

**SCHWEIZERISCHE
GEOLOGISCHE KOMMISSION**
ORGAN DER
SCHWEIZ. NATURFORSCH. GESELLSCHAFT

**COMMISSION GÉOLOGIQUE
SUISSE**
ORGANE DE LA
SOC. HELV. DES SCIENCES NATURELLES

**Geologischer Atlas
der Schweiz**

1:25 000

Auf Kosten der Eidgenossenschaft
herausgegeben von der
Schweizerischen Geologischen Kommission
Präsident der Kommission: L. VONDERSCHMITT

**Atlas géologique
de la Suisse**

1:25 000

Publié aux frais de la Confédération
par la Commission Géologique Suisse
L. VONDERSCHMITT
étant Président de la Commission

Feuille:

Grand Saint-Bernard

Topographie: Carte nationale 1 : 50 000,
partie Nord de la Feuille normale 585 Courmayeur-E,
agrandie au 1 : 25 000

(Feuille 33 de l'Atlas)

Notice explicative

par

N. OULIANOFF et R. TRÜMPY

1958

Kommissionsverlag:
Kümmerly & Frey AG.
Geographischer Verlag, Bern

En commission chez:
Kümmerly & Frey S.A.
Editions géographiques, Berne

PRÉFACE DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE

En Novembre 1950 M. N. OULIANOFF présenta à la Commission Géologique sa carte géologique originale, contenant ses levers géologiques, récoltés et élaborés par lui depuis 1928 dans le territoire de la feuille Grand St-Bernard au 1:25 000e.

Entre temps, M. R. TRÜMPY avait réussi la subdivision stratigraphique et tectonique des «Schistes lustrés» dans les environs de la Pierre Avoi, ce qui permit des comparaisons avec les études des géologues français dans les Alpes Occidentales. Avec le consentement de M. OULIANOFF on décida alors d'étendre ces études aussi dans la région du Val Ferret de la feuille Grand St-Bernard. Les levers respectifs furent effectués par M. TRÜMPY durant les années 1952-53.

En automne 1955 la coordination des données fut terminée et l'impression de la feuille mise au point. Comme on n'a procédé qu'à des recherches sur territoire suisse, la partie inférieure de la feuille restait en blanc, ce qui nous permit d'ajouter encore 2 profils coloriés au 1:25 000e.

Par la suite les travaux d'impression subirent quelques retards, dûs d'une part au fait que l'imprimerie était débordée de travail et d'autre part à la constatation que les recherches dans la «Zone de Sion-Courmayeur» furent entretemps avancés à tel point, qu'il devint souhaitable d'attendre les résultats pour pouvoir les fixer dans une esquisse tectonique des régions adjacentes à la feuille du Grand St-Bernard. En automne 1958 l'impression de la feuille fut terminée.

Les notices explicatives rédigées par MM. OULIANOFF et TRÜMPY furent données à l'impression en automne 1958.

Bâle, novembre 1958.

Pour la Commission Géologique Suisse

le président :

L. Vonderschmitt

TABLE DES MATIÈRES

I. Introduction	4
II. Stratigraphie et Pétrographie	5
A. Massif cristallin du Mont-Blanc.	5
B. Helvétique et Ultrahelvétique	7
C. Pennique	8
1. Zone de Ferret	8
2. Zone des Brèches de Tarentaise	11
3. Zone houillère	12
a) Couverture mésozoïque.	12
b) Carbonifère	13
4. Zone du Cristallin de la Nappe du Grand St-Bernard . .	15
III. Tectonique	19
A. Massif du Mont-Blanc	19
B. Zone Sion-Courmayeur	19
C. Nappe du Grand St-Bernard.	22
IV. Quaternaire	26
V. Signes conventionnels	29
VI. Excursions recommandées	29
VII. Bibliographie	38

I. INTRODUCTION

APERÇU TOPOGRAPHIQUE ET SUBDIVISION GÉOLOGIQUE

Par N. OULIANOFF

La feuille Grand St-Bernard de l'Atlas géologique de la Suisse est limitée au Sud par la frontière italo-suisse, qui suit fidèlement la crête formée par l'intersection de deux pentes: l'une, suisse, inclinée au Nord, et l'autre, italienne, au Sud. Cette crête commence à l'Ouest, par une culmination importante, qui est le Mont-Dolent (3820 m) et aboutit, sur la feuille du Grand St-Bernard à une autre culmination, aussi célèbre, qui est le massif du Mont Vélán (le sommet proprement dit, ne se trouve qu'un peu à l'Est de la limite de la feuille).

Les points importants sur cette arête frontière sont: 1° le Mont-Dolent (3820 m) au sommet duquel se rencontrent la Suisse, l'Italie et la France; 2° le Petit Col Ferret (2490 m), 3° la Tête de Ferret (2713,3), 4° le Grand Col Ferret (2537), 5° le col du Ban Darray (2695), 6° le Grand Golliat (3238), 7° le Col de Fenêtre ou Fenêtre de Ferret (2697), 8° la Pointe de Drône (2949,5), 9° le Col du Grand Saint-Bernard (2469), 10° le Mont Mort (2866,6), 11° le Col W de Barasson (2636), 12° la Pointe de Barasson (2962,7), 13° la Pointe des Rayons de la Madeleine (3051,4), 14° le Massif du Mont Vélán, où l'altitude atteinte est de 3620 m, le sommet ayant pour l'altitude, 3765 m.

L'altitude moyenne de cette crête est donc 2910 m.

Les dépressions marquées par les cols, sont en même temps les dépôts des vallons à cours d'eau. Les plus importants parmi ceux-ci sont: *a*) la Combe des Fonds qui commence au Petit Col Ferret, *b*) la Drance de Ferret, *c*) la Drance d'Entremont dépendant du Col du Grand Saint-Bernard.

La direction de chacun de ces cours d'eau est extrêmement caractéristique, dépendant de divers éléments de la structure tectonique:

a) la Combe des Fonds suit exactement la zone des roches helvétiques (voir plus bas);

b) la direction de la Drance de Ferret, dans sa partie supérieure, en amont du confluent avec la Combe des Fonds est déterminée par l'orientation des fractures alpines importantes;

c) la Drance d'Entremont (tronçon entre la Combe des Morts et le Pas de Marengo, ainsi que celui entre la Cantine d'en Haut et

Les Erbets) suit l'orientation des lignes directrices de l'ancienne tectonique dans les schistes cristallins, tandis que le tronçon entre le Pas de Marengo et la Cantine d'en Haut de même que la Combe de Drône, affluent de gauche de la Drance au niveau du Pas de Marengo, empruntent la zone affaiblie par les cassures alpines.

La feuille du Grand St-Bernard comprend plusieurs unités tectoniques. Elles sont orientées, en gros, du Nord au Sud.

En allant de l'Ouest à l'Est, on rencontre (voir l'esquisse tectonique sur la feuille même) :

1° Le socle granitique du massif du Mont-Blanc avec sa couverture de schistes cristallins. Cette zone débute dans la limite de la feuille Grand St-Bernard, au sommet du Mont-Dolent.

2° La zone des racines helvétiques et ultrahelvétiques.

3° La zone de Sion-Courmayeur (Zone de Ferret et Zone des Brèches de Tarentaise).

4° La zone houillère.

5° La zone de schistes cristallins formant le noyau de la nappe du Grand St-Bernard. C'est un vaste complexe qui s'étend sur une largeur de quelque sept kilomètres jusqu'au Mont Vélan.

II. STRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE

A. MASSIF CRISTALLIN DU MONT-BLANC

Par N. OULIANOFF

Le massif cristallin du Mont-Blanc s'étend dans les limites de la feuille Grand St-Bernard, sur le versant suisse du Mont-Dolent. Le massif du Mont-Blanc possède un vaste noyau granitique. Mais le versant suisse du Mont-Dolent, appartient à une zone particulière, zone bordière de l'ancien massif cristallin.

L'ancienneté de ce complexe de schistes et de granite ne se définit qu'unilatéralement. En effet, les roches qui le composent, sont antérieures au Carbonifère (Westphalien) de cette région. Quant à la limite inférieure de complex cristallin, c'est-à-dire à quel échelon de la série stratigraphique doit être attribuée la formation des sédiments transformés postérieurement en schistes cristallins, nous n'en possédons aucune indication précise. Toutes les tentatives de le faire ne dépassent pas l'état de spéculations sans fondement suffisant.

La signification de cette zone pour la structure générale est traitée dans le chapitre sur la tectonique. Sa nature bordière se révèle par le fait, que la masse granitique est limitée, vers l'Est, par une couverture de schistes cristallins. Ces derniers sont marqués par divers stade du métamorphisme de contact dépendant

de la proximité du granite et de l'injection des filons de microgranite.

γ **Granite («Protogine») du Mont-Blanc.** La composition minéralogique de cette roche est, en moyenne, la suivante: les feldspaths (orthose, microcline, peu d'oligoclase), le quartz en plages présentant, souvent, une mosaïque assez fine, le mica foncé, et les minéraux accessoires: l'apatite, le zircon, l'orthite, la magnétite. La roche est rarement fraîche. Souvent l'altération est avancée (kaolinisation et séricitisation des feldspaths, chloritisation de la biotite, formation de l'épidote et de la zoisite aux dépens des plagioclases), surtout dans certaines zones d'écrasement, apparues lors de l'orogénèse alpine.

L'aspect porphyrique est très répandu: les gros cristaux de feldspaths peuvent atteindre, parfois, 10 cm, de longueur.

Les dimensions des grains de quartz et des lamelles de mica sont sensiblement plus petites. Toutefois ce granite, pris en masse, produit l'impression d'être une roche à grain grossier. Ce type porphyrique est remplacé, çà et là, par un granite uniformément et finement grenu. Les grandes surfaces polies par les glaciers permettent de voir nettement que la structure de ce granite n'est pas isotrope, mais, au contraire, orienté, ce qu'exprime la direction souvent uniforme des cristaux allongés de feldspaths. Cette direction est, en moyenne, N 10° E.

En outre, le granite contient, par places, des enclaves lenticulaires, aplaties et orientées, elles aussi, uniformément et dans le même sens que les cristaux allongés de feldspaths. Leurs dimensions ne sont pas constantes. Tantôt elles mesurent 10–20 cm, tantôt 1 m ou davantage. La couleur de ces enclaves est grise ou violacée (abondance de la biotite). Leur grain est généralement fin. Les minéraux constitutifs essentiels sont les feldspaths et le quartz, accompagnés, le plus souvent, par la biotite, l'amphibole, l'épidote, la magnétite, le sphène.

G1 Zone de puissantes injections de microgranite (porphyre quartzifère) dans le complexe de schistes cristallins. La composition pétrographique de cette zone bordière est extrêmement complexe. Il s'agit des produits de l'endo- et exomorphisme en partant du matériel initial très variable (micaschistes, paragneiss, calcaires anciens) soumis à la réaction directe ou indirecte du microgranite et de ses émissaires: apophysés d'aplite et de pegmatite. Les produits finaux de ces phénomènes complexes se présentent sous l'aspect des roches de diverses natures pétrographiques: gneiss à biotite; gneiss œillés; gneiss injectés; cornéennes micacées (biotite) ou composées essentiellement de feldspaths et de quartz, toujours à grain fin; amphibolites à proportion variable

des éléments leucocrates (feldspaths et quartz), contenant ou non l'épidote et les grenats; cornéennes calcaires; syénites; diorites, pauvres ou riches en hornblende, à grain grossier ou à grain très fin.

Le passage entre la zone bordière et le granite franc n'est pas tranché, mais indéfini, sur une grande largeur.

B. HELVÉTIQUE ET ULTRAHELVÉTIQUE

Par R. TRÜMPY

Lentilles écrasées de porphyre quartzifère, de gneiss et de Trias.

Ces curieuses lames de mylonites, découvertes par RABOWSKI, s'insèrent dans les sédiments helvétiques de la Combe des Fonds. Leur matériel est celui de la zone d'injection du massif du Mont-Blanc (G1); elles sont parfois accompagnées de dolomies jaunes (Trias?). Elles ne jalonnent pas toujours des plans de chevauchement majeurs.

t **Trias.** Manque dans la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc. Dans la zone ultrahelvétique, il comprend des cornéennes, des dolomies à patine jaune, des schistes marnodolomitiques et surtout des argilites bigarrées.

