

Geologischer Atlas der Schweiz

Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Feuille:

1345 Orsières

Topographie: Carte nationale de la Suisse 1:25 000

(Feuille 91 de l'Atlas)

Notice explicative

par

MARCEL BURRI et CHRISTIAN MARRO

Avec la contribution de F. BUSSY

Avec 1 tableau et 1 planche

1993

Herausgegeben von der Landeshydrologie und -geologie

Publié par le Service hydrologique et géologique national

PRÉFACE

La publication de la feuille Orsières de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25'000 marque une étape dans le levé du massif du Mont Blanc sur territoire helvétique, puisqu'elle fournit, avec les feuilles Sembrancher (N° 77) au nord, et Grand Saint-Bernard (N° 33) au sud, une vue d'ensemble du massif, ainsi que de sa couverture sédimentaire et des racines helvétiques et ultrahelvétiques au sud du Rhône.

Conjointement avec la feuille Sembrancher parue en 1983, la rédaction et le dessin de la minute originale de la feuille Orsières furent entrepris sous la conduite de M. le Prof. M. Burri dès 1972, puisque à l'époque, une part importante de ces deux feuilles était couverte par des levés des mêmes auteurs: N. Oulianoff †, K. Grasmück et M. Burri. Des motifs divers et justifiés ont cependant retardé la publication de la feuille Orsières. L'indisponibilité de la majorité des levés de P. Fricker disparus outre-mer, les vues nouvelles en particulier sur la nappe du Grand St-Bernard, et des travaux récents dans le massif du Mont Blanc ont amené à une révision presque complète de la bordure occidentale de la feuille, et à une cartographie entièrement nouvelle de sa moitié orientale (voir la carte des auteurs dans l'angle supérieur droit de la feuille).

Le Service hydrologique et géologique national est heureux de voir publiés des levés parfois anciens mais de haute qualité et remercie tous les auteurs – en plus de ceux déjà cités – qui ont contribué à l'établissement de cette feuille d'Atlas par la remise de levés nouveaux, l'exécution de travaux de révisions ou la transmission d'informations plus ponctuelles, en particulier C. Marro, F. Bussy, L. Jemelin, J. Müller et J. von Raumer. Ses remerciements vont également aux bureaux privés de géologues et aux instances communales et cantonales qui ont apporté leur soutien à cette publication par les informations mises à notre disposition.

Mars 1993

Service hydrologique et géologique national

TABLE DES MATIÈRES

Préface	2
Introduction	4
Stratigraphie	6
<i>Massif externe</i>	6
Massif du Mont Blanc	6
Socle cristallin	6
Couverture sédimentaire mésozoïque (écailles parautochtones incluses)	15
Trias	15
Jurassique	16
Crétacé	19
<i>Helvétique s. l.</i>	20
Racines helvétiques et ultrahelvétiques	20
Trias	20
Jurassique	21
<i>Pennique</i>	23
Zone de Sion–Courmayeur	23
Unité de Ferret	23
Unité du Roignais–Versoyen	24
Unité de la Pierre Avoi	27
Zone Houillère	30
Zone Houillère, partie externe	30
Zone Houillère, partie interne	32
Nappe des Pontis	33
Socle cristallin polycyclique (zone du Ruitor)	33
Couverture permo-carbonifère (p.p. zone de Mille)	37
Nappe de Siviez–Mischabel	38
Socle cristallin polycyclique (zone de Siviez)	38
Couverture permo-carbonifère (flanc inverse) (p.p. zone de Mille)	39
Couverture permo-triasique (flanc normal) (zone de la Ly)	40
Nappe du Mont Fort (unité du Métailler)	42
<i>Quaternaire</i>	43
Pléistocène	43
Holocène	46
Tectonique	51
Socle cristallin du massif du Mont Blanc	51
Couverture sédimentaire du massif du Mont Blanc et Helvétique s. l.	52
Pennique	53
Relations entre la déformation et le métamorphisme	58
Matières minérales et exploitables	59
Ressources et travaux miniers	59
Matériaux de construction	60

Hydrogéologie	61
Excursions	63
Excursion 1 (Champex – La Brea – Orny – Trient – Roc des Plines)	63
Excursion 2 (Cabane Brunet – Mont Rognes)	65
Excursion 3 (Traversée du val Ferret à celui d'Entremont)	67
Excursion 4 (Route du col du Grand St-Bernard)	69
Bibliographie	71
Cartes géologiques publiées	75

