Géologie du massif de la Saulire (Briançonnais, Vanoise)

Jean-Paul Gachelin

▶ **To cite this version:**

Jean-Paul Gachelin. Géologie du massif de la Saulire (Briançonnais, Vanoise). Stratigraphie. 1985. dumas-01981544

HAL Id: dumas-01981544

https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-01981544

Submitted on 15 Jan 2019

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.

MEMOIRE

présenté à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

pour obtenir le

DIPLOME D'ETUDES APPROFONDIES

en

GEOLOGIE APPLIQUEE

GEOLOGIE DYNAMIQUE ET PRATIQUE

GEOLOGIE DU MASSIF DE LA SAULIRE

(BRIANÇONNAIS EXTERNE, VANOISE)

par **Jean-Paul GACHELIN**

presente le 26 juin 1985 devant la commission d'examen

MEMOIRE

présenté à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

pour obtenir le

DIPLOME D'ETUDES APPROFONDIES

en

GEOLOGIE APPLIQUEE

GEOLOGIE DYNAMIQUE ET PRATIQUE

GEOLOGIE DU MASSIF DE LA SAULIRE

(BRIANÇONNAIS EXTERNE, VANOISE)

par **Jean-Paul GACHELIN**

presente le 26 juin 1985 devant la commission d'examen

RÉSUMÉ

Le terrain étudié se situe en Vanoise occidentale (bord interne de la zone houillère), entre les vallées de Meribel et Courchevel. La série stratigraphique y est caractérisée par une épaisse assise paléozoïque (Westphalien D Permien) à Werfénienne : la série siliceuse, sur laquelle repose une couverture calcaréo-dolomitique triasique la série carbonatée.

- Lithostratigraphie :

  1. la série siliceuse est schistogréseuse et conglomératique. Elle est peu déformée et peu métamorphique ;
  2. la série carbonatée est divisée en 6 séquences, regroupées en deux cycles sédimentaires : le cycle I, limité à l'Anisien et le cycle II, entièrement contenu dans le Ladinien.

- Les gneiss du Sapey : Ce sont des gneiss oeillés et micaschistes, intercalés au sein de la série siliceuse. Ils apparaissent comme une nappe de charriage de matériel de socle anténamurien, mise en place durant la phase saalienne.

- Tectonique alpine : Elle est caractérisée par un décollement de la couverture carbonatée suivie de trois phase de plissement : une phase ayant engendré des plis couchés d'axe EW, à vergence nord probable (D_1) ; une phase ayant engendré des plis méridiens déversés à l'Est (D_2), et une phase ayant engendré de grands plis droits d'axe EW (D_3).

ABSTRACT

The studied area is in western Vanoise (internal edge of the colliery zone) between the Meribel and Courchevel's valleys. The stratigraphy is characterized here by thick paleozoic and werfenian series (Westphalian D, Werfenian) : the siliceous series : Upon them lays a calcareo-dolomitic cover (here only Anisian and Ladinian) : the carbonaceous series.

- Lithostratigraphy : The siliceous series are composed of schists, sandstones and conglomerates. They are not much deformed and slightly metamorphic.

  The carbonaceous series are parted in 6 sequences, grouped in two sedimentary cycles. The first is equivalent to Anisian, and the second is completely holded in Ladinian.

- The Sapey gneiss : They are augen gneiss and micaschists intercalated in the siliceous series. They look like a thrust sheet of antenamurian rocks, drifted during the saalian phase.

- The alpine tectonics : They are characterized by a parting of the carbonaceous cover, followed by three folding phases : D_1 phases, recumbent folds with a WE axis ; D_2 phase, overturned folds with a NS axis and D_3 phase, up right folds with a WE axis.

AVANT PROPOS

Avant de clore ce mémoire, je tiens à remercier tous ceux qui ont participé à sa réalisation.

Monsieur le Professeur J.F. Raoult, qui a accepté de m'accueillir dans son laboratoire et a su m'accorder sa confiance.

Monsieur le Professeur J. Fabre, dont j'ai pu apprécier la chaleureuse hospitalité et la parfaite connaissance de la zone houillère.

Monsieur le Professeur J. Paquet, pour ses conseils.

Madame J. Desmons et Monsieur J.Schade, qui m'ont consacré quelques jours dans les Alpes.

John Terry, pour son aide en pétrographie et pour son amitié.

François Guillot et Bruno Broudoux, pour leur disponibilité.

Bernard Datcharry, pour son accueil.

Didier Dupont, mon camarade de travail et tous les autres, de Vanoise ou de Lille, géologues ou non, qui m'ont aidé par leurs connaissances, ou simplement par leur présence.

Je tiens également tout particulièrement à remercier Madame E. Hanton, bien sûr pour la dactylographie de ce mémoire, mais surtout pour sa gentillesse.

CHAPITRE I : INTRODUCTION

Le but de ce travail a été une analyse lithostratigraphique et structurale d'un chaînon de Vanoise, avec une cartographie à 1/10 000, en vue de la réalisation de la feuille de Moûtiers à 1/50 000. La campagne de terrain, réalisée entre le 7 juillet et le 14 septembre 1984, a bénéficié d'une subvention du Parc National de la Vanoise.

I. CADRE GÉOGRAPHIQUE.

Situé au coeur de la Savoie, le terrain étudié montre les principaux aspects des Alpes de cette fin du 20e siècle :

- quelques petits villages dont l'économie pastorale traditionnelle tend à disparaître pour être remplacée par le tourisme ;
- deux grandes stations de sports d'hiver, Méribel et Courchevel, converties en juillet-août en "stations de sports d'été" ;
- une montagne modelée au bulldozer et à la dynamite pour le bien être des skieurs ;
- et heureusement, les espaces encore sauvages du Parc National de la Vanoise où l'on est heureux de réaliser enfin que sur les pentes, il ne pousse pas que des téléphériques.

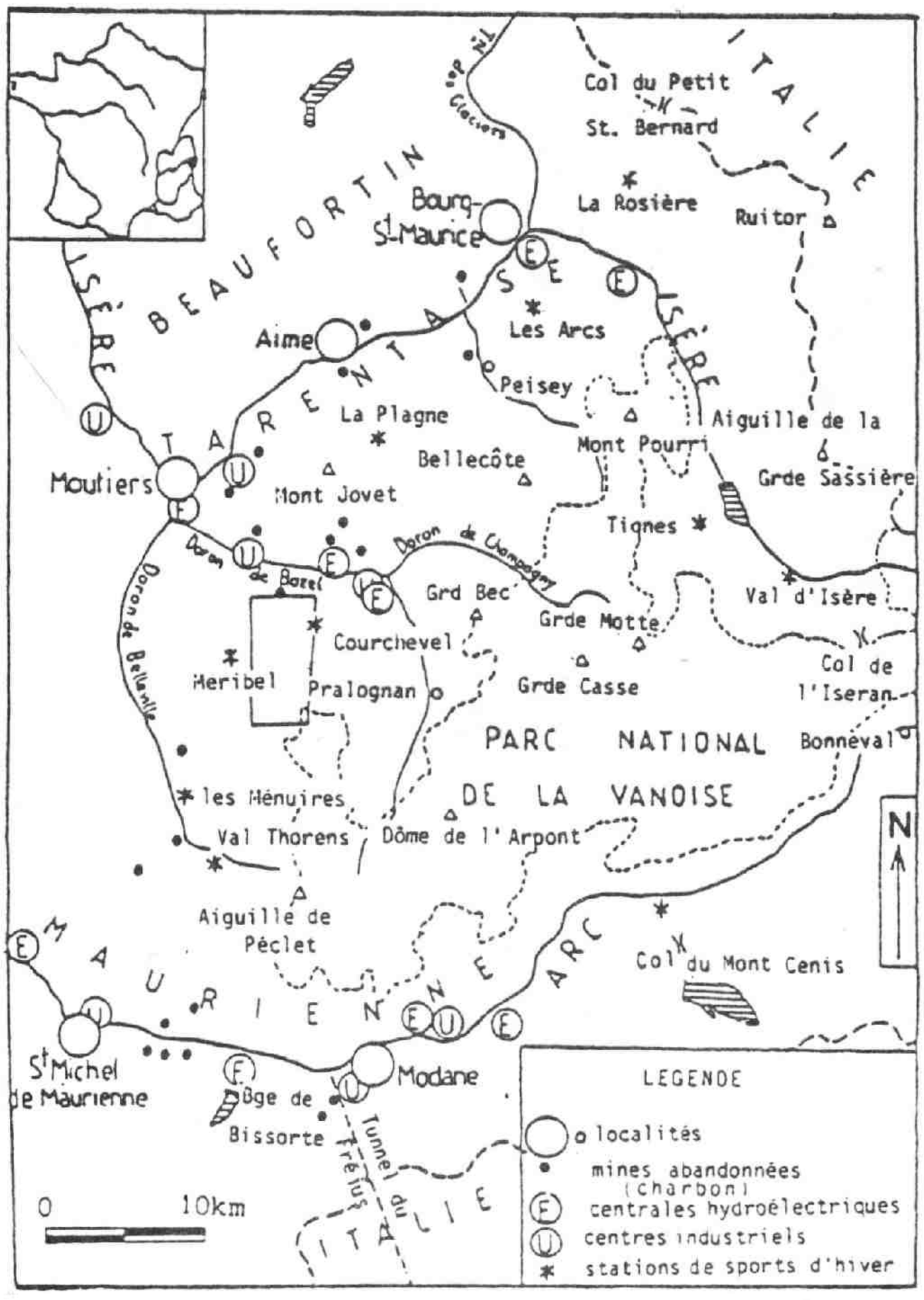


fig. 1 -Cadre géographique

encadré:localisation du secteur étudié

Cet aspect multiforme des habitats et des paysages s'explique par une localisation particulière : le terrain étudié se trouve au coeur du domaine skiable des Trois Vallées. Il est bordé à l'Est par la vallée de Courchevel, à l'Ouest par la vallée de Méribel, au Nord par le rocher de la Loze et les pentes sur lesquelles se trouve le village du Praz, et au Sud par l'Aiguille du Fruit, qui se situe dans le Parc (fig. 1).

II. CADRE GÉOLOGIQUE - LES TRAVAUX ANTÉRIEURS.

Dans les Alpes franco-italiennes, la zone briançonnaise occupe une position médiane. Elle est divisée en deux sous-zones distinctes : à l'Ouest la zone houillère, ou zone briançonnaise externe et à l'Est la zone Vanoise-Ambin, ou zone briançonnaise interne (fig. 2). Ces deux zones sont séparées par un accident chevauchant ou vertical, l'accident Modane-Chavière, à vergence ouest au Nord et est au Sud (F. Ellenberger, 1966). Le Paléozoïque de la zone Vanoise-Ambin est plus métamorphique que celui de la zone houillère. La couverture mésozoïque de ces deux zones présente dans l'ensemble le même contenu lithostratigraphique (E. Jaillard, 1984). Le terrain étudié se situe au bord interne de la zone houillère (fig. 3).

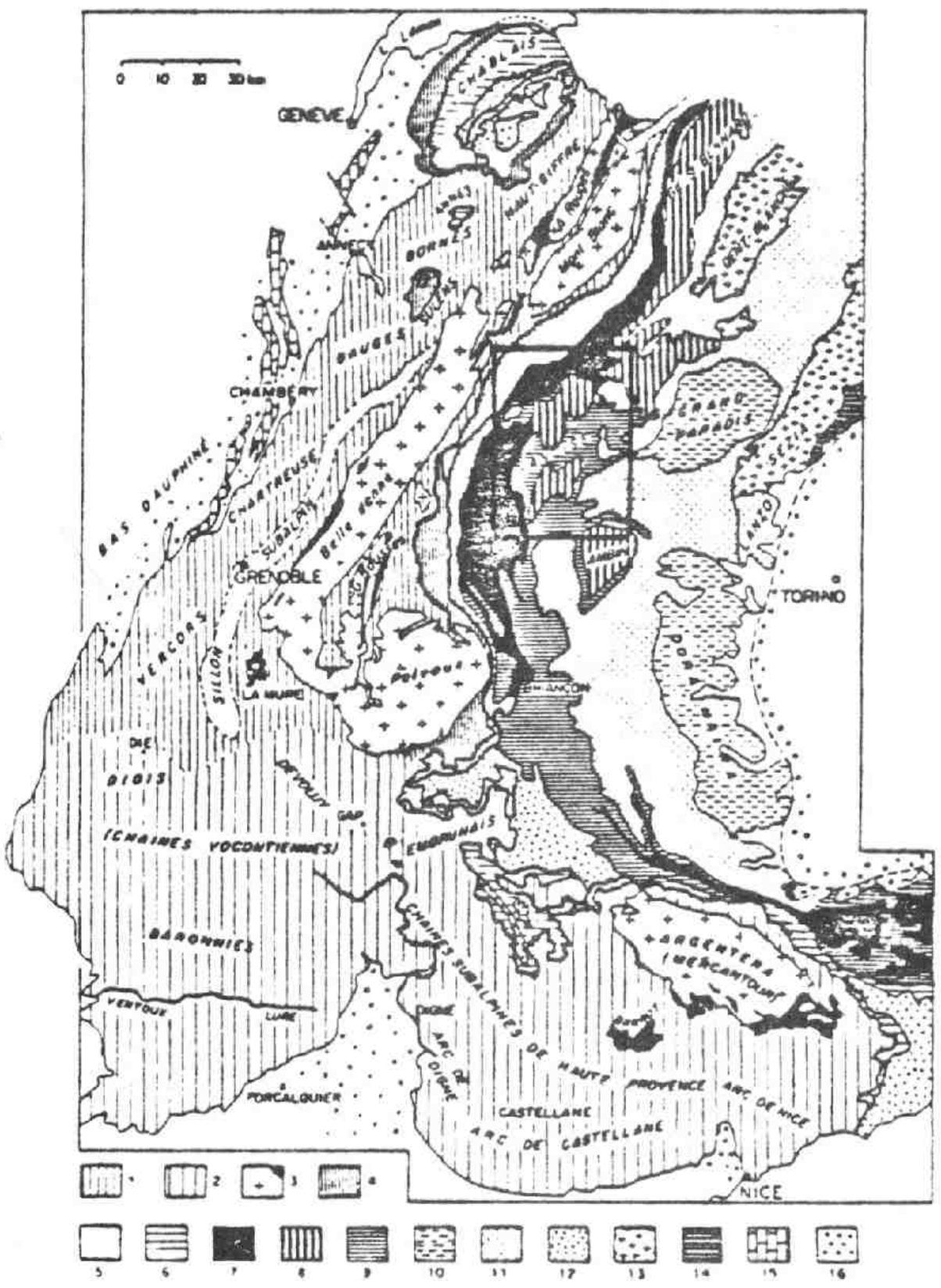


Fig. 2.- Schéma structural des Alpes franco-italiennes (in Debelmas, 1974).

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

Encadré : localisation de la figure 3.

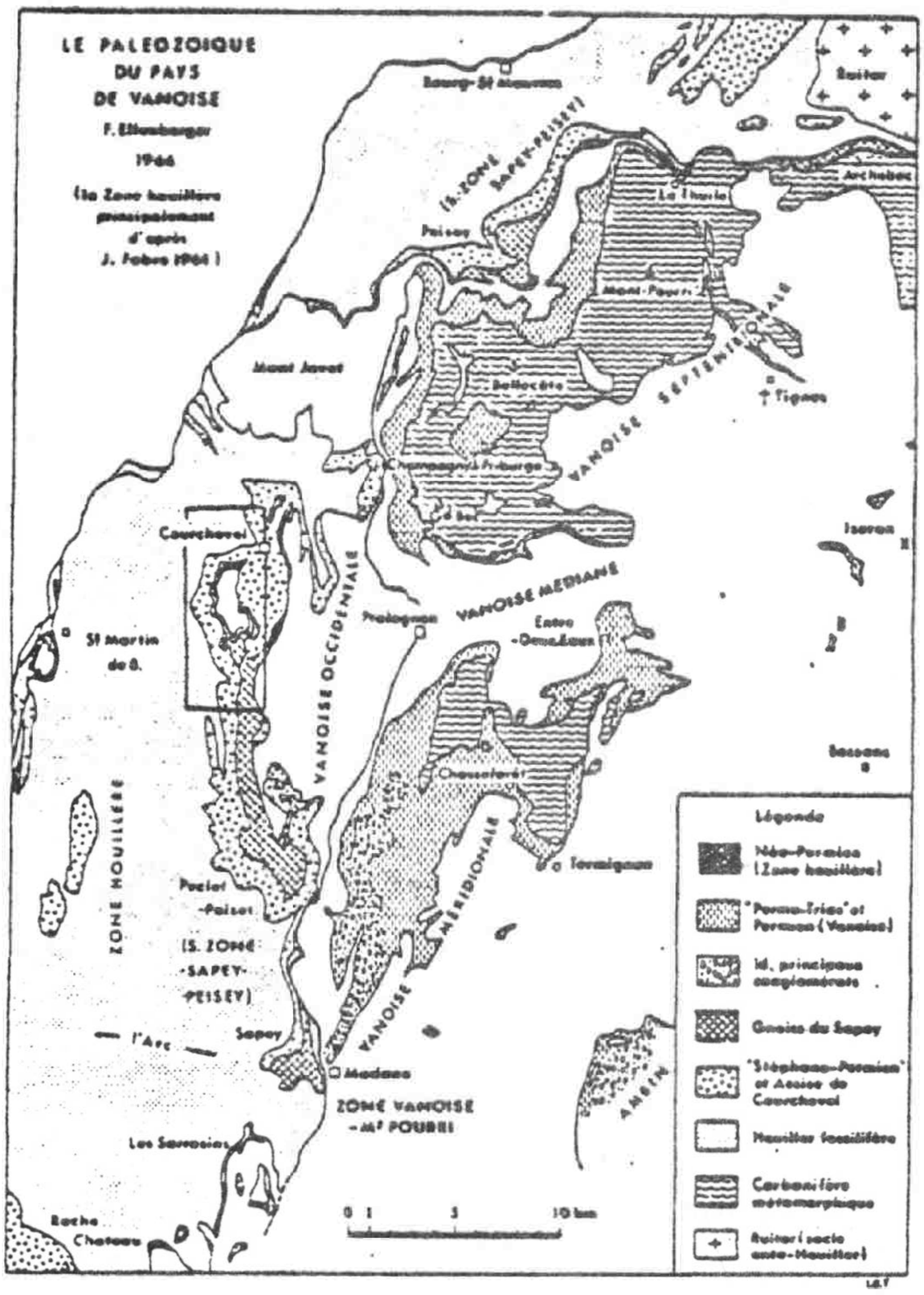


Fig. 3 - Carte géologique simplifiée des affleurements paléozoïques du pays de Vanoise et de la zone houillère briançonnaise en Savoie (in F. Ellenberger, 1966). Le Mésozoïque (y compris la nappe des Schistes Lustrés) est laissé en blanc. Sont figurés les tracés : à l'Ouest du chevauchement frontal de la zone houillère et au centre de l'accident Modane-Chavière.

Encadré : localisation du secteur étudié.

1. Stratigraphie.

La série stratigraphique de la zone houillère est constituée d'une épaisse assise détritique, paléozoïque et werfénienne, baptisée "série siliceuse" en raison de son contenu silicaté pratiquement exempt de carbonates, et sur laquelle repose tectoniquement la "série carbonatée". Cette couverture débute dans l'Anisien basal et ne dépasse pas le Trias dans la région étudiée (F. Ellenberger, 1958).

De nombreux travaux ont été effectués sur la zone houillère, et il est impossible ici de les citer tous. Pour les travaux les plus anciens, il convient de se reporter aux études bibliographiques faites par F. Ellenberger (1958) et J. Fabre (1961).

a. La série siliceuse.

C'est à J. Fabre (1961) que sont dues les données essentielles sur la stratigraphie de la zone houillère. Pour le secteur qui nous occupe (sous zone Sapey-Peisey), un certain nombre d'études ont été également menées par F. Ellenberger (1958), souvent en commun avec J. Fabre.

F. Ellenberger (1966) a réalisé une colonne synthétique de la stratigraphie du Paléozoïque de la zone houillère (fig. 4).

Les points à souligner à propos de la "série siliceuse" sont les suivants :

Cette série repose en discordance sur un socle cristallin ancien, polymétamorphique, qui affleure dans le massif du Ruitor (fig. 3).

Sur ce socle on rencontre successivement :

- le Houiller productif, schisto-gréseux, d'âge namurien à westphalien, dont les charbons étaient autrefois exploités ;
- le Stéphanien conglomératique, noirâtre, ou "Assise de Courchevel", qui repose en discordance sur le Houiller ;
- un Stéphano-Permien également conglomératique, mais versicolore. Ces deux formations réunissant une épaisseur variant entre 400 et 600 m ;
- les gneiss du Sapey (appelés également "migmatites du Sapey" par J. Fabre (1961) et F. Ellenberger (1958, 1966)), qui sont des gneiss oeillés et des leptynites d'origine énigmatique, intercalés entre le Stéphano-Permien et le Permo-Trias. Leur épaisseur varie entre quelques mètres et 300 m ;
- le Permo-Trias, gréseux, qui repose en discordance sur les gneiss du Sapey et la série houillère. Son épaisseur varie entre 20 et 50 m ;
- les quartzites werféniens, dont l'épaisseur peut atteindre 400 m.

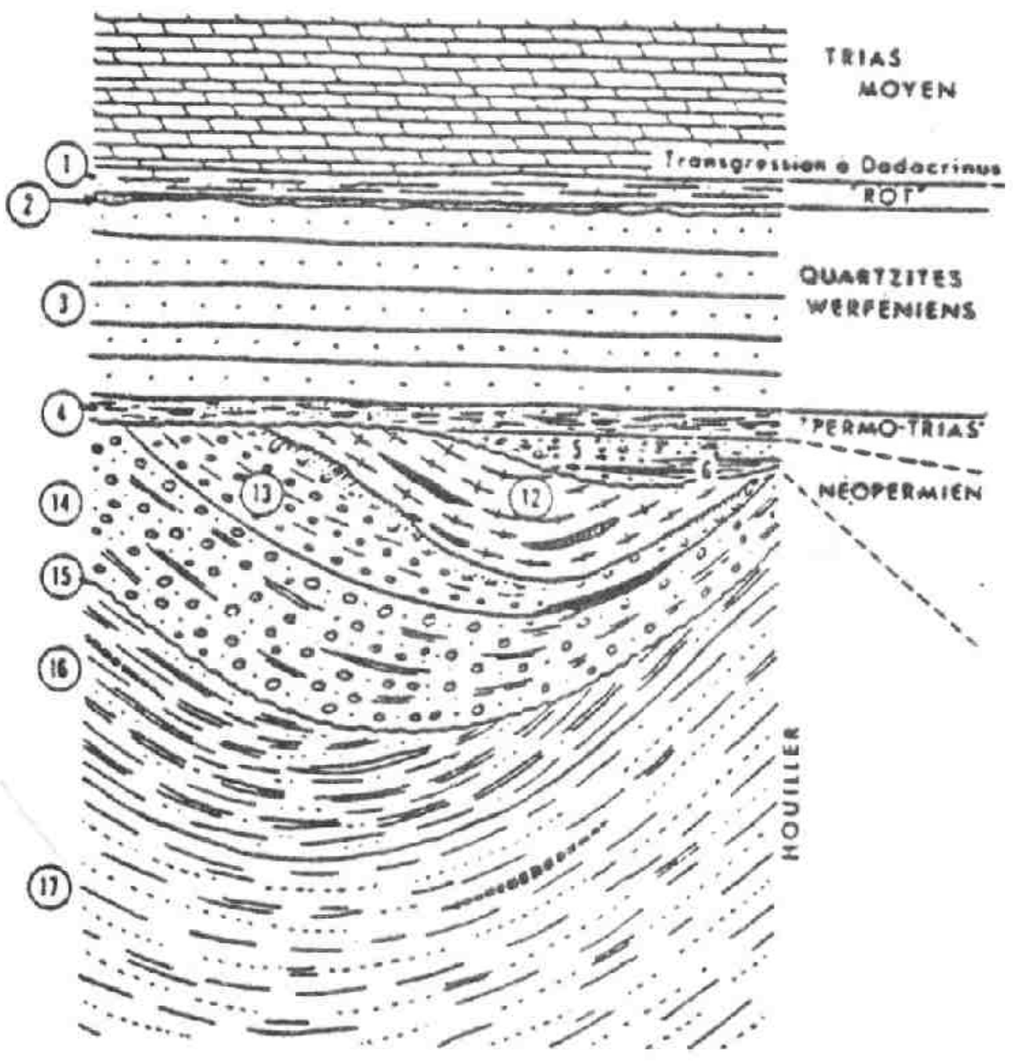


Fig. 4 - Schéma simplifié de la stratigrahie du Paléozoïque de la zone houillère, sous-zone Sapey-Peisey (in F. Ellenberger, 1966).

1 "niveau gypsifère inférieur" triasique : cargneules, grès dolomitiques, schistes etc.

2 Lit de quartzite pourpre et vert.

3 Quartzites francs, blancs, purs, bien lités en grand.

4 "Permo-Trias" réduit de la zone houillère (Néopermien supérieur).

5 Néopermien inférieur local (conglomérats du St-Bernard de Modane, etc.). Noter la discordance saalienne au mur de (4) et (5-6).

6 Id., schistes gréseux violacés.

12 Gneiss du Sapey, avec septa, et lentilles d'anciennes roches éruptives basiques (à leur mur, "front inférieur de migmatisation").

13 conglomérats verts et violets ("Stéphano-Permien" ou "Eopermien").

14 Assise de Courchevel (Stéphanien).

15 Discordance asturienne.

16 Assise de Tarentaise (Westphalien D et Stéphanien inférieur).

17 Namurien, Westphalien inférieur et moyen (sill de microdiorites, etc.).

Dans la littérature (J. Fabre, 1961 ; J. Schade, 1983 ; G. Détraz, 1984) on rencontre également les termes "Eopermien" et Néopermien" :

. le terme "Eopermien" équivaut à l'ensemble Stéphano-Permien et gneiss du Sapey (ou leurs équivalents latéraux à l'Ouest de la zone houillère, voir J. Fabre, 1961, p. 74 à 83) ;

. le terme "Néopermien" englobe les conglomérats locaux de Saint Bernard à Modane (conglomérats remanant les gneiss du Sapey, voir chap. III) et les grès et schistes du Permo-Trias. Notons également que certains auteurs appellent "Assise de Courchevel" uniquement le Stéphanien (F. Ellenberger, 1966), tandis que d'autres y regroupent à la fois le Stéphanien et le Stéphano-Permien (J. Fabre, 1961).

b. La "série carbonatée".

Sur le terrain étudié, seuls les termes de base de la série carbonatée sont représentés (Anisien, Ladinien). Nous nous intéressons donc ici uniquement au Trias.

C'est à F. Ellenberger (1958) qu'est due la première grande synthèse sur la couverture carbonatée de Vanoise. Dès lors, sa thèse est devenue l'ouvrage de référence pour tous ceux qui travaillent dans cette région.

Ellenberger a évalué l'épaisseur maximale du Trias carbonaté à 750 m. Il est parvenu à y distinguer les différents étages tout en soulignant les difficultés de l'étude, dues à la grande variabilité des faciès et à la pauvreté des faunes et flores.

D'autres auteurs (A. Baud, J. Megard-Galli, 1975, 1977 ; E. Jaillard, 1984) ont fait une étude plus poussée de ce Trias et sont parvenus à y distinguer un certain nombre de séquences sédimentaires (voir chap. II).

2. Tectonique.

a. La tectonique hercynienne.

La tectonique hercynienne est marquée dans la zone houillère par deux discordances (J. Fabre, 1961 ; F. Ellenberger, 1966 ; J.Schade, 1983 ; G. Détraz, 1984) :

. la discordance asturienne, entre le houiller productif et l'Assise de Courchevel ;

. la discordance saalienne entre l'Eopermien et le Néopermien (fig. 4).

On reviendra sur la phase saalienne et les problèmes qu'elle pose au chapitre III.

b. La tectonique alpine.

- Le problème de la couverture carbonatée.

La couverture carbonatée briançonnaise présente sensiblement le même contenu lithostratigraphique dans la zone houillère et dans la zone Vanoise-Ambin (E. Jaillard, 1984). Son contact de base est tectonique.

Selon F. Ellenberger (1958), cette couverture est allochtone et sa présence résulte d'une "substitution de couverture". J.F. Raoult (1980 a) conteste ce modèle après avoir proposé, en divers endroits, le caractère transgressif de la couverture carbonatée sur la "série siliceuse".

Deux phases tectoniques majeures synschisteuses ont par ailleurs été reconnues dans cette région (F. Ellenberger, 1958 ; F. Ellenberger et P. Saliot, 1967). Une phase tectonique de vergence N ou NNW, ayant engendré des plis couchés, aurait été suivie d'un rétrocharriage vers l'Est. J.F. Raoult et F. Ellenberger datent ces deux phases de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène supérieur.

G. Détraz (1984) a travaillé au Sud de mon terrain, dans le massif de Peclet-Polset, où il a reconnu trois phases plicatives synschisteuses : une phase importante ayant engendré des plis penniques à vergence nord ; une phase de rétrocharriage ayant engendré des plis d'axe subméridien, déversés à l'Est, et une phase moins importante ayant engendré des plis d'axes NE - SW, déversés au SE.

III. JUSTIFICATION DU TRAVAIL ENTREPRIS.

Le premier intérêt du secteur étudié est la présence des gneiss du Sapey, dont on ne sait pas s'il s'agit d'un granitoïde permien, folié par le métamorphisme alpin (F. Ellenberger, 1958 ; J. Fabre, 1961) ou d'une nappe de socle anténamurien, mise en place au Permien (G. Détraz, 1984).

Le second intérêt consiste en l'étude stratigraphique et structurale fine de ce petit secteur, permettant son intégration dans l'histoire générale du massif de la Vanoise.

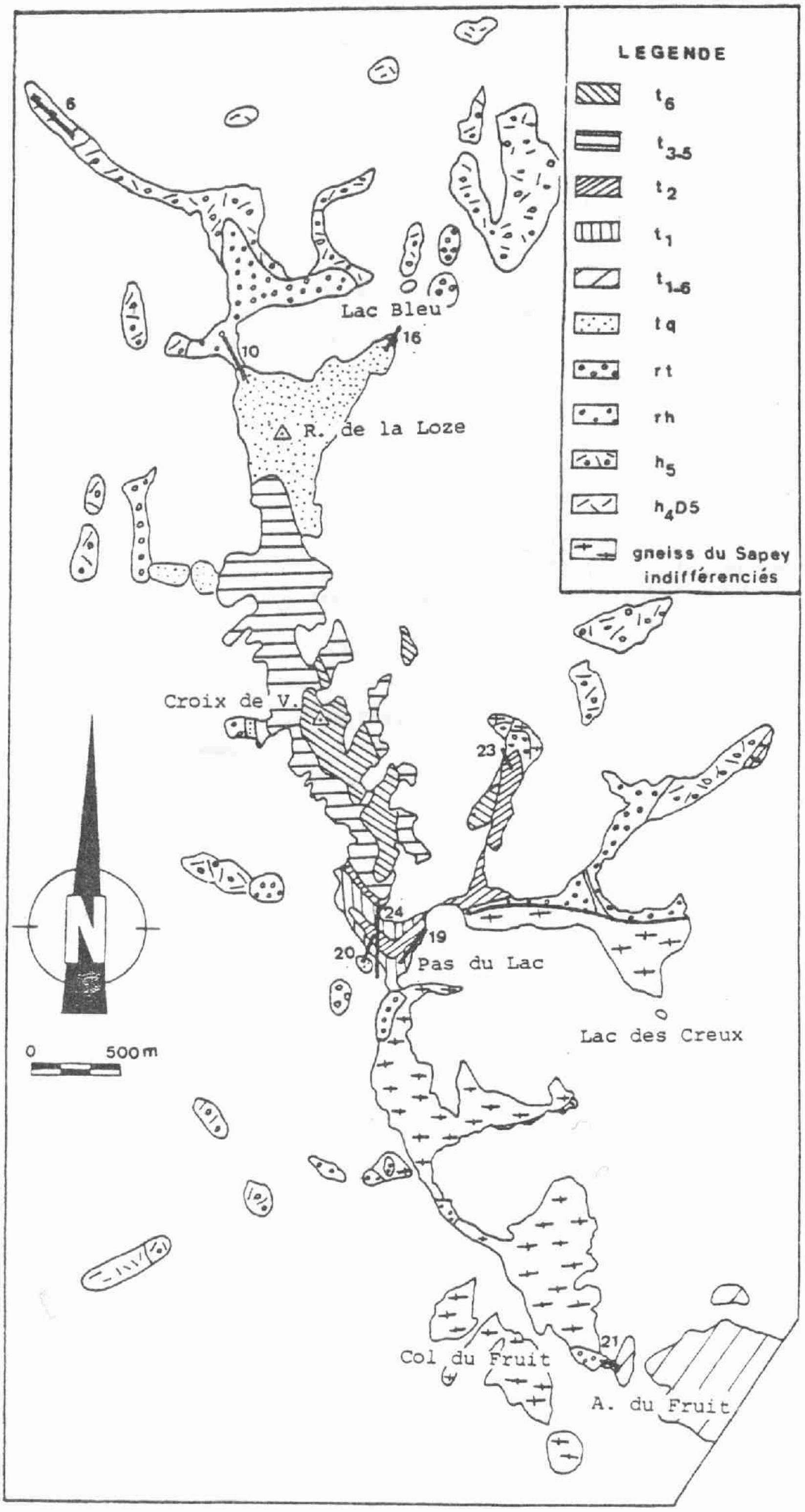


Fig. 5 - Localisation des coupes lithostratigraphiques du chapitre II.
Les numéros correspondent aux numéros des figures.