11-5 **Lias.** Des sédiments côtiers, épais de 1-3 m, transgressifs sur le Cristallin du Mont-Blanc, peuvent être attribués au Lias. Ce sont des conglomérats (poudingues de l'Amône) à gros galets de Cristallin dans une gangue gréseuse ou calcaire, des arkoses et des calcaires zoogènes.

Le Lias ultrahelvétique atteint 35 m d'épaisseur. Il présente le faciès dauphinois à puissance réduite. Des schistes argileux mordorés peuvent représenter l'Infralias, des calcaires bleutés en plaquettes et des schistes marneux le Sinémurien, des calcaires siliceux et spathiques à grosses Bélemnites le Lotharingien et le Pliensbachien, des schistes marneux sombres le Domérien et le Toarcien.

a **Aalénien.** Des schistes argileux noirs, ferrugineux et un peu micacés, à miches pyriteuses, sont caractéristiques de cet étage. L'épaisseur de ce complexe schisteux, qui peut englober le Toarcien supérieur, varie de quelques mètres (couverture autochtone) à 200 ou 250 m (Ultrahelvétique). Des Lamellibranches (*Astarte*?) ont été trouvés à l'E du Grand Col Ferret.

Vers le haut, les schistes aaléniens de la zone ultrahelvétique se chargent de plaquettes de grès fins micacés et calcifères et passent ainsi au niveau suivant.

i 1 **Bajocien.** Dans l'Autochtone, le Bajocien débute par un lit de calcaire sériciteux à Lamellibranches (*Clenostreon*, *Gervil-*

leia) et Echinodermes (couche fossilifère de l'Amône). Au-dessus viennent 3–12 m de calcaires marmoréens en gros bancs, à grains de quartz, renfermant des articles de Crinoïdes et des piquants d'Oursins.

Le Bajocien de la zone helvétique affleure dans la dépression de la Combe des Fonds. Ce sont des calcaires marno-sableux (à la base), des calcaires gréseux et siliceux zonés et des calcaires échinodermiques à *Pentacrinus* (vers le sommet). Ce complexe mesure jusqu'à 150 m.

Dans la région de la Tête de Ferret (Ultrahelvétique), le faciès du Bajocien est plus vaseux: schistes marno-sableux ou argileux avec des plaquettes de calcaires siliceux. On y retrouve le niveau échinodermique du Bajocien supérieur.

Il est impossible de dire si le Bathonien est absent, compris dans la série calcaire (i 1) ou dans la série schisteuse (i 3–4).

i 3–4 Callovien-Oxfordien. Ces étages constituent un nouvel ensemble schisteux. Des schistes argileux foncés (Callovien?) se trouvent surtout à la base, alors que la partie moyenne et supérieure est formée de schistes marneux gris, satinés, à cubes de pyrite et à petits nodules calcaires.

i 5–8 Malm. Comprend, sur le versant gauche de la Combe des Fonds, non seulement les calcaires plaquetés gris-bleu du Malm, mais encore des bandes mylonitisées de Dogger et même de Trias, qui ne peuvent être séparées cartographiquement.

Sur le versant droit de la Combe, on peut distinguer des calcaires gris en plaquettes, à rares taches ocrées (Argovien) et des calcaires cristallins plus massifs, à patine gris-bleu clair (Malm moyen).

C. PENNIQUE

1. Zone de Ferret

Par R. TRÜMPY

La succession stratigraphique des puissantes séries schisteuses de Val Ferret (schistes de Ferret, «schistes lustrés» p. p.) n'a été établie que récemment (R. TRÜMPY, 1952, 1954). A cause de l'extrême rareté des fossiles, l'âge des terrains est en partie douteux.

t Trias. Les deux minces bandes triasiques du front pennique ne comprennent probablement que le Trias supérieur. On y trouve du gypse, des cornieules, des argilites siliceuses, des lits de dolomie brune saccharoïde et de calcaires dolomitiques sériciteux à albite néogène, ainsi que localement des schistes argilo-gréseux noirs. Les argilites et les dolomies sont souvent minéralisées (pyrite).

Fx Schistes noirs pyriteux (de la série basale). Schistes argileux (plus rarement marneux) gris foncé et calcschistes argileux à cassure gris-bleu sombre, avec des délits verdâtres. De grands cubes de pyrite sont fréquents. Epaisseur maximum 70 m. L'âge de ces schistes est inconnu (jurassique ?).

F 1 ab Calcaires albitisés. Calcaires un peu gréseux à patine ocre, renfermant jusqu'à 35% d'albite en grands cristaux néogènes (diam. max. 3,5 mm), paraissant noirs à cause des inclusions de rutile, de minerai et de matière charbonneuse. L'albitisation peut être accompagnée (ou précédée) d'une dolomitisation.

Ces roches, décrites d'abord par N. OULIANOFF (1953), se rencontrent à la base des schistes de la série basale (F x) et à la base des schistes de Ferret (F 1); mais le gisement le plus remarquable se trouve au sein de ceux-ci, sur l'arête N de la Dotsa (573550 / 84050 / 2120).

F 1-2 Série inférieure des schistes de Ferret (grès et schistes inférieurs, calcschistes moyens). En un endroit, 100 m au N du col P. 2524 sur l'arête frontière, les schistes de Ferret débutent par une brèche à éléments triasiques.

Le complexe des «grès et schistes inférieurs» atteint une épaisseur de 500-600 m. Il est composé d'une alternance très uniforme de grès calcifères sériciteux, en lits de 1-4 cm ou rarement en bancs plus épais, et de schistes argileux et gréseux durs, renfermant souvent des cubes de pyrite. De rares lits de microconglomérats polygéniques ont été observés dans la partie supérieure. L'ensemble prend une patine grise brunâtre.

Les grès inférieurs passent si insensiblement à la série suivante, qu'il a été impossible de tracer un limite sur la carte. La roche typique des «calcschistes moyens» est un calcaire siliceux schistoïde, gris, en petits lits, alternant avec des schistes argileux satinés, tendres. Des calcschistes à taches plus sombres (îlots imparfaitement recristallisés) sont également caractéristiques. Des calcaires gréseux en assez gros bancs ressortent vers le tiers supérieur de la série, alors que le sommet en est de nouveau franchement schisteux. Ce complexe est l'équivalent des «couches de la Vatsé», distinguées plus au N mais qui n'ont pas encore été séparées des calcschistes moyens sur la feuille Grand St-Bernard. La puissance des calcschistes moyens (y compris les couches de la Vatsé) est de l'ordre de 700 m.

Aucun fossile n'a été découvert ni dans les grès inférieurs, ni dans les calcschistes moyens. Les premiers reposent en transgression sur le Trias, et les seconds passent, par l'intermédiaire des couches de la Peula, sans lacune discernable à un niveau considéré

comme urgonien. L'hypothèse de travail la plus vraisemblable donnerait un âge éocrétaïque à ces séries.

F 3 Couches de la Peula. Ce niveau ne s'individualise que dans la sous-zone inférieure; son épaisseur est de 60 m au maximum. Les types lithologiques principaux sont des quartzites calcifères ferrugineux de grain fin, en petits bancs, des schistes argileux noirs, et enfin des conglomérats polygéniques schisteux à grands galets aplatis et étirés de granites, de micaschistes, de quartzites, de dolomies et de calcaires. Localement, il y a des lentilles de microconglomérats calcaires, qui témoignent de l'étroite parenté avec le niveau suivant.

F 4 Couches de l'Aroley. Les calcaires bréchiques de l'Aroley forment des parois claires; ils sont les meilleurs repères lithologiques dans la masse des schistes de Ferret. Leur épaisseur est de 0-200 m dans la sous-zone inférieure, de plus de 400 m dans le pli déversé de la Tsavra et de plus de 200 m dans les replis supérieurs.

La roche la plus caractéristique est un calcaire cristallin gris clair ou bleuté en gros bancs, renfermant de petits galets subarrondis de dolomies et, beaucoup plus rarement, de quartzites et de roches cristallines (les débris calcaires ne se reconnaissent plus qu'à des trames d'impuretés). De ce type microconglomératique il y a des passages d'une part à des brèches à éléments dolomitiques prépondérants (diamètre max. des galets 8 cm), d'autre part à des calcaires cristallins purs, souvent un peu siliceux, et à des calcaires gréseux, voire même à des grès feldspathiques à ciment calcaire. Ces variations lithologiques, dépendant de l'abondance relative du détritit carbonaté et siliceux, ne semblent pas avoir de signification stratigraphique. Le passage aux couches des Marmontains est rapide, bien que continu.

Des restes organiques microscopiques ne sont pas rares, mais toujours très mal conservés. De petites Orbitolines ont été trouvées à la Pierre Avoi et aux Arpalles des Ars (576 350 / 84 000 / 2540). Les calcaires microconglomératiques de l'Aroley pourraient donc représenter l'Urgonien (à comparer, par exemple, au « Tristelkalk » de la nappe du Falknis).

F 5 Couches des Marmontains. C'est un second niveau de quartzites et de schistes noirs; il déterminent des vires sombres. Peu épais et peu typiques dans la sous-zone inférieure, les couches des Marmontains mesurent 120 m dans le flanc renversé du pli de la Tsavra, environ 50 m dans le replis supérieurs. Elles comprennent des schistes argileux noirs avec des dalles de quartzites ferrugineux (à la base et au sommet), et surtout de gros bancs de beaux quartzites verts, de grain fin et homogène renfermant de la chlorite, de

la séricite, de la stilpnomélane en menues paillettes et parfois un peu de calcite.

Leur faciès caractéristique, ainsi que leur position au-dessus des calcaires probablement urgoniens, nous semblent dater les couches des Marmontains du Crétacé moyen (« Gault »).

F 6 Couches de St-Christophe. Le terme le plus récent des schistes de Ferret est constitué avant tout de calcaires gréseux schistoïdes, riches en séricite, assez cristallins, à patine brune jaunâtre. Près de la base, on note des lits de microconglomérats et de quartzites calcifères, qui passent sans limite tranchée aux couches des Marmontains. Jusqu'à ce que des arguments paléontologiques viennent trancher la question, on peut considérer les couches de St-Christophe comme néocrétaciques. Elles atteignent 400 m de puissance.

2. Zone des Brèches de Tarentaise

Par R. TRÜMPY

La stratigraphie de cette unité a été élucidée en Savoie (H. SCHOELLER, R. BARBIER).

t Trias. Dolomies saccharoïdes à patine jaune clair, calcaires dolomitiques marmoréens, corneules, argilites vertes.

tbr Brèches calcaréo-dolomitiques (Brèches de la Pierre Avoi). Brèches massives, à éléments de calcaires et de dolomies triasiques dans un ciment tantôt calcaire, tantôt dolomitique. Trias supérieur ?

l Lias. Epais de 50 m au maximum, le Lias de la nappe de Tarentaise est le terrain le plus fossilifère de la zone de Courmayeur. Des calcaires marmoréens, massifs, à petits granules d'ankérite, sont datés du Lias inférieur par la présence de *Gryphaea* cf. *arcuata* SCHLOTH. (Plusieurs blocs éboulés, provenant de la paroi W du P. 2854, se voient sur le versant droit du Ban Darrey, au NE de la cabane de bergers P. 2164). Des calcaires échinodermiques à patine brune et des calcaires à zones siliceuses peuvent représenter le Lias moyen; ils renferment de très nombreuses grosses Bélemnites sans sillon (*Passaloteuthis*?) au NW du P. 2854 (576350 / 80350 / 2680). La série se termine par des calcaires gréseux schistoïdes, à nodules calcaires et à galets dolomitiques, qui contiennent également des Bélemnites.

fe Série conglomératique. Dans les régions des Lacs de Fenêtre, les terrains post-liasiques débutent par des calcschistes et des schistes argileux sombres, qui englobent d'énormes blocs arrondis (jusqu'à 30 m de long!) de roches triasiques et liasiques

empruntés au substratum immédiat. Cette formation a été signalée en Tarentaise par H. SCHOELLER (1929), sous le nom de « couches de l'Aiguille du Grand Fond ».