INTRODUCTION

La région couverte par la feuille Orsières est caractérisée par la présence de trois vallées presque méridiennes qui sont, d'ouest en est, le val Ferret, la combe de l'A et le val d'Entremont. Ces vallées individualisent des massifs qui correspondent à autant de traits structuraux. Affleurent ainsi successivement, le *socle cristallin* du massif du Mont Blanc et sa *couverture sédimentaire mésozoïque*, les *racines des nappes helvétiques et ultrahelvétiques*, la *zone de Sion-Courmayeur*, la *zone Houillère*, puis le complexe des unités de la «*nappe du Grand St-Bernard*», à savoir les deux socles gneissiques de la *nappe des Pontis* et de la *nappe de Siviez-Mischabel* et leurs enveloppes de Permo-Trias et, tout à l'est de la feuille, la *nappe du Mont Fort*.

Les sommets et tout le haut pays très englacé à l'ouest du val Ferret sont taillés dans les roches cristallines du *massif du Mont Blanc*. Les gneiss et schistes cristallins polymétamorphiques antéhercyniens affleurent dans l'angle nord-ouest de la feuille. Dans le haut val Ferret, deux modestes affleurements montrent également des gneiss anatectiques recoupés de nombreux filons rhyolitiques. Le gros du massif est fait de granites plus ou moins porphyriques dans lesquels sont taillés les sommets qui émergent entre les glaciers (Aiguille d'Argentière, Tour Noir, Aiguilles Dorées, etc.). Sur son flanc oriental, le granite est bordé par une rhyolite largement à l'affleurement dans le versant gauche du val Ferret.

A la base de ce versant raide, des roches sédimentaires déterminent soit des dalles calcaires claires bien visibles dans le paysage (l'Amône), soit des pentes plus douces envahies par la forêt quand l'altitude le permet. Ces assises sédimentaires comprennent une *couverture autochtone*, transgressive sur les roches cris-

tallines du massif du Mont Blanc; elle est d'âge mésozoïque, essentiellement de nature détritique ou calcaire et en position normale. A son toit elle comporte des marnes, enserrant des lames cristallines, qui servent de limite avec les *racines des nappes helvétiques*. La complexité de leurs structures est favorisée par la présence de nombreuses assises marneuses et argileuses du Jurassique inférieur et moyen. Ces mêmes assises ont facilité l'érosion et déterminé la position du val Ferret lui-même.

Le versant droit du val Ferret, bien moins escarpé que son vis-à-vis, est taillé dans les flyschs très plaquetés de la *zone de Sion-Courmayeur*. Dans les parties basses, une vaste forêt de conifères masque une belle morphologie de tassements; dans tout ce secteur, il est très difficile de distinguer l'*unité de Ferret* de ses voisines. Au-dessus de la limite des arbres, des cirques d'érosion actifs et les affleurements de la crête permettent de bien observer la partie interne de l'*unité du Roignais-Versoyen* et les assises qui se rattachent à l'*unité de la Pierre Avoi*.

La partie externe de la *zone Houillère* contient des calcaires triasiques qui forment le grand dip slope du versant gauche de la combe de l'A, alors que les schistes et grès de sa partie interne affleurent en rive droite de cette combe qu'ils déterminent. La zone Houillère traverse le val d'Entremont dans la région de Liddes pour perdre son individualité morphologique dans le versant droit, monotone, de cette vallée.

Dans le prolongement cartographique de la *zone du Rutor*, des gneiss polycycliques forment le fond du val d'Entremont en amont de la zone Houillère. Plusieurs replis affectent ce socle, qui est celui de la *nappe des Pontis*. Le versant droit du val d'Entremont, qui culmine à plus de 3000 m, est très régulier et la morphologie ne révèle rien. Il est taillé dans des roches qui se ressemblent souvent: quartzites permo-triasiques plus ou moins micacés des couvertures des nappes des Pontis et de Siviez-Mischabel (*zone de Mille*), gneiss clairs mylonitiques du socle de la *nappe de Siviez-Mischabel* et sa couverture de quartzites albitiques et conglomératiques (*zone de la Ly*), enfin gneiss albitiques et chloriteux de l'*unité du Métailler*, socle de la *nappe du Mont Fort*. C'est seulement dans la partie septentrionale de la carte que les limites deviennent plus claires: une lithologie plus variée dans la région du Mont Rogneux et du Grand Agét révèle des complications invisibles ailleurs.