CHAPITRE II : LITHOSTRATIGRAPHIE

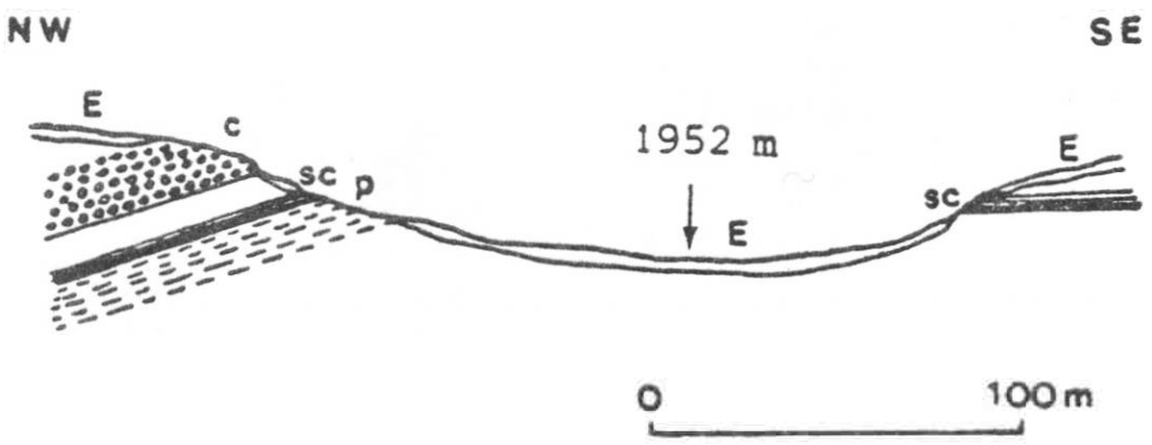
I. LA SÉRIE SILICEUSE.

1. L'Assise de Tarentaise.

Sur le terrain étudié, la série siliceuse commence avec l'Assise de Tarentaise, datée du Westphalien D au Stéphanien inférieur, et qui constitue le sommet du Houiller productif. Cette formation constitue l'essentiel des pentes du versant oriental de la vallée de Méribel, ainsi que des pentes supportant le village du Praz de Saint Bon. Elle est donnée comme schisto-gréseuse et anthracifère (J. Fabre, 1961).

L'Assise de Tarentaise affleure très mal ici : elle est en effet partout couverte de forêts (Forêt du Fontany, Forêt du Praz). Il existe cependant quelques affleurements intéressants, mais toujours très ponctuels, au milieu des arbres.

J. Fabre (1961) a signalé un affleurement de schistes charbonneux à plantes au col coté 1952, sur l'arête NW du Rocher de la Loze, mais ne l'a pas décrit en détail. Cet affleurement montre la coupe suivante (fig. 6):



E : éboulis

c : grès conglomératiques

sc : schistes charbonneux à plantes

p : psammites

Fig. 6 - Situation des schistes charbonneux à plantes du col coté 1952 m, dans l'Assise de Tarentaise. (loc. fig. 5).

Les schistes charbonneux à plantes reposent sur des psammites riches en muscovites qui n'ont pas été rétromorphosées en phengite par le métamorphisme alpin (elles sont franchement biaxes). Dans les schistes charbonneux, J. Fabre a trouvé *Pecopteris polymorpha, P. lamurensis, Mixoneura* sp., *Cordaïtes* sp. et *Annularia sphenophylloïdes*. J'ai prélevé des échantillons dans ces mêmes niveaux, en vue d'une étude palynologique. Mais, après attaque à l'acide fluorhydrique, la matière organique s'est montrée trop évoluée et n'a livré aucune spore.

Au Nord du terrain étudié (route des Allues à Saint Bon), il reste quelques vestiges de l'exploitation de la houille dans l'Assise de Tarentaise : les anciennes mines du Tal montrent une veine de charbon épaisse d'environ 1 m et à pendage est (J. Fabre, 1961). Les déblais des anciennes galeries ont livré à J. Fabre (1952, 1961) de nombreux débris végétaux (*Mixoneura ovata* cf. *deflinei, Mixoneura* sp., *Pecopteris pluckeneti, Annularia stellata, Annularia sphenophylloïdes, Lepidophyllum triangularis, Calamites* sp. et *Aulacopteris* sp.). Cela a fait dire à F. Ellenberger (1958) que "ce point est devenu l'un de nos meilleurs gisements des couches de passage du Westphalien au Stéphanien".

2. L'Assise de Courchevel.

Le terme "Assise de Courchevel" sera ici réservé aux seuls conglomérats stéphaniens de couleur gris-sombre. Elle est très bien représentée sur le secteur étudié. Au Nord, elle se situe directement sous le Permo-Trias discordant, tandis qu'au Sud, elle passe en continuité aux conglomérats du Stéphano-Permien.

Les conglomérats stéphaniens sont polygéniques, généralement grossiers. Les galets sont décimétriques, anguleux, et formés d'éléments de socle : gneiss et micaschistes. L'étude de ces conglomérats en lame mince montre des galets nettement foliés, des petits galets de quartz mono ou polycristallin, et des galets de quartzite, pris dans une matrice formée de phyllites très fines. Dans la matrice, on trouve par endroit de grandes muscovites détritiques (fig. 7).

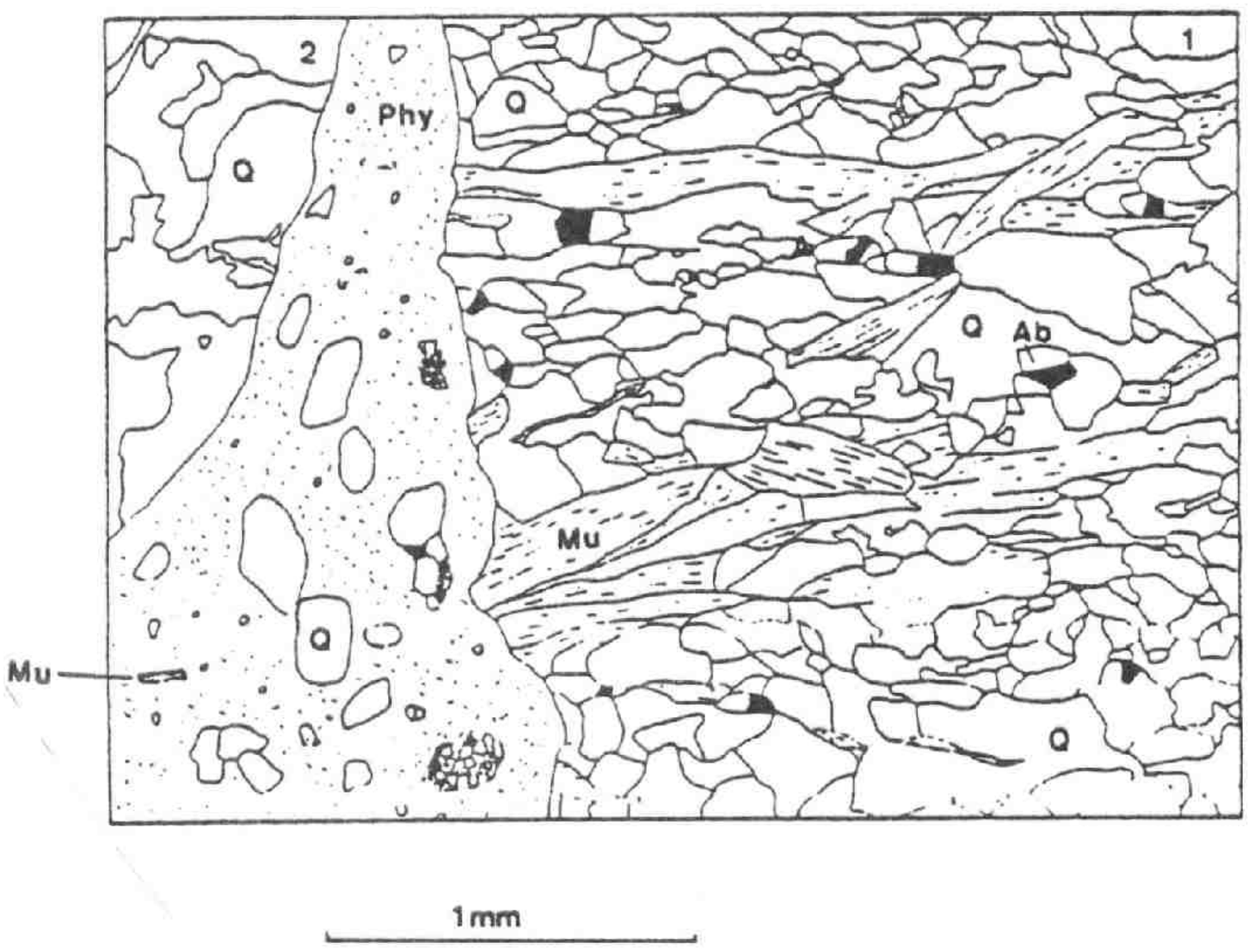


Fig. 7 - Plaque mince de l'échantillon JPG 90, prélevé dans un affleurement de conglomérats stéphaniens au Nord du Lac Bleu. Cette lame montre un galet de gneiss à quartz, albite et muscovite (1) un galet de quartzite (2) et des petits galets de quartz mono et polycristallin, emprisonnés dans une matrice phylliteuse fine où se distinguent par endroit quelques grandes muscovites détritiques.

Ces conglomérats peuvent cependant contenir par endroit des intercalations schisteuses. L'une d'elles, charbonneuse, a livré à J. Fabre (1961) des plantes datant ce niveau du Stéphanien inférieur ou de la base du Stéphanien moyen. L'attaque de ces schistes ne m'a livré aucune spore. Ce niveau fossilifère se situe au NE du Lac Bleu (fig. 8).

Fig. 8 - Discordance du Néopermien sur l'Assise de Courchevel au Nord du Rocher de la Loze.

Tq : Quartzites werféniens ; NP : Néopermien (Permo-Trias) ; ☤ : Gite fossilifère (schistes charbonneux à plantes) ; Gl : moraine (d'après une photographie) in J. Fabre, 1961, fig. 29, p. 98.

J. Fabre (1961) a signalé également près du col de la Loze la présence d'un schiste noir ayant livré des quartz rhyolitiques. Je n'ai pas retrouvé ce niveau.

Dans les conglomérats grossiers de l'Assise de Courchevel, la stratification n'est généralement pas visible, et on n'observe pas de figures sédimentaires. Il existe cependant, sur l'arête NE du Rocher de la Loze des affleurements de conglomérats beaucoup plus fins (presque gréseux) montrant des figures sédimentaires en chenaux, indiquant que la série est ici normale.

Le dépôt de l'Assise de Courchevel résulterait de l'érosion d'un socle ancien de type Ruitor, rajeuni par la phase asturienne (J. Fabre, 1961 ; G. Détraz, 1984). Le climat aurait été du même type que celui du Houiller (tropical humide) (J. Schade, 1983).

3. Le Stéphano-Permien.

Les conglomérats gris de l'Assise de Courchevel passent vers le haut en concordance et continuité complète aux conglomérats versicolores du Stéphano-Permien. Ceux-ci ne diffèrent des précédents que par leur teinte verte et rouge (F. Ellenberger, 1958) et sont entièrement stériles. Ils n'ont pu être datés paléontologiquement, mais se situent toujours stratigraphiquement au-dessus de l'Assise de Courchevel. Sur le terrain étudié, ils ne sont présents que dans la moitié sud, sous les gneiss du Sapey (arête de la Saulire). Ils sont totalement absents dans la région du Rocher de la Loze.

L'étude en lame mince confirme le peu de différence existant entre ces conglomérats et ceux de l'Assise de Courchevel (matériel détritique identique). Un échantillon, prélevé à l'Ouest du point coté 2705, sous l'arête de la Saulire, montre de nombreux galets de gneiss contenant des albites en échiquier, ainsi que des galets formés d'albites isolées (fig. 9).

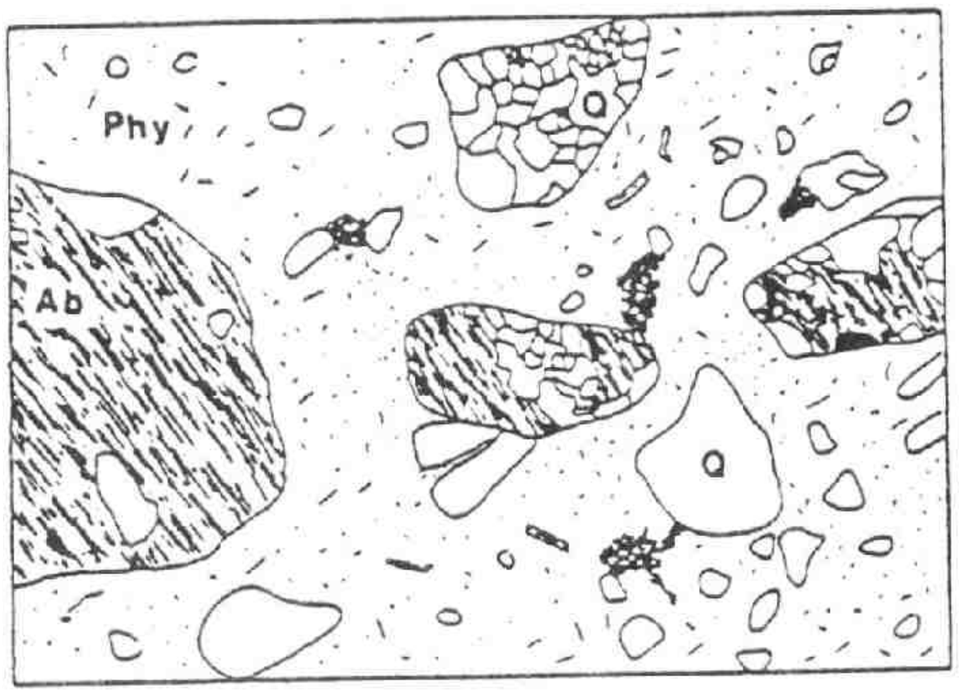


Fig. 9 - Albites en échiquier dans les conglomérats versicolores du Stéphano-Permien. Echantillon JPG 82-84, pris à l'Ouest du point coté 2705, sous l'arête de la Saulire.

J. Schade (1983) a signalé de telles albites dans le Stéphano-Permien, mais aussi dans l'Assise de Courchevel. Les albites en échiquier sont considérées (J. Schade, 1983) comme issues du remplacement d'anciens feldspaths potassiques. Les diffractométries R.X. semi-quantitatives qu'il a effectuées montrent par ailleurs qu'il ne reste plus de feldspath potassique ni dans le Stéphano-Permien, ni dans l'Assise de Courchevel.

Les conglomérats du Stéphano-Permien sont interprétés par J. Schade (1983) comme des parties de cônes construits par des torrents et des coulées de boue, déposés sous un climat de type savane (intermédiaire entre le climat humide du Houiller et le climat désertique du Permo-Trias). Il a interprété par ailleurs l'albitisation des feldspaths potassiques comme permienne

après comparaison avec le Permien de Lodève et de Ste Affrique. Elle serait due à des phénomènes synsédimentaires ou diagénétiques, et serait indépendante du métamorphisme alpin.

4. Les gneiss du Sapey.

Les gneiss du Sapey forment l'essentiel de l'arête de la Saulire, et affleurent également d'une manière plus ponctuelle en divers autres endroits sur le secteur étudié. Les observations les concernant, ainsi que celles ayant trait à leur mur et à leur toit sont réunies au chapitre III, en raison du caractère particulier du problème posé par ces gneiss.

5. Le Permo-Trias.

Sur le terrain étudié, il repose en discordance cartographique sur l'Assise de Courchevel, le Stéphano-Permien et les gneiss du Sapey. Le contact entre le Permo-Trias et l'Assise de Courchevel, ainsi qu'entre le Permo-Trias et le Stéphano-Permien n'est jamais visible dans le détail sur le terrain étudié. La discordance angulaire avec les gneiss du Sapey est par contre bien visible en certains endroits (voir chap. III). Le caractère discordant du Permo-Trias sur les formations sous-jacentes a par ailleurs été reconnu en d'autres endroits par F. Ellenberger (1958) et J. Fabre, (1961).

Le Permo-Trias est formé essentiellement de grès et conglomérats légèrement carbonatés, sériciteux et à nombreuses taches brunes d'ankérite. Ces grès contiennent souvent des galets de quartz rose. Certains faciès fins, schisteux, contiennent de nombreuses traces de malachite (essentiellement au col de la Loze, voir fig. 10). Ces grès alternent parfois avec des schistes verts et rouges (fig. 10), mais qui sont toujours beaucoup moins importants en volume. Les grès du Permo-Trias montrent également de très belles stratifications entrecroisées au Col de la Loze (fig. 11-12) et autour du Lac Bleu.

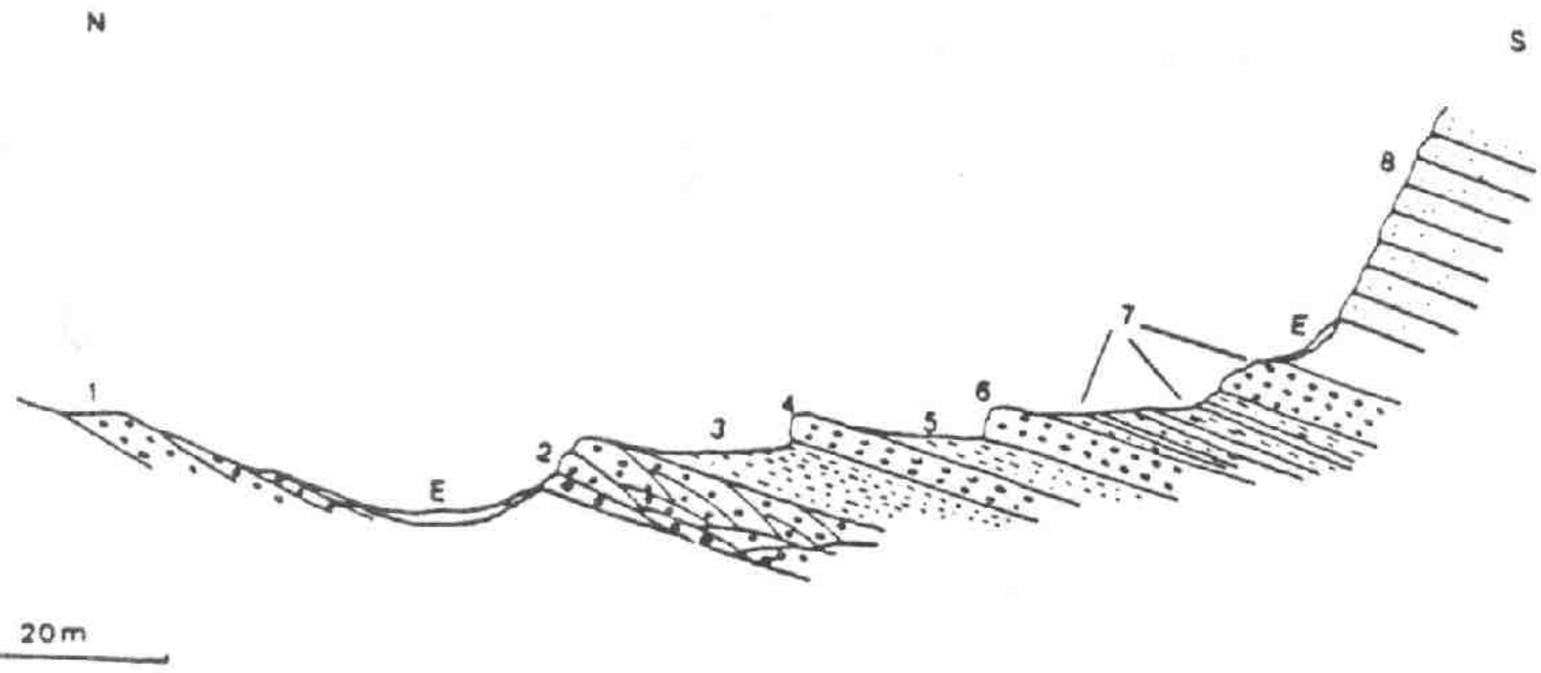


Fig. 10 - Coupe des niveaux sommitaux du Permo-Trias, au Col de la Loze.

(loc. fig. 5).

E:éboulis 1:grès jaunâtres, sériciteux, ankéritiques; 2:niveau à stratifications obliques 3:schistes verts et violets; 4:grès massifs à quartz roses; 5:schistes verts et violets; 6:grès schisteux à malachite; 7:grès schisteux verdâtres à passées de schistes violets; 8:quartzites blancs werféniens

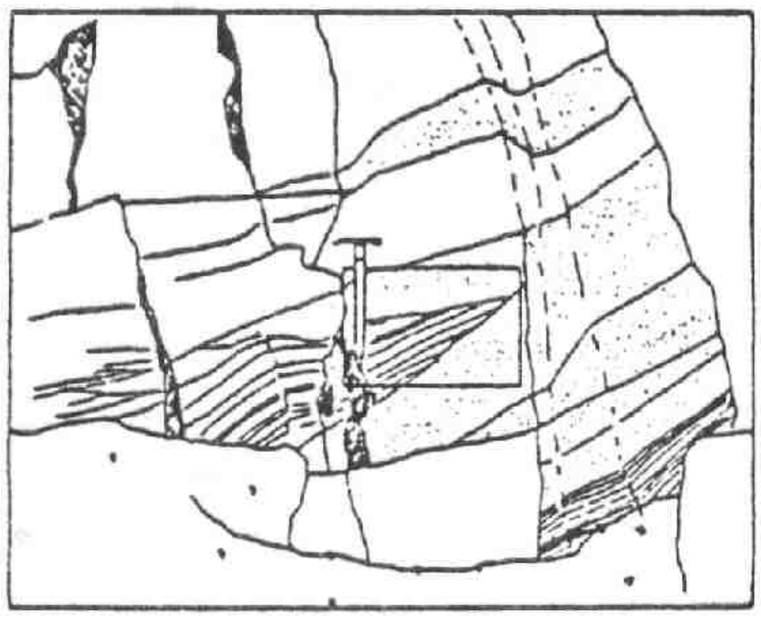


Fig. 11 - Stratications obliques dans le Permo-Trias. Les pointillés indiquent des bancs plus massifs et plus sombres.

Encadré : localisation de la figure 12.

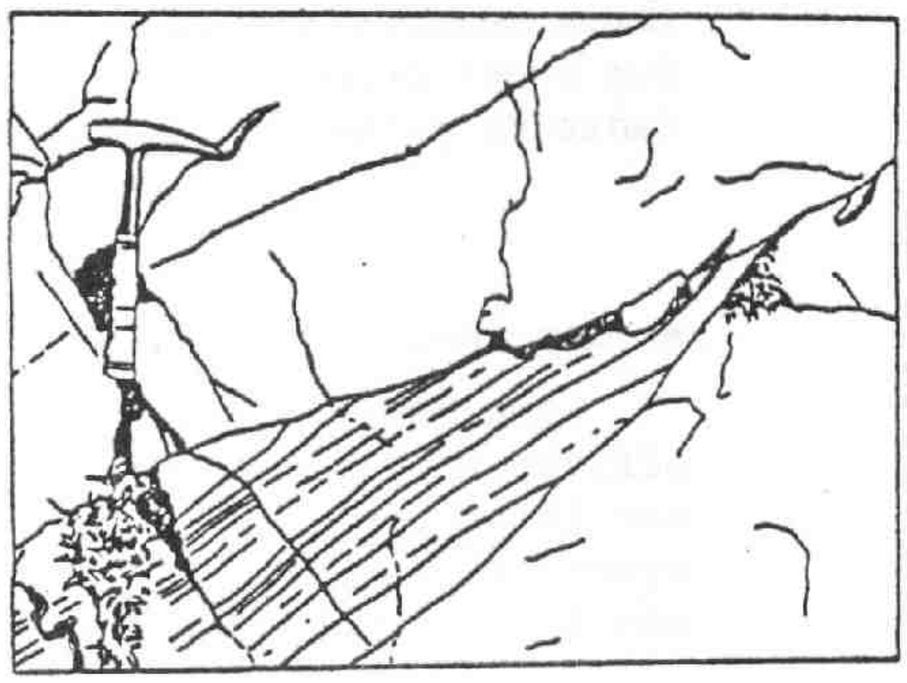


Fig. 12 - Détail des stratifications obliques dans les grès du Permo-Trias au Col de la Loze.

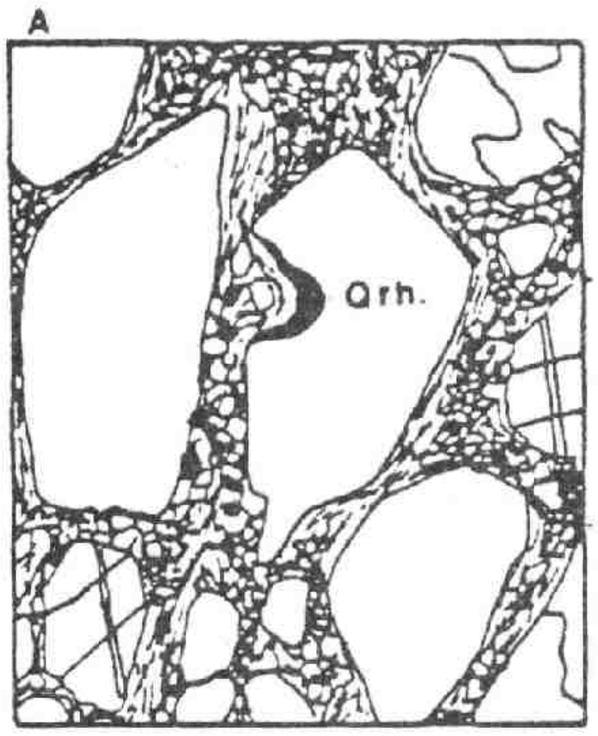
(L'absence d'indice de cisaillement et de discontinuité dans la série confirme qu'il s'agit bien de figures sédimentaires : les contacts semblent stratigraphiques).

Le Permo-Trias est considéré par J. Fabre comme déposé en milieu continental aride, les grains de quartz ayant subi une préparation et un tri éolien, et s'étant déposés en régime mi-aérien, mi-aquatique (J. Fabre, 1961). Ces stratifications entrecroisées pourraient donc être dunaires, mais il n'est pas possible de l'affirmer sans connaître le taux d'aplatissement qu'ont subi ces roches (cela permettrait de calculer l'angle des stratifications obliques juste après le dépôt).

En lame mince, les grès du Permo-Trias montrent des grains de quartz souvent monocristallins, cimentés essentiellement par des carbonates (fig. 13), et par du quartz microcristallin.

Fig. 13 - Plaque mince dans les grès au Permo-Trias, vue en lumière polarisée et analysée, montrant de nombreux grains de quartz (parfois en section éteinte) cimentés par des carbonates et du quartz microcristallin (en grisé).

Un échantillon de ces grès, prélevé sur un gros bloc déplacé au Col de la Loze, a livré de nombreux quartz rhyolitiques : quartz bipyramidés, quartz à golfe de corrosion, quartz très esquilleux (fig. 14).



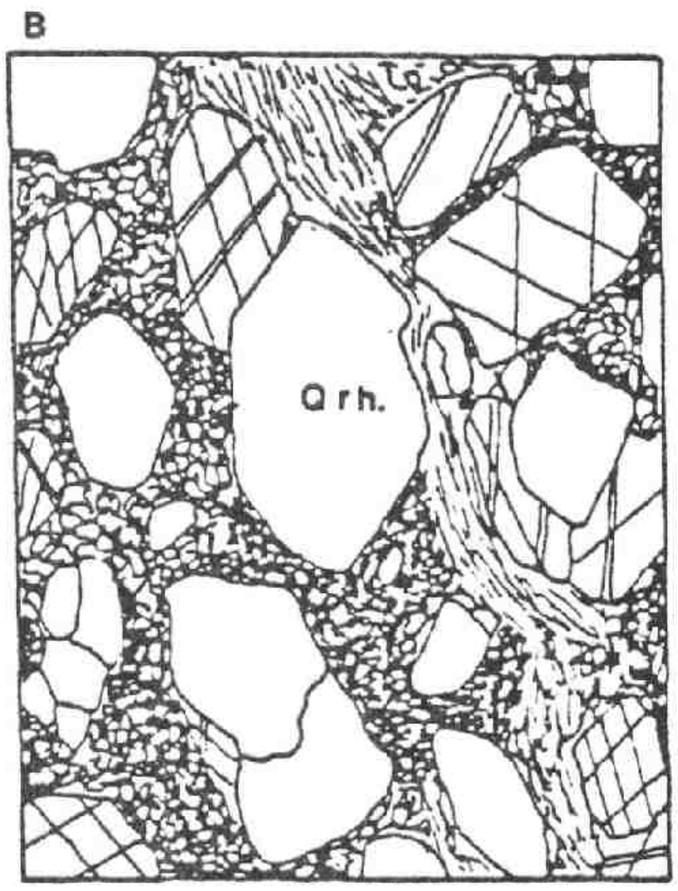


Fig. 14 - quartz rhyolitiques dans les grès du Permo-Trias (Echantillon JPG 66-77, pris sur un bloc déplacé au Col de la Loze).

A : quartz avec golfe de corrosion ; B : quartz bipyramidé ; C : quartz esquilleux.

Ces quartz peuvent provenir soit d'un volcanisme contemporain du dépôt, soit du remaniement d'épanchements volcaniques ou de formations volcano-sédimentaires tel qu'il en existe dans le Néopermien inférieur (anté Permo-Trias) à l'Ouest de la zone houillère (J. Fabre, 1961).

6. Le Werfénien.

F. Ellenberger (1958) considère le Werfénien comme transgressif sur le Permo-Trias, et le défini comme composé de quartzites blancs, massifs, devenant versicolores sur quelques mètres à leur sommet. Il précise en outre que les stratifications obliques et les ripplemarks y sont fréquents.

- Sur le terrain étudié, les quartzites werféniens sont très bien représentés au Rocher de la Loze, dont ils forment l'essentiel de la masse sur une épaisseur apparente de plusieurs centaines de mètres (fig. 15). Au Rocher de la Loze, ces quartzites présentent fréquemment des interlits millimétriques bruns soulignant la stratification (fig. 17).

  Leur puissance diminue rapidement vers le Sud, et ils disparaissent au nivau de la Croix de Verdon. Les raisons (sédimentaires ou tectoniques) de leur disparition seront discutées au chapitre IV.

F. Ellenberger (1958) a étudié le passage du Permo-Trias au Werfénien sur l'arête NNW du Rocher de la Loze et l'a qualifié de "continu, mais très brusque". A l'Est du Rocher de la Loze, au-dessus du Lac Bleu, une coupe mon-

tre cependant un passage progressif sur quelques mètres entre les deux formations (fig. 16).