Au-dessus se développe la série conglomératique proprement dite, puissante de 80 m au maximum et composée d'une alternance de schistes noirs argilo-gréseux, de calcaires gréseux en plaquettes et surtout de conglomérats et de brèches. Les roches pséphitiques possèdent un ciment calcaréo-gréseux riche en séricite, dans lequel nagent des éléments mal arrondis et mal classés de toute taille : dolomies triasiques (prédominantes), calcaires triasiques et liasiques (parfois fossilifères), quartzites et schistes micacés (ces derniers très rares). Des brèches d'un type particulier sont constituées uniquement de petits débris de dolomies et de quartzites triasiques (« Trias régénéré »).

De petites Orbitolines ayant été découvertes, en Italie, par P. ELTER (1954), un âge barrémien ou aptien de la série conglomératique nous paraît vraisemblable; elle serait ainsi l'équivalent des calcaires microconglomératiques de l'Aroley.

fs **Série schisto-quartzitique.** Un passage rapide relie cette série à la précédente. Elle comprend des schistes argileux et gréseux noirs, durs, pyritifères, dépourvus de carbonate, avec des bancs de quartzites feuilletés sombres, chloriteux, riches en albite néogène. Ces schistes encadrent un massif de quartzites verdâtres, de grain fin et homogène, en gros bancs. Des calcschistes gréseux à albite, séricite, chlorite et sphène terminent la série vers le haut. Il est souvent difficile de distinguer les schistes noirs de cette formation des schistes houillers.

Des lits de roches vertes sont intercalés à plusieurs niveaux. Ce sont des ovardites (pâte feutrée de chlorite, porphyroblastes tournés d'albite; en plus séricite, quartz, stilpnomélane, sphène, rutile et minerais abondants). Une minéralisation (pyrite) et une albitisation des terrains encaissants semblent liées à ces horizons, dont l'origine magmatique, que nous tenons pour vraisemblable, ne peut être rigoureusement démontré.

Près des Lacs de Fenêtre, la série schisto-quartzitique atteint 180 m d'épaisseur. Son analogie lithologique avec les couches des Marmontains (F 5) de la zone de Ferret nous incite à lui attribuer un âge mésocrétacique.

3. Zone houillère

a) COUVERTURE MÉSOZOÏQUE

Par R. TRÜMPY

tg **Gypse (Trias).** D'importants amas de gypse impur forment une tache claire, visible de très loin, au Col du Névé de la Rousse.

td Dolomies et calcaires du Trias moyen. Le plus bel affleurement se trouve au Paron (limite N de la feuille) : alternance de dolomies à patine jaune et de marbres à patine grise, souvent avec des filets et des granules dolomitiques. Des gastéropodes anisiens ont été trouvés à la Pierre Avoi et P. FRICKER a découvert le faciès des «calcaires vermiculés» dans la Combe de l'A. Le Ladinien paraît également être présenté, mais les terrains plus récents ont disparu par décollement.

Dans la partie méridionale de la feuille, il n'y a que de minces bandes de marbres dolomitiques et calcitiques à beaux minéraux autigènes (albite, muscovite, quartz, tourmaline).

tq Quartzites (Trias inférieur). Les quartzites atteignent des épaisseurs de 100 m à la Fenêtre de Ferret. Leur base est parfois formée de quartzites sériciteux verdâtres, alors que la masse principale se compose de beaux quartzites purs, en gros bancs.

b) LE CARBONIFÈRE

Par N. OULIANOFF

h L'épaisseur considérable du complexe rocheux que l'on voit au Col de Fenêtre et dans lequel est taillée l'arête jalonnée par les Monts Telliers et par la Pointe des Planards, présente un faciès sensiblement homogène, comprenant :

1. des *Schistes argileux* noirs, friables;
2. des *Schistes ardoisiers* plus compacts, cimentés par la silice et débitant par plaquettes;
3. des *Schistes gréseux*, qui se distinguent des deux types précédents par l'abondance de grains de quartz et qui passent insensiblement aux
4. *Grès* plus consolidés;
5. enfin des *Conglomérats* qui toutefois ne sont pas fréquents et dans lesquels les éléments roulés, essentiellement du quartz, sont de petite dimension, n'atteignant que rarement un diamètre de 6-8 cm.

Le terrain ne fournit aucune indication qui permettrait d'établir une succession stratigraphique de ces faciès. L'aspect lithologique général de tout ce complexe, qui ne contient aucune formation carbonatée, est nettement lacustre. Par conséquent, la sédimentation a été exposée à l'influence des variations brusques de l'érosion des rivages tout proches. D'autre part, ces formations du Carbonifère sont intensément repliées sur elles-mêmes.

Aucun débris de plantes fossiles n'a été trouvé jusqu'à présent dans les limites de la feuille du Gr. St-Bernard. Mais cette zone,

d'un faciès constant, se laisse facilement suivre sur les feuilles d'Orsières, de Martigny, de Lourtier et de Sion. En divers endroits de cette zone et à diverses distances des bords externe ou interne, se trouvent des traces et parfois des lentilles de charbon. Les fossiles y sont, en général, rares. On en a trouvé au-dessus d'Orsières, à Chandoline (GAGNEBIN et OULIANOFF, 1942) et surtout à Grône (rive gauche de la vallée du Rhône). Cette dernière flore a été récemment examinée et déterminée par W. J. JONGMANS, qui a pris sur lui la grande tâche de la révision de tous les fossiles trouvés dans le Carbonifère des Alpes suisses. Malheureusement, il n'a publié qu'une partie seulement de ses vastes recherches, notamment celle qui concerne le synclinal carbonifère du Châtelard-Salvan-Alesse (JONGMANS 1950). A la demande du signataire de ces lignes, W. J. JONGMANS a écrit (en décembre 1956) une lettre concernant essentiellement la détermination de la flore de Grône, mais contenant aussi des considérations d'ordre général. Comme W. J. JONGMANS m'a donné la permission de publier sa lettre, je trouve utile d'en donner ici quelques extraits.

«Les collections faites par moi [W. J. JONGMANS] dans la mine [de Grône] nous a fourni une flore assez riche et intéressante. Les déterminations que je vous donnerai ne sont pas encore tout à fait définitives. C'est pour cette raison que je vous envoie pas tous les noms que comprend mon manuscrit préliminaire. La détermination des plantes des Alpes a été et est encore l'une des tâches les plus difficiles que j'aie entreprises dans toute ma vie. La flore [de Grône] contient: *Calamites suckowi* BGT.; *Annularia sphenophylloides* ZENKER; *Neuropteris ovata* HOFFM.; *Odontopteris brardi* BGT.; *Callipteridium* spec.; *Alethopteris zeilleri* WAGNER (*A. grandini* ZEILL. non BGT.); *Alethopteris bohémica* FRANKE; *Alethopteris* cf. *pontica* ZEILLER; *Alethopteris* sp. div.; *Pecopteris polymorpha* BGT.; *Pecopteris* cf. *elaverica* ZEILLER; *Pecopteris* cf. *arborescens* SCHL.; *Pecopteris* sp. div.; *Cordaites* sp. Cette flore est encore reliée au Westphalien D, mais la présence de *Callipteridium*, d'*Odontopteris* et de plusieurs espèces de *Pecopteris* nous informe qu'elle doit être rangée dans le *Stéphanien inférieur*. C'est aussi le cas pour toutes les localités suisses que j'ai étudiées (à l'exception de Manno). On peut considérer Arbignon comme la flore la plus jeune de toutes, mais la différence est vraiment assez petite. La flore de Manno peut être la plus ancienne, mais pour la plupart les échantillons de cet endroit sont tellement mal conservés et fragmentaire qu'il est impossible de prendre une décision.»

Il y a lieu de noter en plus qu'il n'existe aucun argument permettant de classer dans le *Permien* telle ou telle autre roche qui se trouve dans les limites de la feuille du Grand St-Bernard.

4. Zone du Cristallin de la Nappe du Grand St-Bernard

Par N. OULIANOFF

La composante cristalline de la nappe du Grand St-Bernard occupe la moitié orientale de la présente feuille. On désignait les formations appartenant à ce complexe, par le terme général de «schistes de Casanna» terme vague, certainement désuet et contesté par divers auteurs. Il est à noter que E. ARGAND (1934) a évité de l'employer dans sa description de la nappe du Grand St-Bernard. Le signataire de ces lignes partage entièrement ces critiques. Toutes réserves prises en considération, on emploie quand même ce terme, en vertu de sa brièveté, pour désigner le complexe des roches cristallines faisant partie de la nappe du Grand St-Bernard.

Les caractères pétrographiques de ce complexe, dans la limite de la feuille en question, sont les suivants :

P La masse principale est formée de **micaschistes**, ayant la composition minéralogique habituelle : les micas (muscovite et biotite, ensemble ou séparément, mais en général, la muscovite est nettement dominante), la quartz, et, le plus souvent, aussi un feldspath, mais en proportion sensiblement inférieure de celles des composants principaux. On reconnaît, parmi les grains de feldspath, l'orthose et les plagioclases acides. Toutefois, on rencontre aussi des zones, où la proportion de feldspath (orthose ou plagioclase) augmente à tel point que la roche doit être rangée dans la catégorie des gneiss.

Les micaschistes ne sont pas partout identiques. Les éléments accessoires et secondaires peuvent prendre, dans certaines zones, une nette importance et alors on est obligé de désigner les micaschistes ou les gneiss par des termes qui tiennent compte de la composition minéralogique spéciale.

Cependant, le passage latéral entre les différents termes du cristallin (surtout dans les micaschistes et les gneiss) n'est jamais brusque, mais parfaitement dégradé, de sorte qu'il est impossible de tracer des limites nettes entre eux.

Les minéraux accessoires des micaschistes sont : la chlorite, la séricite, le graphite, les grenats, le sphène, la magnétite, les chloritoïdes, la sillimanite, la staurotide, le disthène, le glaucophane, l'épidote, la tourmaline, le zircon, l'apatite.

Pgr Les **micaschistes grenatifères** et, **partiellement, à silicates alumineux** sont largement représentés dans la chaîne des Becs Noirs (au-dessus d'Hospitalet). On les retrouve aussi sur la rive droite de Menouve et, plus au N, au-dessus du Plan de Jeu (rive droite du vallon de Perche). Les minéraux suivants prennent part à la composition de ces micaschistes : muscovite, biotite, quartz,

plagioclases acides, grenats, staurotide, andalousite, sillimanite, disthène, graphite, tourmaline, auxquels s'ajoutent encore, comme minéraux secondaires, la séricite, provenant de l'altération des plagioclases et de la staurotide, et la chlorite, qui remplace la biotite. La muscovite, le quartz et les grenats forment la trame de cette catégorie de micaschistes. Les autres minéraux s'y ajoutent en proportion variable.

Pt Les **micaschistes à tourmaline** se distinguent des **micaschistes en général** par la participation marquée de la tourmaline qui peut représenter jusqu'à 30% du volume total de la roche (dans le massif du Mont Mort). Les cristaux de tourmaline, de couleur brune et fortement pléochroïque, sont toujours petits et ne sont, pour la plupart, visibles que sous le microscope. Ceux de 5-6 mm de longueur sont, plus ou moins rares.

Pa Les **schistes à silicates alumineux** se distinguent de la formation **Pgr** par une absence presque totale de grenats. Ce type de schistes se voit particulièrement sur les pentes du versant droit de la Combe de Barasson.