STRATIGRAPHIE

MASSIF EXTERNE

MASSIF DU MONT BLANC

SOCLE CRISTALLIN

G_{MB} Gneiss et schistes cristallins (mylonitoschistes)

Les gneiss qui constituent le socle ancien dans lequel viendra se mettre en place le granite du Mont Blanc affleurent dans l'angle nord-ouest sur un petit kilomètre carré, et à l'amont du val Ferret (voir ci-dessous). L'histoire complexe de ces roches, établie grâce à des études portant sur des régions situées hors du périmètre de la feuille Orsières, a été très bien résumée par VON RAUMER (1976) et complétée par BELLIERE (1988).

D'une manière générale, ces blastomylonites sont des gneiss produits lors d'événements métamorphiques et tectoniques qui ont fortement transformé des roches anciennes très différentes. Selon BELLIERE (1988), au moins trois générations de mylonites ont affecté ces roches; les deux premières sont de même direction et la dernière est cantonnée dans des couloirs assez étroits. La plupart des anciens composants sont fortement granulés (biotite, feldspath potassique, plagioclase) et les quartz sont recristallisés sous forme de longs disques recoupant les vieilles structures.

Au nord-ouest de la carte, dans la région du glacier du Trient, on a affaire à une roche homogène et claire, d'aspect aplitique apparaissant recristallisée en petits grains. On y remarque la présence de petits grenats et parfois aussi d'anti-perthites, ainsi que celle du quartz néoformé sous forme de disques, qui donnent à la roche un aspect granulitique (VON RAUMER 1976, p. 132).

En quelques endroits il est possible de voir que ces roches étaient initialement des *migmatites*. Elles apparaissent comme des gneiss à grain moyen, à feldspath et mica, présentant une forte schistosité. Dans de rares cas on reconnaît des structures tectoniques complexes, mais seuls des boudins reliques de roches résistantes ont conservé l'aspect de migmatites. La composition normale à biotite, plagioclase, quartz et feldspath potassique est remplacée par des micas divers, de la chlorite, du quartz et des taches de séricite substituées aux plagioclases et au feldspath potassique.

Ces gneiss contiennent localement des *lentilles d'amphibolites*. Il est difficile de suivre un horizon et de l'utiliser pour comprendre les structures anciennes. Il s'agit le plus souvent de boudins d'amphibolites englobés dans une matrice déjà fortement homogénéisée par l'anatexie. L'origine de ces amphibolites est probablement à chercher dans la présence de séries basiques ou ultrabasiques

avec leurs tufs et tuffites respectifs. Pour certaines d'entre elles, une provenance à partir de sédiments carbonatés ne peut pas être exclue.

GI Gneiss anatectiques recoupés de nombreux filons de rhyolite

Dans le haut du val Ferret, en rive gauche, en face de la Seiloz, la première pente, jusqu'au Pt 1837 m, est taillée dans des gneiss biotitiques très fortement plissés, plus ou moins ocellés et migmatitiques. De plus, ils sont parcourus de nombreuses veines aplitiques et pegmatitiques. Dans cette position, ces roches représentent probablement l'encaissant du granite du Mont Blanc.

Cette hypothèse est encore renforcée plus au sud, où – dans le flanc oriental de la Maye – des *gneiss riches en amphibolites* sont pris entre les granites et la rhyolite. Leur composition est spéciale en ce sens que parmi les amphibolites se trouvent des horizons de boules d'actinote à structure radiale, dans une roche encaissante très riche en biotite et amphibole. La spécificité est encore amplifiée par la présence de grands feldspaths potassiques qui suivent dans leur disposition la schistosité principale.

Les données générales permettent de dire que ce socle ancien était composé au départ de roches pélitiques, détritiques et peut-être carbonatées. Des roches volcaniques basiques et acides ont certainement été associées à ces assises sédimentaires d'âge inconnu. Un premier métamorphisme régional de haute pression, sans doute tardicalédonien, aboutit à la naissance d'assemblages à disthène (pression de 8 à 10 kbar et température de 550°C). Une première anatexie a dû se produire, suivie d'une première mylonitisation. Une seconde phase de métamorphisme, probablement d'âge varisque précoce conduit à la formation d'assemblages à biotite, sillimanite et plus ou moins de grenat, ou à cordiérite, sillimanite et feldspath potassique. Il s'en suivra une nouvelle anatexie dont les produits seront à leur tour affectés par la mylonitisation.