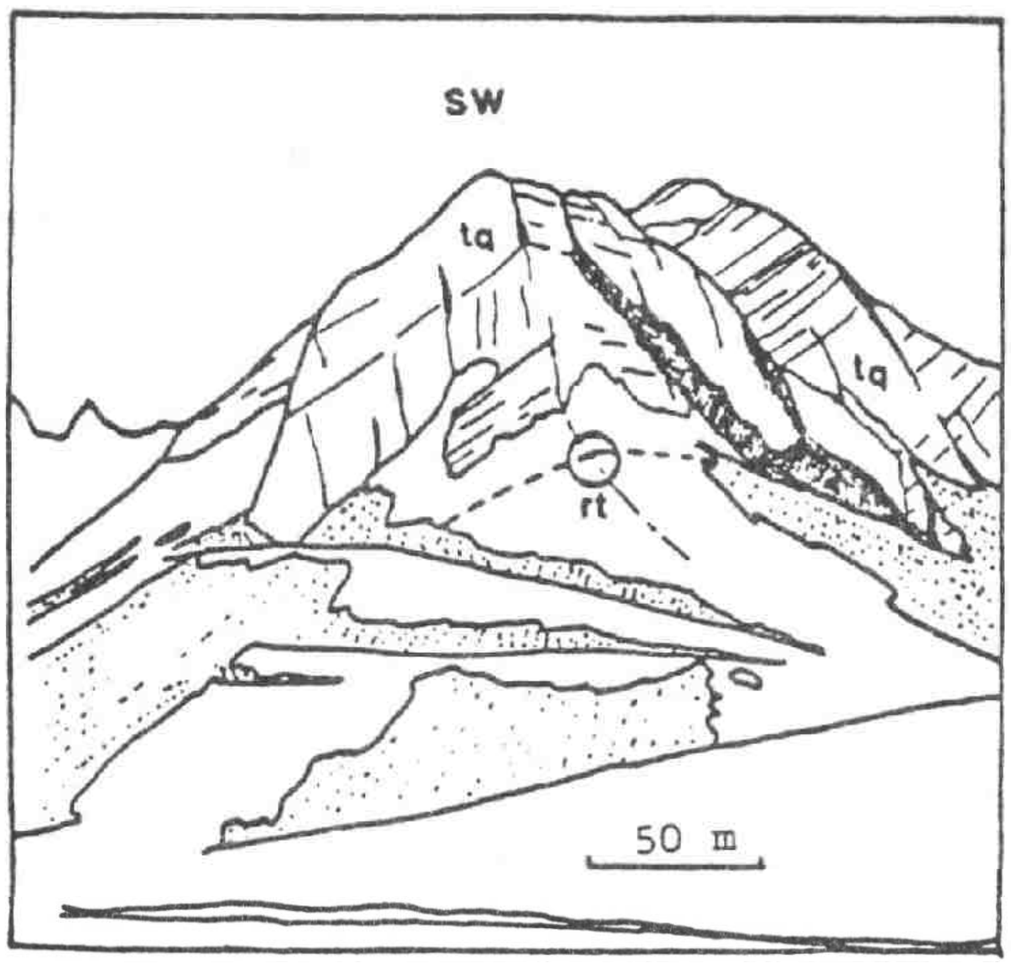
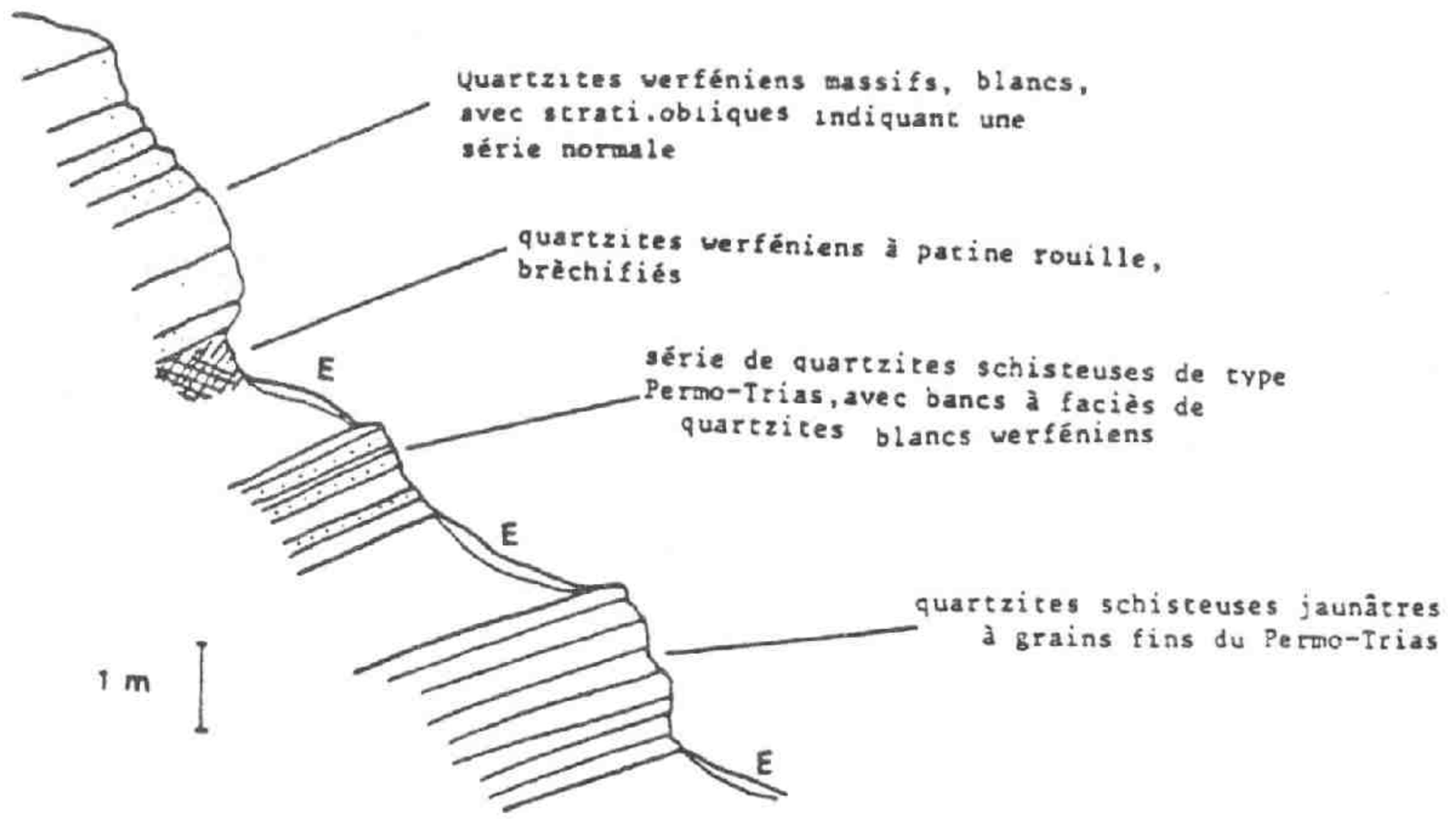


Fig. 15 - Vue du Rocher de la Loze depuis l'arrivée du télécabine des Chenus (Lac Bleu).

Cercle : localisation de la figure 16.

Fig. 16 - Coupe du Permo-Trias au Werfénien, au Sud du Lac Bleu (voir localisation sur la fig. 15).



Les quartzites werféniens du Rocher de la Loze montrent en de nombreux endroits des stratifications entrecroisées indiquant une série normale. Il existe également un banc montrant de très beaux ripple marks à 50 m au SE du sommet. Les niveaux versicolores caractérisant la fin du Werfénien manquent au Rocher de la Loze. Par contre, le petit affleurement de quartzites werféniens se situant à l'Ouest du Pas du Lac, montre quelques niveaux verts à sa base. Mais parmi les quartzites verts, on trouve quelques passées de schistes verts et violets rappelant les schistes du Permo-Trias. Il pourrait donc également s'agir de la base du Werfénien. La mauvaise qualité de l'affleurement ne permet pas de trancher.

En lame mince, les quartzites werféniens montrent le faciès suivant (fig. 17).

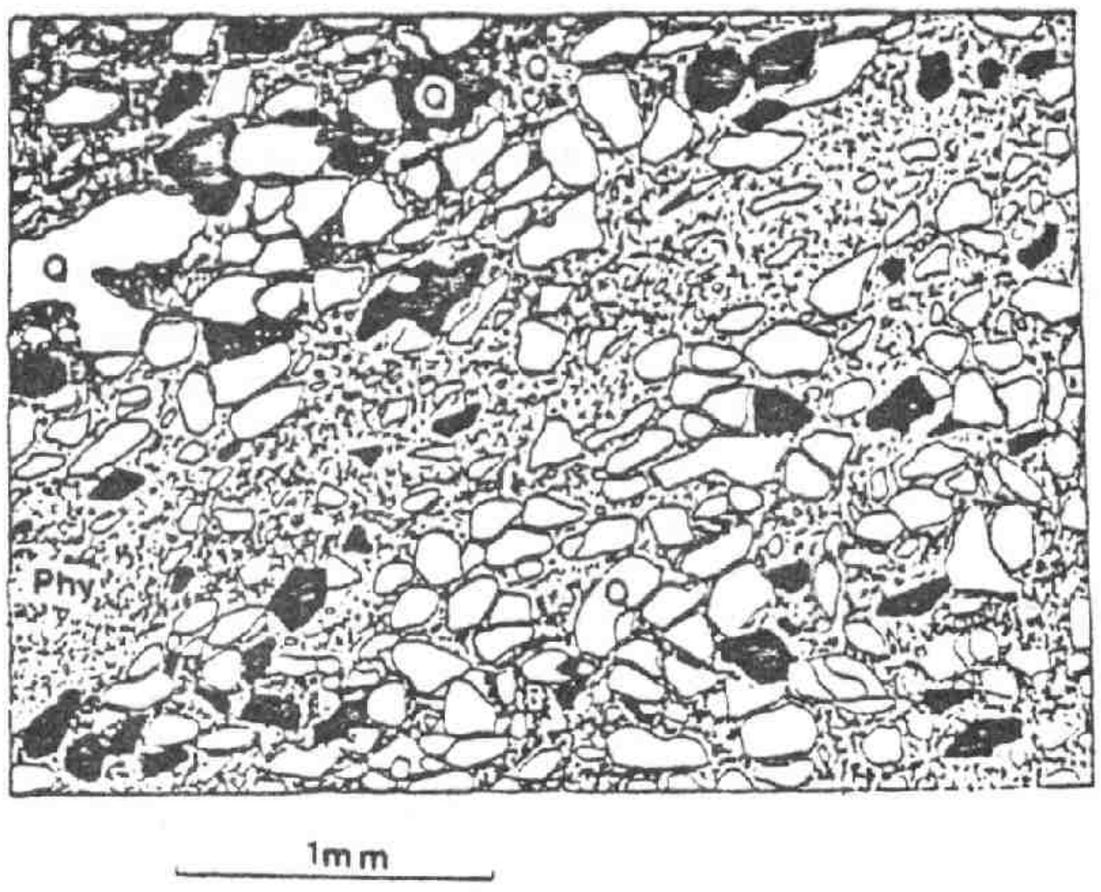


Fig. 17 - Plaque mince de l'échantillon JPG 6-20, prélevé dans les quartzites werféniens du Rocher de la Loze.

Cette plaque mince montre en lumière polarisée et analysée des quartz (dont quelques uns sont en section éteinte), cimentés par du quartz microcristallin. On observe en outre un niveau phylliteux qui correspond aux interlits millimétriques bruns soulignant la stratification dans les quartzites. Il s'agit sans doute d'anciens interlits argileux.

F. Ellenberger (1958), sur la base de travaux plus anciens (M. Gignoux et L. Moret, 1938) a interprété ces quartzites comme résultant du dépôt en milieu aqueux calme de grains de sable ayant subi un tri éolien. Ce matériel détritique serait plus évolué que celui du Permo-Trias.

7. Conclusion à l'étude de la série siliceuse.

Cette étude de la série siliceuse dans le secteur de la Croix de Verdon apporte de nombreuses confirmations aux travaux antérieurs, principalement en ce qui concerne la nature des contacts, ainsi que la description macroscopique et microscopique des différents faciès.

En ce qui concerne les datations, il est important de rappeler que seuls les niveaux de l'Assise de Tarentaise et de l'Assise de Courchevel ont été datés paléontologiquement, principalement grâce aux niveaux fossilifères des mines du Tal, du col coté 1952 m sur l'arête NNW du Rocher de la Loze et du Lac Bleu (J. Fabre, 1961)

II. LA "SÉRIE CARBONATÉE"

1. Introduction.

Sur le terrain étudié, la série carbonatée se limite aux niveaux de l'Anisien et du Ladinien inférieur. J'ai basé l'étude de ce Trias sur les travaux de F. Ellenberger (1958), de A. Baud et J. Mégard-Galli (1975-1977), et surtout sur la thèse de E. Jaillard (1984).

A. Baud et J. Mégard-Galli (1975, 1977) ont défini deux cycles sédimentaires pour l'Anisien et le Ladinien inférieur, subdivisés en sept séquences. Un tableau synthétique dû à E. Jaillard (1984) résume l'essentiel de leurs conceptions (fig. 18).

2. Les problèmes rencontrés sur le terrain étudié.

Hormis les complications tectoniques (cisaillement, laminage) les dif-

Age	Lithostratigraphie et terminologie	Divisions		Epais. en m.	Milieu, environnement	Lithologie
CARNIEN	Schistes et brèches dolomitiques post-ladiniens	C IV a			C IV a : subévaporitique ; activité tectonique distensive.	dolomies argileuses, pélites, brèches, calcaires noirs localement
					émersion	niveau orangé
LADINIEN supérieur	Dolomies terminales à myophories	dolomies S 8 & 9 grises	C III	500	S 9 : regression Milieu confiné, tapis algaire.	Dolomies grises bantées, fines, à cavités.
		dolomies S 7 blanches				
		dolomies noires			S 8 : transgression tidal-flat ouvert, bonne énergie, influence marine.	dolomies grises bantées, sableuses, à Myophories.
				400	émersion	
		c a l c a i r e s r u b a n é s			S 7 : regression, émersion périodique, tapis algaire.	dolomies blanches, massives, fines, à laminations et figures de dessiccation.
DINIEN supérieur	Calcaires et dolomies à encrines et diplopores		C II	300	S 6 : tidal-flat confiné-sursalé assez bonne énergie.	calcaires francs, gris, et dolomies blanches.
					émersion	"Schistes" orangés
					S 5 : régression. Lagune confinée, riche en matière organique nombreux fouisseurs.	Calcaires gris sombre bioturbés, et dolomies jaunes ou blanches.
				200	S 4 : tidal-flat. Influence marine, Bonne énergie.	calcaires francs, gris, puis calcaires et dolomies blanches ou jaunes à silex.
	niv. d'émersion	S 5			S 3 : lagune confinée, dépôts de tempête sporadiques. Fouisseurs.	calcaires gris sombre , accidents dolomitiques orangés.
	banc à silex				émersion	
SINEMURIEN moyen	niveau à physoporelles	S 4		100	S 2 : lagune confinée, légèrement sursalée. Très nombreux fouisseurs.	calcaires gris brun, très bioturbés (vermiculés) et dolomies jaunâtres.
	bancs à dentales	S 3	C I		émersion	
SINEMURIEN inférieur	niveau à oligoporelles				S I : paralique. sursalé/dessalé, incursions marines, Détritique et/ou évaporitique.	dolomies argileuses, schistes ± dolomitiques, grès, cargneules,...
	calcaires vermiculés	S 2				
		S 1		0		

Fig. 18 - Le Trias de Vanoise occidentale. Exemple du Roc de la Pêche. D'après F. Ellenberger, 1958 et 1963 ; A. Baud et J. Megard-Galli (1975, 1977) in E. Jaillard, 1984, fig. 6, p. 24.

ficultés de l'étude au Trias de Vanoise sont essentiellement dues à la grande variabilité des faciès : même à faible distance, on ne rencontre jamais exactement les mêmes successions lithologiques d'une coupe à l'autre. De même, on ne retrouve jamais exactement les mêmes successions lithologiques que celles décrites par E. Jaillard (1984). En outre, aucune lame n'a livré de microfossiles sur le secteur étudié.

Dans ce travail, j'ai défini 6 séquences comme unités cartographiables, en essayant de les faire correspondre au mieux à celles définies par E. Jaillard (1984) et A. Baud et J. Megard Galli (1975, 1977) pour les cycles I et II du Trias de Vanoise occidentale (fig. 18).

3. Le cycle I.

Le cycle I correspond pour les auteurs à l'Anisien.

a. La séquence 1.

Dans le massif de la Croix de Verdon et au Col du Fruit, la séquence 1 est caractérisée par une dominante schisteuse, à passées calcaréogréseuses et dolomitiques.

Une coupe, le long du sentier menant du Pas du Lac à la Viselle, montre un faciès de schistes à bancs dolomitiques, surmontés de cargneules puis de calcaires sableux, sous les calcaires vermiculés (fig. 19).

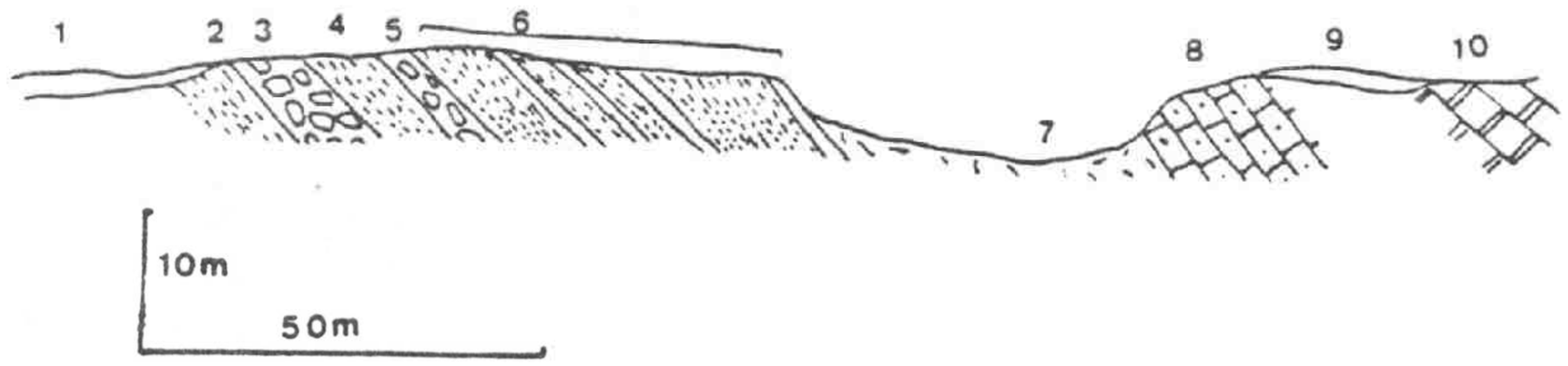


Fig. 19 - Coupe dans la séquence 1 de l'Anisien, sur le sentier menant du Col du Pas du Lac à la Viselle (loc. fig. 5).

1 : éboulis ; 2 : schistes dolomitiques noirâtres ; 3 : brèche dolomitique ; 4 : schistes dolomitiques noirâtres avec intercalations centimétriques à décimétriques de dolomie grise ; 5 : niveau de brèches dolomitiques partiellement cargneulisées; 6 : schistes à intercalations dolomitiques; 7 : cargneules ; 8 : calcaires sableux noirs 9 : éboulis ; 10 : calcaires vermiculés (séquence 2).

Le niveau de brèches dolomitiques cargneulisées (noté 5 sur la figure 19) est parfaitement interstratifié dans la série (il n'existe aucun indice de discontinuité, et les contacts sont clairement visibles). Le niveau de cargneules (noté 7 sur la figure 19) semble lui aussi interstratifié (le pendage de la série est constant de part et d'autre), mais les contacts cargneules-schistes dolomitiques et cargneules, calcaires gréseux sont peu visibles dans le détail (les contacts sont endommagés pour les travaux de terrassement effectués à cet endroit pour l'aménagement des pistes). L'essentiel réside cependant dans l'interstratification du niveau cargneulisé (niveau 5) dans les schistes dolomitiques de la séquence 1 : cela montre en effet que l'intercalation stratigraphique des cargneules existe dans la séquence 1, et donc que les cargneules du niveau 7 peuvent être interstratifiées. Cela correspond par ailleurs aux observations de F. Ellenberger (1958) qui signale des cargneules interstratifiées dans les schistes dolomitiques formant la base des calcaires vermiculés (il attribue ces schistes et ces cargneules au Werfénien supérieur).

En contrebas ouest du sommet de la Saulire, une autre coupe (fig. 21) montre une séquence 1 de l'Anisien très réduite, sans doute tectoniquement (cette coupe se situe au niveau du contact série siliceuse, série carbonatée).

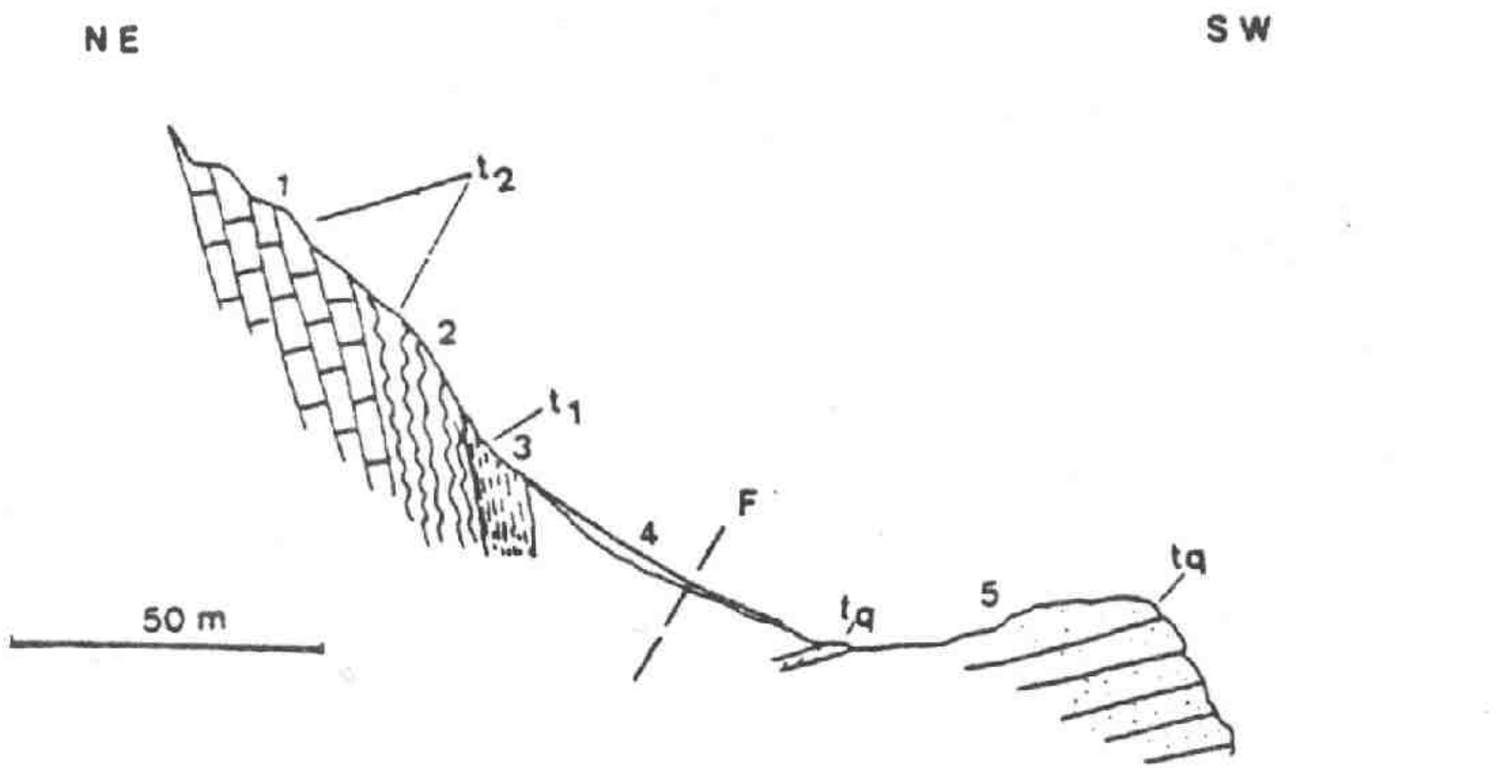


Fig. 20 - Coupe dans la base de l'Anisien et contact avec la série siliceuse, en contrebas ouest du Col du Pas du Lac (loc. fig. 5).

1 : dalles métriques de calcaires dolomitiques avec passées à vermiculation, séquence 2 ; 2 : marbre en bancs décimétriques, très froissé et à joints séricito-chloriteux vert pâle, séquence 2 ; 3 : schistes noirâtres à galets de calcaire sableux très étirés, séquence 1 ; 4 : zone terreuse contenant de nombreux fragments de schistes noirs ; 5 : quartzites blancs werféniens.

Les marbres de cette coupe correspondent sans doute aux dolomies roses et vertes de la séquence 2, qui prennent souvent un aspect marbré. Les schistes noirâtres montrent en surface polie et en lame mince des galets de calcaire sableux très étirés (voir fig. 39 , dans le chapitre IV).

Le contact entre la série siliceuse et la série carbonatée semble ici tectonique (déformation intense et changement de pendage brutal).

La coupe du Col du Fruit, quant à elle, montre les successions suivantes (fig. 21) :

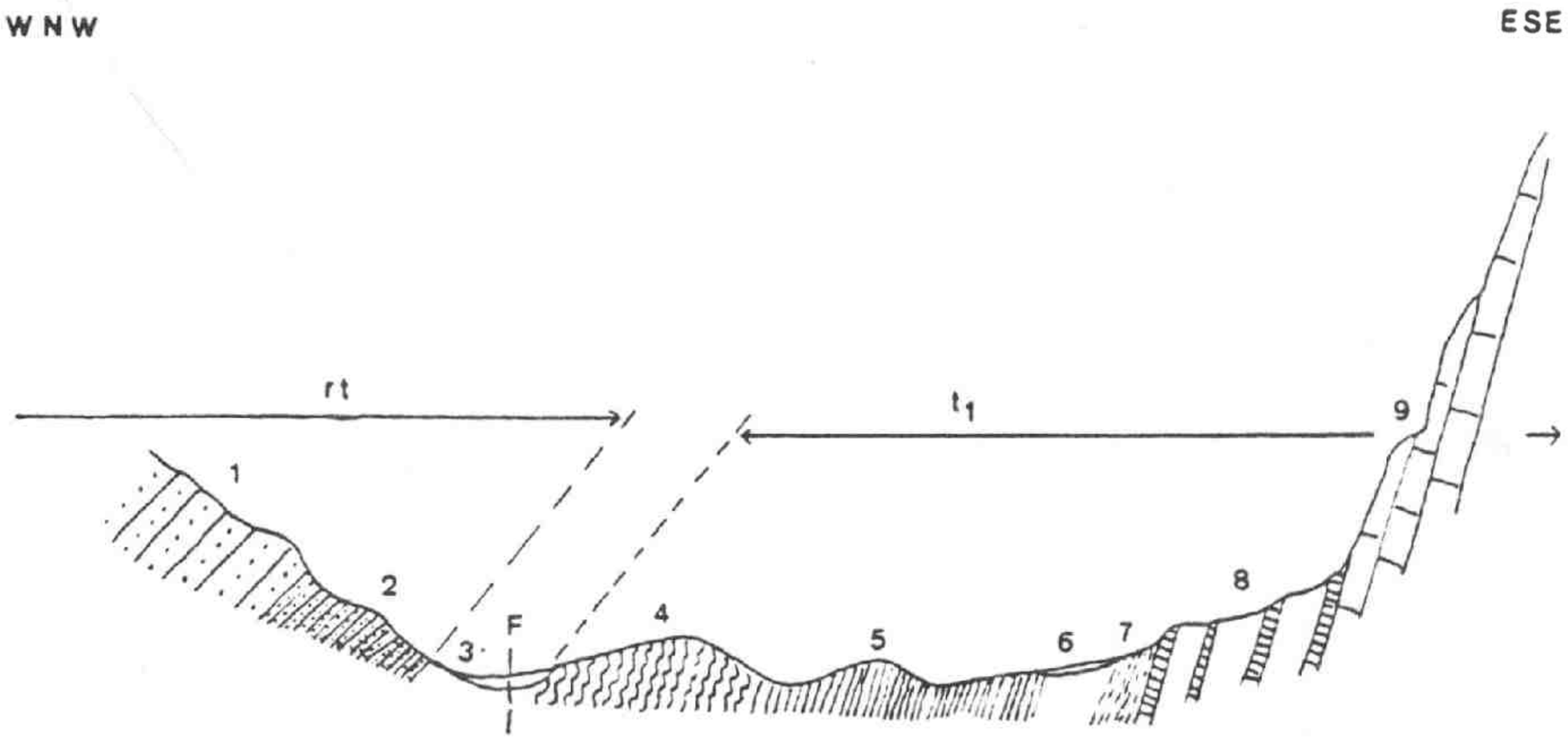


Fig. 21 - Coupe dans la séquence 1 au Col du Fruit ; contact avec la série siliceuse.

1 : grès du Permo-Trias, grossiers à quartz roses ; 2 : grès schisteux du Permo-Trias, à granulométrie beaucoup plus fine ; 3 : zone terreuse contenant de nombreux grains de quartz, apparence de Permo-Trias broyé ; 4 : schistes noirâtres, très déformés, contenant des intercalations centimétriques à décimétriques de calcaires sableux ; 5 : schistes noirâtres, moins déformés ; 6 : zone terreuse ; 7 : schistes calcareux jaunâtres à cassure noirâtre ; 8 : bancs de calcaires spathiques gris sombre, alternant avec des zones de calcaires en plaquettes schisteuses à cassure noire saccharoïde ; 9 : calcaires gris massifs.

Hormis les cargneules interstratifiées localement dans la série (fig. 19), la séquence 1 de l'Anisien est composée, sur le terrain étudié, de schistes noirâtres à intercalations calcaréo-sableuses, passant latéralement à des schistes contenant des galets de calcaires sableux plus ou moins étirés par la tectonique alpine (fig. 20, 21). Ces galets pourraient peut-être correspondre à l'étirement tectonique et au boudinage des interlits calcaréo-sableux, pour certains niveaux. Mais on rencontre parfois dans la séquence 1 des bancs à galets peu déformés. La série peut se poursuivre soit directement par les calcaires bioturbés de la séquence 2, soit par des calcaires gris, plus ou moins massifs (fig. 22). Ces niveaux calcaires terminant la séquence 1 sont signalés par E. Jaillard (1984) à la base SSW de Grosse Tête, dans le massif de l'Aiquille du Fruit.

E. Jaillard (1984) a fait des schistes noirâtres du Col du Fruit des "schistes de Pralognan" d'âge Eocène, en raison de la similitude de faciès existant entre ces deux formations. Ayant rencontré en d'autres endroits (fig. 20, fig. 24) des niveaux analogues, toujours situés stratigraphiquement à la base de l'Anisien, il me paraît plus logique d'attribuer les schistes du Col du Fruit à la séquence 1 de l'Anisien. Dans ce cas, les schistes du Col du Fruit sont stratigraphiquement en place.

La séquence 1 est interprétée par A. Baud et J. Mégard-Galli (1975) comme issue de dépôts de type paralique, se terminant par des dolomies jaunâtres à cassure sombre et à laminations algaires, traduisant l'installation d'un vaste tapis algaire. Je n'ai jamais observé ce niveau terminal avec certitude.

b. La séquence 2.

La séquence 2 de l'Anisien est caractérisée essentiellement par des calcaires gris à patine jaune, très fortement bioturbés et dénommés "calcaires vermiculés" (fig. 22).

Fig. 22 - Bloc de calcaire vermiculé dans éboulis sous le sommet de la viselle. Ce bloc montre, dans le plan de stratification, de nombreuses pistes d'animaux fouisseurs, marquées par une couleur gris sombre sur le fond jaune orangé de la roche.

Dans ces calcaires bioturbés, sont intercalés un ou deux bancs métriques ou plurimétriques de dolomies roses et vertes contenant un mince niveau (décimétrique) de schistes verts (fig. 23, 24). Ces dolomies roses semblent passer latéralement à des dolomies légèrement calcaires, de couleur jaune. En effet ces dolomies jaunes présentent le même aspect macroscopique que les dolomies roses, hormis leur couleur (elles ont un aspect marbré dû à de nombreuses veinules de calcites). D'autre part, elles contiennent le même niveau de schistes vert-émeraude, déjà reconnu par E. Jaillard (1984) dans les dolomies jaunes de la séquence 2, et que j'ai toujours observé unique, dans chaque coupe étudiée.

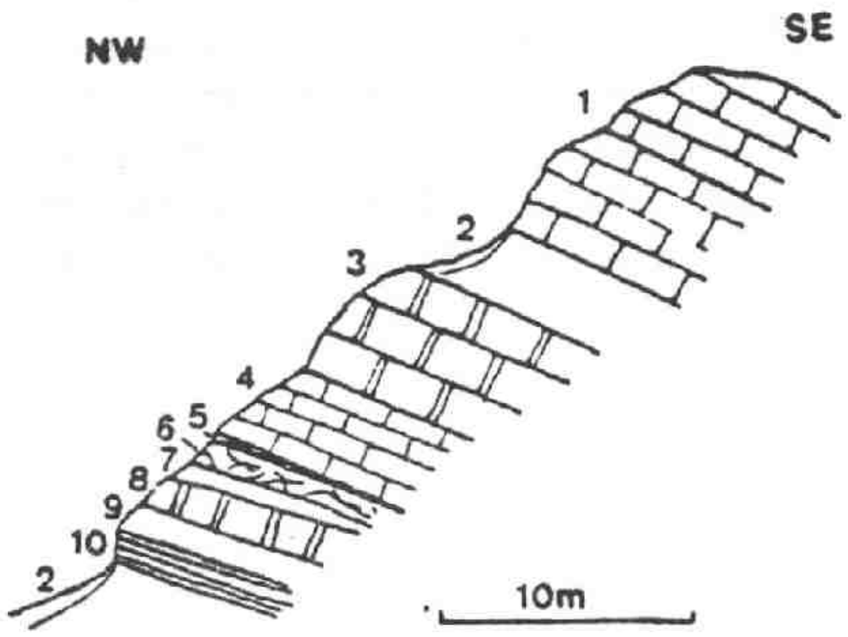


Fig. 23 - Coupe dans la séquence 2 de l'Anisien, en contrebas de l'arrivée du Télésiège de la Viselle (loc. fig. 5).