Ps Les **schistes chloriteux et sériciteux** occupent une zone dont la largeur, entre le col N de Menouve et les Pointes de Molines, est approximativement de 1,5 km. En quelques minces zones, cette formation affleure aussi près du col du Chemin des Chevaux. Les minéraux que l'on trouve dans ces schistes (à l'aide du microscope, car leur grain est petit, voire très petit) sont en nombre assez grand. Voici leur liste: quartz, feldspaths (albite-oligoclase), chlorite, séricite, muscovite, biotite, tourmaline, épidote, grenat, sphène, graphite, zircon, spinelle, pyrite, magnétite, glaucophane. Les feldspaths sont les plus souvent maclés, malgré leur petite taille. La biotite est moins fréquente que la muscovite. Le sphène, de même que le graphite s'alignent souvent en traînées. Le zircon est en grains roulés, donc sans trace de formes cristallographiques. La pyrite et la magnétite, en cristaux parfaits (cubes), sont dispersés. Les cristaux de spinelle sont rares. Quant à la fréquence des minéraux principaux, ce sont la chlorite et la séricite qui dominent les autres composants. Ces deux minéraux occupent souvent jusqu'à 60% du volume total de la roche. La participation des autres minéraux à la construction de la roche n'est pas constante. C'est ainsi que l'on trouve des lits pauvres en feldspath, mais riches en épidote. Ailleurs, c'est le quartz qui commence à dominer les autres composants. Ceci à tel point, que l'on constate par places, que la roche n'est autre qu'un quartzite avec un peu de séricite et de chlorite. Partout les schistes chloriteux et sériciteux sont finement plaquetés, fortement plissés et ployés sur eux mêmes.

Pe Les **caleschistes chloriteux** et **sériciteux** se distinguent des schistes chloriteux et sériciteux (Ps) par le fait qu'ils contiennent une proportion importante de carbonates résiduels, échappés à la recristallisation sous forme de silicates. Dans certaines zones, les carbonates diminuent sensiblement, tandis que de nombreux lits de zoïsite et d'épidote les remplacent et signalent ainsi le métamorphisme avancé.

Pgrf Les **schistes graphiteux** se voient en zones assez minces, enclavées dans les divers schistes. Toutefois, il existe une certaine association de schistes graphiteux avec les calcschistes. On le voit, par exemple, dans la région du col du Chemin des Chevaux.

Qz Les **quartzites** représentent, dans certaines roches, le terme extrême de la concentration du matériel quartzeux. Tel est le cas pour les schistes Ps (voir plus haut) de même que pour les cornéennes et leptynites (voir plus bas). La séricite, la chlorite, le glaucophane, l'épidote, la magnétite, sont des minéraux qui peuvent accompagner le quartz, mais en faibles quantités.

A Les **amphibolites** sont formées essentiellement d'amphiboles (hornblende commune ou actinote) accompagnées de quartz, feldspath (albite-oligoclase), zoïsite, chlorite (secondaire au dépend de la hornblende) et, parfois, de grenat. La structure rubannée est fréquente.

Agr Les **amphibolites grenatifères** se distinguent des roches A par la proportion importante de grenat.

Pgl Les **glaucophanites** sont caractérisées par une proportion considérable d'amphibole bleue (pour la plupart c'est le glaucophane). Mais la participation du glaucophane dans les glaucophanites n'est pas nécessairement dominante. Le quartz occupe, par places plus de la moitié du volume de la roche.

Les autres éléments minéralogiques, les plus fréquents dans les glaucophanites, sont les plagioclases (albite-oligoclase), les carbonates, l'épidote, la zoïsite, l'apatite, le zircon, le rutile, la chlorite, le grenat, la séricite, la muscovite, le sphène, la magnétite, la pyrite. La participation variable de ces minéraux dans les glaucophanites permet de distinguer quelques espèces parmi les diverses combinaisons: une **glaucophanite gréseuse**, une **glaucophanite grenatifère** et un **gneiss à glaucophane et épidote** (voir plus bas).

Les roches à glaucophane forment une importante zone dans le massif du Mont Vélain.

M Les **calcaires anciens** sont représentés par deux affleurements (tout au N, de la Feuille entre les coordonnées 580-581 et 583-584). Il s'agit là de marbres et de calcaires silicatés (feldspaths, épidote, sphène, chlorite, muscovite, biotite, glaucophane), qui ont échappé au métamorphisme total. Les produits de ce

dernier sont les amphibolites (A), les glaucophanites (Pgl) à grenats et à épidote, les calcschistes (Pc). Ces formations sont très répandues. Elles contiennent souvent (les calcschistes, en particulier) les résidus des anciens calcaires sous forme de lits de carbonates.

H Les **cornéennes** et les **leptynites** sont des roches feldspathiques. Examinées à l'œil nu elles ont parfois l'aspect de microgranites, mais, en réalité, elles sont toutes des pararoches. Dans certaines zones, le quartz domine le feldspath. La biotite, la muscovite, la séricite, l'épidote complètent la composition minéralogique de ces roches. Avec l'enchevêtrement compact des grains qui sont très fins, la roche prend l'aspect dit «corné» (cornéennes). Si les micas sont plus abondants, ils déterminent la structure rubannée (leptynites).

Ge Les **gneiss chloriteux** accompagnent les schistes chloriteux et sériciteux (Ps). Les gneiss se distinguent des schistes par la proportion importante de feldspath et par un grain plus grossier. La magnétite est fréquente parmi les minéraux accessoires.

Ga Les **gneiss œillés** sont des gneiss à biotite, caractérisés par une abondance d'«yeux» feldspathiques. Dans la zone qui s'étend du lac du Grand St-Bernard vers les Lacérandes et plus au N encore, nombreux sont les cristaux arrondis de feldspath ayant un diamètre de 5-6 cm. Il s'agit là de feldspaths (orthose) formés par la recristallisation secondaire au dépens du matériau des schistes originaux. La structure des «yeux» le prouve nettement. En effet, à l'intérieur de presque tous les cristaux néogènes de feldspath se trouvent d'abondantes reliques de schistes cristallins encaissants et ces reliques conservent encore leur structure orientée initiale.

Ggl Le **gneiss à glaucophane et épidote** se distingue des diverses autres glaucophanites par la proportion importante d'albite-oligoclase. Ce dernier élément, ensemble avec du quartz, fait le fond gneissique, tandis que le glaucophane, de même que l'épidote, se classent dans la catégorie des minéraux accessoires importants.

P Les **filons de pegmatite** et

A les **filons d'aplite** sont assez fréquents, mais de faible puissance. Sur la carte ne sont indiqués que quelques-uns de ces filons et cela pour rappeler leur rôle dans la structure du massif cristallin. La composition minéralogique de ces deux types de filons est classique. La seule particularité que l'on peut faire ressortir, c'est la présence, toutefois très localisée, du béryl dans la plegmatite. F. RABOWSKY l'a trouvé dans un filon de pegmatite sur le flanc oriental du Mont Mort, près du Col de Barasson (LUGEON 1944).

III. TECTONIQUE

(voir Esquisse tectonique sur la feuille Grand St-Bernard,

A. MASSIF CRISTALLIN DU MONT-BLANC

Par N. OULIANOFF

Fixée à la masse granitique par un puissant réseau des injections, la zone bordière de schistes cristallins se tenait inséparable du granite, pendant l'orogénèse alpine. La montée du massif du Mont-Blanc ne pouvant se faire en un seul bloc, le cristallin s'adaptait aux exigences des poussées orogéniques différentielles par l'intermédiaire de grandes cassures qui ont coupé en lames les schistes injectés aussi bien que le granite lui-même. La direction de la zone bordière est environ N 10° E ce qui la distingue nettement de l'orientation des lignes directrices des plis alpins dans la vallée du Rhône (N 45° E). Cette direction, N 10° E, se retrouve aussi dans l'alignement des gros cristaux de feldspaths et des enclaves au sein de la masse granitique. Donc, il s'agit de l'orientation des lignes directrices caractérisant une tectonique antérieure à la sédimentation du Carbonifère.

Par conséquent, l'orogénèse alpine a reveillé et rajeuni cette tectonique ancienne, en produisant l'imposante surélévation du massif du Mont-Blanc.

Et la tectonique ancienne rajeunie a forcé les sédiments jeunes (de l'helvétique, de l'ultrahelvétique) de mouler leurs plis, alpins par leur âge, en concordances avec les lignes directrices anciennes.

B. ZONE SION-COURMAYEUR

Par R. TRÜMPY

1. Généralités

La structure de cette bande de terrains mésozoïques, large ici de 5 km environ, est strictement isoclinale. Toutes les couches plongent vers l'E, avec des pendages entre 45° et 75°. Dans la zone helvétique, la direction NE-SW du Val Ferret italien et du Val Veni se fait pressentir aux abords de la frontière. Dans la partie pennique, la direction des couches reste partout N-S, sauf dans la région du Mont Fourchon, où réapparaissent des plis orientés NE-SW. Les axes du microplissement plongent le plus souvent de 10 à 25° vers le NNE. Les charnières des plis isoclinaux majeurs ne sont que très rarement visibles, et de ce fait on ne peut exclure catégoriquement

l'existence de faux-anticlinaux, tels qu'ils ont été dessinés par E. ARGAND. P. FRICKER a pu vérifier l'existence de tels faux-anticlinaux dans la zone houillère de la Combe de l'A, R. ZULAUF au S du Col de Fenêtre et nous-même à la Pierre Avoi.

Sauf dans la couverture du massif du Mont-Blanc, la schistosité (foliation) est parallèle aux couches et aux plans axiaux. Tous les terrains ont subi un métamorphisme alpin épizonal, qui se manifeste notamment dans la zone pennique par une recristallisation assez avancée et des minéraux tels que séricite, chlorite, albite, stilpnomélane, etc., et un laminage considérable, qui n'est pas entièrement compensé par le microplissement isoclinal.

La partie pennique de la zone de Courmayeur est traversée de nombreuses failles, dont le rejet vertical peut atteindre 200 m. On distingue deux systèmes principaux: a) failles de direction NE-SW, lèvre SE abaissée ou avancée vers l'W; b) failles de direction NNW-SSE, lèvre NE abaissée ou avancée vers l'W. La résultante de ces accidents tardifs implique un exhaussement relatif du massif du Mont-Blanc et un étirement longitudinal.

La zone de Sion-Courmayeur se compose d'une part des racines helvétiques et ultrahelvétiques, d'autre part de deux unités penniques externes, les zones de Ferret et des Brèches de Tarentaise. Pour le détail stratigraphique et tectonique, nous renvoyons à notre description antérieure (R. TRÜMPY, 1954).

2. Helvétique et Ultrahelvétique

Le massif du Mont-Blanc supporte une mince couverture **autochtone** de terrains jurassiques transgressifs.

Les **racines helvétiques** proprement dites – équivalents lointains de nappes des Diablerets et du Wildhorn, déchues au rang de simples écailles – débutent par les échardes cristallines du versant gauche de la Combe des Fonds. Au-dessus de ce complexe mylonitisé, composé avant tout des calcaires du Jurassique supérieur avec des vestiges de Trias et de Dogger, vient une série normale allant de l'Aalénien jusqu'au Malm; elle s'écaille dans les parages du Petit Col Ferret.

La région de la Tête de Ferret, du Crêtet de la Perche et de la Léchère est occupée par une puissante masse de Dogger et d'Aalénien, fortement écaillée mais grosso modo en position renversée, puisqu'elle s'appuie sur le Malm et qu'elle est recouverte par le Lias. D'après les faciès du Dogger, cette «*zone intermédiaire*» se rattacherait plutôt à l'Ultrahelvétique.

Les **racines ultrahelvétiques** sont constituées d'un faisceau très complexe de minces lames de terrains triasiques et liasiques. On compte jusqu'à quatre bandes «*anticlinales*», très étirées, de Trias

par coupe transversale. Une bande de schistes aaléniens, qui va en s'élargissant vers le S, est l'élément le plus interne de cette zone, dont le caractère ultrahelvétique est attesté par ses faciès et par sa position tectonique. En Val d'Aoste, des écailles s'enracinent sur le massif du Mont Chétif.

3. Zone de Ferret

D'une épaisseur globale de 3,5 km dans le haut Val Ferret, cette unité comprend essentiellement les «schistes de Ferret» (F 1-6), probablement crétaciques. Elle chevauche les racines ultrahelvétiques entre Courmayeur et Sierre. On ne peut pas encore lui assigner une place précise dans l'ensemble des nappes penniques inférieures, et on ne connaît pas de témoins de cet élément dans les nappes préalpines.

Sur le plateaux à l'E du Grand Col Ferret, le front pennique est formé par une mince *écaille basale*, comprenant du Trias et des schistes d'âge incertain (Fx).