γ_{MB} Granite du Mont Blanc, porphyroïde («protogine»)

JURINE (1806) a nommé globalement le granite du Mont Blanc «protogine». Pour distinguer ses aspects porphyroïde et équi-granulaire, MRAZEC (1892) et DU-PARC (1897) ont qualifié la protogine de «pegmatoïde» et «granitoïde», respectivement «pegmatoïde» et «granitique». VON RAUMER (1967) a utilisé le terme de «faciès de bordure» pour qualifier le granite équi-granulaire. MARRO (1986, 1987) a repris la notion de faciès de bordure et limité la «protogine» au seul granite central du Mont Blanc, porphyroïde. Localité-type proposée pour ce dernier: éperon au sud de la cabane du Trient (569.460/94.065/3060m). Le terme général de «granite du Mont Blanc» englobe aussi bien la protogine que son faciès de bordure.

La protogine présente différentes structures magmatiques décrites en détail par VON RAUMER (1967). Les plus importantes ont une direction NNE: axes des schlieren et arrangement des feldspaths potassiques (visibles à la localité-type), les seconds pouvant recouper les premiers. La protogine est gris verdâtre à ocre. La couleur ocre est due à l'altération météorique, tandis que les surfaces fraîches, récemment érodées par les glaciers, sont plutôt grises.

Son grain est grossier, la taille des minéraux leucocrates de sa «matrice» est d'un demi à un centimètre. Sa texture porphyroïde lui est conférée par des mégacristsaux de feldspath potassique pouvant atteindre 5 à 6 cm de longueur.

La protogine contient essentiellement du quartz, du plagioclase, du feldspath potassique et de la biotite. Le quartz se présente sous deux formes correspondant à deux générations; il est en général tardif, mais il en existe de petits individus précoces subidiomorphes, à golfes de corrosion magmatique, volontiers englobés dans les mégacristsaux de feldspath potassique. Ce dernier phénomène est le plus fréquent dans les zones bordières de la protogine. Le quartz porte les traces des événements alpins, allant de l'extinction roulante à la recristallisation complète par polygonisation décrite par VOLL (1976).

Le plagioclase présente les deux mêmes étapes de cristallisation que le quartz. Il est en général interstitiel et tardif, mais de nombreux individus précoces sont présents sous forme squelettique dans les mégacristsaux de feldspath potassique. Comme dans le cas du quartz, ce dernier type est le plus fréquent dans les zones bordières de la protogine. Maclé suivant la loi de l'albite, le plagioclase a une composition originelle de An_{30-35} . Il a été saussuritisé et fracturé lors des événements alpins.

Le feldspath potassique, microperthitique, au beau contour rectangulaire, existe aussi bien sous la forme de mégacristsaux que comme éléments de la matrice. Ils se sont tous formés au même moment, après le quartz et le plagioclase précoce, et avant – ou éventuellement en même temps – que le quartz et le plagioclase interstitiel. Le feldspath potassique possède des fractures remplies de quartz, albite et biotite verte.

La biotite, originellement brune, prend une couleur verte à cause de la perte de titane que l'on retrouve dans de petits cristaux de sphène soulignant son clivage basal. Elle est souvent chloritisée. On observe en outre des pseudomorphoses de hornblende par de la biotite.

Les minéraux magmatiques accessoires sont le sphène, l'orthite, le zircon et l'apatite. Outre la chlorite, les minéraux néoformés d'âge alpin sont l'épidote et la clinozoïsité qui tendent à remplir les fractures de la roche, ainsi que le stilpnomélane.

Lors du métamorphisme alpin, principal responsable de ces transformations, des conditions de degré «schiste vert» ont régné (VON RAUMER 1974). Selon POTY et al. (1974), les pressions et températures maximales y étaient de l'ordre de 2,5 kbar et 400°C.

Le granite du Mont Blanc forme l'ossature du massif du même nom. Issu de la croûte profonde, il a fait intrusion à la fin de l'orogénèse varisque sous la forme d'un magma calco-alcalin à tendance potassique, et pris place dans un massif polymétamorphique essentiellement composé de paragneiss varisques (HÜGI & VON RAUMER 1975) contenant des reliques de socle et de couverture plus anciens (VON RAUMER 1984). Il est acide, et contient plus de 70% de silice dans cette partie du massif.

La mise en place de la protogine est contemporaine de la deuxième étape de cristallisation, l'alignement des feldspaths potassiques montrant une tendance à suivre la direction de courant du liquide granitique. Cette direction, NNE, correspond aux gradients géochimiques, beaucoup plus

«étirés» longitudinalement (NNE) que transversalement (WNW), ce qui indique une composante horizontale NNE de l'intrusion. Elle a été imposée par la tectonique. Pour CORBIN & OULIANOFF (1926), la direction NNE des enclaves et des feldspaths potassiques est la «...direction actuelle de l'axe du plissement hercynien contemporain de la mise en place du granite».