1 : calcaires dolomitiques gris jaunâtre ; 2 : éboulis ; 3 : calcaires vermiculés ; 4 : calcaires dolomitiques gris jaunâtre ; 5 : schistes vert sombre ; 6 : dolomie rose ; 7 : calcaires gris à débit fin à la base ; 8 : calcaires vermiculés ; 9 : dolomie rose ; 10 : calcaires gris à laminations jaunes.

La coupe en contrebas de l'arrivée du télécabine du Pas du Lac (fig. 24) montre, malgré des redoublements tectoniques, des successions de faciès qui peuvent être clairement attribuées aux séquences 1 et 2 de l'Anisien. Le niveau de brèches de cette coupe (niveau 6) correspond peut-être aux brèches terminales de la séquence 2, signalées par E. Jaillard sur le versant Sud de l'Aiguille des Corneillets, mais le fait que la série soit plissée et/ou faillée à cet endroit ne permet pas d'être affirmatif.

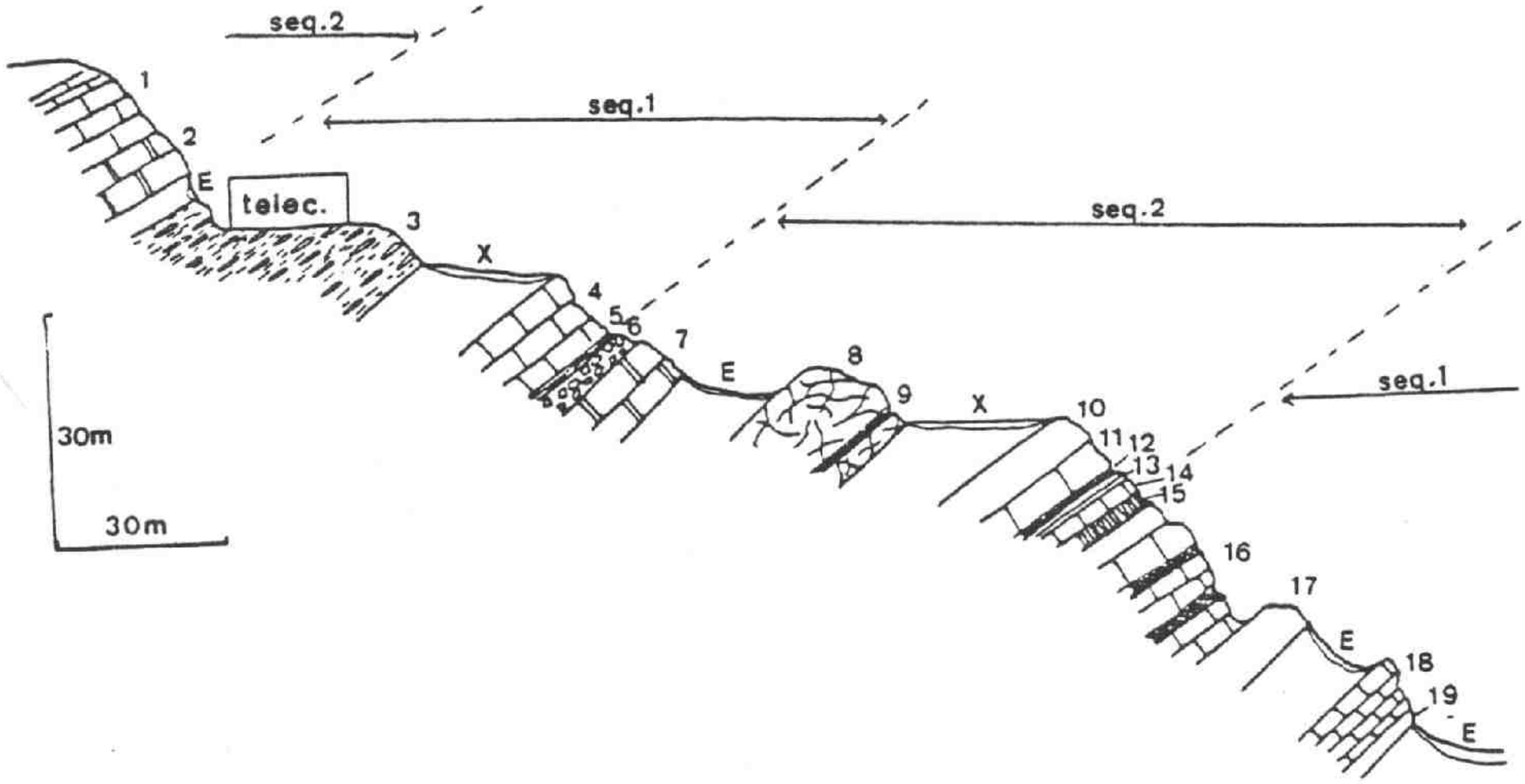


Fig. 24 - Coupe dans l'Anisien, en contrebas de l'arrivée du télécabine du Pas du Lac (loc. fig. 5).

E : éboulis; X : déblais ; 1 : calcaires gris à jaunes, patine jaune ; 2 : calcaires vermiculés ; 3 : schistes noirâtres à galets de calcaires légèrement gréseux plus ou moins étirés ; 4 : calcaires gris sombre ; 5 : calcaires verdâtres à débit centimétrique ; 6 : calcaires dolomitiques gris sombre et jaunes, d'aspect bréchique ; 7 : calcaires vermiculés ; 8 : dolomie verte et rose, d'aspect marbré dû à de nombreuses veinules de calcite ; 9 : schistes vert sombre intercalés dans les dolomies roses ; 10 : dolomies jaunes ; 11 : calcaires gris, massifs ; 12 : calcaire orangé, rubané ; 13 : calcaire gris, légèrement rubané de jaune ; 14 : calcaire rubané jaune et gris, à patine jaune ; 15 : calcaires gris clair ; 16 : calcaire noir, massif, avec deux zones intensément fracturées (croisillons) ; 17 : calcaire gris clair à patine ocre ; 18 : calcaires gris; 19: dolomies grises à patine jaune

Sur le plan paléontologique, F. Ellenberger (1958) a récolté quelques articles de *Dadocrinus gracilis* dans les dolomies jaunes intercalées dans les calcaires vermiculés du Pas du Lac, mais toujours dans des blocs éboulés. Je n'en ai personnellement pas trouvés.

Les calcaires et dolomies de la séquence 2 sont interprétés par A. Baud et J. Megard-Galli (1975) comme déposés en milieu lagunaire, légèrement sursalé. Leur faciès intensément bioturbé serait dû à l'activité de décapodes fouisseurs (A. Baud, 1976).

c. Les séquences 3 à 5.

Les séquences 3 à 5 de l'Anisien ne sont pas suffisamment différenciées sur la Croix de Verdon pour qu'il soit possible de les distinguer cartographiquement.

Sur l'arête nord de la Croix de Verdon, les niveaux des séquences 1et 2 sont absents. L'Anisien y débute par des calcaires gris sombre, souvent très bréchifiés tectoniquement, attribuables à la séquence 3. Ces calcaires contiennent parfois des accidents dolomitiques orangés et se terminent par un horizon de dolomies jaune orangé correspondant sans doute à celui décrit par E. Jaillard (1984) comme terminant la séquence 3. Cependant, contrairement aux faciès décrits par E. Jaillard pour la séquence 3, ces calcaires gris sombre ne contiennent pas de récurrences de faciès vermiculés. Je n'y ai pas non plus trouvé de fossiles, alors que ces niveaux contiennent théoriquement assez fréquemment des débris de petits diplopores et de dentales (F. Ellenberger, 1958 ; E. Jaillard, 1984).

A ces calcaires gris sombre succèdent des calcaires et dolomies beaucoup plus clairs, parfois presque blancs. Ces niveaux contiennent un banc décimétrique de calcaire riche en nodules siliceux allongés, mis en relief par l'érosion. Ce banc doit correspondre au niveau à silex signalé par F. Ellenberger (1958) dans l'Anisien et que E. Jaillard (1984), sur la base des travaux de A. Baud et J. Megard Galli (1975, 1977) attribue à la séquence 4 ; ce niveau est ici assez réduit. Ces faciès de calcaires et dolomies clairs correspondent à ceux décrits par E. Jaillard pour la séquence 4. Après le banc à silex, la série se poursuit par des calcaires et dolomies gris, monotones, qui ne correspondent pas aux faciès décrits par E. Jaillard (1984) pour la séquence 5 (celle-ci est caractérisée théoriquement par des calcaires gris bioturbés, fréquemment intercalés de niveaux dolomitiques jaunes décimétriques). Ces faciès se poursuivent jusqu'au Ladinien.

Sur l'arête sud de la Croix de Verdon, aux calcaires vermiculés de la séquence 2 succèdent des calcaires et dolomies de couleur gris sombre à noire, comportant parfois de fines laminations orangée. Ces niveaux pourraient être attribués à ceux de la séquence 3, mais, contrairement à ces derniers, ils ne comportent pas d'accidents dolomitiques orangés importants. A ces calcaires gris sombre à noirs succèdent des calcaires et dolomies gris clair, parfois presque blancs qui se poursuivent jusqu'à la limite Anisien-Ladinien. Le niveau à silex caractéristique de la séquence 4 est absent à cet endroit, et il paraît donc difficile d'attribuer ces niveaux clairs à une séquence particulière.

d. La limite Anisien-Ladinien.

Elle est caractérisée (F. Ellenberger, 1958 ; A. Baud, J. Megard Galli, 1975, 1977) par un niveau décimétrique de schistes dolomitiques orangés, qui est bien visible sur l'arête sud de la Croix de Verdon. Ces schistes dolomitiques sont interprétés comme étant un niveau d'émersion (F. Ellenberger, 1958 ; A. Baud, J. Megard Galli, 1975) et terminent le cycle I du Trias carbonaté de Vanoise.

4. Le cycle II.

Le cycle II est entièrement contenu dans le Ladinien (A. Baud, J. Megard Galli, 1975, 1977 ; E. Jaillard, 1984).

Sur la Croix de Verdon, aux schistes dolomitiques orangés de la séquence 5 succède un niveau métrique de calcaires gris à laminations orangées. Ces calcaires laminaires sont suivis par des calcaires gris, massifs.

Il n'est pas possible de poursuivre la coupe dans le Ladinien au delà de quelques dizaines de mètres du niveau d'émersion (parois inaccessibles). Mais ces calcaires semblent se poursuivre jusqu'au sommet de la Croix de Verdon (cela correspond à l'épaisseur habituelle de la séquence 6, qui varie entre 150 et 300 m) (E. Jaillard, 1984).

5. Conclusion à l'étude de la série carbonatée

Sur le massif de la Croix de Verdon, seules les séquences 1 et 2 de l'Anisien et la séquence 6du Ladinien semblent bien correspondre aux séquences type définies par A. Baud,J. Mégard Galli (1975,1977) et par E. Jaillard (1984). Les séquences 3 à 5 y sont par contre peu différenciées et ressemblent beaucoup moins à celles décrites par E. Jaillard (1984) dans d'autres régions de Vanoise.

III. APERÇU SUR LE QUATERNAIRE.

1. Le Glaciaire.

Plusieurs générations de moraines sont visibles sur le terrain étudié : des moraines anciennes, probablement würmiennes (notées Gy sur la carte) dont les vallums, entièrement couverts de végétation, descendent jusqu'à la station de Courchevel (Elles sont bien visibles en photographie aérienne); des moraines récentes (actuelles ou historiques) notées Gz, exemptes de végétation. Elles sont bien représentées au pied du Rocher de la Loze, ainsi qu'en contrebas des Creux Noirs et de l'Aiguille du Fruit.

2. Les éboulis.

Hormis les éboulis vifs (notés Ez) descendant de la plupart des points hauts, les pentes sont fréquemment couvertes d'éboulis stabilisés (notés Ey), couverts de végétation. Sur les pentes orientales du Rocher de la Loze, ces éboulis stabilisés sont entaillés par des cones de déjection actuels (notés Jz).

Les travaux d'aménagement des pistes montrent quelques coupes de ces éboulis, grâce auxquelles on peut distinguer une trace de paléosol (horizon sombre à quelques mètres sous la surface, indiquant qu'ils sont formés d'au moins 2 générations successives. (En contrebas Est du Rocher de la Loze, à la cote 2200 m, cet horizon sombre se trouve environ à 3 mètres sous la surface de l'éboulis stabilité).

3. Les glissements de terrain.

Un écroulement de matériel grossier (blocs plurimétriques de gneiss oeillés) est bien visible en photographie aérienne en contrebas est de l'arête de la Saulire (vers le Lac des Creux). Des glissements de matériel beaucoup plus fin (Assise de Tarentaise) se distinguent (également en photographie aérienne) dans la Forêt du Praz.

Sur le terrain, au Col de la Loze, on peut également observer des glissements en masse, le long des versants. Les niches d'arrachement y sont bien dessinées.

4. Les tourbières.

Une tourbière d'altitude occupe l'essentiel de la surface au Plan du Lac, mais elle est de plus en plus endommagée par les travaux d'aménagement de la piste descendant au col du Pas du Lac, et risque de disparaître à court terme

CHAPITRE III : LES GNEISS DU SAPEY.

I. INTRODUCTION.

Les gneiss du Sapey sont bien représentés sur le terrain étudié, puisqu'ils affleurent sur toute l'arête de la Saulire, ainsi qu'en divers points autour de la Croix de Verdon.

Les gneiss du Sapey ne sont connus que dans la zone houillère briançonnaise, où ils occupent une position structurale particulière : ils sont exclusivement cantonnés à son bord interne et jalonnent l'accident Modane - Chavière selon une bande discontinue longue de 50 km et large de 2 ou 3 km (voir fig. 3).

Les gneiss du Sapey occupent également une position géométrique particulière dans la série siliceuse de la zone houillère : les auteurs (F. Ellenberger, 1958 ; J. Fabre, 1961 ; G. Détraz, 1984 ...) sont tous d'accord pour faire des gneiss du Sapey une dalle, d'épaisseur variant de quelques mètres à 300 m, intercalée entre les conglomérats du Stéphano-Permien et les formations du Néopermien, discordantes, qui les remanient localement (fig. 4). Les auteurs datent tous d'un Permien moyen la mise en place de ces gneiss.

Les gneiss du Sapey ne sont cependant pas homogènes. Ils ont été subdivisés (F. Ellenberger, 1958 ; G. Détraz, 1984) en deux grands ensembles lithologiques traversés par des filons volcaniques basiques :

- les gneiss oeillés, qui sont considérés comme d'anciens granites par tous les auteurs, principalement en raison de textures de microgranites porphyriques peu déformées qui subsistent localement ;

- le second ensemble lithologique a reçu le nom impropre de leptynites, puisqu'il s'agit en fait de micaschistes de couleur généralement vert sombre à noirâtre (G. Détraz, 1984).

Les roches volcaniques basiques, métamorphisées sous le faciès des schistes verts, se rencontrent en filons métriques au sein des gneiss du Sapey s.l. Elles n'y occupent qu'un très faible volume.

Sur la genèse des gneiss du Sapey ont été émises diverses hypothèses, souvent contradictoires. Je les exposerai rapidement ici en résumant les principaux arguments des auteurs, avant de développer les différents aspects que présentent les gneiss du Sapey sur la Saulire.

(Dans ce chapitre le terme gneiss du Sapey sera utilisé pour désigner l'ensemble de la formation, par opposition aux termes gneiss oeillés et leptynites, utilisés pour désigner les ensembles lithologiques précis).

II. LES PRINCIPALES THÉORIES SUR LES GNEISS DU SAPEY.

1. Hypothèse d'un granite d'anatexie permien.

F. Ellenberger (1958) a considéré les gneiss oeillés comme un ancien granite d'anatexie d'âge permien, et les leptynites comme un intermédiaire de fusion, d'où le nom de "migmatites du Sapey" qu'il a choisi pour l'ensemble.

Les gneiss oeillés et les leptynites auraient acquis leur foliation lors du métamorphisme alpin. La migmatisation (Ellenberger n'utilise que très rarement le terme "anatexie") se serait produite *in situ* et aurait affecté le sommet de la série houillère.

Les principales observations l'ayant conduit à cette hypothèse sont données en figure 4. Elles concernent tout d'abord le contact de base des gneiss. F. Ellenberger a en effet constaté sur le terrain qu'il était impossible de situer à 50 cm près, sur le terrain, le contact entre les gneiss et les conglomérats sous-jacents. Cette zone floue, intermédiaire entre les deux formations, a été interprétée pour cet auteur comme un "front inférieur de migmatisation". Par ailleurs, F. Ellenberger (1958) a observé à l'intérieur des gneiss des "septa", c'est-à-dire des enclaves interprétées comme des restites de fusion.

Enfin,il a daté cette migmatisation du Permien par la discordance du Permo-Trias et le remaniement local des gneiss du Sapey par celui-ci sous la forme des conglomérats du Saint Bernard de Modane (fig. 4).

2. Hypothèse d'un laccolite permien.

J. Debelmas (1980) et J. Schade (1983) font de la relation géométrique existant entre les gneiss du Sapey et l'accident Modane - Chavière une relation génétique : un magma granitique serait monté le long de l'accident Modane - Chavière, qui serait alors un accident ancien ayant rejoué à l'alpin. Ce magma serait mis en place en laccolite au sein de la série houillère. Pour J. Debelmas (1980), le magma serait subvolcanique. J. Schade (1983), après une étude des zircons contenus dans les gneiss du Sapey (étude basée sur les méthodes de J.P. Pupin, 1976) considère que le magma serait issu d'une anatexie profonde.

3. Hypothèse d'une nappe de charriage de matériel anté-namurien.

G. Détraz (1984), fait des gneiss du Sapey une nappe de charriage de matériel ancien, mise en place au Permien. Son argumentation se base tout d'abord sur la cartographie fine des différents faciès des gneiss du Sapey dans le massif de Peclet-Polset (fig. 1 et 3). Il a en effet observé une bande mylonitique quasi continue à la base des gneiss du Sapey. Les formations entourant les mylonites présentent une déformation croissante au fur et à mesure que l'on se rapproche du contact. Détraz a interprété ces mylonites comme anté-alpines car il les a observées recoupées et crénulées par les schistosités alpines qu'il a définies sur son terrain. La seconde observation importante qu'il a faite est l'organisation de l'ensemble gneiss oeillés - leptynites en panneaux peu déformés séparés par des bandes étroites plus déformées donnant parfois des mylonites (il interprète ces mylonites comme de même âge que celles jalonnant le mur des gneiss). G. Détraz a enfin étudié le toit des gneiss du Sapey et constaté, d'une part que le Permo-Trias cachète la structure en panneaux gneiss oeillés - leptynites ainsi que leur foliation, et d'autre part que les conglomérats néopermiens remaniant ces roches sont formés de galets de gneiss, donc de galets déjà foliés. Pour G. Détraz, la foliation des gneiss du Sapey est donc anté-Néopermien.

G. Détraz a par ailleurs mené une étude pétrographique précise des leptynites pour en déterminer les caractéristiques métamorphiques. Dans un faciès particulier de leptynites, il a trouvé une paragenèse à disthène, staurotide et grenat (G. Détraz, 1984 ; G.Détraz et H.Loubat,1984) caractéristique d'un métamorphisme dans le faciès des amphibolites. Une paragenèse a biotite brune se serait ensuite développée au dépend du grenat. Un tel type de métamorphisme est inconnu dans le métamorphisme alpin, qui atteint tout au plus le faciès des schistes verts dans cette zone (le métamorphisme alpin rétromorphose par ailleurs ces faciès). De telles paragenèses sont par contre connues dans le socle autochtone de la zone houillère (massif du Ruitor, fig. 1 et 3), ce qui fait proposer à G. Détraz l'interprétation suivante :

- durant la phase asturienne, émersion et érosion d'un socle de type Ruitor donnant lieu au dépôt des conglomérats du Stéphano-Permien.

- durant la phase saalienne, charriage du socle sur le houiller (G. Détraz)ne précise pas la vergence de ce charriage.

- au Permo-Trias, érosion et remaniement de la nappe sous forme de grès et conglomérats.

Dans une autre interprétation, il dissocie les gneiss oeillés des leptynites : les gneiss oeillés pourraient être un granitoïde houiller mis en place dans le socle anténamurien, puis charrié avec celui-ci au Permien.

4. Les datations absolues.

Un certain nombre de datations absolues ont été effectuées sur les gneiss du Sapey, avec des résultats très contradictoires.

R. Chessex (1966) a obtenu un âge de 423 m.a. (Silurien) par la méthode plomb total sur zircons. L'auteur n'a malheureusement pas précisé dans quel faciès (gneiss oeillés ou leptynites) il avait prélevé ses zircons.

J. Bocquet (1974) a effectué des datations sur micas blancs et a obtenu les âges suivants : 265 m.a. ± 11 (Permien) sur muscovites ; 62 m.a. ± 2 (Eocène) sur des phengites qui apparaissent donc comme alpines; 213 m.a. ± 8 (Trias) sur des micas blancs supposés avoir été mal séparés.

G. Détraz (1984) a interprété l'âge permien des muscovites comme une destabilisation de celles-ci due à la mise en place de la nappe au Permien.

5. But du travail entrepris.

L'ensemble des travaux de ces différents auteurs indique donc le type de recherches vers lesquelles il fallait principalement s'orienter sur la Saulire : tout d'abord l'inventaire des différents faciès de gneiss oeillés et de leptynites, ensuite les caractéristiques du métamorphisme enregistré par les leptynites; et enfin la nature du contact des gneiss du Sapey avec d'une part le Permo-Trias, et d'autre part le Stéphano-Permien.

III. LES GNEISS DU SAPEY DANS LE SECTEUR DE LA SAULIRE ET DE LA CROIX DE VERDON.

Ils montrent une épaisseur apparente très variable sur le terrain étudié : d'au moins 200 m sur l'arête de la Saulire, elle se réduit à quelques mètres sous le sommet de la Viselle, plus au Nord. Les différents faciès présentent une patine générale gris sombre, qui empêche de les distinguer dans le paysage : les gneiss du Sapey apparaissant de loin comme un ensemble homogène. A l'échelle de l'affleurement, ils se montrent généralement couverts d'une épaisse couche de lichen, et présentent peu de surfaces fraîches.

1. Les différents faciès.

a. Les gneiss oeillés.

Macroscopiquement, ces roches présentent des faciès peu variables sur la Saulire. Elles sont de teinte généralement rougeâtre en surface altérée, et noirâtre en cassure fraîche. Les phénocristaux de feldspath, centimétriques et automorphes lorsque la roche est peu étirée, sont généralement peu abondants par rapport à leur matrice noirâtre. Les gneiss oeillés présentent cependant parfois des faciès plus clairs, dus à une plus grande abondance de feldspaths. Le quartz semble contenu en quantité identique dans les deux cas.

Au microscope, les feldspaths se révèlent être des albites en échiquier (fig. 25), généralement interprétées comme issues du remplacement d'anciens feldspaths potassiques. Ces albites en échiquier sont souvent partiellement recristallisées en albites automorphes, à macles polysynthétiques, plus récentes (vraisemblablement alpines) (fig. 25).

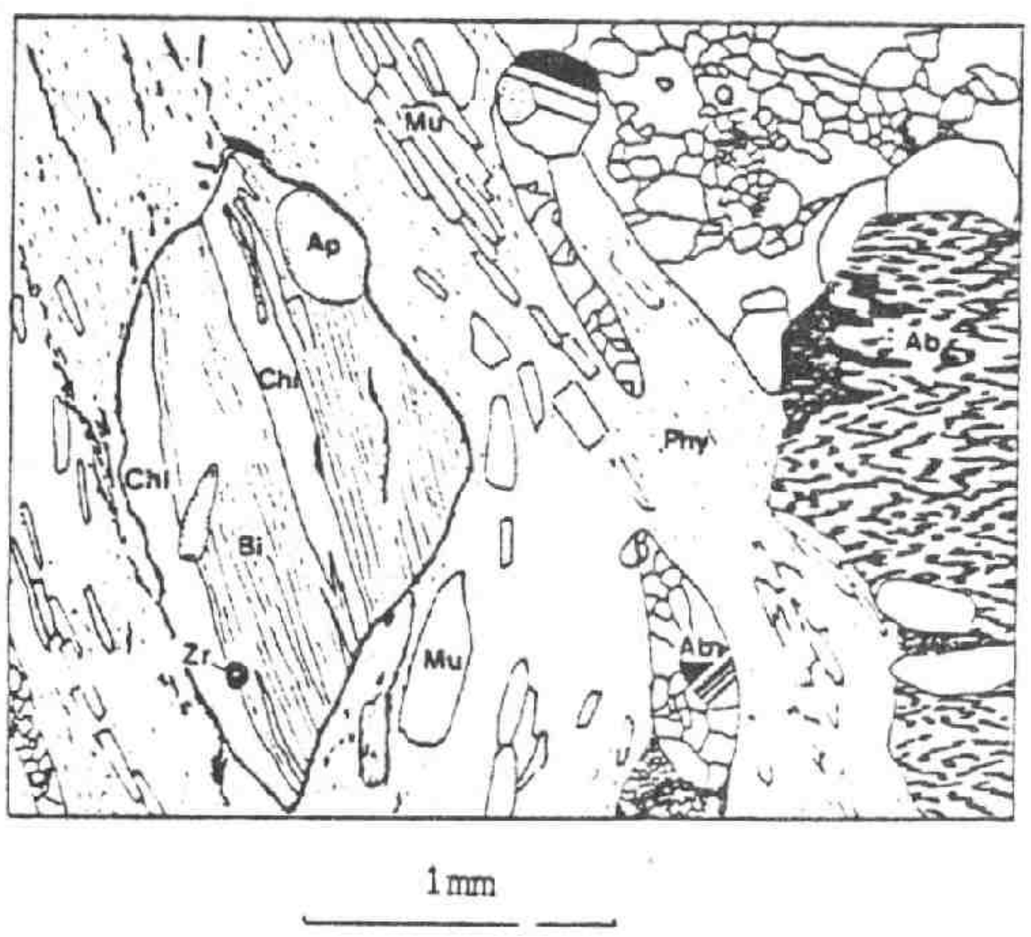


Fig. 25 - Plaque mince de l'échantillon JPG 13-38, prélevé dans les gneiss oeillés au Nord du Col du Fruit.

Cette lame montre un faciès typique de gneiss oeillés avec une grande albite en échiquier , une biotite bien conservée, contenant des inclusions d'apatite et de zircon et frangée d'un liséré de minéraux opaques, des albites tardives (à macle polysynthétique) et de nombreuses paillettes de muscovite soulignant la foliation générale.

Une coloration effectuée au cobaltinitrite de sodium (réactif produisant un précipité jaune en présence de potassium) sur un échantillon de gneiss oeillé a par ailleurs montré qu'il ne contenait pas de feldspath potassique : aucun feldspath n'a été coloré par le réactif.

L'autre minéral caractéristique des gneiss oeillés du Sapay sur la Saulire est la biotite. Elle est assez fréquente, mais rarement bien conservée : elle est souvent écrasée et kinkée par la foliation générale du gneiss (fig. 26). Elle est par ailleurs souvent partiellement chloritisée. Lorsqu'elle est bien conservée, la biotite présente souvent des inclusions de zircon avec leur halo-pléochroïque ainsi que des inclusions d'apatite (fig. 25). L'apatite isolée est également assez fréquente dans les gneiss oeillés. Elle se présente aussi comme antérieure à la foliation principale : entourée par celle-ci, certains cristaux d'apatite ont subi rotation et éclatement (fig. 27).

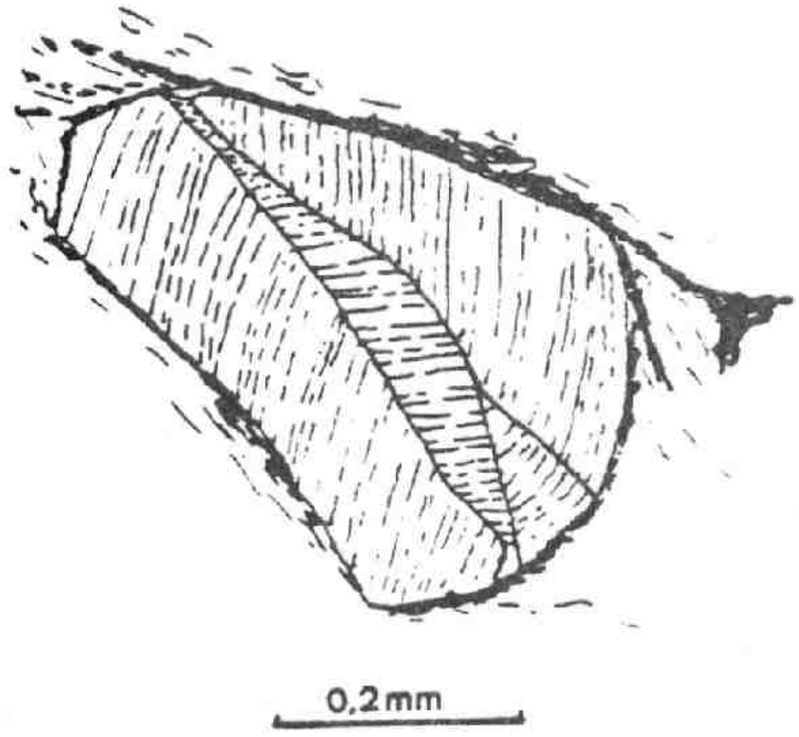


fig. 26 - Biotite kinkée par la foliation dans un gneiss oeillé du Sapey

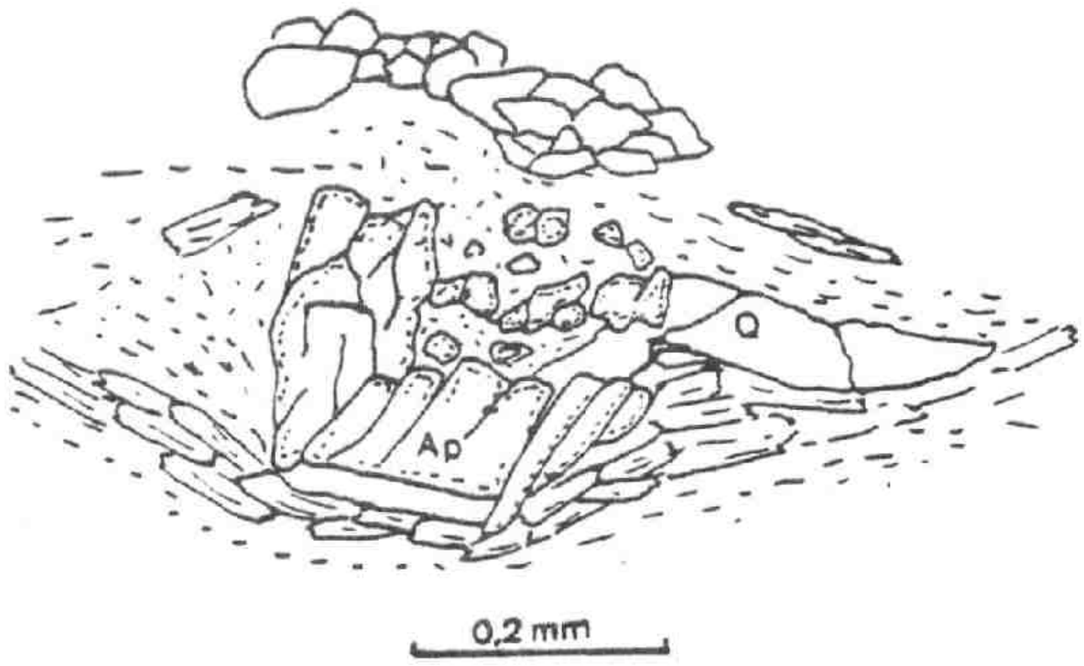


Fig. 27 - Apatite écrasée par la foliation dans un gneiss oeillé du Sapey.

Le quartz, quand à lui, est assez bien représenté dans ces roches, et peut cristalliser en rubans lorsque la roche est très étirée. La foliation générale est marquée par des muscovites, et par de nombreuses phyllites très fines. La chlorite se présente comme tardive, soit remplaçant les biotites, soit en vastes plages en tache d'encre. Elle montre par ailleurs des interfaces particuliers avec l'albite : elle semble développer des vermicules au dépend de l'albite (fig. 28).

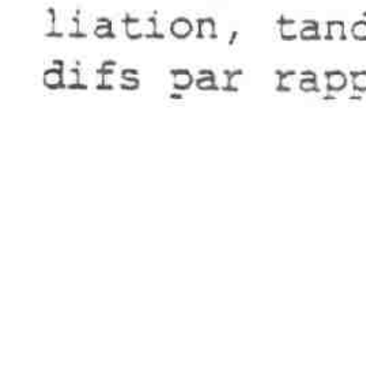


fig. 28 - Vermicules de chlorite développés au dépend d'une albite dans un gneiss oeillé du Sapey

Avec la chlorite, les deux autres minéraux tardifs par rapport à la foliation sont d'une part l'albite à macle polysynthétique, recristallisée à partir des albites anciennes, et d'autre part le stilpnomélane, qui se présente en épis surimposés de manière quelconque aux structures antérieures.