Par une seconde bande triasique, qui repose directement sur l'Aalénien ultrahelvétique dans la partie septentrionale de la feuille, commence la puissante série des schistes de Ferret. Une série en position normale, plongeant régulièrement vers l'E et affectée seulement de quelques ondulations (paroi N du Grand Golliat) constitue la «*sous-zone inférieure*»; toute la succession stratigraphique des schistes de Ferret y est représentée.

Une large bande synclinale (*synclinal du Grand Golliat*) de couches de St-Christophe (F6) sépare cette série normale d'un grand pli isoclinal déversé, que nous avons appelé *pli de la Tsavra*. Son flanc inverse est parfaitement conservé (P. FRICKER y a trouvé du graded bedding renversé en plusieurs endroits, au N de la feuille), mais ses faciès sont assez différents de ceux de la sous-zone inférieure. Le noyau du pli de la Tsavra est formé des calcaires de l'Aroley, qui dessinent de beaux plis assez aigus (paroi W de la Tsavra, Mont Percé). Le flanc normal est souvent plus laminé que le flanc inverse.

Tout un régime d'*écailles et de replis supérieurs* se développe encore dans le dos du grand pli déversé de la Tsavra. Seuls, les termes supérieurs des schistes de Ferret (F 4-6) affleurent dans cette sous-zone, exception faite d'un pointement un peu douteux de calcschistes moyens aux Arpalles des Ars. C'est ainsi que dans la paroi du Mont Fourchon on dénombre quatre bandes anticlinales superposées de calcaires de l'Aroley, séparées par des schistes et quartzites des Marmontains et des calcaires gréseux de St-Christophe. Les flancs inverses sont souvent conservés.

4. Zone de Brèches de Tarentaise

Cette unité repose avec une légère discordance tectonique sur la zone de Ferret. Très laminée au N des Arpalles, elles se développent surtout au P. 2710, sous les Lacs de Fenêtre et au Mont Fourchon, où son épaisseur globale se monte à 350 m. On peut distinguer deux digitations. L'inférieure débute presque partout par un mince coussinet de terrains post-liasiques. Au-dessus viennent une ou plusieurs lames de Trias et de Lias, emballées dans la série conglomératique; il n'est pas toujours possible de dire s'il s'agit de véritables lames tectoniques ou de paquets («diverticules») effondrés dans le bassin de sédimentation. Le toit de la digitation inférieure est formé de la série schisto-quartzitique. Dans la digitation supérieure, le Lias et la série conglomératique sont absents; on n'y trouve que du Trias et des schistes argilo-gréseux, associés à des ovardites et à des calcschistes gréseux albitifères.

La nappe des Brèches de Tarentaise constitue le «Subbriançonnais externe» de Savoie (R. BARBIER); mais ses faciès l'éloignent du véritable Subbriançonnais (nappe du Pas du Roc et divers éléments du haut bassin de la Durance). Vers le N, on la suit jusqu'à Sion. Elle doit s'enraciner immédiatement en arrière de la zone de Ferret. Pas plus que celle-ci, la nappe des Brèches de Tarentaise n'est arrivée dans le paquet des nappes préalpines; ses analogies avec la nappe du Niesen sont par trop superficielles.

La limite entre les zones de Ferret et de Tarentaise en territoire italien, telle qu'elle est portée sur l'esquisse tectonique au 300 000^e, correspond à nos idées de 1956. De récentes investigations par notre élève R. ZULAUF nous font douter de cette interprétation: il se peut que les replis supérieurs de la zone de Ferret correspondent aux digitations inférieures de la nappe des Brèches de Tarentaise en Val d'Aoste.

C. NAPPE DU GRAND ST-BERNARD

Par N. OULLANOFF

1. Généralités

L'expression «la nappe du Grand St-Bernard» nous situe dans l'ère Tertiaire. La nappe du Grand St-Bernard s'est formée pendant le plissement alpin. Mais cette orogénèse a pétri le matériau rocheux d'âges différents. Les groupes que nous pouvons y distinguer nettement sont au nombre de trois, au moins. En commençant par la base, nous avons:

1. le complexe de roches cristallines, dont l'âge est dans tous les cas inférieur au Carbonifère Supérieur (voir plus bas les considérations relatives à cette question);

2. les roches d'âge carbonifère (le Houiller);
3. les roches mésozoïques.

Les roches du premier groupe ont été mises à contribution par trois orogénèses, les roches du second groupe par deux orogénèses et les roches mésozoïques du troisième groupe ont été plissées seulement pendant l'orogénèse alpine. Le mouvement orogénique alpin a créé de nombreuses et gigantesques formes géométriques qui sont encore loin d'être détruites par l'érosion, et qui permettent d'examiner en détail cet édifice remarquable. Aux déplacements, par plis et par failles, des masses rocheuses on pris part, pendant l'orogénèse alpine, aussi les roches du Carbonifère et du Cristallin. Mais étant déjà plissées antérieurement, les roches de ces deux groupes ne se prêtaient pas facilement à la formation de nouveaux plis de grande envergure.

Les éléments géométriques saillants de la tectonique *anté-carbonifère* avaient été enlevés par l'érosion. Les parties profondes de ce massif ancien ont été reprises lors de l'orogénèse hercynienne (*antétriasique*), durant laquelle les roches carbonifères ont subi le plissement pour la première fois. Ensuite, l'érosion a préparé la pénélaine pour la transgression triasique. Le plissement alpin étant caractérisé, géométriquement, par des lignes directrices très différentes de celles des orogénèses antérieures (N. OULIANOFF 1957, G. DAL PIAZ 1945), l'effort de la pression orogénique alpine cherchait à façonner, selon le nouveau plan tectonique, les roches du Carbonifère et celles du substratum cristallin. Il n'a réussi que partiellement à soumettre les anciennes roches à ces exigences. Et ceci seulement grâce à la formation des failles, de l'écrasement des roches et de l'adaptation de leur structure intime aux conditions mécaniques nouvelles, ce qui s'exprime par l'apparition d'une schistosité qui ne se confond pas avec la stratification initiale.

2. Tectonique ancienne de la partie cristalline de la nappe du Grand St-Bernard

Il est indiqué plus haut, que le diastrophisme alpin a créé, dans les roches anciennes, la schistosité conforme aux exigences de la cinématique alpine. Ainsi une grande prudence s'impose lors des levés sur le terrain de l'orientation des roches cristallines, soit de l'orientation de leur vraie *stratification*. Afin d'éviter la confusion avec la schistosité on doit mesurer les azimuts des complexes entiers pétrographiquement définis. Les mesures effectuées dans les limites de la feuille du Grand St-Bernard s'expriment par les résultats moyens suivants :

a) dans la combe de Menouve la direction est N18°E, le plongement de 52° au SE, b) à l'extrémité N des Becs Noirs la

direction change brusquement et devient N40°E, c) près d'Hospitalet la direction est N25°E, d) au col du Grand St-Bernard et au Mont Mort les zones pétrographiquement déterminées sont caractérisées par l'azimut N25°E à N35°E et le plongement de 60° au SE, e) près de la Cantine d'en Haut l'azimut le plus fréquent est entre N10°E et NS et le plongement de 85° à l'E. Notons que tous ces azimuts ne représentent certainement pas l'orientation primaire des couches du cristallin. Ils sont trop tournés à l'E, et c'est tout à fait compréhensible, si l'on tient compte de l'influence de la poussée alpine (direction NW).

Une autre question se pose tout naturellement relative à la place des schistes cristallins dans l'échelle stratigraphique. Cette place se définit fort bien par en-haut, le cristallin étant recouvert par des formations déterminables, au moyen des fossiles, comme Stéphanien-Westphalien. Mais on n'a aucune raison de les classer dans le Carbonifère inférieur. Le métamorphisme, très avancé, du complexe cristallin déjà plissé oblige de reconnaître qu'un temps considérable devait s'écouler entre la précipitation des sédiments anciens et le début du dépôt des couches du Westphalien supérieur. Quant à la base de ce complexe cristallin il faut la chercher, selon toute évidence (G. DAL PIAZ 1939 et 1945, N. OULIANOFF 1955 et 1957, R. STAUB 1948), dans la partie supérieure du Précambrien. Les tentatives de diviser stratigraphiquement ce complexe sont encore loin d'être mûres. Pour cette raison il est examiné uniquement au point de vue pétrographique.

Toutefois la position des zones de **Ps** et de **Pe** dans le massif de La Croix de Tsousse et du Mont de Proz paraît être très caractéristique. La zone des roches **Pe**, à l'W, suit parallèlement la zone **Ps**, située à l'E. Mais le passage entre deux zones est tout à fait insensible. Il s'agit, probablement, de la même série sédimentaire, ininterrompue, mais dont la nature changeait peu à peu avec le temps. La partie carbonatée, formée dans la mer moins profonde serait peut être plus jeune.

On ne trouve aucun affleurement de massifs de roches ignées, ni anciennes, ni tertiaires, dont les filons de pegmatite et d'aplite seraient les émissaires. Ces foyers restent, par conséquent, dans la profondeur, et les poussées orogéniques successives n'ont pas réussi à les faire remonter à la surface de la terre.

La structure œillée de certains gneiss résulte nettement de la recristallisation des *paraschistes*. En aucun cas ils ne peuvent être classés dans la catégorie des orthogneiss.

3. Tectonique du Carbonifère (orogénèse hercynienne)

Une zone triasique de la Fenêtre de Ferret comprenant une puissante bande de quartzite, détermine la crête qui sépare les

deux cols de Fenêtre (2697 m et 2723 m). La discordance est manifeste entre les couches de ce quartzite et des schistes carbonifères, sur le versant oriental de la dite crête. Elle est particulièrement bien visible du côté de l'Italie. Les couches de quartzite sont inclinées de 70° au SEE, tandis que les schistes du Carbonifère, repliés sur eux-mêmes, ne font, en moyenne que 25° par rapport à l'horizon. Lors du plissement alpin, les couches compactes et dures du quartzite triasique s'opposaient à la force qui cherchait à les ployer. Elles se cassaient en plaques qui glissaient les unes sur les autres, ce qui déterminait un frottement brutal, produisant des surfaces polies et rayées. Ce phénomène, très manifeste, a déjà attiré l'attention du chanoine MURITH, qui a eu l'occasion de le faire voir à DE SAUSSURE (DE SAUSSURE, 1786, T. II, p. 451).

On voit, dans la Combe des Planards, près des Monts Telliers, quelques témoins de l'ancienne couverture triasique sous forme de petits îlots qui nagent sur le substratum carbonifère.

Comme il a été déjà dit plus haut, les faciès des roches du Carbonifère ne permettent pas de reconnaître les détails de la tectonique de cette zone. Les couches plongent toujours au SEE. Donc tout ce complexe est isoclinal. Mais la valeur de l'inclinaison varie considérablement de 15° à 60° , et même davantage. De même, la direction des couches est loin d'être constante. A l'E du sommet des Monts Telliers, cette direction est $N53^\circ E$, sur la crête entre les combes de Drône et de Planard- $N33^\circ E$, sur l'arête dominant les lacs de Fenêtre - NS, dans la combe de Drône - $N5^\circ W$. Ces changements locaux de direction résultent de l'action de divers facteurs (entre autres de la nature lithologique du bloc cristallin sous-jacent). Mais l'un de ces facteurs correspond certainement à la variation de la largeur initiale des lacs, qui formaient le chapelet des bassins-réceptacles des sédiments carbonifères.

Les schistes cristallins ont eu également à supporter les effets de l'orogénèse hercynienne. Mais probablement les manifestations de cette tectonique manquaient de puissance. De toute façon, on n'arrive pas à reconnaître facilement, dans les limites de la feuille du Grand St-Bernard, les effets de la tectonique hercynienne sur les roches du cristallin.

R. TRÜMPY croit pouvoir distinguer, au sein de la zone houillère, une séparation profonde liée à l'orogénèse alpine et jalonnée, entre la frontière italienne et le Rhône, par une bande de terrains triasiques, notamment de gypse. Cette interprétation a été portée sur l'esquisse tectonique au 300000^e.

N. OULIANOFF ne partage pas cette manière de voir, les roches triasiques formant, entre la frontière italienne et la vallée du Rhône, des bandes situées tantôt au bord occidental, tantôt au bord opposé de cette zone houillère, ou encore à son milieu.