La limite orientale de la protogine est primaire (voir p. 13 ff.: leucogranite-porphyre et rhyolite), tandis que sa limite occidentale est formée par une large zone mylonitique de direction NNE. Elle est en outre traversée par d'étroites zones blastomylonitiques de même direction, déterminant souvent la position des cols.

La poussée alpine du SE vers le NW a eu des effets tectoniques cassants sur le socle cristallin: apparition de fractures verticales, bombement et érection bloc par bloc du massif qui se trouve quelque peu déjeté vers le NW (AYRTON 1980). Le soulèvement est plus fort au SW, d'où plongement axial sous la vallée du Rhône et diminution de l'altitude des sommets dans la même direction NNE.

La protogine possède une remarquable organisation interne. Sa richesse en biotite et plagioclase augmente de sa bordure à son centre et sa teneur en quartz et feldspath potassique, du centre à sa bordure. Cette organisation interne est certainement due à un processus de différenciation par écoulement vers le haut du magma faisant intrusion (flowage differentiation), appuyé par les effets de la gravité.

Faciès rapakivi riche en enclaves (par F. BUSSY): A l'instar de nombreux autres granites tardivarisques, le granite du Mont Blanc est riche en enclaves microgrenues sombres. Elles ont été signalées et décrites par plusieurs auteurs, dont CORBIN & OULIANOFF (1937), OULIANOFF (1964), VON RAUMER (1967), JACQUEMIN & BELLIERE (1984), BUSSY (1990 a). Deux familles d'enclaves ont été mises en évidence (BUSSY 1987): des enclaves magnésiennes à hornblende et biotite de rapport MgO/FeO de 1,4 à 1,7, et des enclaves plus ferrières à biotite seule, de rapport MgO/FeO supérieur à 3.

La combe des Ecandies abrite une des zones les plus riches en enclaves de l'ensemble du massif. Ces dernières sont concentrées en deux grands essais de plusieurs dizaines de mètres de longueur. Il s'agit d'enclaves à hornblende et biotite, gris foncé, de forme ovoïde au contour sinueux, de granulométrie millimétrique, et dont la taille est comprise entre quelques centimètres et plusieurs dizaines de mètres. Ces enclaves ont une composition variable, dioritique à granodioritique. Les plus basiques sont chimiquement très proches de filons lamprophyriques de la Pointe d'Orny. Certaines enclaves contiennent de grands cristaux dont la nature et la taille sont comparables à celles des cristaux du granite environnant. Leur proportion peut dépasser 30% du volume total de la roche. On distingue en particulier des ocelles de quartz frangées de minéraux noirs (amphibole et biotite) et de grands feldspaths alcalins au contour arrondi en dragée, souvent mantelés de plagioclase en texture rapakivi. Une schistosité mylonitique verticale, d'orientation $N20^{\circ}E$, localement très développée, affecte une partie de

l'affleurement. Il subsiste néanmoins des secteurs peu déformés dans lesquels les enclaves sont allongées et orientées préférentiellement selon la structure magmatique de flux originelle du granite.

Le granite au contact des enclaves des Ecandies présente une texture particulière sur une épaisseur de plusieurs centimètres à plus d'un mètre. On observe tous les intermédiaires entre un granite porphyrique à phénocristaux arrondis et matrice fine gris clair, et un granite équigranulaire grossier, mais dont les cristaux sont toujours arrondis. Le passage au véritable granite du Mont Blanc se fait progressivement. Dans tous les faciès, le feldspath potassique a tendance à être de texture rapakivi, au point d'être le meilleur indicateur de la proximité d'une enclave. Dans les enclaves au contour lobé, des digitations du granite contiennent parfois des phénocristaux très résorbés et plus ou moins incorporés dans l'enclave elle-même.

Les enclaves microgrenues sombres du granite du Mont Blanc sont interprétées comme le témoin de la coexistence liquide s. l. de deux magmas de compositions contrastées, partiellement mélangés, ayant interagi l'un avec l'autre aux niveaux thermique, mécanique et chimique (JACQUEMIN & BELLIERE 1984, BUSSY 1987, 1990a, BUSSY et al. 1989). Le développement du faciès granitique rapakivi serait lié à une surchauffe locale du magma acide partiellement cristallisé, survenue lors de sa mise en contact avec le magma mafique plus chaud (BUSSY 1990b). Ce dernier aurait fait intrusion dans la masse granitique à la faveur de fractures très précoces, selon un processus comparable à celui de la mise en place des filons synplutoniques.