Les gneiss oeillés du Sapey montrent donc une foliation caractérisée par des recristallisations de micas blancs et de phyllites fines. L'albite en échiquier, la biotite et le quartz apparaissent comme antérieurs à la foliation, tandis que la chlorite et le stilpnomélane apparaissent comme tardifs par rapport à celle-ci.

La roche initiale, avant foliation, était donc une roche à quartz, feldspath potassique et biotite, ce qui correspond à l'interprétation d'anciens granites donnés par les auteurs pour les gneiss oeillés du Sapey.

b. Les filons de quartz associés aux gneiss oeillés.

Les gneiss oeillés du Sapey présentent deux générations distinctes de filons de quartz, une génération ancienne de filons parallèles à la foliation générale de la roche (fig. 29), et une génération de filons tardifs, recoupant les structures de manière quelconque.

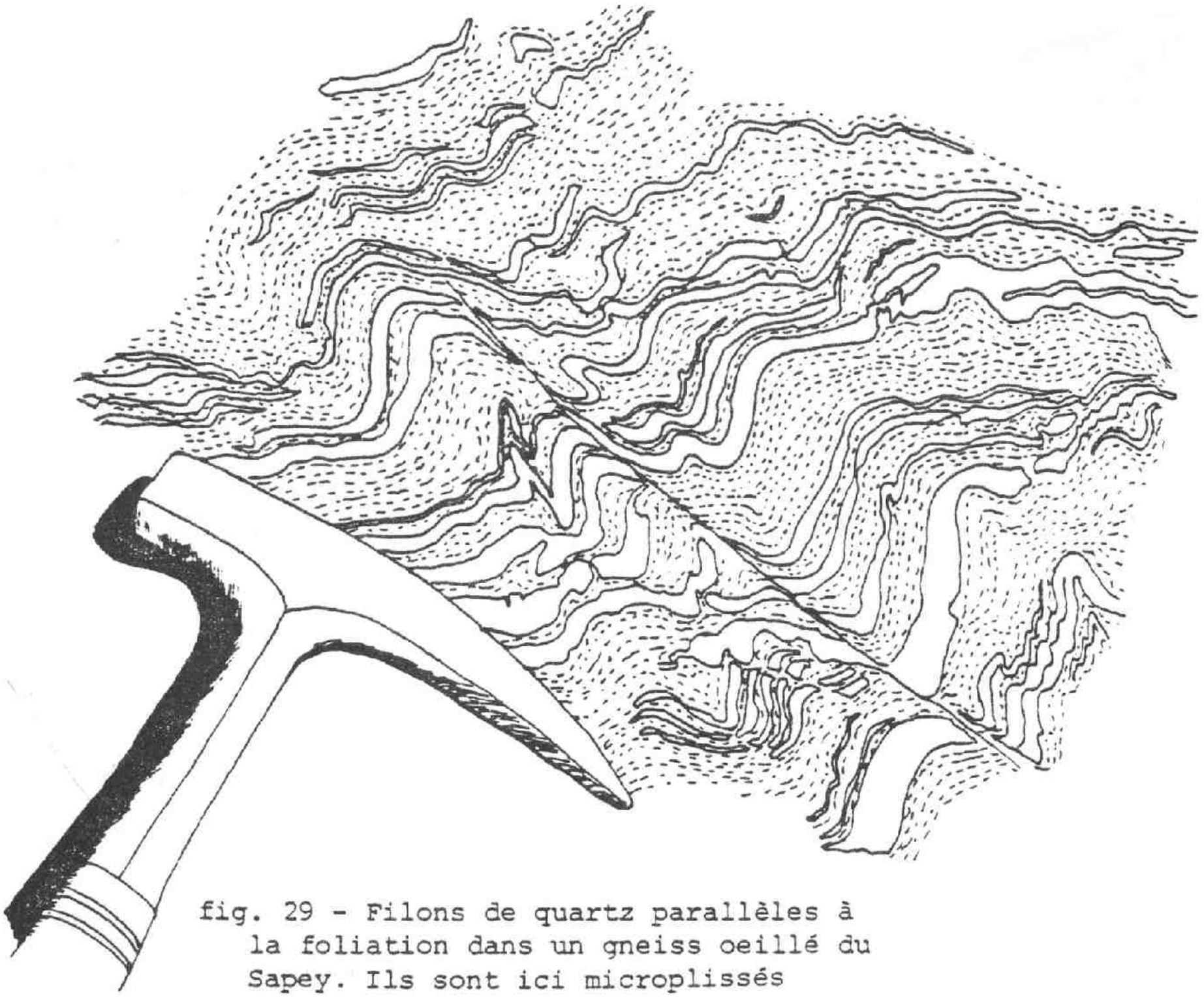


fig. 29 - Filons de quartz parallèles à la foliation dans un gneiss oeillé du Sapey. Ils sont ici microplissés parallèlement à celle ci

c. Les leptynites.

Le terme de leptynites, que j'ai conservé ici, a sans doute été choisi à l'origine par les auteurs pour désigner les roches blanches parfois associées aux gneiss oeillés du Sapey (J. Fabre, 1961), puis généralisé abusivement à toutes les roches associées aux gneiss oeillés. Sur la Saulire, les roches associées aux gneiss oeillés présentent différents faciès micaschisteux.

- Les chloritoschistes.

Ces roches sont macroscopiquement vert sombre et d'aspect satiné. En lame mince, on reconnaît clairement une origine détritique : d'anciens galets de quartz mono et polycristallins sont pris dans une matrice essentiel-

lement chloriteuse. Ces roches contiennent également quelques tourmalines détritiques généralement bien conservées (fig. 30).

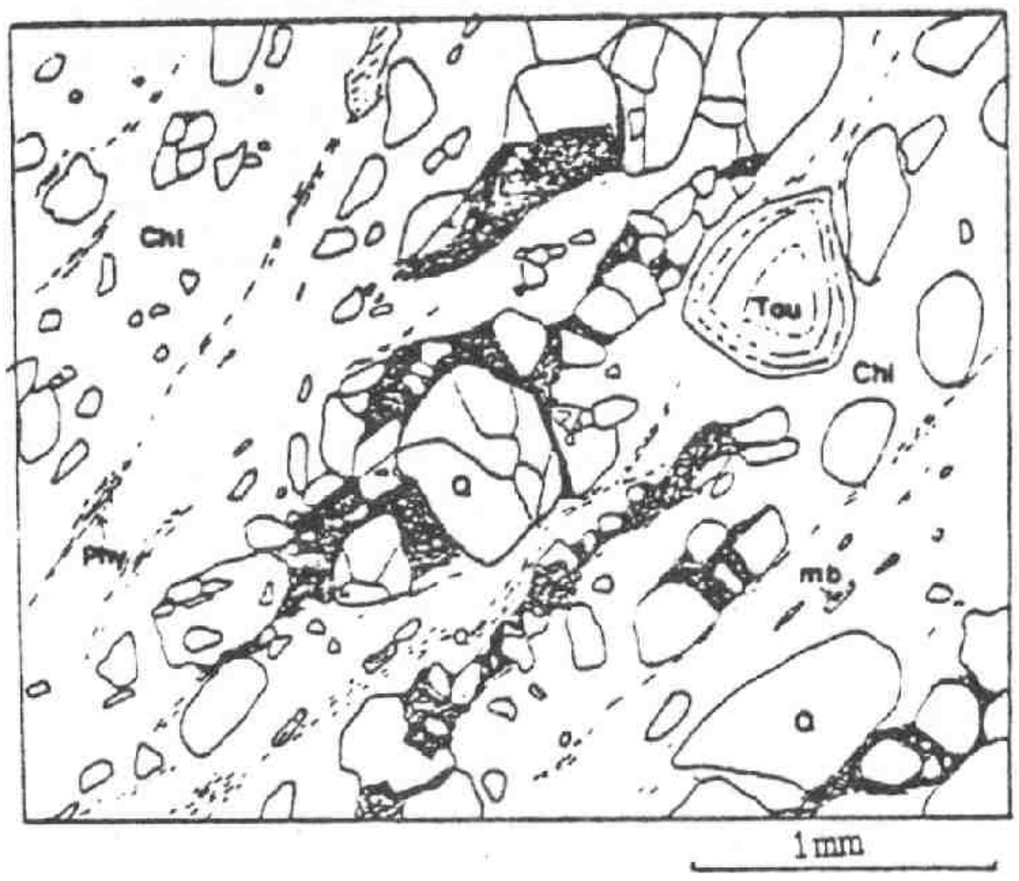


Fig. 30 - Plaque mince de l'échantillon JPG 61-71.

Chloritoschiste prélevé au Sud des Creux Noirs, montrant une tourmaline détritique et des petits galets de quartz, parfois recristallisés (grisé), dans une matrice chloriteuse.

- Micaschistes noirs riches en phengite.

Macroscopiquement ces roches, noirâtres, montrent de nombreuses paillettes de micas blancs qui s'en détachent facilement. Ces paillettes, extraites, se sont révélées être des phengites (uniaxes). En lame mince, ces roches montrent une foliation à biotite et mica blanc, très effacée par une seconde foliation ayant développé de grandes phengites (les biotites sont fréquemment partiellement chloritisées mais montrent cependant quelques sections fraîches indiscutables (fig. 31). Il s'agit vraisemblablement d'une foliation initiale à biotite muscovite.

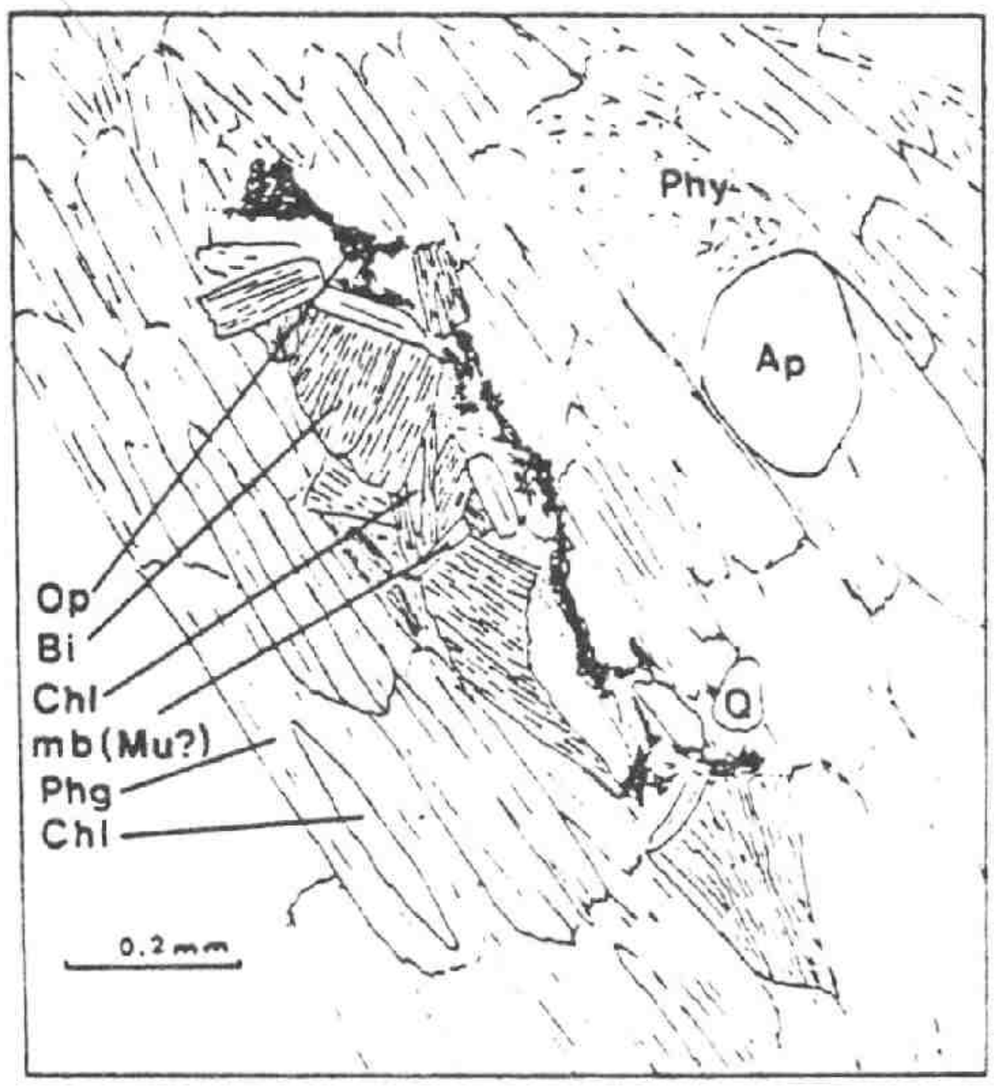


Fig. 31 - Plaque mince de l'échantillon 35A48 (micaschiste noir à phengite), prélevé au Nord de l'arête de la Saulire. Cette lame montre des biotites anciennes écrasées par une foliation ayant développé de grandes phengites. Ces biotites sont souvent partiellement chloritisées. Associés aux biotites, on observe quelques petits micas blancs qui ne paraissent pas de même génération que les grandes phengites. Il s'agit sans doute de reliques de muscovites héritées d'une ancienne foliation à biotite muscovite.

- Micaschistes noirs.

Macroscopiquement ces roches, d'une couleur noirâtre, sont beaucoup moins micacées que les précédentes : elles ne présentent pas autant de paillettes de mica blanc. En lame mince, elles montrent également une foliation ancienne à biotite mica blanc, encore visible par endroit et recoupée par une seconde foliation, à mica blanc et chlorite. Cette roche est plus riche en quartz que la précédente et contient par endroit quelques tourmalines détritiques.

Ces roches, comme les micaschistes noirs riches en mica blanc ont donc subi une phase de métamorphisme ayant engendré une foliation à biotite - muscovite. Théoriquement, le métamorphisme alpin n'atteint jamais l'isograde de la biotite. D'autre part, les conglomérats du Stéphano-Permien sous-jacents ne présentent pas d'indice d'un tel métamorphisme. Cela m'amène donc à conclure, comme l'a fait G . Détraz (1984), que les gneiss du Sapey ont subi, au moins en partie, un métamorphisme anté-alpin et ont été ensuite amenés tectoniquement dans leur position actuelle. G. Détraz a également reconnu cette phase à biotite brune, qui selon lui s'est produite postérieurement à une phase ayant engendré une paragenèse à disthène + staurotide + grenat. Cette première phase semble entièrement effacée sur la Saulire.

d. Les schistes argileux noirs à cachet houiller.

Assez rares au sein des gneiss du Sapey, ces schistes se présentent comme très peu métamorphiques. Ils affleurent en quelques endroits sur l'arête de la Saulire, et en particulier à 50 m en contrebas Est du point coté 2705, et 200 m environ à l'Est du col coté 2612 m. Ils sont formés de phyllites finnes n'ayant pas recristallisé en grands micas, et contenant quelques petits grains de quartz isolés. Ces phyllites présentent les mêmes caractéristiques métamorphiques et le même aspect que la matrice des conglomérats du Stéphano-Permien.

Sur le terrain, ces schistes apparaissent comme issus d'un remplissage sédimentaire par un matériel argileux de fissures ouvertes au sein des gneiss donc nécessairement effectué au moment où ceux-ci auraient été à l'affleurement. Ils se présentent sous forme de "veines" épaisses de 10 à 50 cm traversant les gneiss. Les contacts entre les gneiss et ces schistes sont francs, indépendants de la foliation des gneiss. Ces deux roches sont par contre affectées par une même schistosité de fracture, qui se réfracte au niveau du contact.

Il apparaît difficile d'attribuer un âge à ces schistes, qui sont fondamentalement différents des leptynites (ils ressemblent cependant beaucoup aux schistes houillers). Ce sont sans doute de tels faciès que F. Ellenberger (1958) a interprété comme des septa, c'est-à-dire des restites de fusion. Cette hypothèse semble en contradiction avec les affleurements que j'ai observés sur la Saulire.

e. Les roches associées.

- Les roches vertes.

Sur la Saulire, elles se présentent en filons métriques d'une roche aphanitique vert sombre, rendue caverneuse en surface par l'altération météorique de petites inclusions carbonatées.

En lame mince, cette roche se montre très riche en chlorite et en épidote. Cette dernière se présente par ailleurs souvent sous forme de grands cristaux dont les formes évoquent parfois d'anciens pyroxènes. Les minéraux opaques sont également très abondants, et associés avec de nombreux petits granules de sphène, qui indiquent une forte teneur en titane dans la roche. L'hématite est présente en faible quantité. Les autres constituants de cette rochesont le quartz, l'albite et quelques carbonates (fig. 32). De telles associations minérales indiquent une roche basique, ayant subi un métamorphisme faible. Leur organisation en filons indique qu'il s'agit plutôt d'anciens filons magmatiques et non pas de formations volcanosédimentaires. Ces roches sont interprétées par G. Détraz comme injectées postérieurement à la mise en place des gneiss du Sapey.

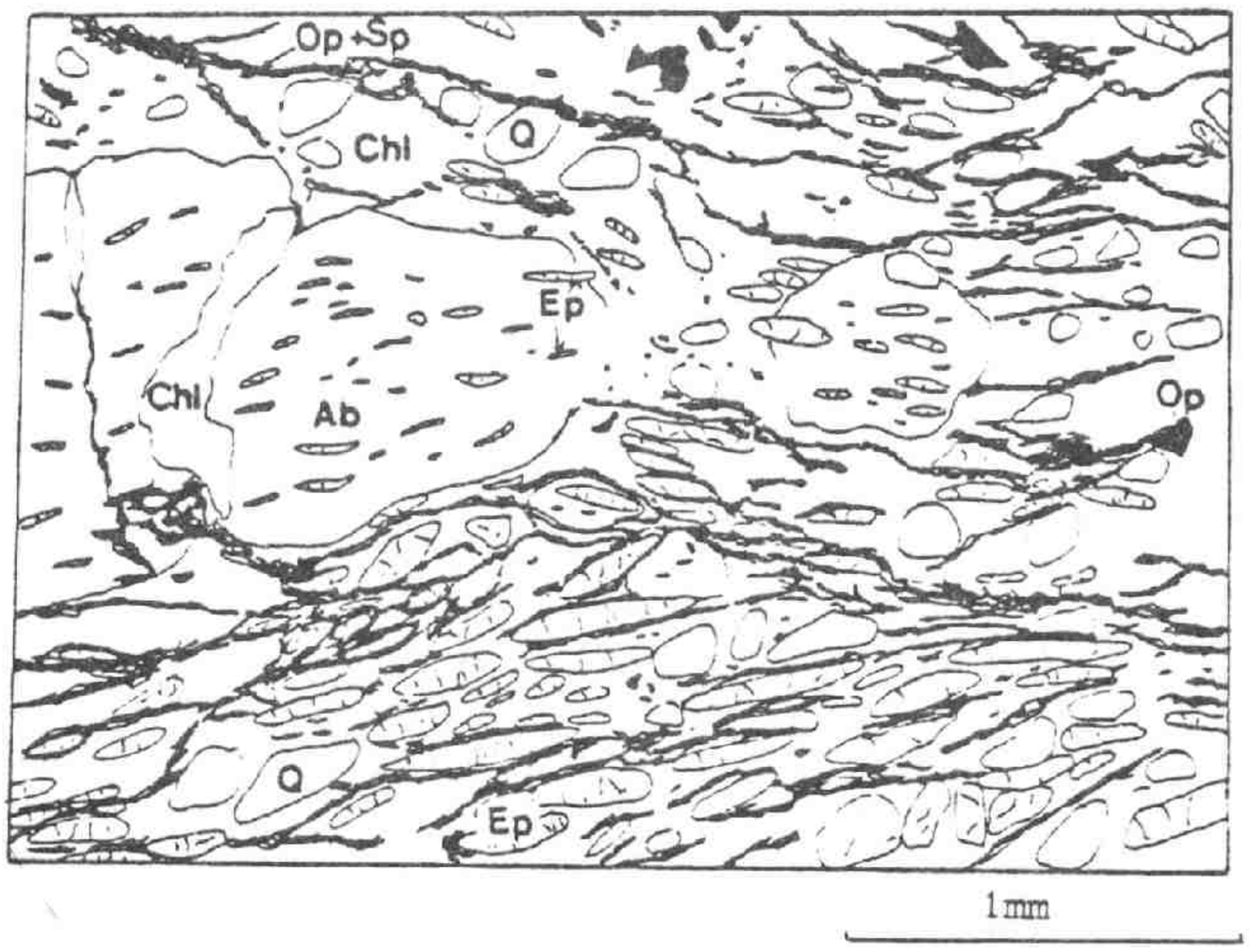


Fig. 32 - Plaque mince de l'échantillon JPG 56-68, prélevé dans le premier filon de roches vertes rencontré sur l'arête de la Saulire en venant du Col du Fruit.

Cette lame montre les associations minérales essentielles de la roche : de grandes épidotes ont cristallisé dans le plan de foliation, qui est également souligné par de nombreux minéraux opaques, associés avec du sphène. Cette foliation est englobée par de grandes albites. Le quartz est présent, mais peu abondant. Tous ces minéraux sont englobés dans une matrice chloriteuse. La roche ne semble affectée que par une seule foliation.

- Les prasinites.

Aux alentours du col coté 2612 sur l'arête de la Saulire se trouve un affleurement d'une roche vert sombre, massive, piquetée de petits grains albitiques blancs.

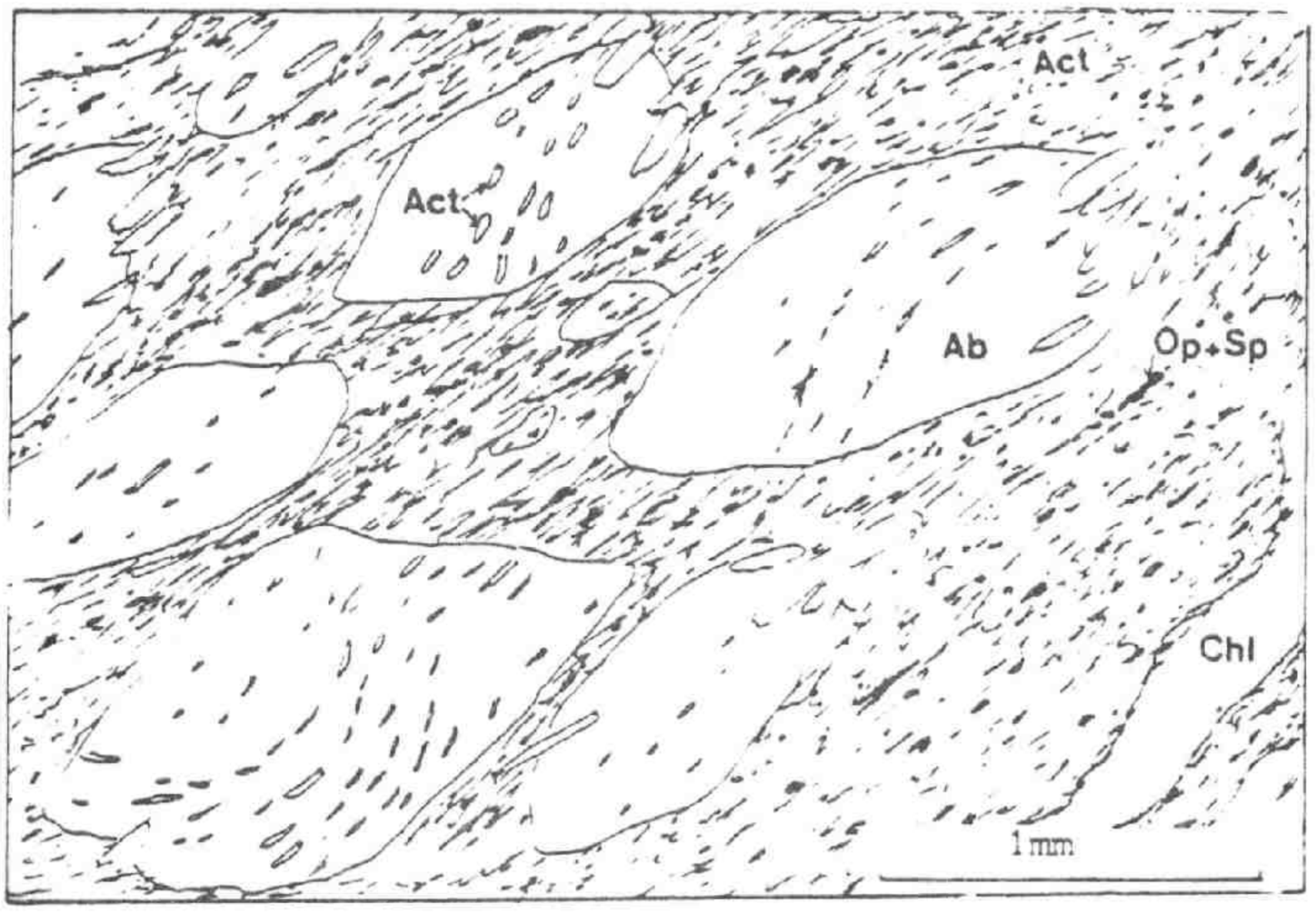


Fig. 33 - Plaque mince de l'échantillon JPG 31A48, prélevé aux abords du col coté 2612 m sur l'arête de la Saulire. Cette lame montre une composition typique de prasinite : amphibole verte (actinote) + albite + chlorite. Sur la figure, on observe une albite montrant une structure hélicitique (à gauche). Cette roche est également très riche en sphène, qui est associée aux opaques.

Au microscope, ces albites se montrent postérieures ou subcontemporaines d'une foliation marquée par de l'amphibole verte (actinote) très abondante (fig. 33). (Les albites englobent la foliation et présentent parfois une structure hélicitique). Cette roche est également très riche en sphène et en opaques. La chlorite y est beaucoup moins abondante que l'actinote. Cette roche est également une roche basique métamorphique, mais il paraît difficile d'en préciser la nature originelle, ses relations avec les roches voisines n'ayant pu être clairement établies.

- Les roches blanches.

Ces roches se présentent en deux endroits sur l'arête de la Saulire : un filon plurimétrique, aux alentours du col coté 2612 m, très microplissé, montre une foliation millimétrique soulignée par des micas blancs ; le troisième éperon rocheux rencontré le long du sentier menant au Lac des Creux vers le Col du Fruit présente de nombreux filons leucocrates aplitiques au voisinage du contact gneiss oeillés, leptynites micaschisteuses. En lame mince ces roches se montrent essentiellement composées de quartz et d'albite, avec prédominance du quartz. Les micas blancs sont peu abondants et orientés suivant la foliation. Ces roches pourraient évoquer un magma acide évolué, tardif par rapport à l'injection d'un magma granitique au sein des leptynites.

Non loin de cet endroit où le contact gneiss oeillés - leptynites micaschisteuses est particulièrement bien conservé (éperon rocheux de 50 m au Nord), la foliation gneissique semble oblique par rapport au contact gneiss oeillés - leptynites, donc acquise postérieurement à la mise en place du granite ayant engendré les gneiss. Ces deux observations tendraient à montrer que les gneiss oeillés sont un ancien granite, soit injecté dans un matériel qui a ensuite donné les leptynites micaschisteuses, soit injecté directement dans les leptynites. Dans le premier cas ce serait un granite ancien, charrié au Permien avec les leptynites après avoir subi la même histoire métamorphique que ces dernières. Dans le second cas, ce serait un granite mis en place juste avant le charriage, au sein d'un socle ancien, ce qui rejoint le second modèle proposé par G. Détraz (1984).

f. Conclusion.

L'inventaire des principaux faciès constituant les gneiss du Sapey sur l'arête de la Saulire confirme certaines observations que G. Détraz (1984) a faites dans le massif de Peclet-Polset :

- grande hétérogénéité des gneiss du Sapey s.l. ;
- caractère micaschisteux des roches (leptynites) associées aux gneiss oeillés ;
- existence d'une paragenèse à biotite brune dans les leptynites.

Mais leur position structurale particulière nécessite de continuer à les traiter comme un seul ensemble dans leurs relations avec les formations qui les entourent.

2. Le contact entre les gneiss du Sapey et le Permo-Trias.

F. Ellenberger (1958) a signalé un affleurement au col du Pas du Lac montrant clairement la discordance angulaire entre les gneiss du Sapey et

le Permo-Trias, ainsi que des indices d'altération des gneiss du Sapey au niveau du contact. Cet affleurement semble avoir été détruit par les travaux d'installation du télésiège de la Grande Rosière : le contact n'est plus visible à cet endroit.

En contrebas, à l' ESE du sommet de la Viselle, dans la petite combe se situant entre l'arête NW dominant les Creux et l'arête ESE sur laquelle se trouve le télésiège des Marmottes, la discordance angulaire entre les gneiss du Sapey et les grès du Permo-Trias est clairement visible sur deux petits pointements rocheux : le Permo-Trias, subhorizontal, repose sur les gneiss du Sapey qui présentent un pendage d'environ 20 degrés vers le SE. Le contact est net et les gneiss semblent effectivement décolorés et verdis sous le Permo-Trias, comme l'a remarqué F. Ellenberger (1958) au Col du Pas du Lac.

Au Col du Fruit, le contact entre les gneiss du Sapey et les grès du Permo-Trias semble plus progressif. Le passage se fait selon la coupe suivante (fig. 34).

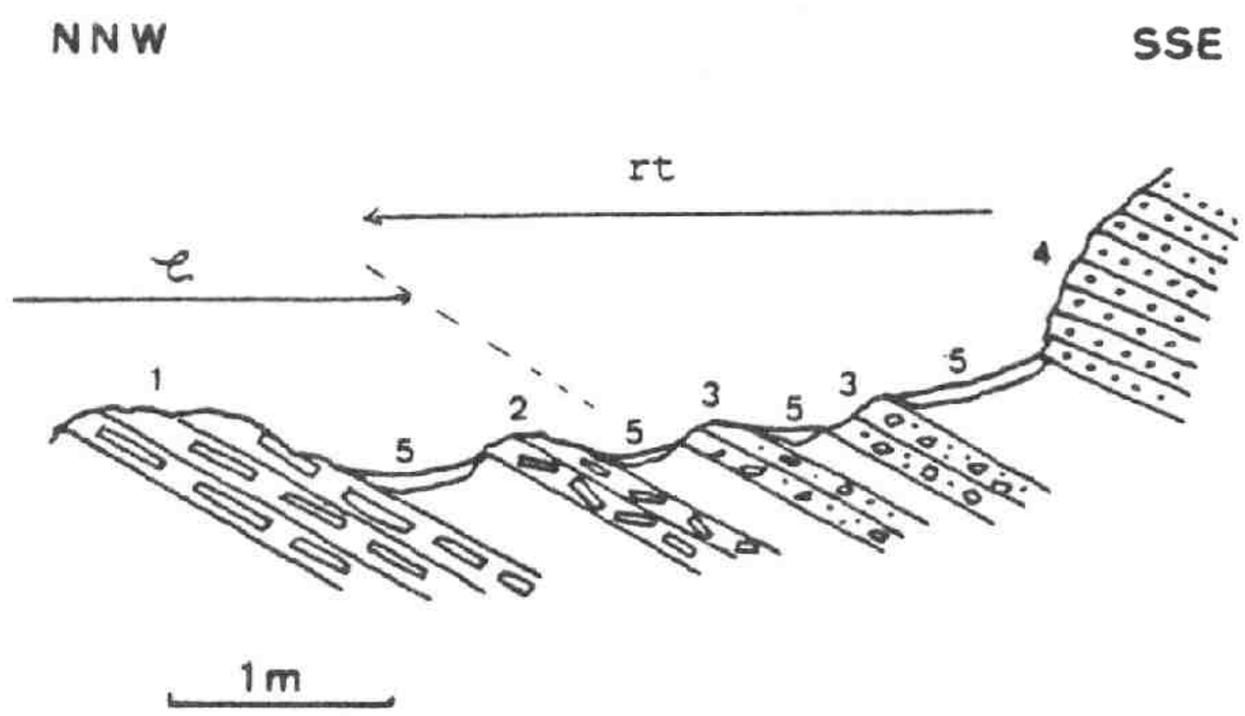


Fig. 34 - Coupe du contact Permo-Trias, gneiss du Sapey au Col du Fruit

1 : gneiss oeillé du Sapey, à foliation gneissique nette et à lentilles de quartz non fragmentées ; 2 : niveau où la foliation semble se disloquer (le quartz est très fragmenté), mais est encore visible ; 3 : faciès détritique où l'on retrouve les éléments de quartz et feldspath du gneiss dans une matrice carbonatée ankéritique rappelant celle du Permo-Trias. Les carbonates semblent imprégner les feldspaths dans ce niveau ; 4 : grès conglomératiques du Permo-Trias, sériciteux et ankéritiques, à éléments de quartz centimétriques et millimétriques mal classés et à quartz roses. Le faciès ne contient pas de feldspaths détritiques ; 5 : zone herbeuse et lacune d'observation

Ces niveaux "intermédiaires" entre les gneiss et les sédiments du Permo-Trias semblent correspondre à ceux que F. Ellenverger (1958) a observés au Saint Bernard à Modane : il y décrit un conglomérat à éléments de gneiss et riche en feldspaths remaniés. Ce conglomérat serait une ancienne arène granitique, selon F. Ellenberger. Cette arène se serait installée sous un climat aride, favorisant la carbonatation des feldspaths.