4. Tectonique alpine

L'orogénèse alpine a affecté les roches mésozoïques et tertiaires de même que tout le complexe des formations antétriasiques du cristallin ancien et du Carbonifère. Mais ces deux derniers groupes de roches avaient été déjà plissées précédemment et les lignes directrices de leurs plis ne sont pas perpendiculaires à la direction de la poussée de l'orogénèse alpine. Ces deux conditions ont déterminé leur résistance au modelage plastique, qui est si caractéristique, dans l'édifice alpin, pour la plupart des roches mésozoïques et tertiaires.

La masse des roches cristallines, avec les importantes enclaves des formations carbonifères, transportée vers le NW, constitue la base de la puissante nappe du Grand St-Bernard. En outre, l'effort tectonique alpin a marqué le double complexe, indiqué ci-dessus, par de nombreuses failles. Les diaclases de détente dans la partie superficielle de la masse rocheuse complètent le réseau des failles. Deux directions (azimuts) sont particulièrement caractéristiques pour ces éléments de la cinématique alpine: NE et NW. La seconde direction est celle des décrochements. Les réseaux de failles sont accompagnés des systèmes de diaclases. On y distingue, sans difficulté, deux systèmes principaux à orientation NE et NW. Les cassures du système NE sont souvent remplies de quartz (alpin). On constate ces filons de quartz, identiquement orientés, dans le cristallin et dans le Carbonifère. La densité des réseaux des diaclases varie considérablement d'une place à une autre. Enfin, il faut mentionner que, par endroit, les diaclases se développent suivant deux autres directions à orientation NS et EW, ce qui complète encore l'image de la distribution des pressions orogéniques dans la partie examinée de la croûte terrestre.

IV. QUATERNAIRE

Par N. OULIANOFF

Alluvions récentes: Les cours d'eau étant presque partout rapides les alluvions ne réussissant pas de s'accumuler. Ce n'est que sur quelques tronçons relativement courts que la vitesse d'écoulement des eaux diminue grâce à l'intervention des cônes de déjection ou d'éboulis, barrant les cours d'eau.

Le cas de la première espèce est celui de la Dranse d'Entremont en aval de la Cantine de Proz. Le Cône de déjection, en cause ici, est nourri par la Combe des Planards. Les éboulis déterminent l'apparition de quelques plages d'alluvion dans le lit de la Dranse de Ferret entre les points (575,2/83,7) et 573,5/86,0).

Fluvio-glaciaire ou cailloutis fluvio-glaciaires représente un appareil dépendant des accumulations morainiques toutes proches reprises par des torrents. Cette formation est caractéristique pour la Combe des Fonds, en aval du glacier du Mont Dolent et pour le Vallon du torrent de la Perche, en aval du glacier de Proz.

Les **Cônes de déjection** sont nombreux. Parmi les plus importants mentionnons ceux de la rive droite du Vallon du Ban Darrey ceux de la rive droite de la Drance en amont de Ferret et ceux de la Montagne de Proz nourris par les torrents de Perche et de Menouve.

Eboulis et cônes secs forment des franges au pied des pentes escarpées et à la base des couloirs.

Terrains glissés en masse sont essentiellement les terrains argileux comme c'est le cas sur les deux rives de Merdasson, dans la cuvette des Creuses, dominée par la Tête de Ferret, tandis que près de la Crête de la Perche on voit plutôt le *tassement* du terrain, c'est-à-dire l'affaissement de terrains sur eux-mêmes. Le phénomène de **solifluxion** se distingue des glissements par le mouvement plus lent et plus superficiel, par les formes du terrain plus douces, moins brutales.

Glaciaire récent. Ces formations exprimées principalement par les moraines avec des vallums, caractérisent les terminaisons des glaciers encore existant qui sont les suivants :

a) glacier du Mont-Dolent, b) un groupe de glaciers (de Proz, de Pieduet, de Tseudet) qui s'écoulent sur les pentes du Mont Vélan, c) glacier des Angroniettes sur la pente septentrionale du Grand Golliat et d) un petit glacier qui s'accroche encore à la Pointe de Drône. Par contre, le petit glacier au Nord des Monts Telliers qui figure sur la carte nationale (levée 1933-34) n'existe déjà plus.

Le glacier de Proz est situé sur un plateau peu incliné. Le Mont Vélan taillé dans des schistes cristallins contenant des couches de calcaire ancien, débite beaucoup de débris. Ainsi la partie inférieure du glacier est frangée de puissantes moraines. Par contre, le glacier du Mont-Dolent occupe une pente à grande déclivité. Le lit du glacier est principalement en granite, les moraines ne s'accrochent pas à ces rochers polis, et glissent vers les parties basses de la Combe des Fonds. La glace débite aussi, fréquemment sous forme de chutes de séracs. Le glacier du Mont-Dolent est du type de glacier suspendu.

Le lit du glacier des Angroniettes est taillé dans les roches sédimentaires à faciès principalement schisteux. Par conséquent, le glacier reçoit un abondant apport de ces débris, qui recouvrent une bonne partie de la surface du glacier.

Le matériel détritique transporté par le glacier de Drône est aussi abondant.

Ancien Glaciaire local. En dehors du Mont-Dolent, du Mont Vélan et du Grand Golliat la feuille Grand St-Bernard n'est pas marquée ni par des sommets élevés, dépassant 3000 m, ni par des crêtes puissantes. La morphologie générale se rapproche de celle des grands plateaux, avec une altitude moyenne qui varie entre 2000–2500 m. Ce sont donc les glaciers du type des plateaux qui couvraient anciennement ce pays, glaciers à écoulement lent et ne transportant que peu de matériel détritique provenant des petits pointements qui perçaient la glace. On le voit par le fait que les surfaces couvertes de moraines sont nombreuses, tandis que leur épaisseur est presque toujours faible. Mais avec le développement du relief, grâce au creusement de quelques vallées à la suite du recul de la couverture de glace, le glaciaire canalisé vers les dépressions, s'accumulait en dépôts plus importants, comme celui sur la rive droite de la Drance en aval de Ferret ou cet autre sur la rive gauche de la Drance d'Entremont vis-à-vis de la cantine de Proz.

Moraines de névés. Les glaciers locaux en disparaissant, laissent encore quelques vestiges sous forme de tout petits glaciers, ou des accumulations temporaires de neige, qui continuent à résister à la fusion totale dans quelques dépressions orientées de façon à rester longtemps dans l'ombre. Ces névés sont, pour la plupart garnis de nombreuses moraines frontales.

Blocs erratiques. Etant nombreux et de nature pétrographique variable d'après la situation de chaque appareil glaciaire, les blocs erratiques ne sont pas, en général, marqués sur la carte. Toutefois, une catégorie de ces blocs sert de témoins d'un phénomène important. Ce sont de très nombreux blocs de granite, de grande dimension, provenant du massif du Mont-Dolent et déposés sur les deux rives de la Drance en aval de Ferret.

Ce sont là des repères marquant l'extension de l'ancien écoulement du glacier du Mont Dolent et précisément à l'époque où la Combe des Fonds n'existait pas encore. Le large lit du glacier croisait alors la zone des roches helvétiques. Plus tard, le torrent sousglaciaire a réussi à buriner un nouveau lit, dans les formations tendres de l'Helvétique, parallèlement aux couches, en traçant ainsi la direction de la future Combe des Fonds et en déviant le glacier du Mont Dolent.

V. SIGNES CONVENTIONNELS

Par N. OULIANOFF

Sources. Leur formation est favorisée principalement par les moraines. Mais ces dernières n'étant pas puissantes, les sources sont à faible débit. Par contre, on voit des sources importantes dépendant des diaclases. Quelques-unes sourdent sur la pente escarpée au-dessous du plateau des lacs de Fenêtre, qui alimentent ces sources. L'**entonnoir** dans lequel se jette le ruisseau qui évacue l'eau du lac inférieur (2457 m) détermine la formation d'une **source vauclusienne**, qui réapparaît un peu plus en amont sur la pente indiquée ci-dessus.

Il y a aussi des **sources incrustantes** qui construisent des dépôts importants de tuf calcaire. Une série de telles sources se trouve au voisinage et en aval de la Léchère (573,5/85,7). Cette tufière a été exploitée pour certaines constructions à la Fouly (agglomération, qui se trouve à 2 km au Nord de Ferret). Un autre groupe de sources incrustantes est situé également sur la rive gauche de la Drance (573,8/84,8) au niveau moyen de 1800 m, vis-à-vis du hameau de Ferret.

Au même niveau que le chalet de la Léchère mais à un demi kilomètre plus au Sud se trouvent deux **sources ferrugineuses** bien visibles de loin grâce à leurs dépôts d'oxyde de fer (573,3/84,7). Une autre source ferrugineuse se trouve sur la pente escarpée de la rive droite de la Drance, vis-à-vis du Chalet du Mont Percé.

Un **ancien lit de cours d'eau** est bien visible au Plan du Jeu, à l'intersection de la vallée de la Drance d'Entremont et du Vallon du Torrent de Perche.

Les cassures béantes, larges, profondes et longues, indiquées sur la carte, ne sont pas produites par des tassements de terrain, mais résultent des effets de tremblements de terre.

Filons d'aplite et de pegmatite—voir à la fin du chapitre II-C-4.

VI. EXCURSIONS RECOMMANDÉES

a) ITINÉRAIRES DANS LES ZONES DU CRISTALLIN DU MONT-BLANC ET DE LA NAPPE DU GRAND ST-BERNARD

Par N. OULIANOFF

I. — En partant du *hameau de Ferret*, ou mieux encore de la *Fouly* (localité située à 2 km au N de Ferret en dehors de la limite de la feuille Grand St-Bernard) on peut visiter la **zone du cristallin du Mont-Blanc** par deux itinéraires suivants:

1. Suivre en montant la Combe des Fonds. Cette vallée représente actuellement le réceptacle des débris chariés par le glacier du Mont-Dolent et, dans sa partie supérieure par le névé qui descend du petit Col Ferret. La Combe des Fonds offre à l'observateur tout un musée pétrographique caractérisant la zone du Mont-Blanc. Il est à noter, en outre, que dans la masse totale des débris rocheux, se trouvent en grande quantité de très gros blocs, dont le volume atteint plusieurs mètres cubes. Sur les surfaces de ces blocs se lisent aisément les rapports entre diverses espèces de roches cristallines et les filons qui les coupent. Par contre, l'accès aux roches cristallines en place n'est pas à conseiller partout à cause de chute de pierres et de seracs de glace.

La durée de cette excursion, ne considérant que la marche seule, est de 5 heures environ.

2. A celui qui voudrait toucher en place les roches cristallines du Mont-Blanc, il y a lieu de recommander une excursion le long du versant sud de l'arête de la Maye. Cette arête-là est figurée sur la feuille d'Orsières et ce n'est que sa partie supérieure qui passe sur la feuille Grand St-Bernard. On monte, en partant de la Fouly, par un sentier rapide qui mène au plateau incliné sur le Lys, on contourne la pente rocheuse abrupte et continue à monter, par une pente raide, en longeant l'arête de la Maye. On y voit des gneiss à biotite, des porphyres quartzifères, des diverses espèces d'amphibolites, des cornéennes à grains fins et des filons de pegmatite et de quartz. Le passage de la zone d'injection à celle de granite plus ou moins franc, est insensible (à 3100 m, approximativement) et marquée par la présence, dans le granite, d'enclaves de roches plus basiques (amphibolites, gneiss à biotite). La descente doit se faire par le même itinéraire. Il faut compter 7 à 8 heures, pour la montée et la descente (la marche seule).

II. – Trois excursions dans la **zone du cristallin de la nappe du Grand St-Bernard** peuvent se faire en partant du *Col du Grand St-Bernard*.

1. Un télésiège construit récemment ramène du Col sur l'arête orientale de la Pointe de Drône. De là, s'ouvre une vue circulaire splendide, marquée à l'Ouest par le massif du Mont-Blanc. On aura le soin de prendre avec soi les feuilles de Sion et de Genève de la carte géologique au 1:200000, éditée par la Commission géologique suisse, afin de pouvoir analyser géologiquement, les divers secteurs du panorama.