Faciès de bordure équigranulaire: La protogine possède un faciès de bordure équigranulaire particulièrement développé à sa bordure est. Localité-type: Plan de l'Arche (572.320/94.850/2473m, pas indiqué sur la CN 1:25'000).

Mis à part le développement moins rapide du feldspath potassique conférant à cette roche une texture équigranulaire, elle est comparable à la protogine. Elle en constitue un terme évolué qui a dû se refroidir plus rapidement qu'elle.

Le passage entre la protogine et son faciès de bordure était à l'origine progressif. Il l'est encore dans la région de l'A Neuve. Mais il arrive aujourd'hui qu'il soit abrupt, suite à un épisode tardivarisque de tectonique cassante. Dans les Aiguilles d'Arpette, par exemple, la protogine et son faciès de bordure sont situés de part et d'autre d'un filon de leucogranite, à l'WNW et à l'ESE respectivement. Le second devait se trouver primitivement plusieurs milliers de mètres plus haut. Il y a donc eu affaissement différentiel de blocs orientaux par rapport aux blocs occidentaux, les blocs orientaux étant eux-mêmes séparés les uns des autres par des fractures d'orientation WNW.

$\pi\gamma$ **Granite-porphyre**

Cette roche filonienne a été nommée suivant les règles de SCHWICKER (1968 a, b). Des mégacristaux de feldspath potassique pareils à ceux de la protogine y sont enchassés dans une matrice fine ($\frac{1}{2}$ mm). Localité-type: haut val d'Arpette (569.850/95.180/2600m).

Elle forme essentiellement un large filon dans la protogine, de direction N44°E, plongeant de 78° vers le SE; il traverse la Pointe d'Orny et se prolonge vers le NE.

Sous tous ses aspects, le granite-porphyre se présente comme un terme évolué de la protogine. Alors que le granite du Mont Blanc était assez refroidi pour être cassant, l'activité tectonique a provoqué l'ouverture de fractures de direction NE et permis l'intrusion des derniers «jus» de magma ayant donné naissance au granite du Mont Blanc. Ils ont achevé leur cristallisation rapidement et acquis une texture porphyrique.

λ **Lamprophyre**

Le seul lamprophyre reconnu affleure en filon près de la cabane du Trient (569.5/94.5), et dans le haut val d'Arpette (570.8/95.5) où il s'agit d'un essaim de filons disposés en échelons. Tous ces filons sont subverticaux, épais de 2 à 3 m, avec des directions méridiennes à N15°E. Des plagioclases et des ocelles de quartz qui atteignent 4 mm sont sertis dans une matrice de baguettes de plagioclase saussuritisé ou séricitisé et de fines aiguilles d'actinote, accompagnées en moindre proportion d'épidote, de sphène, de calcite, de biotite verdâtre en petites paillettes, d'apatite aciculaire, de peu de quartz et de quelques cristaux idiomorphes d'une amphibole brune à orangée. En fait, il s'agit de micro-monzodiorites calco-alkalines à tendance potassique (BUSSY 1990*a*).

Granites filoniens leucocrates

Le granite du Mont Blanc est traversé par deux sortes de granites tardi-orogéniques varisques de compositions minéralogique et chimique semblables, mais de textures différentes: le leucogranite et le leucogranite-porphyre. Le préfixe «leuco» est dû à leur teneur modale en minéraux colorés inférieure à 5%.

γ_1 **Leucogranite**

Le leucogranite frais est gris clair, équigranulaire et tacheté de biotite. Le diamètre des grains, variable, est en moyenne de 2 mm. Il est caractérisé à l'affleurement par des «gouttes» de quartz. Il peut avoir une tendance pegmatitique et présenter des textures graphiques ou granophyriques (pegmatites du Roc des Plines, 569.500/93.000/3280m). Localité-type: flanc SE des Aiguilles Dorées (569.265/92.165/3075m).

Comme dans le granite du Mont Blanc, il y a dans le leucogranite deux générations de quartz et de plagioclase. Les premiers sont subidiomorphes, corrodés et parfois englobés dans les feldspaths potassiques; les seconds sont interstitiels. Les quartz précoces sont ici plus nombreux que dans le granite du Mont Blanc. Les plagioclases tardifs présentent la macle polysynthétique de

l'albite à lamelles très fines. Leur composition moyenne est de An_8 . Ils n'ont pas été saussuritisés.