Au Col du Fruit, il n'y a pas de conglomérats mais quelques niveaux qui montrent une dislocation progressive de la foliation gneissique, passant à un grès carbonaté riche en feldspaths détritiques, surmonté par les grès du Permo-Trias qui ne contiennent plus de feldspath détritique . Il semble donc également exister un niveau remaniant les gneiss du Sapey au Col du Fruit, mais très réduit.

Q
Mu
Phy
Ab
1 mm
1 mm
Phy
Q
W
E
Phy
Se
Ab
Q
Op
1 mm
1
2
3
4
5
6
E
E
E
1m
Q
Ab
Mu
Phy
1 mm
Q
Q
Phy
1 mm

Fig. 35 - Coupe du contact gneiss du Sapey, Stéphano-Permien à l'Ouest du Pas du Lac.

E : éboulis ou zone herbeuse

Niveau 1 : aspect macroscopique : gneiss oeillé à feldspaths centimétriques. La lame mince montre que les phénoblastes correspondent à des albites en échiquiers (anciens feldspaths potassiques probables). Ce faciès correspond au faciès moyen des gneiss du Sapey à albite, muscovite, biotite (non visible sur la figure) et quartz, relativement peu déformé.	Niveau 4 : aspect macroscopique : roche à aspect blanchâtre, à cassure vert pâle et à foliation millimétrique. aspect microscopique : il s'agit probablement d'un ancien grès conglomératique, très quartzeux, dont les galets sont très étirés suivant la foliation.
Niveau 2 : aspect macroscopique : gneiss très étiré, à rare yeux de feldspaths conservés. La lame montre une texture mylonitique où le quartz a entièrement recristallisé en rubans. Dans les secteurs les plus déformés, on ne reconnaît plus la nature originelle de la roche : les feldspaths sont entièrement détruits.	Niveau 5 : aspect macroscopique : roche blanchâtre, très massive, à foliation moins marquée que le niveau 4. aspect microscopique : il s'agit de la même roche que précédemment, mais moins déformée. Les galets ne présentent plus de direction préférentielle d'étirement.
Niveau 3 : aspect macroscopique : schistes vert noir aspect microscopique : schiste mylonitique où tous les feldspaths sont entièrement, ou presque entièrement séricitisés. Il paraît difficile de dire si cette roche était à l'origine un gneiss ou un conglomérat	Niveau 6 : aspect macroscopique : faciès clair, à aspect microconglomératique étiré. aspect microscopique : cette roche contient, outre des galets de quartz, de nombreuses albites en échiquier étirées, dans une matrice phylliteuse. Il ne s'agit certainement pas d'un gneiss oeillé étiré : il manque en effet les minéraux caractéristiques des gneiss oeillés du Sapey, c'est-à-dire la biotite et la chlorite (elles font totalement défaut). Il s'agit vraisemblablement d'un niveau du Stéphano-Permien riche en feldspaths détritiques (si l'on compare avec la figure 9 : il s'agit du même faciès, mais étiré).

3. Le contact entre les gneiss du Sapey et le Stéphano-Permien.

Sur le secteur étudié, ce contact n'est visible qu'en un seul endroit, en contrebas est du col du Pas du Lac. La limite entre gneiss et sédiment est effectivement floue et difficile à placer à 50 cm près (F. Ellenberger, 1958). Un échantillonnage systématique le long de cette coupe a permis d'étudier le contact en détail (fig. 35).

On observe, de part et d'autre du contact, un gradient de déformation des gneiss et des sédiments

Les gneiss oeillés, à phenoblastes de feldspath encore bien exprimés se montrent de plus en plus étirés et aboutissent finalement à une zone mylonitique. Ensuite, la déformation décroît progressivement jusqu'à des niveaux dont le caractère détritique est reconnaissable, et qui peuvent être attribués aus Stéphano-Permien (fig. 35). Cette coupe confirme donc les observations de G. Détraz (1984) qui place systématiquement une zone mylonitique à la base des gneiss du Sapey.

III. CONCLUSION.

De cette analyse des gneiss du Sapey dans le massif de la Saulire ressortent les points majeurs suivants :

- les gneiss oeillés sont associés à des faciès micaschisteux ;
- ces faciès micaschisteux présentent une foliation à biotite muscovite plus ou moins rétromorphosée. Cette foliation est nécessairement anté-alpine ;
- le contact entre les gneiss du Sapey et les conglomérats du Stéphano-Permien est bordé par une bande mylonitique à l'endroit où il a pu être observé ;
- les grès du Permo-Trias reposent en discordance sur les gneiss du Sapey et semblent les remanier localement ;
- cartographiquement, le contact entre les gneiss du Sapey et les conglomérats du Stéphano-Permien est cacheté par le Permo-Trias.

Ces observations correspondent tout à fait à celles faites par G. Détraz (1984) dans le massif de Peclet-Polset, et il paraît donc logique d'aboutir à la même conclusion : les gneiss du Sapey seraient constitués d'une lame de socle anténamurien, charriée sur le houiller durant le Permien (phase saalienne).

La phase saalienne est réputée peu importante dans le domaine alpin. Cependant, G. Détraz signale qu'il existe ailleurs des manifestations tangentielles importantes de cette même phase : dans le bassin houiller des Cévennes, par exemple, il existe des charriages plurikilométriques dus à la phase saalienne

Il apparaît également que certaines observations faites par F. Ellenberger (1958) peuvent être interprétées dans le cadre des hypothèses de G. Détraz

(1984) : la zone floue bordant le mur des gneiss du Sapey semble être non pas un front inférieur de migmatisation mais une zone mylonitique ; les "septa", restites de fusion au sein des gneiss du Sapey, paraissent être des schistes argileux noirs que j'ai observé sur la Saulire, et qui se présentent comme issus du remplissage de fissures ouvertes au sein des gneiss oeillés à un moment où ils auraient été à l'affleurement (houiller ?).

CHAPITRE IV : ANALYSE STRUCTURALE.

Le terrain étudié montre des formations s'étageant du Westphalien au Trias moyen qui ont enregistré différents événements tectoniques hercyniens et alpins.

Dans ce chapitre, je tenterai d'interpréter les observations faites à différentes échelles, à la lumière des travaux antérieurs. Un tableau synthétique, dû à B. Broudoux (1985), résume l'essentiel des conceptions actuelles sur l'histoire tectonique alpine de Vanoise (fig. 36).

I. LES STRUCTURES À L'ÉCHELLE DE LA CARTE

1. La tectonique hercynienne.

- La phase asturienne.

La phase asturienne (limite Westphalien-Stéphanien) est marquée dans la zone houillère par une discordance cartographique des conglomérats stéphaniens de l'Assise de Courchevel sur les formations schisto-gréseuses de l'Assise de Tarentaise (J. Fabre, 1961). Cette discordance n'a pas pu être mise en évidence sur le terrain étudié.

- La phase saalienne.

Classiquement, la phase saalienne est considérée comme peu importante dans la zone houillère et se manifestant par une discordance faible du Permo-Trias sur les formations sous-jacentes (F. Ellenberger, 1958 ; J. Fabre, 1961). Dans la région étudiée, cette discordance est particulièrement bien marquée cartographiquement (voir pl. I et II h.t. et les fig. 37-38) : au Col du Fruit, au Pas du Lac et sur la montagne des Creux, le Permo-Trias repose sur les gneiss du Sapey ; au Col de la Loze et au Lac Bleu, il repose sur l'Assise de Courchevel (la discordance angulaire entre le Permo-Trias et l'Assise de Courchevel se distingue par ailleurs clairement dans le paysage à cet endroit : voir fig. 8,(l'absence d'indice d'accident laissant supposer qu'à cet endroit les contacts sont stratigraphiques, même si ils ne sont jamais visibles dans le détail).

L'étude des gneiss du Sapey dans le massif de la Saulire amènerait cependant à conclure, comme l'a fait G. Détraz (1984), que cette phase a eu des composantes tangentielles importantes dans la zone houillère, puisque ayant provoqué le charriage d'un matériel de socle du type Ruitor. Le contact entre les gneiss du Sapey et le Stéphano-Permien serait donc un contact anormal majeur caché par le Permo-Trias (voir le schéma structural, fig. 37, et les coupes synthétiques proposées, fig. 38).

Fig. 36 - Essais de corrélations, par B. Broudoux, entre les évènements tectoniques de son terrain et ceux reconnus dans les régions voisines de Vanoise septentrionale et méridionale (tiré en partie de G. Détraz (1984, p. 156, fig. IV 49) et de E. Jaillard (1984, p. 175, fig. 55).

Les corrélations sont indiquées en chiffres romains.

VANOISE N et S B. BROUDOUX (1985)	
N	D_3 : plis NE-SW déversés au SE ou au SSE.
III	D_2 : plis subméridiens synschisteux, déversés généralement à l'Est (et plus rarement à l'Ouest).
II	D_1 : plis couchés E-W (?), synschisteux à vergence sud locale.
I pré	D_1 : déplacements majeurs des nappes au N, ou NW.

VANOISE MERIDIONALE J. PLATT et G. LISTER (1985)	
IV?	post D_3 : soulèvement différentiel.
III	D_3 : plissement en retour et rétrocharriage.
II	D_2 : mise en place finale des nappes ; plis WNW non cylindriques à vergence nord.
I	D_1 : déformation ductile, déplacements majeurs des nappes.
pré	D_1 : sous-charriage.

in B. Broudoux, 1985 p. 195, fig. 151.

VANOISE OCCIDENTALE E. JAILLARD (1984) et G. DETRAZ (1984)	
IV	D_3 : plis NE-SW déversés au SE.
III	D_2 : plis subméridiens synschisteux, déversés à l'E.
II	D_1 : plis couchés transversaux synschisteux, déversés au N.
I	D_o : charriage de la couverture briançonnaise sur la zone houillère.

VANOISE SEPTENTRIONALE M.D. PERUCCIO-PARISON (1984)	
IV	D_2b : schistosité pénétrative pentées au NW.
III	D_2a : plis déversés au SE ou SSE, d'axes horizontaux, N-S à NNE-SSW.
II	D_1 : plis isoclinaux en biseaux plats intrafoliaux

VANOISE SEPTENTRIONALE R. MARION (1984)	
?	: chevauchements cisaillants tardifs.
IV ?	: plis locaux NE-SW
II	: plis subisoclinaux E-W à WNW - ESE.
I	: chevauchements cisaillants précoces polyphasés.

VANOISE N et S J.F. RAOULT (1980 b)	
	Phases tardives
III	D_2 : plis et écaillages subméridiens, déversés à l'E.
II	D_1 : plis couchés, de style pennique, à vergence NNW ; jeu senestre de l'accident Modane- Chavière.

VANOISE SEPTENTRIONALE F. ELLENBERGER et P. SALIOT (1967)	
IV	D_3 : plis NE-SW déversés au SE.
III	D_2 : plis subméridiens à schistosité subverticale.
II	D_1 : plis couchés déversés au NNE ou au SSW.

VANOISE MERIDIONALE B. GOFFE (1975)	
III	D_2' : écaillages liés à la surrection du socle.
IV	D_2 : plis semblables NE-SW à NW-SE, linéation de glissement NW-SE.
II	D_1 : plis couchés, synschisteux, NW-SE déversés au SW.

PAYS BRIANCONNAIS P. TRICART (1980)	
IV ?	: Rétrodéversement : Miocène supérieur.
III	: plis NS à NE-SW à vergence interne : Oligocène moyen à supérieur.
I	: charriage externe Eocène supérieur

MASSIF D'AMBIN B. ALLENBACH (1982)	
IV	- plis NE-SW
III	- plis N-S déversés à l'E. (met. schistes verts).
II	- plis NE-SW ou NW-SE (met. HP).
I	- charriage des schistes lustrés post-lutétien.

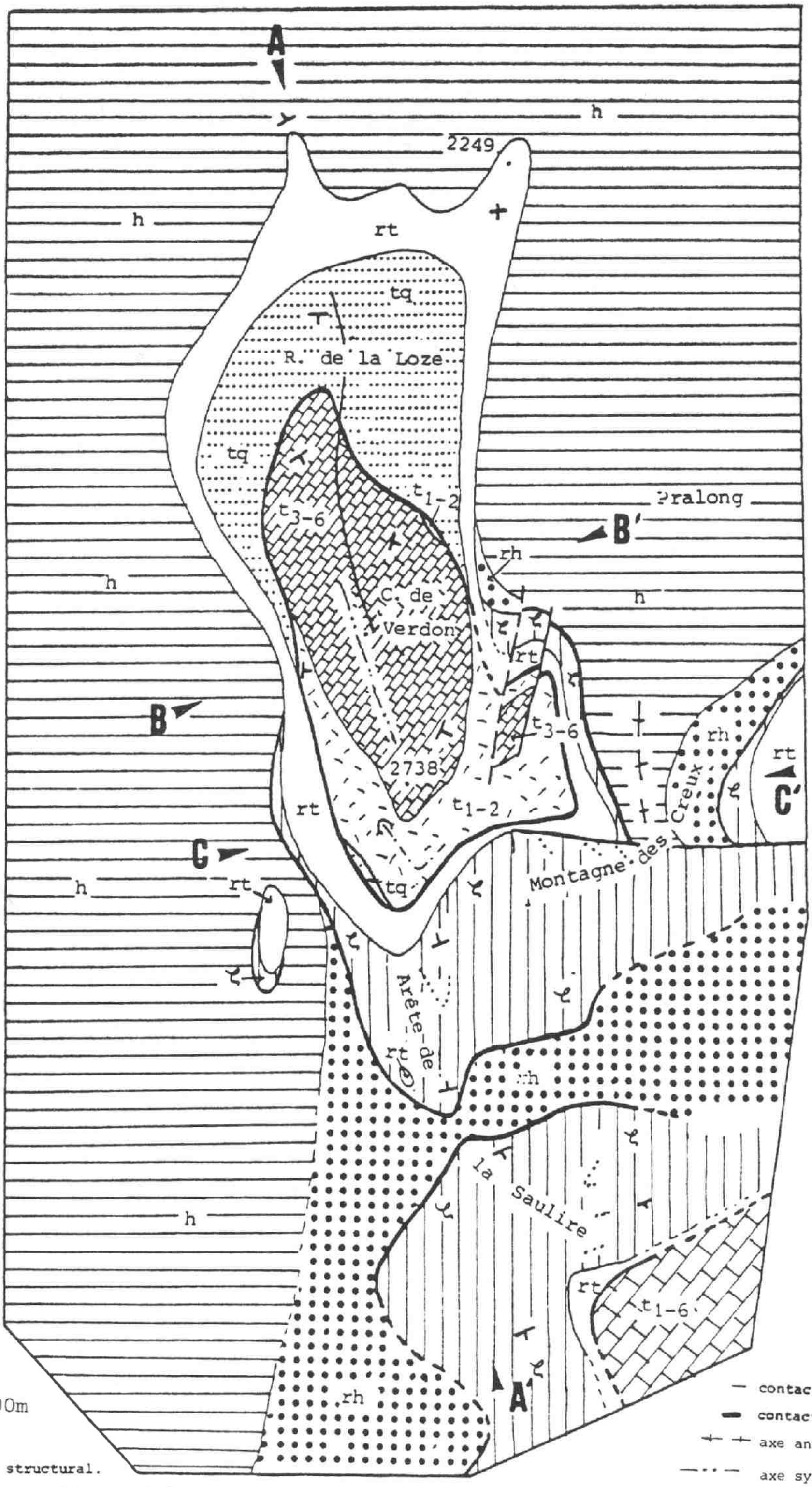


Fig. 37 - Schéma structural.

t_{3-6} : Anisien supérieur et Ladinien inférieur (séquences 3 à 6) ; t_{1-2} : Anisien inférieur (séquences 1 et 2) ; tq : Werfénien ; rt : Permo-Trias ; rh : Stéphano-Permien ; h : Assise de Tarentaise et Assise de Courchevel indifférenciées :

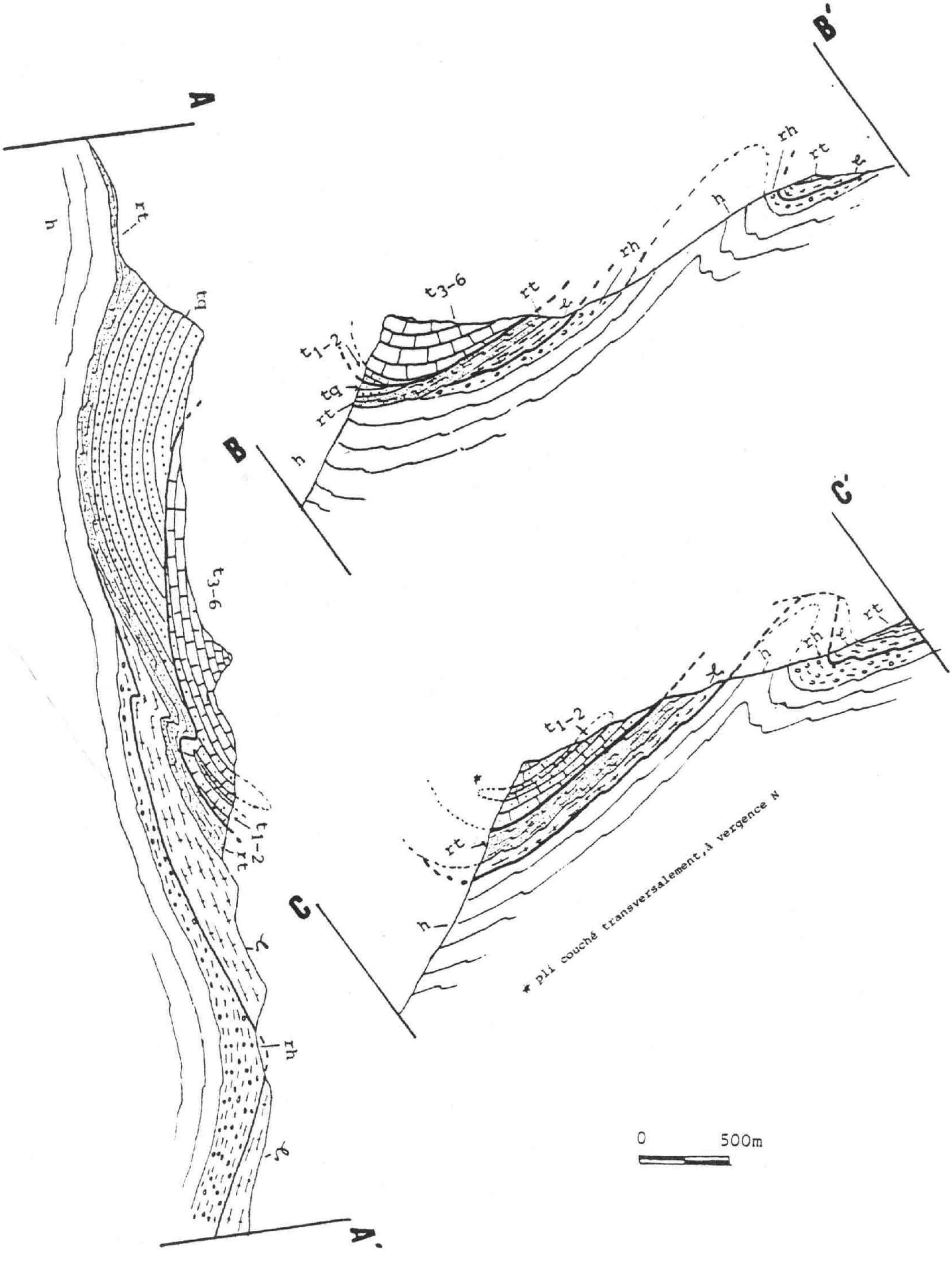


Fig. 38 - Coupes synthétiques. Les notations renvoient au schéma structural.

La carte géologique (pl. I h.t.), et le schéma structural montrent également clairement d'une part que les gneiss du Sapey reposent parfois sur les conglomérats de Courchevel et non pas sur le Stéphano-Permien, et d'autre part que les conglomérats du Stéphano-Permien disparaissent très rapidement entre la Saulire et la Croix de Verdon. Un biseautage tectonique dû à la mise en place des gneiss du Sapey pourrait être évoqué, mais le manque d'arguments ne permet pas de dépasser le stade de l'hypothèse.

2. La tectonique alpine.

- Le décollement de la couverture carbonatée.

J.F. Raoult (1980) ; J.F. Raoult, P. Langlet et B. Broudoux (1984), ont remis en question la notion de substitution généralisée de couverture émise par F. Ellenberger (1958) pour la couverture carbonatée briançonnaise, en proposant localement son caractère transgressif sur la série siliceuse.

Sur le massif de la Saulire, la couverture paraît décollée de son substratum.

Dans le secteur étudié, le contact entre la série siliceuse et la série carbonatée semble caractérisé par une zone broyée (par ex., fig. 20 et 21). Sur la carte, il se montre par ailleurs très oblique par rapport aux structures (pl. I et II h.t., et fig. 37-38). En effet, au Sud de la Croix de Verdon l'Anisien est présent en totalité mais les quartzites werféniens manquent, tandis qu'au Nord de la Croix de Verdon la base de l'Anisien est tronquée mais les quartzites werféniens sont présents sur une forte épaisseur. La symétrie existant entre la disparition du Werfénien d'une part, et des termes de base (séquences 1 et 2) de l'Anisien d'autre part rend peu probable l'hypothèse d'un biseautage stratigraphique : ces formations semblent tronquées tectoniquement. (voir pl. III h.t.; le panorama de la Croix de Verdon montre la disparition de la séquence 1 de l'Anisien, au Nord, et des quartzites werféniens au Sud) .

G. Détraz (1984) et E. Jaillard (1984) considèrent que la couverture carbonatée a été charriée sur la zone houillère par une phase Do, antérieure aux grandes phases de plissement. Le fait que la couverture carbonatée soit localement décollée sur la Croix de Verdon ne permet cependant pas de discuter ici de son éventuelle allochtonie, c'est-à-dire d'une origine lointaine. Le décollement semble tout au moins antérieur aux plissements, puisque repris par ceux-ci.

- Les grands plis d'axe nord-sud.

La structure la plus clairement visible sur le terrain étudié est un grand synclinal subméridien à coeur de Ladinien, axé sur la Croix de Verdon (pl. I et II h.t., et fig. 37-38). Ce pli pourrait être interprété (fig. 38) comme un synclinal déjeté ou déversé vers l'Est, dont le flanc inverse aurait été entièrement érodé (il existe en effet de nombreux indices à l'échelle de l'affleurement d'une vergence générale vers l'Est de structures apparemment associées à ce pli). Sa direction Nord-Sud correspond par ailleurs à l'orientation méridienne moyenne des plis attribués à la phase de rétrocharriage en Vanoise occidentale (E. Jaillard, 1984 ; G. Détraz, 1984). Ce pli serait donc un synclinal dû à la phase de rétrocharriage dans cette région (phase D_2).

- **Le petit synclinal du Pas du Lac.**

La carte géologique (pl. I h.t.) montre au niveau du col du Pas du Lac la terminaison périclinale d'un synclinal à coeur de séquence 2 (Anisien). Ce pli couché, très étroit, d'axe initialement EW, est nettement repris par le grand synclinal de la Croix de Verdon d'axe NS. Son antériorité par rapport à la phase de rétrocharriage, ainsi que son style (pli étroit, couché, d'axe EW) permet donc d'attribuer ce pli à la phase D_1, ayant classiquement engendré de grands plis couchés d'axe EW, et déversés au Nord.

- Les structures visibles dans les gneiss du Sapey.

Un certain nombre de structures (plis et/ou écailles ?) sont soulignées par les leptynites dans les gneiss du Sapey. L'une d'elles (immédiatement au Sud du Pas du Lac) montre une orientation compatible avec les structures alpines. Mais il est généralement difficile de distinguer dans cet ensemble supposé charrié les structures hercyniennes des structures alpines reprenant l'ensemble.

II. EXEMPLES DE STRUCTURES ET MICROSTRUCTURES.

1. Existence d'une foliation parallèle à la stratification.

Un échantillon prélevé dans la séquence 1 de l'Anisien montre une foliation parallèle à la stratification, marquée par un étirement préférentiel de galets de calcaire gréseux. En lame mince, la foliation est également soulignée par une orientation préférentielle des phyllites (fig. 39). Cette foliation est recoupée par une schistosité plus espacée.

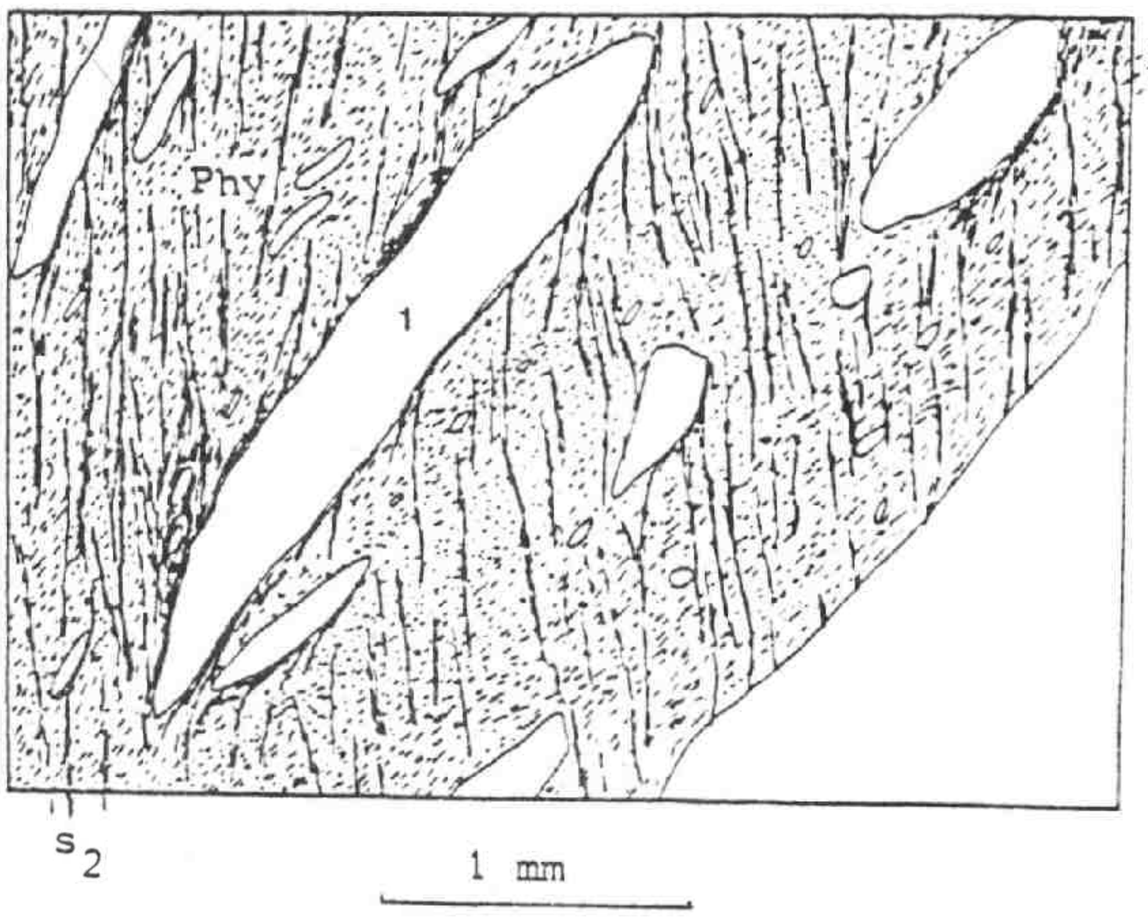


Fig. 39 - Lame mince de l'échantillon JPG 9-32 montrant la foliation générale de la roche (S_1), marquée par un étirement de galets de calcaire gréseux (1) et par une direction préférentielle de cristallisation des phyllites. Cette foliation est recoupée par une schistosité plus espacée (S_2).

Un affleurement dans les grès du Permo-Trias, à une cinquantaine de mètres au Sud du Lac Bleu, montre un filon de quartz affecté par des plis isoclinaux (fig. 40). Le débit principal de la roche est plan axial de ces plis, et apparaît comme le seul litage apparent, donnant une pseudostratification parallèle à la stratification générale à cet endroit. Ce pli, de par son style isoclinal ne peut pas être attribué à la phase D_2 qui a engendré des plis déversés. Il serait plutôt attribuable à la phase D_1, ayant classiquement engendré des plis couchés synschisteux déversés vers le Nord dans cette région.

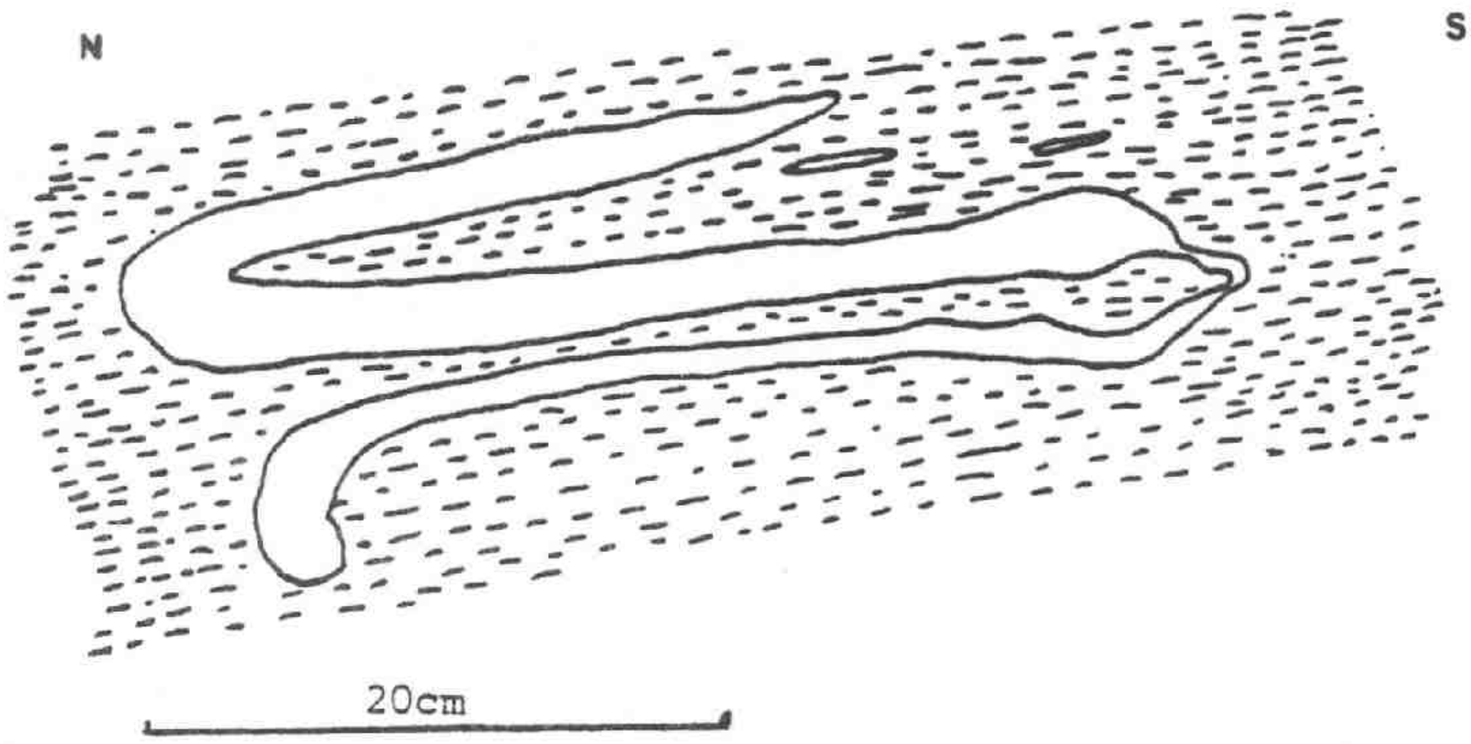
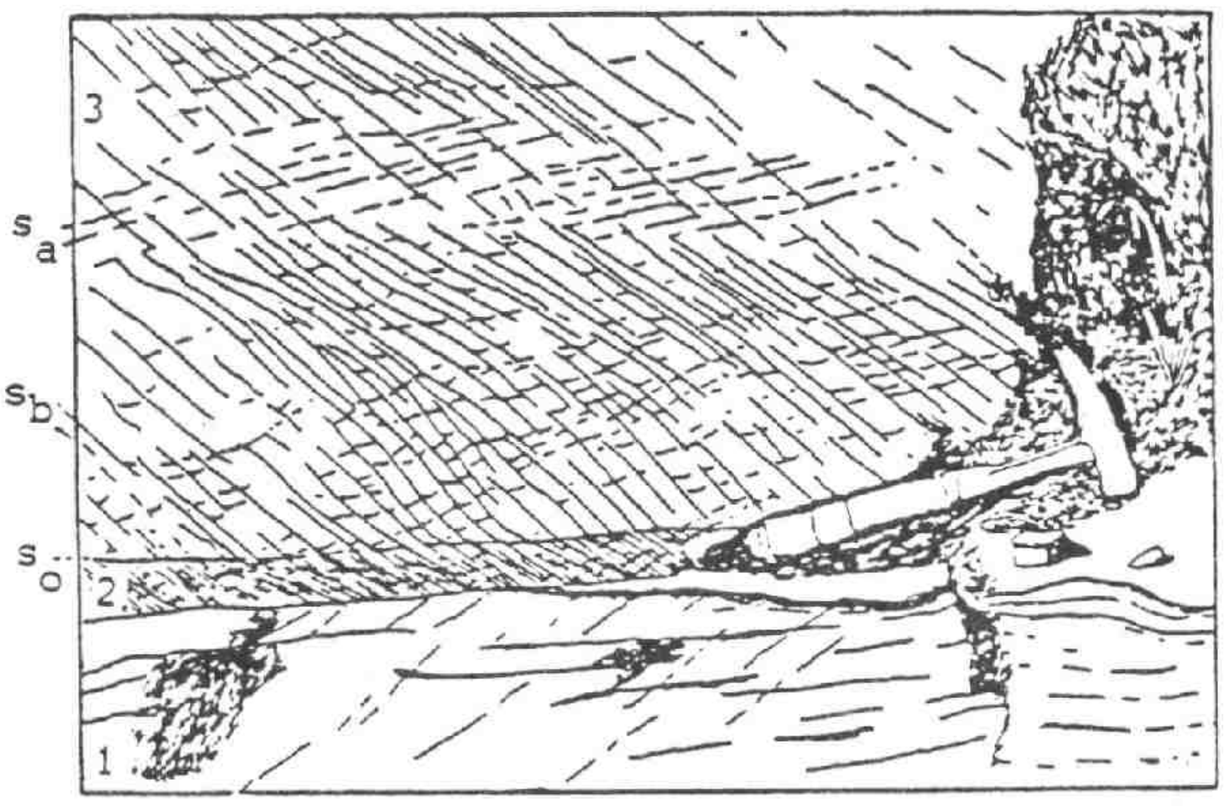


Fig. 40 - Filon de quartz plissé de manière isoclinale dans le Permo-Trias. La schistosité générale de la roche à cet endroit est plan axial de ce pli.