2. En partant du Col, descendre quelque 200–300 m par la grande route sur le versant suisse et prendre ensuite un sentier, qui monte à gauche. C'est le sentier, qui mène au Col des Chevaux

(appelé, sur la carte Chemin des Chevaux), près de la Pointe des Lacerandes. On traverse, sur ce parcours des gneiss compacts à grain fin, des micaschistes à biotite, des cornéennes grises et des quartzites. Mais la formation la plus remarquable, que l'on coupe sur un parcours de 400 m environ, est celle des paragneiss œillés. Les cristaux d'orthose et de microline (formation secondaire dans ces gneiss) sont très gros atteignant parfois 10 cm de diamètre. Ils sont sensiblement arrondis et contiennent de très nombreuses inclusions parfaitement alignées et composées des minéraux qui caractérisent la roche fondamentale. Au col même, apparaissent de nouveaux les cornéennes. Ensuite on peut descendre dans la Combe de Drône pour se diriger vers les Monts Telliers (Carbonifère). Mais le fond de la combe présente peu d'intérêt, car il est recouvert de dépôts glaciaires. Il est préférable de prendre le sentier qui reste à peu près au même niveau sur la pente de la Pointe de Drône. Toutefois ce sentier n'est plus entretenu et, par places, il est rocailleux et difficile à parcourir. Ce sentier permet de découvrir, dans la masse principale des cornéennes, des zones de schistes graphiteux, de quartzites à grain fin, de calcaire anciens silicatés, d'amphibolites. On arrive ainsi jusqu'à l'appareil morainique du glacier de Drône, au-delà duquel on atteint les formations ardoisières et gréseuses du Carbonifère. On s'élève, en traversant ces formations monotones jusqu'à la crête qui domine le plateau des lacs de Fenêtre. On rentrera au Col du Grand St-Bernard, en rebrousant le chemin ou en poussant jusqu'à la Fenêtre de Ferret pour continuer, ensuite, sur le versant italien jusqu'à l'Hospice. Durée 8 à 10 heures.

3. On prendra pour une autre excursion, avec le départ du Col du Grand St-Bernard le sentier très mal marqué qui mène dans le vallon de Barasson. On traverse pour commencer, les micaschistes riches en petits cristaux de tourmaline noire. Ensuite, on passe dans la zone des cornéennes compactes de couleur grise, des micaschistes à lamelles grossières de mica, des gneiss compacts et prenant le faciès de gneiss œillés. Toute cette série est traversée par des filons de pegmatite, qui peuvent contenir, par places, de petits cristaux du béryl bleu. La même série peut être traversée si l'on monte en partant du Col du Grand St-Bernard directement sur l'arête du Mont Mort. L'étude des roches est alors complétée par une superbe vue panoramique que l'on jouit tout le long en descendant au Col de Barasson. On traverse, dès ce dernier col, la partie supérieure du Vallon de Barasson où de nombreux pointements rocheux permettent d'étudier la nature pétrographique de la succession des roches. Les micaschistes se chargent progressivement de grenat. De nombreux cristaux de silicates alumineux, en particulier, de la

staurotite y apparaissent aussi. On arrive ainsi jusqu'au col de Menouve qui relie les deux vallons de Menouve: suisse et italien. Tous les deux sont creusés, quant à leur parties supérieures, dans les schistes friables riches en séricite et partiellement chloriteux. Retour facile directement au Col du Grand St-Bernard. Durée 5 à 7 heures.

III. — Une excursion intéressante, également dans la **zone du cristallin de la nappe du Grand St-Bernard**, se fait sur le glacier de Proz en partant de la *Cantine de Proz*. Cette dernière indication exige pourtant une remarque. L'excursion est longue, occupe toute la journée. Ainsi le départ du Bourg St-Pierre ou du Col du Grand St-Bernard et le retour, du soir, dans les mêmes localités respectivement, allonge considérablement l'excursion. Pour cette raison, j'indique la Cantine de Proz comme point de départ. Or, actuellement (1958-59), un barrage est en construction. Il est calculé de façon à faire noyer la cantine de Proz. Alors le meilleur moyen de faire l'excursion proposée sera de venir en voiture au niveau de la Montagne de Proz (1900 m environ), située sur le cône de déjection du torrent de Perche, et d'y laisser attendre la voiture jusqu'à la fin de l'excursion.

On monte par la rive droite du torrent de Perche en se dirigeant au glacier de Proz. Cette rive est plus escarpée que la rive opposée, et présente par conséquent, nombreux affleurements. Il n'y a aucun sentier régulier. On remarque parfois quelques traces de piste de moutons ou de chamoix. Dans la partie inférieure les roches sont sensiblement les mêmes que l'on voit en parcourant l'itinéraire II-3. Ensuite on commence à rencontrer des lentilles d'amphibolite, partiellement grénatifère, mais la roche fondamentale conserve le caractère de micaschistes. Plus haut encore, les amphibolites deviennent fréquentes et elles sont accompagnées de couches de roches calcaïques silicatées à divers degrés.

La zone suivante fait voir les roches à glaucophane. La participation de ce dernier minéral augmente parfois à tel point que la roche est à classer dans la catégorie de glaucophanites. A cette zone importante, mais plus haut encore, succède une autre, dont le constituant essentiel est un ancien calcaire grénatifère. Encore plus haut, dans les parois du Mont Vélan, apparaissent de nouveau des zones riches en glaucophanes alternant avec celles de calcaire ancien. Il faut se déplacer avec prudence sur le glacier de Proz, dans sa partie élevée, où on est dominé par les parois très abruptes du Mont Vélan. Elles débitent fréquemment des blocs de pierre. La descente se fera par la rive gauche du Vallon de Perche. Il faut se munir pour cette excursion des souliers bien ferrés et d'un piolet.

b) ITINÉRAIRES DANS LA ZONE SION-COURMAYEUR

Par R. TRÜMPY

Plusieurs hôtels à la Fouly et à Ferret. Autocar postal en été jusqu'à Ferret; route carrossable jusqu'aux Ars-Dessous.

1. La Fouly – Petit Col Ferret – Grand Col Ferret – Grand Six Blanc – Le Ban Darrey – Ferret. Une forte journée.

De la Fouly, traverser la Dranse et se diriger vers l'W. Un petit sentier monte vers la prairie de « Sur la Lys » (feuille Orsières). Le long de ce sentier, le contact du Cristallin du massif du Mont-Blanc avec sa couverture mésozoïque est mécanique. Mais si, en arrivant sur la prairie, on continue à monter vers l'E, on arrive à un bon affleurement montrant la transgression du Jurassique (Aalénien ou Lias) sur le Cristallin, par l'intermédiaire d'un conglomérat grossier (572 600/86 400/1930). Des schistes argileux noirs, pyriteux, représentent l'Aalénien, des calcaires sériciteux à Lamellibranches et des calcaires beiges à articles de *Pentacrinus* et à piquants d'Oursins le Bajocien.

Se diriger vers le S, par le Paquet, en traversant plusieurs torrents glaciaires¹). Calcaires et calcschistes du Jurassique moyen et surtout supérieur, avec les célèbres lames cristallines découvertes par RABOWSKI. En remontant le dernier torrent avant les éboulis de la Combe des Fonds, on voit les deux lames de porphyres quartzifères; très beaux phénomènes d'étirement, de boudinage et de mylonitisation. A l'W de la lame occidentale, on entre dans la couverture autochtone (Malm et Dogger).

Rejoindre la Combe des Fonds et monter vers le Petit Col Ferret. Dans la combe, les calcaires siliceux et échinodermiques du Bajocien. Sur le versant droit (SE), on distingue une petite barre calcaire: c'est un synclinal écrasé de Malm, entouré de calcschistes argoviens et de schistes argileux et marneux du Callovien-Oxfordien.

Le Petit Col Ferret (2490 m) se trouve au contact entre le Malm (à l'W) et le Bajocien de la Combe des Fonds. A partir d'ici, on suit l'arête italo-suisse vers le SE. On traverse d'abord trois synclinaux étroits de calcaires néojurassiques (à la place de l'unique bande synclinale plus au N). Une première bande de schistes argileux noirs de l'Aalénien détermine le col P. 2539. La Tête de Ferret est constituée d'une alternance tectonique de schistes aaléniens et de calcschistes gréseux bajociens (Ultrahelvétique).

¹) Le plus grand peut devenir infranchissable, par temps chaud, à partir de midi.

Du sommet de la Tête de Ferret (2713,3 m), vue saisissante sur le Val Ferret suisse et italien et le Val Veni. Noter le changement de direction et l'énorme élévation tardé-alpine du massif du Mont-Blanc.

Descente vers le S. A partir de la borne N° 14, l'arête offre la coupe suivante, intéressant les racines ultrahelvétiques et le front pennique :

1. Calcschistes gréseux : Bajocien.
2. Schistes argileux noirs, à nodules pyriteux : Aalénien ; jusqu'au Grand Col Ferret (2537 m).
3. Mince bande d'argilites triasiques.
4. 5 m calcaires bleutés en plaquettes et schistes marneux sombres : Lias.
5. 2 m dolomies blanches : Trias.
6. Calcaires plaquetés liasiques et schistes aaléniens (?).
7. 1 m dolomie et argilite siliceuse : Trias.
8. 3 m schistes argileux mordorés : Infralias (?)
9. 10 m calcaires bleutés en plaquettes et schistes marneux : Lias inférieur (?)
10. 15 m calcaires siliceux gris, lités ; Bélemnites et débris échinodermiques : Lias moyen. Gendarme sur l'arête.
11. 4 m schistes marneux sombres : Toarcién.
12. Schistes aaléniens, en grande épaisseur.
13. Plaquettes de calcaires sableux dans des schistes argileux noirs : Bajocien (?) (près d'un petit lac, dans un vallon de déchirement sur l'arête).
14. Schistes aaléniens.
15. 1 m dolomie brune, cristalline, à pyrite, et argilites siliceux : Trias occidental du front pennique.
16. 15-20 m schistes argileux durs, pyritifères, et calcschistes fins.
17. 2 m argilites vertes, très siliceuses : Trias oriental du front pennique. Dans le col P. 2524 (« Faux Col Ferret »).
18. 2 m calcaires gréseux à albite néogène. Un peu en contrebas, sur le versant suisse, brèche à éléments triasiques.
19. Schistes de Ferret.

Depuis le col 2524, on suivra l'arête des Econduits²⁾. Elle montre une coupe de la série inférieure des schistes de Ferret : schistes et grès inférieurs, puis, à partir du P. 2667,2, calcschistes moyens. La Pointe de Combette (2762 m) est formée d'un niveau de calcaires gréseux plus massifs (couches de la Vatsé).

²⁾ Sans offrir de difficultés, cette arête est assez tranchante par endroits. On peut la contourner en descendant un peu sur le versant suisse, et on la rejoint facilement peu avant la Pointe de Combette.

Prendre l'arête qui se détache vers le NE. Le sommet des «calcschistes moyens» comprend surtout des schistes noirs. Puis les couches de la Peula: quartzites ferrugineux, schistes noirs, conglomérats schisteux polygéniques. Les couches de l'Aroley débutent par le ressaut sommital du Grand Six Blanc (2777 m).

On profitera de l'éclairage d'après-midi pour scruter les parois de l'Aiguille de Leisasse, du Mont Fourchon et de la Chaux des Lacs. Failles du Col des Angroniettes, du Col du Fourchon et des Vans. Synclinal du Grand Golliat; anticlinal déversé de la Tsavra à l'Aiguille de Leisasse. Les 2/3 inférieurs de la paroi W du Fourchon montrent les replis supérieurs de la zone de Ferret: alternance multiple de parois claires (calcaires de l'Aroley), de vires sombres, gazonnées (couches des Marmontains) et de rochers lités brunâtres (couches de St-Christophe). Au dessus, la nappe de Tarentaise: dolomies jaunes du Trias, calcaires gris du Lias, enveloppés dans le «Flysch» crétacique. Au delà apparaissent les sommets sombres appartenant à la zone houillère.