Le feldspath potassique est le plus souvent microperthitique et le quadrillage typique du microcline est très courant. Il est sensiblement idiomorphe. Les proportions de quartz tardif, de plagioclase tardif et de feldspath potassique sont semblables. Cette roche contient un peu de biotite verte, ainsi que les minéraux magmatiques accessoires, orthite, zircon et muscovite.

Mis à part le plagioclase, trop pauvre en calcium pour être saussuritisé, les minéraux du leucogranite ont répondu au métamorphisme alpin de même manière que ceux du granite du Mont Blanc.

Le leucogranite forme dans le granite du Mont Blanc un large filon aux épontes magmatiques conservées, remarquablement rectiligne, suivant à peu près une ligne orientée $N30^\circ E$, parallèle au contact mylonitique de la protogine avec l'encaissant, et cela sur 12 km. Sa largeur varie entre quelques centaines de mètres au nord et quelques dizaines de mètres au sud du val d'Arpette. Il est en général subvertical et, en réalité, composé de plusieurs segments de même direction. Le décalage est cependant minime vis-à-vis de la longueur de l'alignement. Le décrochement du sud du Roc des Plines est particulièrement instructif: au nord, le filon est incliné vers l'ESE, et au sud, vers l'WNW. Son inclinaison est de 75° vers l'ESE à la hauteur de la galerie d'amenée d'eau d'Electricité d'Emosson S. A. de la Fouly à Trient, dans laquelle on retrouve sa trace.

Le leucogranite représente l'expression très évoluée, très différenciée, d'un magma parent de celui qui a donné naissance au granite du Mont Blanc et qui a fait intrusion très haut dans la croûte: il a une tendance pegmatitique, sa composition correspond au minimum cotectique dans le système granitique de VON PLATTEN (1965) pour une pression de 1 à 1,5 kbar. Il a donc cristallisé à environ 4 km sous la surface.

Comme pour le granite-porphyre, son intrusion a été déterminée par l'ouverture de grandes fractures de direction NNE, dans un granite du Mont Blanc assez refroidi pour être cassant. La fracturation s'est accompagnée d'un rejeu vertical très important. Dans les Aiguilles d'Arpette, par exemple, le granite du Mont Blanc et son faciès de bordure sont situés de part et d'autre du leucogranite, à l'WNW et l'ESE respectivement. Or le second devait se trouver primitivement plusieurs milliers de mètres plus haut.

La position privilégiée du filon de leucogranite, perpendiculaire à la direction principale de poussée alpine, du SE vers le NW, lui a permis d'être relativement peu affecté par les événements alpins. Il possède une remarquable organisation interne. Sa richesse en feldspath potassique et plagioclase le moins acide augmente de la bordure au centre du massif et sa teneur en quartz et plagioclase le plus acide, du centre à la bordure. Cette organisation interne est certainement due à un processus de différenciation par écoulement (flowage differentiation) du magma faisant intrusion.

$\pi\gamma_1$ **Leucogranite-porphyre**

Cette roche est très semblable au leucogranite. C'est pourquoi il est surtout question ci-dessous des éléments qui les différencient, soit en premier lieu la texture et la position structurale. Son nom est dû à VON RAUMER (1971) qui le nommait «Granitporphyr», et à MARRO (1986) qui a ajouté le préfixe «leuco» pour montrer son appartenance à la famille des leucogranites. Localité-type: Creux de la Brea (572.975/96.000/2300m).

La matrice du leucogranite-porphyre a un grain moyen de 0,5 mm. Elle contient des «gouttes» de quartz polycristallin précoce, de plusieurs millimètres de diamètre, et parfois des feldspaths pouvant atteindre un centimètre. La variété de taille de ces cristaux lui confère une texture sériale.

Cette roche se trouve dans deux positions structurales différentes. La première est celle de filons sensiblement parallèles à celui de leucogranite, et situés à l'est de ce dernier. Ils sont particulièrement développés entre La Brea et le front du glacier d'Orny. Le contact avec le granite du Mont Blanc y est parfois magmatique, mais le plus souvent repris par la tectonique. Tous les filons de leucogranite-porphyre n'ont pas été reportés sur la carte, soit du fait de leur faible épaisseur (par exemple entre La Brea et le glacier d'Orny), soit faute d'informations suffisantes au sujet de leur position et de leur extension.

La deuxième position structurale est celle de «semelle» entre le granite du Mont Blanc et la rhyolite. En effet, le granite du Mont Blanc est toujours séparé de la rhyolite par un niveau de leucogranite-porphyre dont la largeur peut atteindre plusieurs centaines de mètres. La position de ces «semelles» est en gros N-S, avec un pendage de 45° vers l'est, soit parallèle aux assises de rhyolite et aux niveaux mésozoïques.