Cette foliation parallèle à la stratification apparaît donc comme accompagnant des plis isoclinaux de phase D_1. Le petit pli couché à coeur de séquence 2 (Anisien) du col du Pas du Lac est sans doute l'un de ces plis de phase D_1.

2. Le secteur du col de la Loze et du Lac Bleu.

A 100 m au Nord du col de la Loze, un affleurement dans les grès du Permo-Trias montre une schistosité ancienne à pendage SW, nettement recoupée et crénulée par une seconde schistosité à pendage NW (fig. 41-42). A cet endroit, la surface de stratification est clairement visible grâce à des variations lithologiques au sein du Permo-Trias, ce qui permet de voir que les deux schistosités la recoupent franchement. Il n'a pas été possible d'attribuer ces schistosités à des plis particuliers. Il apparaît cependant qu'elles sont certainement postérieures à D_1, la phase D_1 étant caractérisée par une foliation parallèle à la stratification.



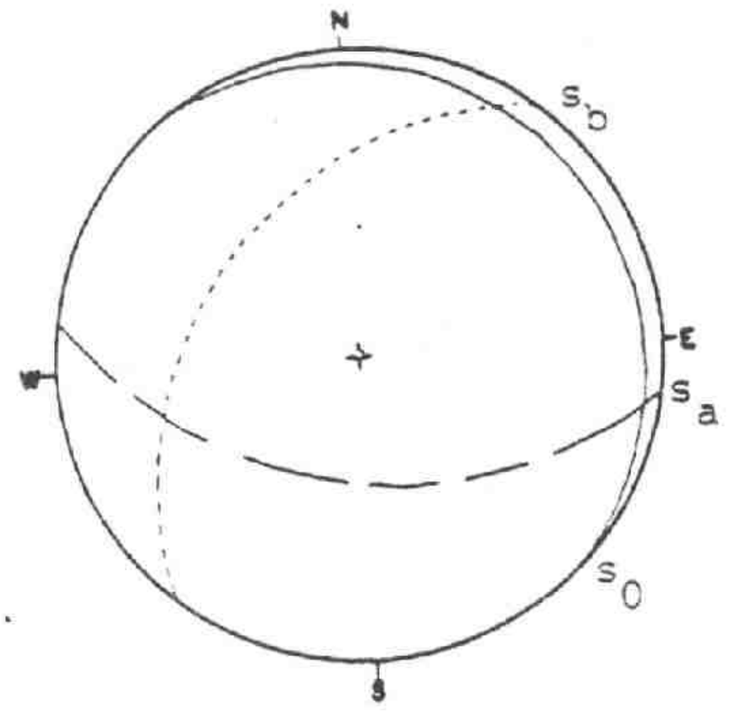


Fig. 41 - Affleurement dans les grès du Permo-Trias montrant une schistosité (S_a) recoupée et crénulée par une seconde schistosité S_b. La stratification est soulignée sur cet affleurement par une succession lithologique 1 : banc conglomératique ; 2 : banc schisteux ; 3 : banc gréseux.

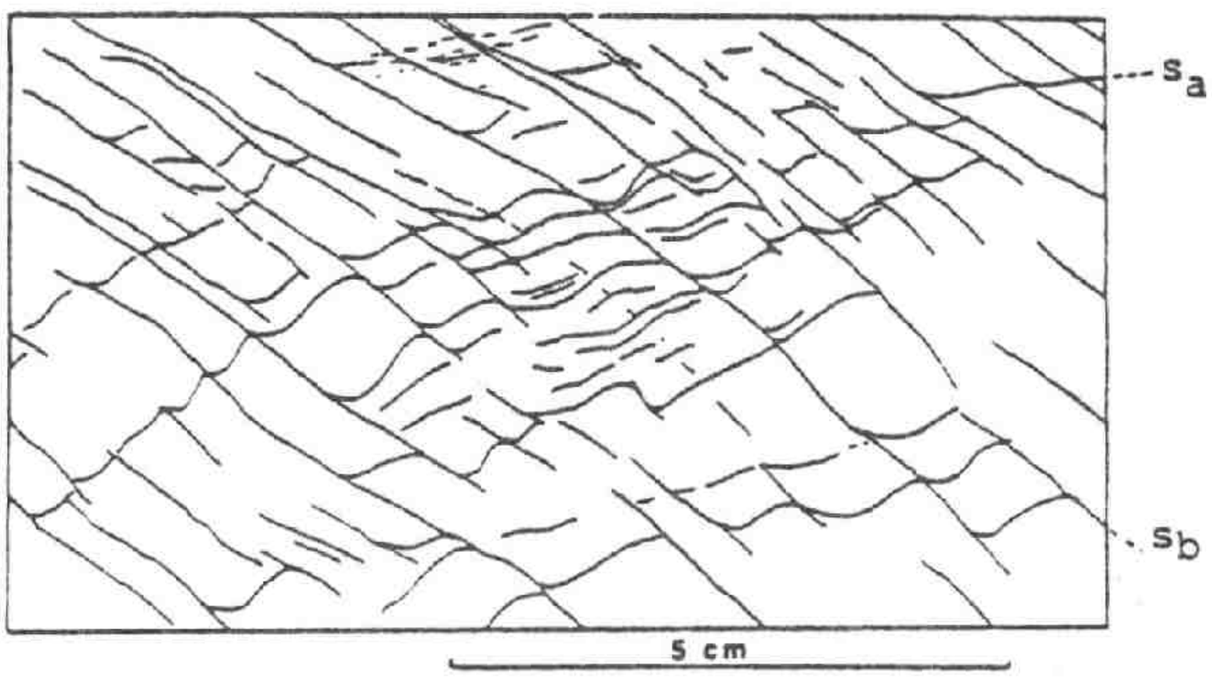


Fig. 42 - Détail de la figure 41, montrant la schistosité Sa reprise et crénulée par la schistosité Sb.

Les secteurs du col de la Loze et du Lac Bleu sont cependant caractérisés par une schistosité générale à pendage Ouest à SW (fig. 43). Cette schistosité générale à pendage ouest est plan axial de plis métriques et des microplis les accompagnant. Ces plis sont généralement déversés ou déjetés vers l'Est (fig. 44).

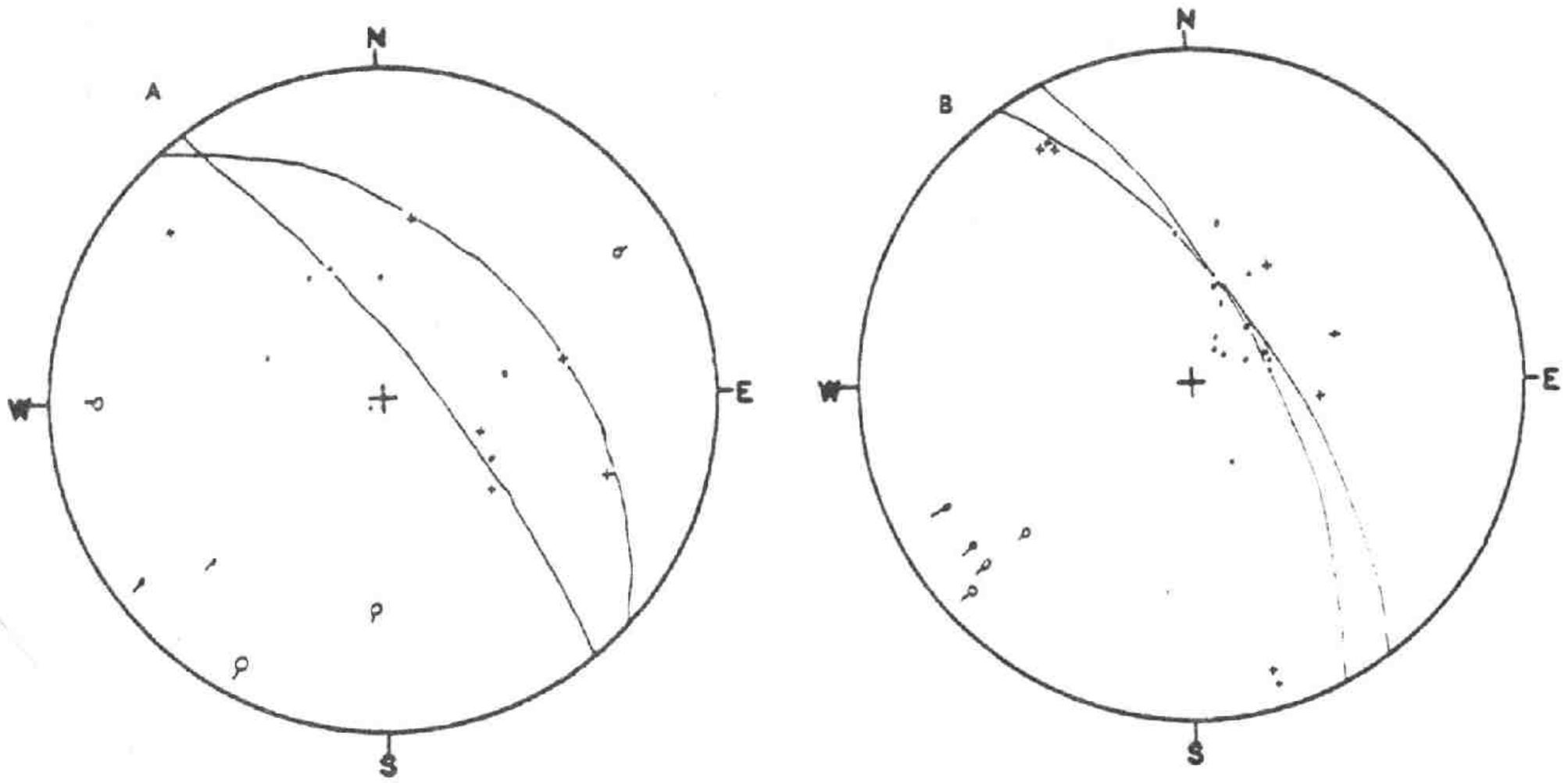


Fig. 43 - Report stéréographique des mesures effectuées dans les secteurs du Col de la Loze (A) et du Lac Bleu (B).

Les schistosités montrent généralement un pendage ouest à SW et peuvent se regrouper selon des grands cercles d'orientation peu différente, ce qui permet de définir sur le stéréogramme une localisation moyenne des axes de pli. En moyenne les schistosités se montrent plan axial de plis dont les axes moyens sont orientés NE-SW et plongent faiblement vers le SE.

\+ pôle de schistosité

. pôle de stratification

→ axe calculé

-o axe mesuré

Ces structures peuvent donc être attribuées à la phase D_2 de rétrochar-riage, en raison de la vergence est marquée par les plis et la schistosité les accompagnant. Les axes mesurés et calculés de ces plis ne s'orientent cependant pas toujours selon la direction cartographique NS des axes des plis de phase D_2. Ils ont sans doute été plus ou moins ployés par une phase postérieure (D_3) (fig. 45).

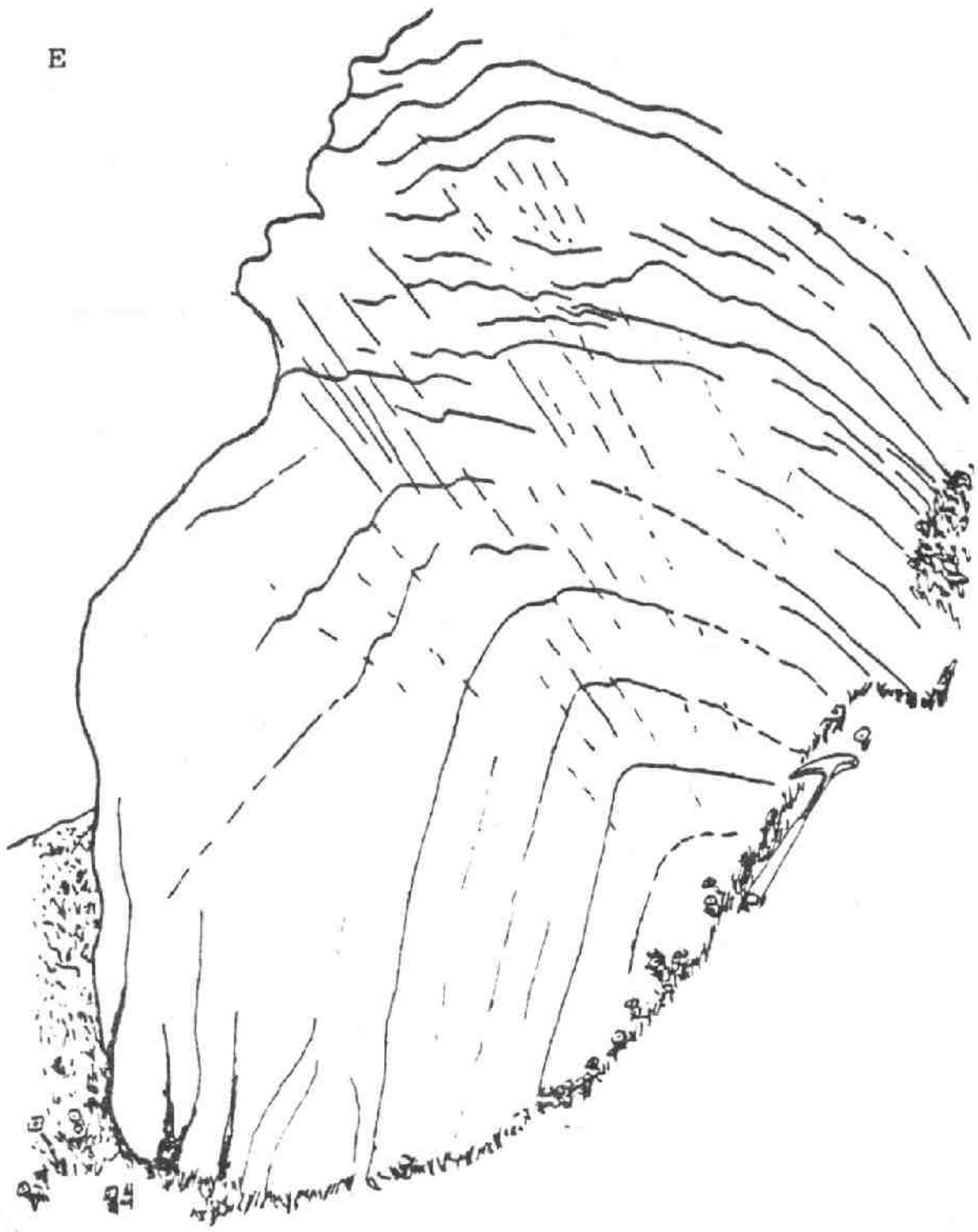


Fig. 44 - Pli métrique, déjeté vers l'Est, affecté par une schistosité plan axial à pendage ouest.

L'axe mesuré plonge de 35° vers le Sud. Son orientation (axe méridien, vergence est) et son style permettent de l'attribuer à la phase D_2.

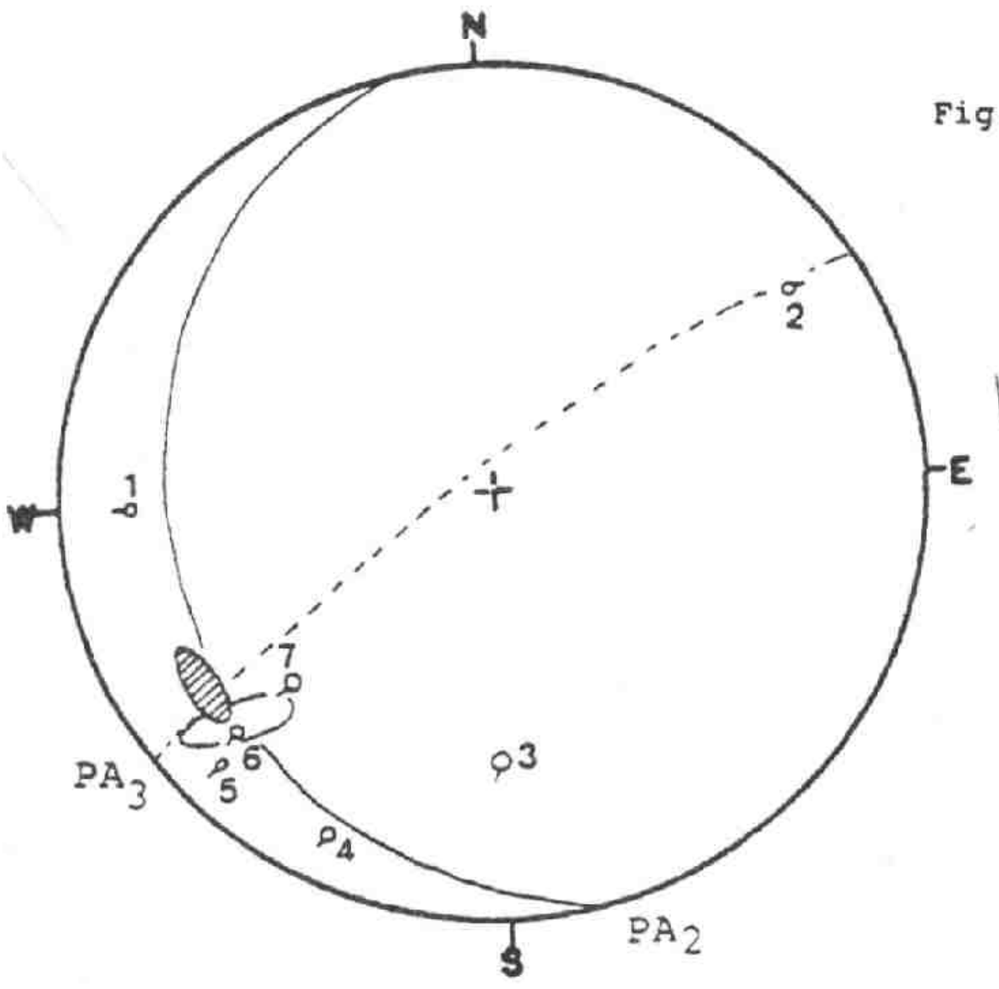


Fig. 45 - Stéréogramme des axes mesurés et calculés dans le secteur du Col de la Loze et du Lac Bleu.

- axes mesurés
- axes calculés (secteur du Col de la Loze
- axes calculés (secteur du Lac Bleu)

PA_2 : plan axial de phase D_2

PA_3 : plan axial de phase D_3

Les axes mesurés 1 à 6 correspondent à des plis métriques ou centimétriques dont le style (plis déversés, affectés d'une schistosité plan axial) permet de les attribuer à la phase D_2.

L'axe 7 correspond à un pli isoclinal (fig. 40) de phase D_1 .

3. Le secteur du Rocher de l'Ombre.

En contrebas NE du Rocher de l'Ombre, à l'Est de la Croix de Verdon, un affleurement montre quelques plis métriques déversés, à schistosité plan axial, pentée de 30° vers le SSW. Ces plis, facilement reconnaissables par leur forme et les alternances lithologiques qu'ils contiennent, se retrouvent plus au Nord et présentent une charnière qui a tourné d'environ 45° par rapport à la précédente (fig. 46). Les mesures de charnières, reportées sur un stéréogramme, s'alignent suivant un grand cercle traduisant un plan de direction NS et à pendage d'environ 15° vers l'Ouest. Ce plan peut être assimilé à un plan axial de phase D_2 de par son orientation. Le style de ces plis (déversé, ample) indique qu'il s'agit vraisemblablement de plis de phase D_2, à charnière courbe.

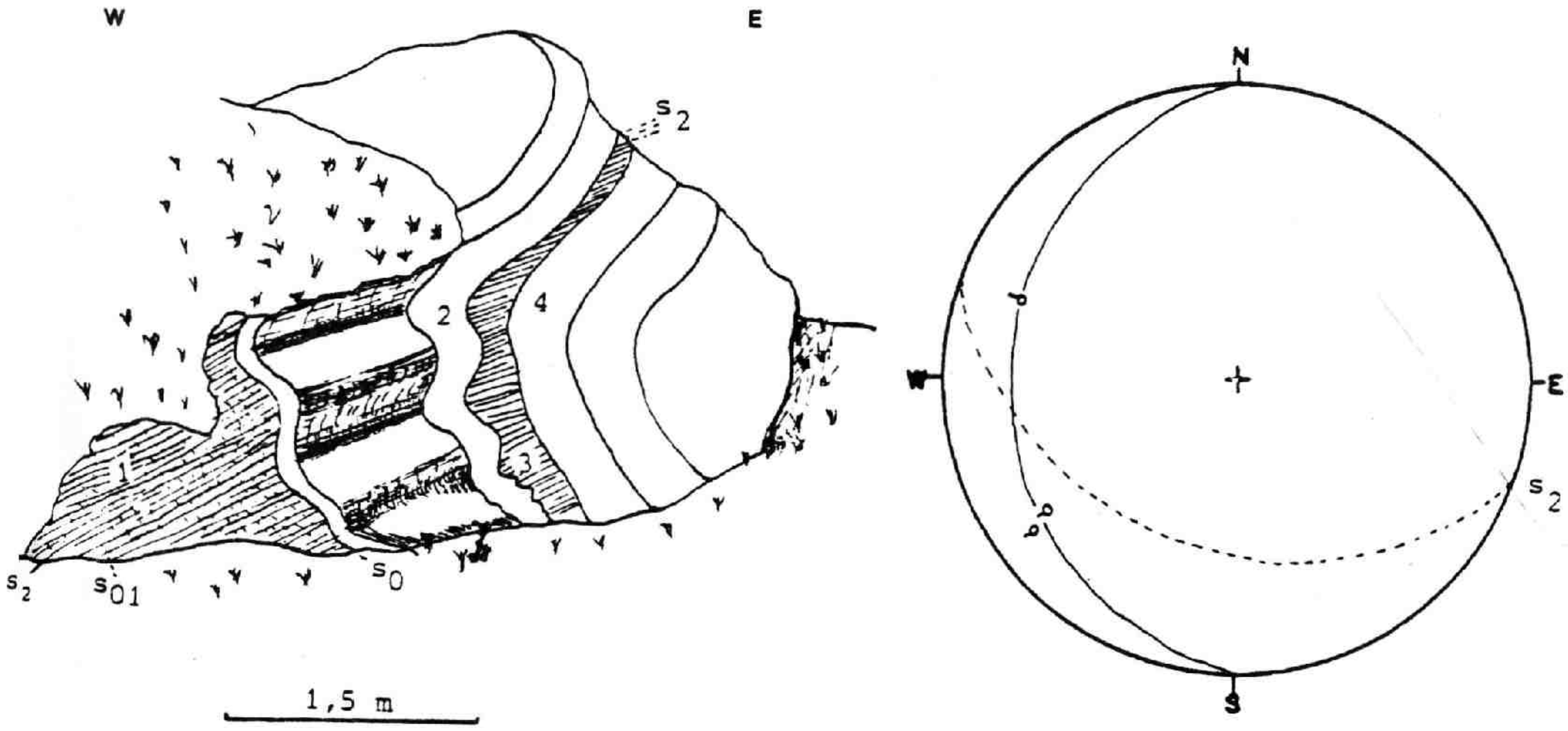


Fig. 46 - Pli métrique, déversé à l'Est, dont la charnière tourne nettement tout en restant dans un plan à pendage ouest. Il s'agit vraisemblablement d'un pli de phase D_2 à charnière courbe.

1 : banc schisteux ; 2 : bancs carbonatés ; 3 : banc schisteux ; 4 : bancs carbonatés ; So : stratification ; So_1 : schistosité parallèle à la stratification ; S_2 : schistosité plan axial du pli.

4. Les bombements tardifs.

Une troisième phase de plissement est clairement exprimée sur le terrain étudié. Elle se manifeste par de grands plis de très vaste amplitude. Un de ces anticlinaux tardifs, d'axe EW, est bien visible sur la montagne de Pralognan, lorsqu'on la regarde depuis le Chalet des Creux (fig. 44). Ce pli affecte les conglomérats de Courchevel, qui présentent à cet endroit une fracturation relativement régulière, donnant de loin une impression de pseudo-stratification.

Etudiée sur stéréogramme, cette fracturation se montre plan axial de l'anticlinal des Creux décrit précédemment. Elle constitue donc une schistosité fruste, plan axial de ce pli (fig. 45).

C'est un autre de ces plis tardifs qui affecte l'arête de la Saulire au niveau des Creux Noirs, pour y faire apparaître les conglomérats du Stéphano-Permien sous les gneiss du Sapey.

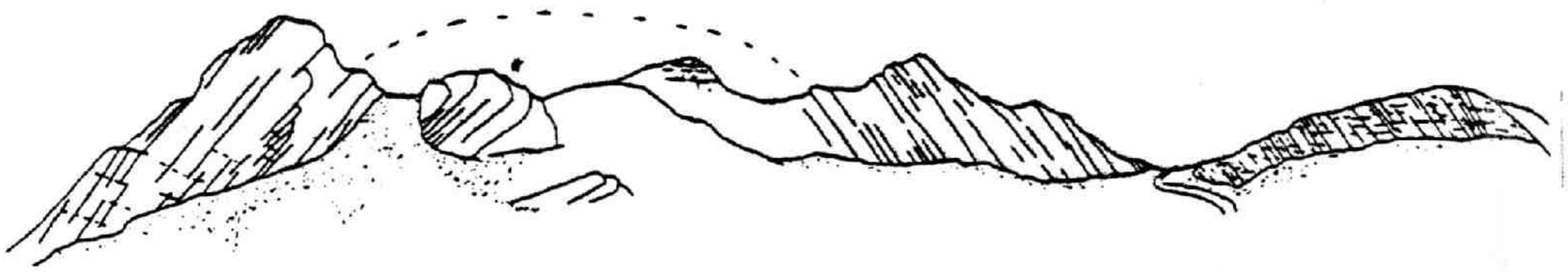


Fig. 47 - Panorama de la montagne de Pralong, vue du chalet des Creux. La stratification (pendage fort) est recoupée par une fracturation grossière (pendage apparent faible) donnant de loin une impression de pseudo-stratification (voir stéréo. fig. 48).

x l'aspect plissé est dû à la perspective à cet endroit.

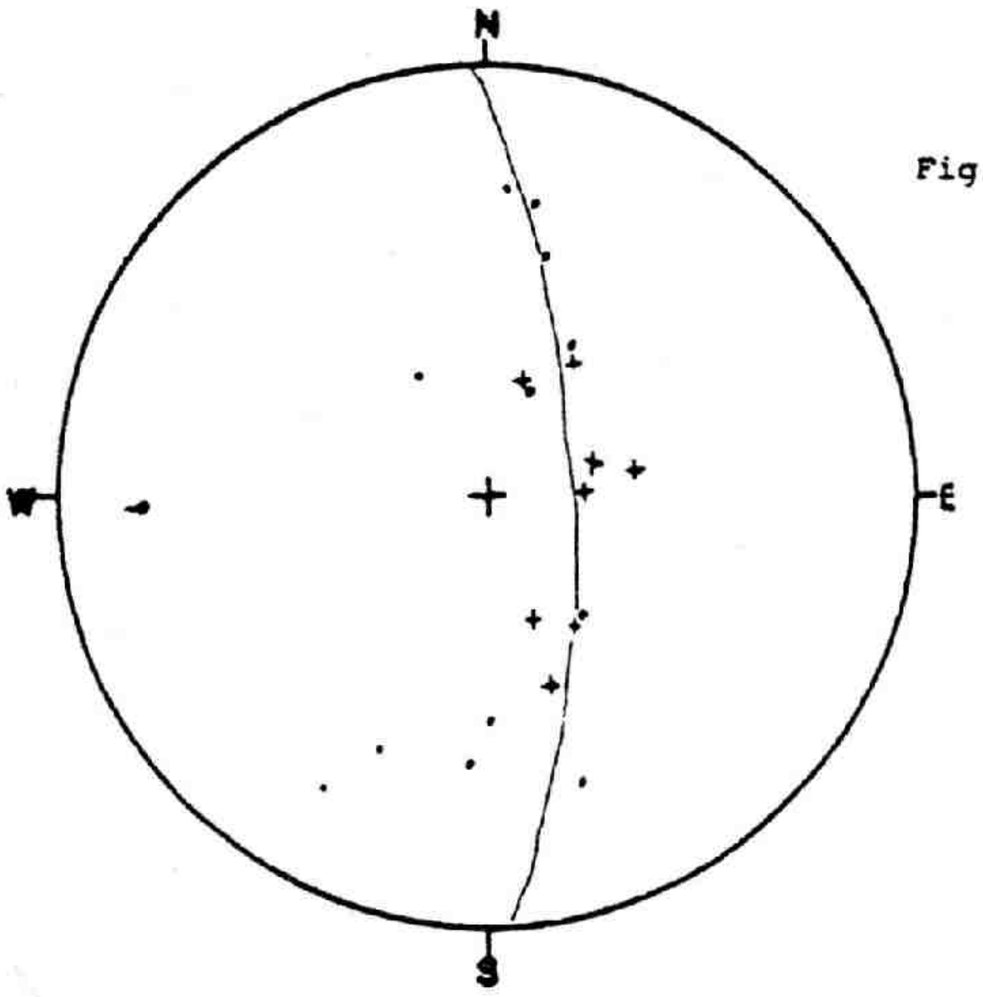


Fig. 48 - Stéréogramme montrant que la fracturation est plan axial d'un pli d'axe EW, sur la montagne de Pralong.

. pôle de stratification

\+ pôle de fracturation

• axe construit

La phase de rétrocharriage D_2 semble donc avoir été suivie d'une phase D3 de moindre importance, ayant engendré de grands plis droits, d'axe EW à NE-SW.

5. La fracturation.

Une partie de la fracturation semble due à la dernière phase de plissement ayant affecté cette région. Hormis celle-ci, il existe de nombreuses fractures, généralement subverticales sur le terrain étudié. Elles présentent deux orientations préférentielles bien visibles, tant en photographie aérienne (fig. 46) que sur le terrain (fig. 47) : une direction NS à NW-SE, et une direction NE-SW.