Continuer sur l'arête pour 200 m, puis suivre le pied des rochers sur le versant SE. Calcaires microbréchiques de l'Aroley; vers le sommet grès arkosiques et brèches. Les couches des Marmontains sont très peu épaisses. Près du L des «Les Marmontains» on entre dans les calcaires gréseux des couches de St-Christophe, qui constituent le noyau du synclinal du Grand Golliat.

Descendre vers l'E, en suivant le torrent du second r de «Ban Darrey». Bon affleurement des couches des Marmontains du flanc inverse du pli de la Tsavra.

Franchir les torrents du Ban Darrey et prendre le petit sentier qui part de la cabane P. 2164, sur le versant droit de la Dranse. Blocs de calcaires liasiques à *Gryphaea* cf. *arcuata*, tombés du haut de la paroi du Fourchon (un bloc au bord du sentier, 200 m au NE de la cabane). La petite gorge est taillée dans les calcaires de l'Aroley du noyau du pli de la Tsavra. Plus bas, au coude du torrent, affleurent des couches des Marmontains du flanc normal.

Pour le trajet Mont Percé-Ferret, voir excursion 2.

2. Ferret – Lacs de Fenêtre – P. 2710 – Ferret

Une journée commode

On quitte Ferret par la route des Ars. Beaux phénomènes de tassement et de balancement dans la série inférieure des schistes de Ferret sur la rive gauche (W) de la Dranse.

Les premières couches affleurant sur le chemin appartiennent au sommet des calcschistes moyens. Un peu plus loin, conglomérats schisteux polygéniques des couches de la Peula; bien visibles surtout le long du bisse, 20 m au-dessus du chemin. Les couches de

l'Aroley ne sont représentées que par un seul banc calcaire, les couches des Marmontains par une petite vire schisteuse.

Sous les Ars-Dessus, le chemin entre dans les calcaires gréseux des couches de St-Christophe (exploitations de dalles) du synclinal du Grand Golliat. Noter le système de failles ESE-WNW dans la gorge de la Peula. Sous Plan de la Chaux, mauvais affleurements de quartzites des Marmontains, puis de calcaires de l'Aroley: flanc inverse de l'anticlinal déversé de la Tsavra. Toutes les variétés de ces calcaires (probablement urgoniens) se voient dans les éboulis à l'W du pont 1998.

Monter à l'alpage du Plan de la Chaux et suivre le sentier des Lacs jusqu'à la cote 2220. Traverser horizontalement vers le SE, puis remonter. Sommet des couches de l'Aroley, puis couches des Marmontains (flanc normal du pli de la Tsavra). On rejoint le sentier dans les couches de St-Christophe (synclinal). Vers 2260 m, il entre de nouveau dans des couches des Marmontains, cette fois renversées (vire avec de petites sources). Le noyau de ce repli supérieur est formé des calcaires de l'Aroley. Vers 2410 m, on atteint les couches des Marmontains du flanc normal.

En suivant le sentier, on voit à droite (SW) les couches de St-Christophe, chevauchées par la nappe de Tarentaise: Lias calcaire, puis calcschistes avec d'énormes blocs arrondis de calcaires triasiques (bloc avec inscription «Col des Bastions», d'autres blocs sur la rive occidentale du lac 2457). A gauche (NE) du sentier, une faille ramène la série schisto-quartzitique de Tarentaise.

Il est recommandable de quitter le sentier vers 2420 m et de suivre la vire des couches des Marmontains, qui descend légèrement vers le S. Plusieurs sources, dont l'émissaire souterrain du lac 2457, jaillissent dans le toit de cet horizon imperméable. 400 m au S du sentier, montée facile vers le SE. On traverse les couches suivantes:

1. Couches des Marmontains.
2. Couches de St-Christophe: sommet de la zone de Ferret.
3. Quartzites verdâtres, schistes noirs: série schisto-quartzitique (Gault ?) de la zone de Tarentaise. Quelques mètres.
4. (localement) 1-3 m dolomies et brèches dolomitiques: Trias.
5. 5-15 m calcaires cristallins, calcaires siliceux zonés et calcaires échinodermiques à patine beige ou rousse: Lias.
6. Environ 30 m calcschistes, schistes noirs, brèches et conglomérats à éléments dolomitiques et calcaires; très gros blocs à la base: série conglomératique.
7. Schistes argileux noirs, quartzites feuilletés chloriteux, quelques lits bréchiques.
8. Quartzites verts en gros bancs.

9. Schistes argilo-gréseux noirs et calcschistes gréseux (rive occidentale du lac 2496). 7-9: série schisto-quartzitique, 70-100 m.

Entre les Lacs 2496 et 2457, trois minces bandes de dolomies triasiques à albite néogène, séparées par des schistes noirs (série schisto-quartzitiques ou Houiller?).

Des Lacs de Fenêtre, on peut rejoindre le Grand St-Bernard par la Fenêtre de Ferret ou par le col des Bastillons («Col des Chevaux» de la Carte nationale). Si l'on veut rentrer à Ferret, il est recommandé de monter vers le contrefort occidental des Monts Telliers; l'arête reliant ceux-ci au P. 2710 offre une coupe intéressante (E à W, donc tectoniquement de haut en bas):

1. Houiller schisto-gréseux et conglomératique, assez métamorphique, des Monts Telliers.
2. Trias: dolomies et argilites (2 m).
3. Houiller: schistes argileux noirs.
4. Trias (comme 2).
5. Houiller (comme 3).
6. Trias: dolomie et cornieule (au col).
7. Schistes noirs, sériciteux, et roche verte (ovardite; porphyroblastes d'albite dans une pâte chloritique). Série schisto-quartzitique de Tarentaise.
8. 1 m dolomie triasique.
9. Quartzites verts et schistes noirs; quelques lits calcaires au sommet: série schisto-quartzitique. Passage à
10. Calcschistes, brèches monogéniques à éléments triasiques, conglomérats à gros blocs, surtout de calcaires liasiques, parfois fossilifères (Bélemnites, Crinoïdes): série conglomératique. Sommet du P. 2710.
Belle vue sur le massif du Mont-Blanc.
La suite de la coupe se voit au pied des rochers au N du P. 2710.
11. Brèches calcaréo-dolomitiques massives: brèches de la Pierre Avoi (Trias supérieur?)
12. Dolomie triasique.
13. Série conglomératique, renversée sur
14. Lentilles de quartzites verdâtres grossiers (série schisto-quartzitique). Base de la nappe des Brèches de Tarentaise.
15. Couches de St-Christophe; peu épais.
16. Couches des Marmontains.
17. Couches de l'Aroley.

En descendant dans la vallée, on recoupe les mêmes éléments de la zone de Ferret que le long du sentier des lacs. La grande faille des Ars-Dessus, dont la lèvre SSE est affaissée, reste cachée sous la moraine, mais on en voit des accidents satellites.

BIBLIOGRAPHIE PRINCIPALE

- ARGAND, E. (1934): La zone pennique. Guide géol. suisse, fasc. III, Bâle.
- BARBIER, R. (1948): Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. Mém. Carte géol. France.
- BARBIER, R. (1951): La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse. Trav. Lab. Géol. Grenoble, 29.
- BARBIER, R. et TRÜMPY, L. (1955): Sur l'âge du Flysch de la zone des Brèches de Tarentaise. Bull. Soc. géol. de France, (6), 5.
- CITA, M. B. (1954): Studi geologici sulla Val Ferret italiana (Alta Val d'Aosta). Boll. Serv. geol. Italia, 75.
- CORBIN, P., et OULIANOFF, N. (1926): Recherches tectoniques dans la partie centrale du massif du Mont-Blanc. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. (Lausanne). Vol. 56.
- CORBIN, P., et OULIANOFF, N. (1934): Carte géologique du massif du Mont-Blanc à l'échelle du 1:20000. Feuille: Mont-Dolent. Paris.
- DUPARC, L., et MRAZEC, L. (1898): Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont-Blanc. Mém. Soc. Phys. et Hist. Nat. Vol. 33. Genève.
- ELTER, G. (1954): Osservazioni geologiche nella regione di Courmayeur. Pubbl. Ist. Geol. Torino, 2.
- ELTER, G. et ELTER, P. (1957): Sull'esistenza, nei dintorni del Piccolo San Bernardo, di un elemento tettonico riferibile al ricoprimento del Pas du Roc. Rendiconti Ac. naz. Lincei. (VIII), 22/2.
- ELTER, P. (1954): Etudes géologiques dans le Val Veni et le Vallon du Breuil (Petit St-Bernard). Thèse, Univ. Genève.
- FAVRE, ALPH. (1867): Recherches géol. dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. Paris-Genève.
- FRANCHI, S. (1927): Sui profili geologici attraverso la zona di Courmayeur e la supposta falda di ricoprimento del Gran San Bernardo. Boll. Soc. geol. Italia, 46, 2.
- GAGNEBIN, E., et OULIANOFF, N. (1942): Découverte de plantes carbonifères dans la zone pennique du Valais. Eclogae geol. Helv. Vol. 35.
- GERLACH, H. (1871): Süd-westlicher Wallis. Beitr. Geol. Karte der Schweiz. Lief. 9.
- GERLACH, H. (1883): Die penninischen Alpen. Beitr. Geol. Karte der Schweiz. Lief. 27.
- Guide géol. de la Suisse (1934); publ. Soc. géol. suisse Fasc. VII exc. 25.
- JONGMANS, W. J. (1950): Mitteilungen zur Karbonflora der Schweiz. I. Eclogae geol. Helv. Vol. 43.
- KILIAN, W. et LORY, P. (1906): Feuille du Grand St-Bernard au 320000e. Bull. Carte géol. France, 16.
- LUGEON, M. (1944): Le béryl du Grand St-Bernard. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. (Lausanne), Vol. 62.
- OULIANOFF, N. (1934 a): Quelques observations sur la région du Col Ferret. Eclogae geol. Helv. 27, 1.
- OULIANOFF, N. (1934 b): Excursion 25: Martigny-Orsières-Gd. St.-Bernard-Val Ferret. Guide géol. Suisse, Bâle.

- OULIANOFF, N. (1941): Contribution à l'analyse du mouvement tectonique alpin dans la région du Val Ferret suisse. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 34.
- OULIANOFF, N. (1942): Compte rendu des excursions de la Société géologique suisse dans le Valais. III. Région du Grand St-Bernard. *Eclogae geol. Helv.*, 35, 2.
- OULIANOFF, N. (1953): Feldspaths néogènes dans les «schistes lustrés» du Val Ferret. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. (Lausanne)*, 65.
- OULIANOFF, N. (1955): Note concernant l'origine et le métamorphisme des «schistes de Casanna». *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. (Lausanne)*, Vol. 66.
- OULIANOFF, N. (1957): La zone du Carbonifère entre Isérable et Bramois (vallée du Rhône). *Eclogae geol. Helv.* Vol. 50.
- PEARCE, F. (1898): Recherches sur le versant SE du massif du Mont-Blanc. Genève.
- DAL PIAZ, G. (1939): La discordanza ercinica nella zona pennidica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi. *Boll. Soc. geol. Ital.* 58.
- DAL PIAZ, G. (1945): La genesi delle Alpi. *Atti Ist. Veneto di Sci. Let. ed Arti.* 104,2. Venezia.
- RABOWSKI, F. (1917): Les lames cristallines du Val Ferret suisse et leur analogie avec les lames de la bordure NW du massif du Mont-Blanc et de l'Aar. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. (Lausanne)*, 51.
- SAUSSURE DE, H.-B. (1786): Voyages dans les Alpes. T. II.
- SCHOELLER, H. (1929): La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère. *Bull. Carte géol. France*, 33.
- STAUB, R. (1948): Aktuelle Fragen des Alpenen Grundgebirges. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 28.
- TRÜMPY, R. (1952): Sur les racines helvétiques et les «Schistes lustrés» entre le Rhône et la vallée de Bagnes (Région de la Pierre Avoi). *Eclogae geol. Helv.*, 44, 2.
- TRÜMPY, R. (1954): La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan. *Eclogae geol. Helv.*, 47, 2.
- TRÜMPY, R. (1955): Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. *Bull. Soc. géol. de France* (6), 5.
- TRÜMPY, R. (1957): Quelques problèmes de paléogéographie alpine. *Bull. Soc. géol. de France* (6), 7.
-