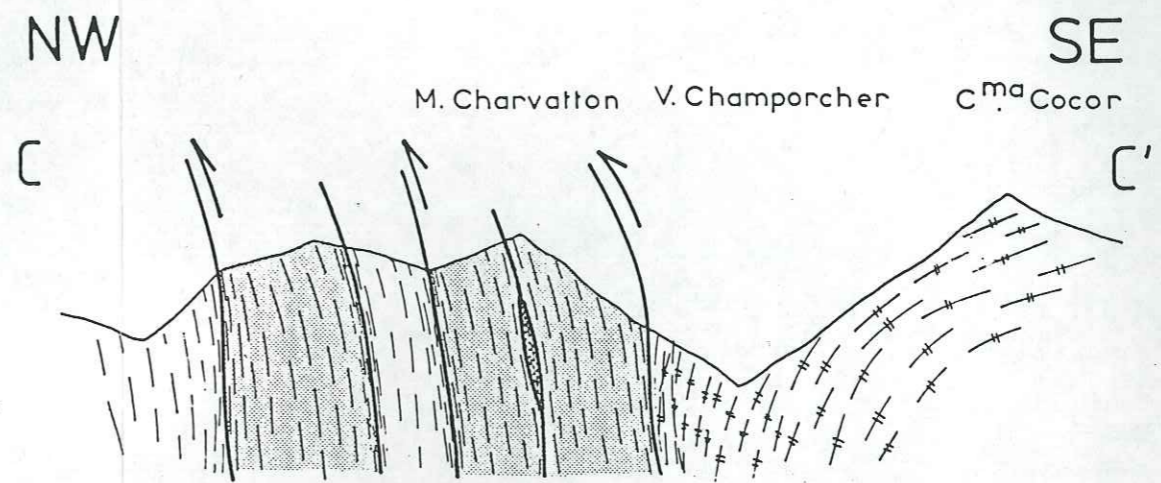
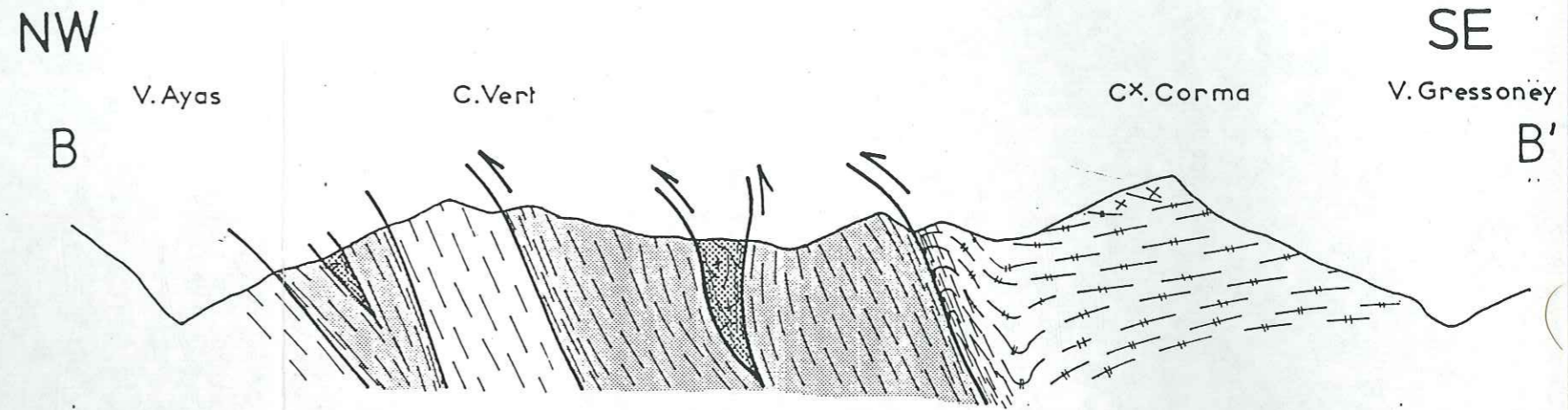
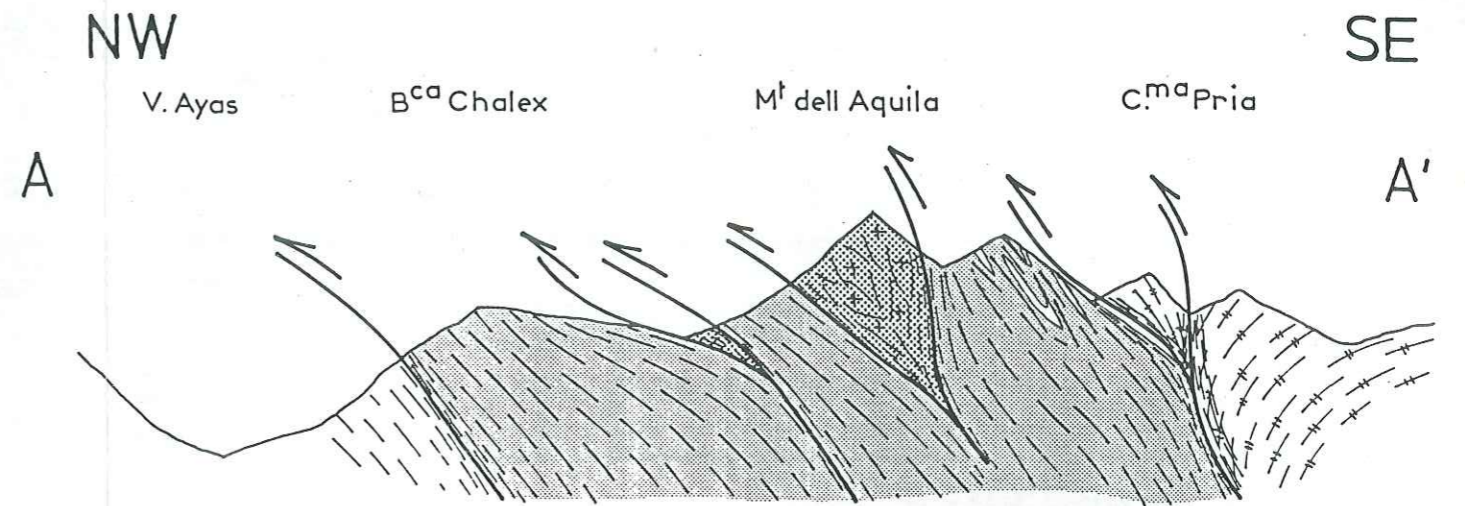
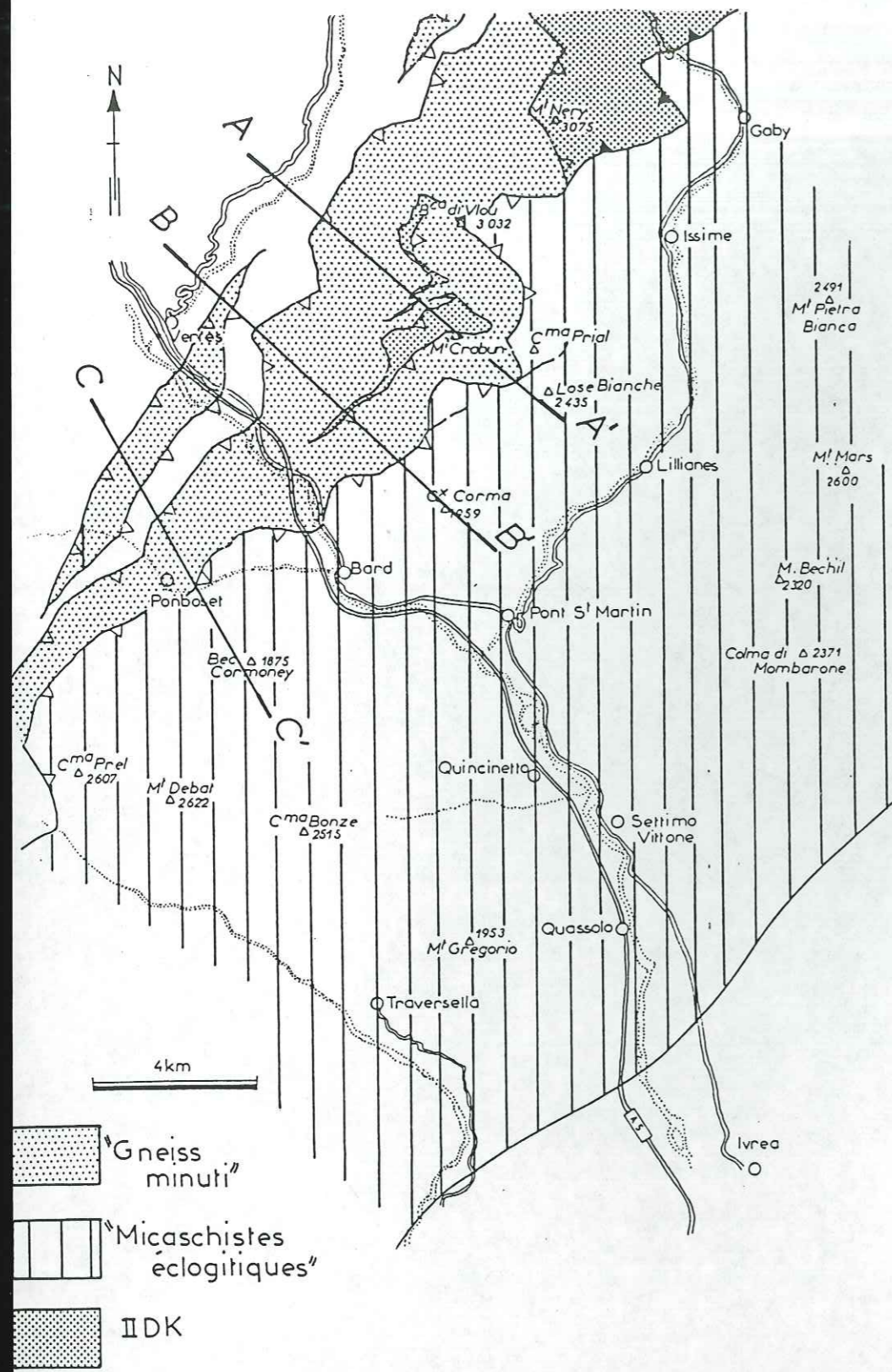
- Lithologies à fréquentes reliques antéalpines

4

métapélites (kinzigites), metabasites, pegmatoïdes et marbres

- Unité des "micaschistes éclogitiques"

5










CARTE GEOLOGIQUE de la ZONE SESIA

en VAL d'AOSTE.

N

5 Km.

-  GNEISS ALBITIQUES
-  MICASCHISTES ECLOGITIQUES
(boudins de marbre) ZONE SESIA
-  GRANULITES DU VAL VOGNA (au Nord)
ZONE D'IVREA (au Sud)
-  GNEISS DU MONT ROSE
-  SCHISTES LUSTRES ET OPHIOLITES
-  ZONE DU CANAVESE
-  DIORITE DE TRAVERSELLA
métamorphisme de contact