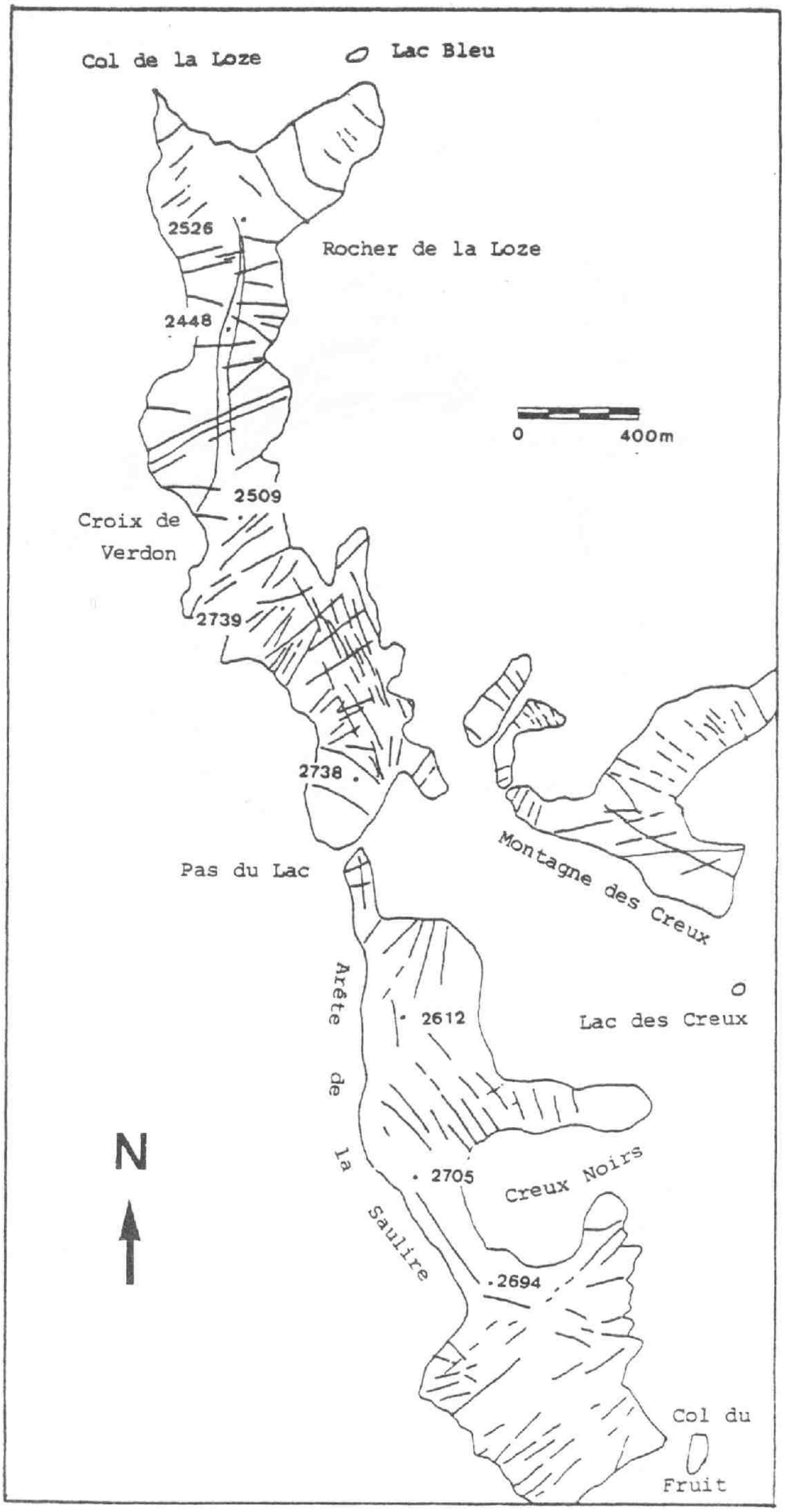


Fig. 49 -Carte des principales fractures récentes sur la Croix de Verdon et l'Arête de la Saulire (d'après photo aérienne).

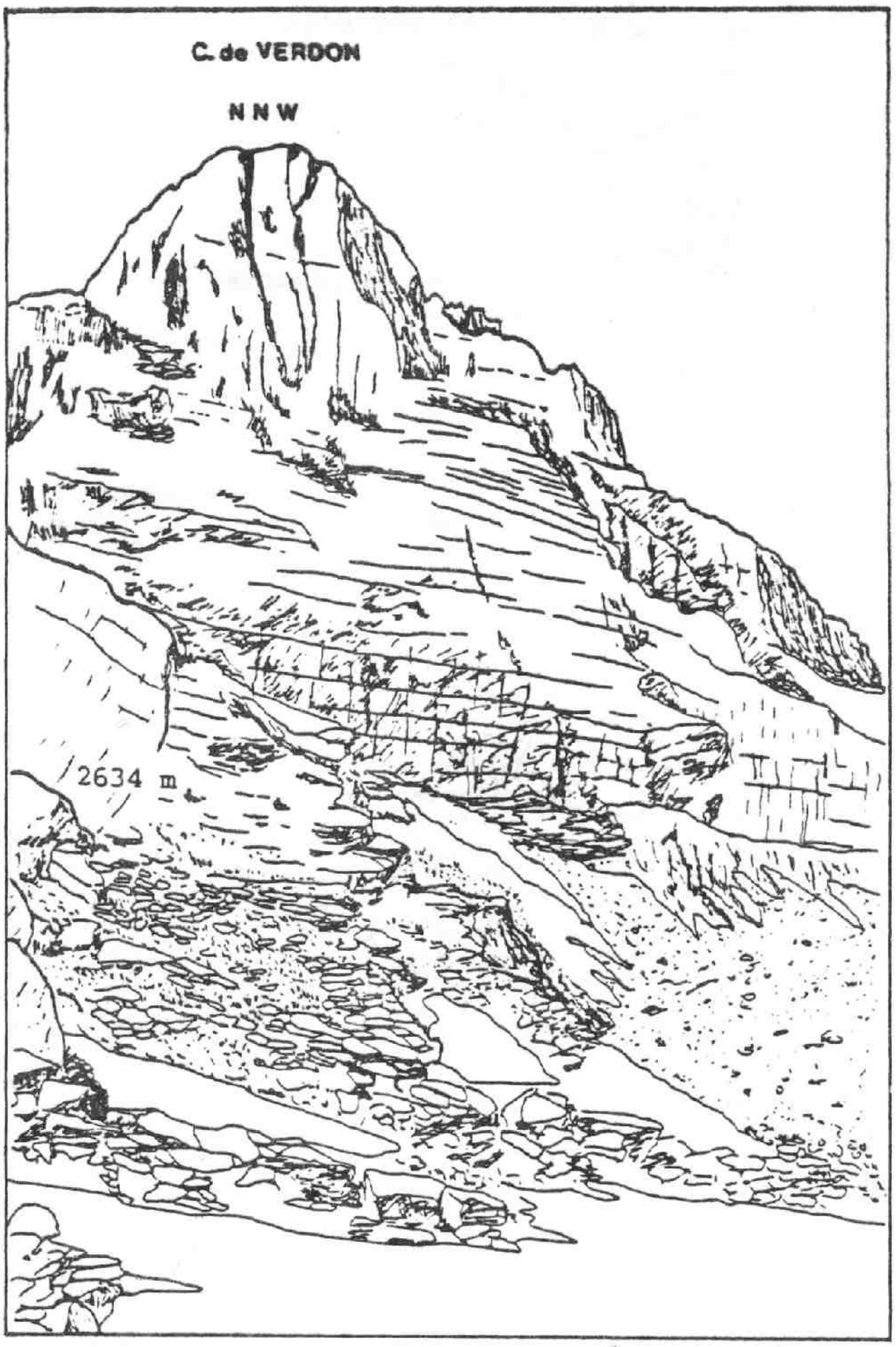


Fig. 50 - Panorama du petit col coté 2634 m au Sud de la Croix de Verdon. Au premier plan on observe un banc de calcaire anisien débité en blocs polygonaux par la fracturation récente.

IV. CONCLUSION.

1. La tectonique hercynienne.

Elle est marquée sur le terrain par deux discordances :

- la discordance asturienne, peu visible ;
- la discordance saalienne, très nette tant sur le plan cartographique qu'à l'échelle de l'affleurement. L'étude des gneiss du Sapey amène à envisager l'existence d'une tectonique tangentielle saalienne dans ce secteur, ayant provoqué le charriage des gneiss du Sapey sur le Stéphano-Permien.

2. La tectonique alpine.

En ce qui concerne la tectonique alpine, les points suivants ont été mis en évidence :

a. Décollement de la couverture carbonatée sur la série siliceuse.

b. Existence de trois phases plicatives.

. La phase D_1, difficilement analysable, semble avoir engendré des plis couchés d'axe probable EW sans qu'il soit possible ici de déterminer avec précision leur style. Une vergence nord paraît possible, mais les arguments manquent pour pouvoir l'affirmer.

. La phase D_2 bien visible sur le terrain étudié, a engendré des plis déversés à toutes les échelles vers l'Est, et peut être identifiée à la phase de rétrocharriage classique dans ces régions. Elle provoque une schistosité très bien exprimée dans certains secteurs du terrain étudié (Lac Bleu, Col de la Loze).

. La phase D_3 est de moindre importance que les précédentes. Elle est marquée par de grands plis ouverts, d'axe EW. Une partie de la fracturation des roches semble liée à cette phase (schistosité grossière).

3. La fracturation.

Une fracturation tardive a affecté ensuite l'ensemble de ces structures. Elle se présente sous forme de deux réseaux de cassures à rejet très faible ou nul, l'une NS à NW-SE et l'autre SW-NE.

CHAPITRE V : CONCLUSIONS GÉNÉRALES.

Sur la base d'une cartographie à 1/10 000 et des observations de terrain, j'ai tenté dans ce travail de comprendre l'histoire tectonique d'un chaînon de Vanoise. Les résultats obtenus confirment souvent les travaux antérieurs et les nuancent parfois. Quelques faits nouveaux ont également été acquis.

1. Sur le plan lithostratigraphique.

La série siliceuse.

L'étude lithostratigraphique de la série siliceuse a confirmé les travaux de J. Fabre (1961). La description microscopique des faciès a cependant été précisée, et a également confirmé certaines observations que J. Schade (1983) a faites dans le synclinal de St Martin de Belleville (albites en échiquier dans le Stéphano-Permien). Les faciès uranifères décrits par J. Shade (1983) sur son terrain semblent absents sur la Saulire.

La série carbonatée.

Elle se limite au Trias et a été subdivisée en séquences sédimentaires sur la base des travaux de A. Baud et J. Mégard Galli (1975, 1977) et de E. Jaillard (1984). Les séquences 1 et 2 de l'Anisien et la séquence 6 du Ladinien se sont montrées très ressemblantes à celles décrites par E. Jaillard au Sud de mon terrain. Les séquences 3 à 5 se sont par contre montrées peu différenciées par rapport aux siennes.

2. Les gneiss du Sapey.

Dans ce travail ont été confirmés de nombreux résultats de G. Détraz (1984) :

- grande hétérogénéité des gneiss du Sapey s.l.
- caractère micaschisteux des leptynites
- existence d'une foliation anté-alpine à biotite dans les leptynites
- discordance du Permo-Trias sur les gneiss du Sapey, avec un remaniement local de ceux-ci (cette observation avait déjà été faite par F. Ellenberger (1958) à Modane)
- existence de mylonites au mur des gneiss du Sapey.

Un certain nombre de faits nouveaux ont également été mis en évidence :

- existence de schistes peu métamorphiques, à cachet houiller, se présentant comme issus du remplissage de fissures ouvertes au sein des gneiss
- existence de filons aplitiques au voisinage du contact gneiss oeillés leptynites.

Les observations faites semblent pouvoir s'intégrer dans l'hypothèse émise par G. Détraz d'un charriage des gneiss sur le Houiller durant la phase saalienne.

3. Sur le plan structural.

La couverture carbonatée est ici décollée de son substratum. Ce décollement se serait produit avant les phases plicatives.

Trois phases tectoniques plicatives ont été mises en évidence.

- La première phase (D_1) est mal définie mais semble avoir engendré des plis couchés d'axes EW, à vergence nord possible .

- La seconde phase (D_2) est responsable de l'essentiel des structures visibles sur le terrain étudié. De même que la phase D_1, elle est synschisteuse. Elle a engendré des plis subméridiens, déversés à l'Est.

- La troisième phase (D_3) est de moindre importance. Elle a engendré des grands plis ouverts, d'axe EW, accompagnés d'une schistosité de fracture grossière.

4. Prolongement de l'étude.

Des travaux devront être poursuivis tant sur le plan lithostratigraphique que structural pour préciser les données acquises sur ce secteur. Mais le prolongement principal de cette étude devra être une analyse très précise des gneiss du Sapey par des approches géochimiques et microchimiques, pour tenter de résoudre définitivement le problème qu'ils posent.

TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE I : INTRODUCTION..... 1

I. CADRE GEOGRAPHIQUE..... 1

II. CADRE GEOLOGIQUE - LES TRAVAUX ANTERIEURS..... 2

1. Stratigraphie..... 3

a. La série siliceuse..... 3
b. La série carbonatée..... 5

2. Tectonique..... 5

a. La tectonique hercynienne..... 5
b. La tectonique alpine..... 5

III. JUSTIFICATION DU TRAVAIL ENTREPRIS.....6

CHAPITRE II : LITHOSTRATIGRAPHIE.....8

I. LA SERIE SILICEUSE.....8

1. L'Assise de Tarentaise.....8

2. L'Assise de Courchevel..... 9

3. Le Stéphano-Permien.....10

4. Les gneiss du Sapey..... 11

5. Le Permo-Trias.....11

6. Le Werfénien.....13

7. Conclusion à l'étude de la série siliceuse.....15

II. LA SERIE CARBONATEE.....15

1. Introduction..... 15

2. Les problèmes rencontrés sur le terrain étudié.....15

3. Le cycle I..... 17

a. La séquence 1.....17
b. La séquence 2.....19
c. Les séquences 3 à 5 21
d. La limite Anisien-Ladinien.....21

4. Le cycle II.....21

5. Conclusion à l'étude de la série carbonatée.....22

III. APERCU SUR LE QUATERNAIRE.....22

1. Le glaciaire..... 22

2. Les éboulis.....22

3. Les glissements de terrain.....22

4. Les tourbières.....22

CHAPITRE III : LES GNEISS DU SAPEY.....23

I. INTRODUCTION.....23

II. LES PRINCIPALES THEORIES SUR LES GNEISS DU SAPEY.....23

1. Hypothèse d'un granite d'anatexie permien.....23

2. Hypothèse d'un laccolithe permien.....24

3. Hypothèse d'une nappe de charriage de matériel anté-namurien.....24

4. Les datations absolues.....25

5. But du travail entrepris.....25

III. LES GNEISS DU SAPEY DANS LE SECTEUR DE LA SAULIRE ET DE LA CROIS DE VERDON.....26

1. Les différents faciès.....26

a. Les gneiss oeillés.....26
b. Les filons de quartz associés aux gneiss oeillés.....28
c. Les leptynites.....28
d. Les schistes argileux noirs à cachet houiller.....30
e. Les roches associées.....30
f. Conclusion.....32

2. Le contact entre les gneiss du Sapey et le Permo-Trias.....32

3. Le contact entre les gneiss du Sapey et le Stéphano-Permien.....36

IV. CONCLUSION.....36

CHAPITRE IV : ANALYSE STRUCTURALE.....38

I. LES STRUCTURES A L'ECHELLE DE LA CARTE.....38

1. La tectonique hercynienne.....38

2. La tectonique alpine.....42

II. EXEMPLES DE STRUCTURES ET MICROSTRUCTURES.....43

1. Existence d'une foliation parallèle à la stratification.....43

2. Le secteur du Col de la Loze et du Lac Bleu.....44

3. Le secteur du Rocher de l'Ombre.....47

4. Les bombements tardifs.....47

5. La fracturation.....48

III. CONCLUSION.....50

CHAPITRE V : CONCLUSION GENERALE.....52

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 : Cadre géographique 1

Fig. 2 : Schéma structural des Alpes franco-italiennes (in J. Debelmas, 1974). 2

Fig. 3 : Carte géologique simplifiée des affleurements paléozoïques du pays de Vanoise et de la zone houillère briançonnaise en Savoie (in F. Ellenberger, 1966) 3

Fig. 4 : Schéma simplifié de la stratigraphie du Paléozoïque de la zone houillère, sous-zone Sapey-Pesey (in F. Ellenberger, 1966) 4

Fig. 5 : Localisation des coupes lithostratigraphiques du chapitre II..... 7

Fig. 6 : Situation des schistes charbonneux à plantes du col coté 1952 m, dans l'Assise de Tarentaise 8

Fig. 7 : Plaque mince d'un conglomérat stéphanien 9

Fig. 8 : Discordance du Néopermien sur l'Assise de Courchevel au Nord du Rocher de la Loze (in J. Fabre, 1961)..... 9

Fig. 9 : Albites en échiquier dans les conglomérats versicolores du Stéphano-Permien 10

Fig. 10 : Coupe des niveaux sommitaux du Permo-Trias, au Col de la Loze 11

Fig. 11 : Stratifications obliques dans le Permo-Trias 12

Fig. 12 : Détail des stratifications obliques dans le Permo-Trias au Col de la Loze 12

Fig. 13 : Plaque mince dans les grès du Permo-Trias 12

Fig. 14 : Quartz rhyolitiques dans les grès du Permo-Trias (A : quartz avec golfe de corrosion ; B : quartz bipyramidé ; C : quartz esquilleux) 13

Fig. 15 : Vue du Rocher de la Loze depuis l'arrivée du télécabine des chenus ... 14

Fig. 16 : Coupe du Permo-Trias au Werfénien, au Sud du Lac Bleu 14

Fig. 17 : Plaque mince dans les quartzites werféniens du Col de la Loze 15

Fig. 18 : Le Trias de Vanoise occidentale. Exemple du Roc de la Pêche (in E. Jaillard, 1984) 16

Fig. 19 : Coupe dans la séquence 1 de l'Anisien, sur le sentier menant du Col du Pas du Lac à la Viselle..... 17

Fig. 20 : Coupe dans la base de l'Anisien et contact avec la série siliceuse en contrebas ouest du Col du Pas du Lac..... 18

Fig. 21 : Coupe dans la séquence 1 au Col du Fruit ; contact avec la série siliceuse..... 18

Fig. 22 : Bloc de calcaire vermiculé dans un éboulis, sous le sommet de la Viselle..... 19

Fig. 23 : Coupe dans la séquence 2 de l'Anisien, en contrebas de l'arrivée du télésiège de la Viselle..... 20

Fig. 24 : Coupe dans l'Anisien, en contrebas de l'arrivée du télécabine du Pas du Lac..... 20

Fig. 25 : Plaque mince de l'échantillon JPG 13-38, prélevé dans les gneiss oeillés au Nord du Col du Fruit..... 26

Fig. 26 : Biotite kinkée par la foliation dans un gneiss oeillé du Sapey..... 27

Fig. 27 : Apatite écrasée par la foliation dans un gneiss oeillé du Sapey..... 27
Fig. 28 : Vermicules de chlorite développés au dépend d'une albite dans un gneiss oeillé du Sapey..... 27
Fig. 29 : Filons de quartz parallèles à la foliation dans un gneiss oeillé du Sapey..... 28
Fig. 30 : Plaque mince de l'échantillon JPG 61-71, chloritoschiste prélevé au Sud des Creux Noirs..... 29
Fig. 31 : Plaque mince de l'échantillon 35A46, micaschiste noir à phengite.... 29
Fig. 32 : Plaque mince de l'échantillon JPG 56-68, prélevé dans le premier filon de roches vertes rencontré sur l'arête de la Saulire en venant du Col du Fruit 31
Fig. 33 : Plaque mince de l'échantillon JPG 31A48, prasinite prélevée aux abords du col coté 2612 m sur l'arête de la Saulire..... 31
Fig. 34 : Coupe du contact Permo-Trias, gneiss du Sapey au Col du Fruit..... 33
Fig. 35 : Coupe du contact gneiss du Sapey, Stéphano-Permien à l'Est du Pas du Lac..... 34
Fig. 36 : Essais de corrélation, par B. Broudoux, entre les événements tectoniques deson terrain et ceux reconnus dans les régions voisines de Vanoise septentrionale et méridionale (in B. Broudoux, 1985)..... 39
Fig. 37 : Schéma structural du terrain étudié..... 40
Fig. 38 : Coupes synthétiques du terrain étudié..... 41
Fig. 39 : Lame mince de l'échantillon JPG 9-32 (séquence 1 de l'Anisien) montrant la foliation générale de la roche (galets étirés) recoupée par une schistosité plus espacée..... 43
Fig. 40 : Filon de quartz plissé de manière isoclinale dans les grès du Permo-Trias..... 44
Fig. 41 : Affleurement dans les grès du Permo-Trias montrant une schistosité recoupée et crénulée par une seconde schistosité..... 44
Fig. 42 : détail de la figure 41..... 45
Fig. 43 : Report stéréographique des mesures effectuées dans les secteurs du Col de la Loze (A) et du Lac Bleu (B)..... 45
Fig. 44 : Pli métrique, déjeté vers l'Est, affecté par une schistosité plan axial à pendage ouest..... 46
Fig. 45 : Stéréogramme des axes mesurés et calculés dans le secteur du Col de la Loze et du Lac Bleu..... 46
Fig. 46 : Pli métrique, déversé à l'Est, dont la charnière tourne tout en restant dans un plan à pendage ouest (Rocher de l'Ombre)..... 47
Fig. 47 : Panorama de la Montagne de Pralong, vue du Chalet des Creux..... 48
Fig. 48 : Stéréogramme montrant que la fracturation est plan axial d'un pli d'axe EW sur la montagne..... 48
Fig. 49 : Carte des principales fractures récentes sur la Croix du Verdon et l'Arête de la Saulire (d'après photo aérienne)..... 49
Fig. 50 : Panorama du petit col coté 2634 m au Sud de la Croix de Verdon..... 50

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALLENBACH B. (1982).- Géologie de la bordure SW du massif d'Ambin (Alpes occidentales). Lithostratigraphie des séries mésozoïques. Analyse tectonique et modélisation de la déformation. Thèse 3ème cycle, Strasbourg, 1982, 144 p.

BAUD A. (1976).- Les terriers de crustacés décapodes et l'origine de certains faciès du Trias carbonaté. *Eclog. Géol. Helv.,vol.69/2,p.415-424.*

BAUD A. et MEGARD-GALLI J. (1975).- Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique : cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des préalpes. *IX Congrès Int. Sédimentologie*, Nice, p. 45-50.

BOCQUET J. (1974).- Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse Grenoble, 489 p.

BROUDOUX B. (1985).- Géologie des unités de Vanoise septentrionale de Pralognan à Tignes (Alpes de Savoie). Thèse 3 ème cycle, Lille, 229 p.

CHESSEX R.,DELALOYE M.,LAURENT L.,BERTRAND J.et VUAGNAT M. (1966).- Données géochimiques et détermination d'âge plomb total sur des zircons alpins. *Bull. suisse minér. pétr.*,t. 46, p.691-693.

DEBELMAS J. (1974).- Géologie de la France,t. 2: les chaines plissées du cycle alpin et leur avant pays. Doin édit., Paris.

DEBELMAS J. (1980).- feuille Annecy à 1/250 000 . Ed. B.R.G.M.

DETRAZ G. (1984).- Etude géologique du bord interne de la zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Péclet-Polset (Alpes de Savoie). Thèse 3ème cycle, Grenoble, 163 p.

DETRAZ G. et LOUBAT H. (1984).- Faciès à disthène, staurotide et grenat dans un micaschiste appartenant à l'unité des "gneiss du Sapey", (Vanoise, Alpes françaises). *Géologie alpine*, t. 60, p. 5-12.

ELLENBERGER F. (1958).- Etude géologique du Pays de Vanoise (Savoie). *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 561 p.

ELLENBERGER F. (1963).- Trias à faciès briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier 1961. *Mém. B.R.G.M.*, n° 15, p. 220-231.

ELLENBERGER F. (1966).- Le Permien du pays de Vanoise. Atti del symposium sul Verrucano, Pise. *Soc. Tosc. Sc. Nat.*, p. 170-211.

ELLENBERGER F. et SALIOT P. (1967).- Tectonique "pennique" a decouvert : le grand pli couché de Vanoise septentrionale (Savoie) et ses structures de détail surimposées. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 264, n° 12, p. 1569-1572.

FABRE J. (1952).- Note préliminaire sur quelques résultats stratigraphiques obtenus dans le Houiller de Tarentaise et de Maurienne (zone briançonnaise). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 34-35.

FABRE J. (1961).- Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et Tarentaise. *Mém. B.R.G.M.*, n° 2, 315 p.

GOFFE B. (1975).- Etude structurale et pétrographique du versant occidental du massif paléozoïque de Chasseforêt (Vanoise méridionale). Thèse 3ème cycle, Orsay, 110 p.

GIGNOUX M. et MORET L. (1938).- Description géologique du bassin supérieur de la Durance. *Trav. Lab. géol. Grenoble.*

JAILLARD E. (1984).- Etude géologique des unités briançonnaises de Vanoise occidentale au Sud de Pralognan. Evolution sédimentaire et structurale. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 212 p.

MARION R. (1984).- Contribution à l'étude géologique de la Vanoise. Alpes occidentales - Le Massif de la Grande Sassière et la région de Tignes - Val d'Isère, 172 p.

MEGARD-GALLI J. et BAUD A. (1977).- Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. *Bull. B.R.G.M.*, n° 3, p. 233-250.

PERUCCIO-PARISON M.D. (1984).- Problèmes pétrochimiques et structuraux en Vanoise septentrionale (Savoie). Thèse 3ème cycle, Orsay, 356 p.

PLATT J.P. et LISTER G.S. (1978).- Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the southern Vanoise massif, French Alps, and their relation to Alpine tectonic events. *J. Struct. Geol., 2, p. 397-410.*

PUPIN J.P. (1976).- Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie.Base de la méthode typologique.Applications. Thèse Sc. nat.,Nice, 394 p.

RAOULT J.F. (1980a).- Caractère transgressif du Trias de Bellecôte en Vanoise : implications tectoniques (Alpes françaises). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 291, p. 47-50.

RAOULT J.F. (1980b).- Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone briançonnaise, Alpes françaises). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. 22/4-5. p. 303-312.

RACULT J.F., LANGLET Ph. et BROUDOUX B. (1984).- Présence en Vanoise méridionale d'une série de type Acceglio (Briançonnais, Alpes françaises). Implications structurales et paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, p. 535-538.

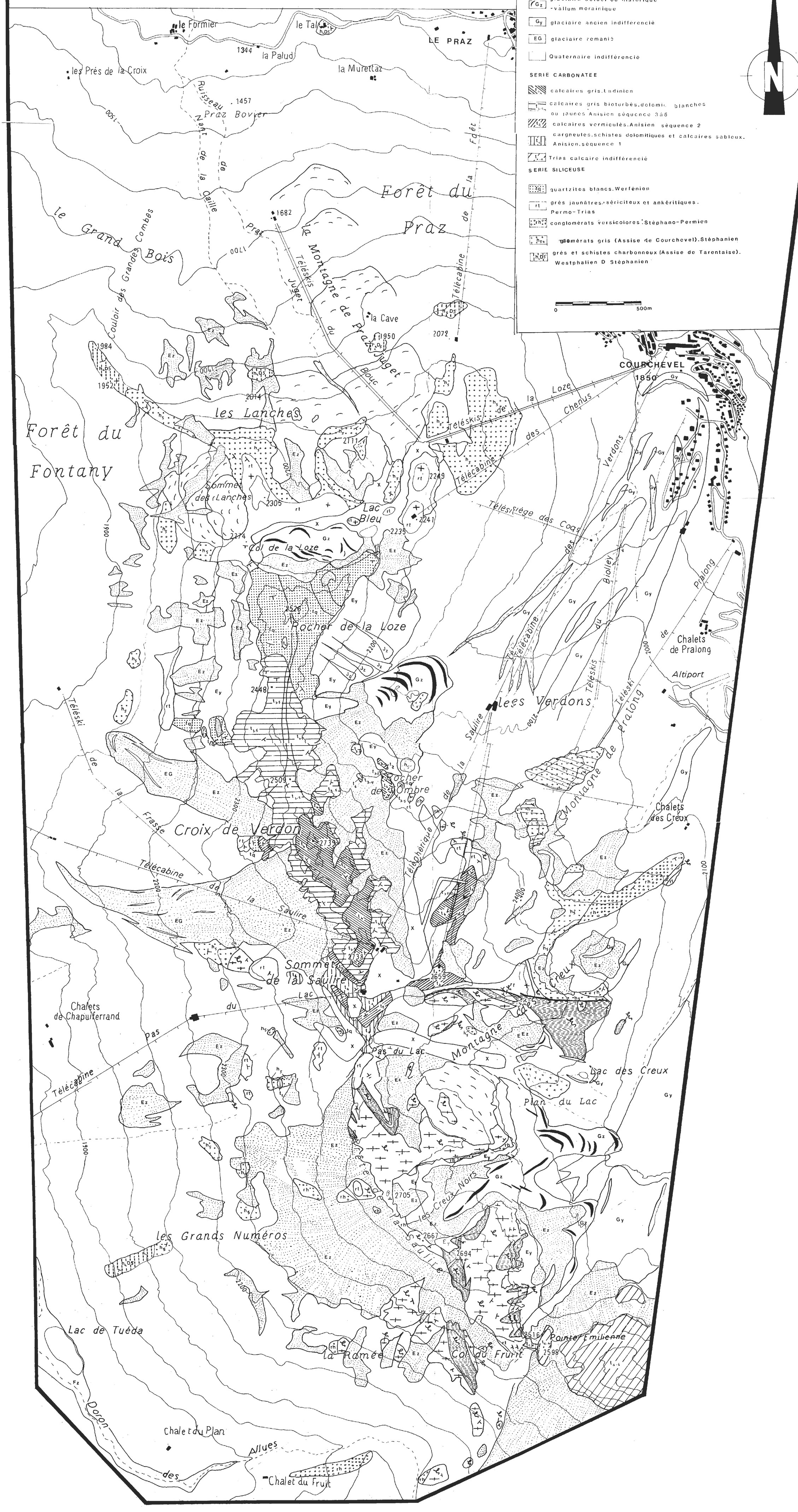
SCHADE J. (1983b).- Le synclinal de Saint-Martin de Belleville et son Permien uranifère (zone houillère briançonnaise, Alpes de Savoie). Thèse Grenoble, 250 p.

TRICART P. (1980).- Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse d'Etat, Strasbourg, 407 p.

CARTE GEOLOGIQUE DU MASSIF DE LA SAULIRE

À 1/10 000

par Jean-Paul GACHELIN 1985



BLOC DAGRAMME STRUCTURAL DU MASSIF DE LA SAULIRE

Planche II

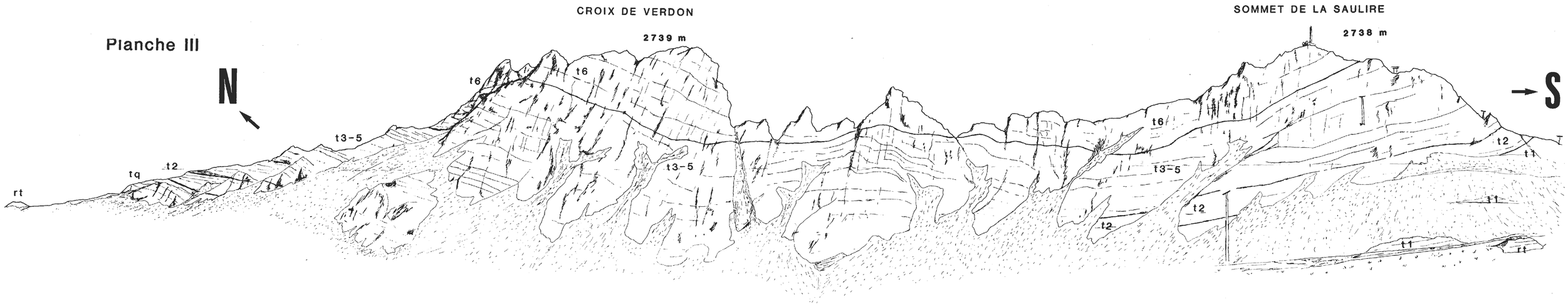
LEGENDE

- E quaternaire indifférencié
- t_6 Ladinien sequence 6
- t_{3-5} Anisien sequences 3a5
- t_2 Anisien séquence 2
- t_1 Anisien séquence 1
- tq Werfénien
- rt Permo-Trias
- rh Stéphano-Permien
- h_5 Stéphanien
- ℓ gneiss du Sapey

J-P GACHELIN 1985

PANORAMA DU SOMMET DE LA SAULIRE ET DE LA CROIX DE VERDON

Planche III



les notations renvoient à celles de la carte. (pl. h. t. 1)

panorama vu depuis la cote 2450m à l'Ouest du sommet de la Saulire

Jean-Paul GACHELIN 1985

PLANCHE IV

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Ab : albite

Act : actinote

Ank : ankérite

Ap : apatite

Bi : biotite

Ca : calcite

Chl : chlorite

Ep : épidote

mb : mica blanc

Mu : muscovite

Op : opaque

Phg : phengite

Phy : phyllites

Q : quartz

Qrh : quartz rhyolitique

Se : séricite

Sp :sphène

Tou : tourmaline

Zr : zircon

t_6 : Ladinien, séquence 6

t_{3-5} : Anisien, séquence 3 à 5

t_2 : Anisien, séquence 2

t_1 : Anisien, séquence 1

t_{1-6} : Trias carbonaté indifférencié

t_q : Werfénien

rt : Permo-Trias

rh : Stéphano-Permien

h_5 : Stéphanien

h_4D5 : Westphalien D Stéphanien

h : carbonifère indifférencié

D_o : phase de décollement de couverture

D_1 : phase ayant engendré des plis couchés d'axe W-E et à vergence N

D_2 : phase de rétrocharriage; plis d'axe N-S déversés vers l'Est

D_3 : phase ayant engendré de grands plis droits d'axe W-E