Le mode de mise en place de cette «semelle» de leucogranite-porphyre n'est pas élucidé. Le leucogranite-porphyre a dû s'épancher horizontalement à l'intérieur du granite du Mont Blanc. En tout état de cause, la composition de cette roche montre qu'elle a dû cristalliser sous une pression de 0,5 kbar, soit, étant donné la précision de la méthode, à une profondeur située entre 3 et 0 km de la surface, qu'elle n'a toutefois pas atteinte. La texture confirme l'ordre de grandeur de cette valeur. La position actuelle de cette «semelle» est due au soulèvement du massif du Mont Blanc, mis en évidence en rive gauche du val Ferret par la position inclinée des niveaux mésozoïques.

Le leucogranite-porphyre ne possède aucune organisation interne. Pour monter aussi haut dans la croûte, il a dû faire intrusion rapidement et aucune différenciation n'a eu le temps de se manifester.

Comme le leucogranite-porphyre a cristallisé dans un niveau structural plus élevé que le leucogranite et qu'ils se trouvent aujourd'hui à la même altitude, il a dû y avoir érosion entre les deux intrusions.

Quelques filons d'*aplites* sillonnent en outre la protogine. Ils ont une largeur décimétrique à métrique et sont d'orientation N30°E. Les aplites sont les plus nombreuses au voisinage du leucogranite et sont l'expression du même

magma. Du fait de leur peu d'importance volumique, elles n'ont pas été représentées sur la carte.

q **Rhyolite**

La rhyolite limite le corps granitique du Mont Blanc vers l'est, en rive gauche du val Ferret. Elle s'y présente sous forme d'un énorme «banc» large de plusieurs centaines de mètres, de direction générale N-S, incliné à env. 45° vers l'E, pareil à ceux du Mésozoïque qui, comme la rhyolite, étaient primitivement horizontaux. Ainsi son contact basal prend en écharpe La Brea et Le Châtelet. Comme l'avaient reconnu les anciens auteurs, elle est adossée au noyau granitique (DUPARC 1897) et le recouvre même (DUPARC & PEARCE 1897). La surrection alpine du massif du Mont Blanc est responsable de sa position actuelle. Localité-type: les Grands Plans (574.000/96.675/2190m).

La rhyolite est une roche extrêmement fine, de couleur grise tirant sur le vert ou le bleu, à texture porphyrique. Les phénocristaux peuvent être nombreux ou manquer presque totalement. Leur taille ne dépasse presque jamais 3 mm; il s'agit surtout de quartz et de plagioclase, et plus rarement de feldspath potassique. La biotite est souvent présente; elle apparaît volontiers sous la forme d'individus très minces, longs de 2 à 3 mm et parallèles entre eux. Bien que trouvé en divers endroits, ce faciès est caractéristique de la Brea.

La matrice de la rhyolite est extrêmement fine, env. 0,02 mm, et à base de mosaïque de quartz. Lorsqu'elle est la plus fine, on y voit des textures fluidales autour des phénocristaux. Il peut d'agir de verre dévitrifié pendant le métamorphisme alpin.

La proportion de biotite est très variable. Dans le faciès «rhyolite de la Brea», elle apparaît en aggrégats oblongs et parallèles les uns aux autres, d'individus de taille petite à moyenne et de couleur verte, parfois brune. Les individus bruns sont petits et recristallisés. Il arrive que la biotite remplit les golfes de corrosion du quartz.

Le quartz présente de magnifiques golfes de corrosion magmatique. Les plus beaux ont probablement été préservés du métamorphisme alpin grâce à la plasticité de la matrice qui les entoure. Mais même lorsque ce n'est pas le cas, il arrive que les mosaïques de quartz aient une forme correspondant parfaitement aux golfes de corrosion.

Le plagioclase est saussuritisé et semble parfois contenir des plages reliques d' An_{30} . Son contour est arrondi; lui aussi est corrodé.

Le feldspath potassique, rare, est représenté par l'orthose avec des traces de démixtion (microperthite) et parfois la macle de Karlsbad. Son contour est plus anguleux que celui des deux minéraux précédents. Il peut contenir des quartz, éventuellement corrodés, ou des plagioclases, parfois squelettiques, mais ce n'est pas la règle.

Aux minéraux accessoires habituels, il faut ajouter l'orthite.

La rhyolite peut contenir, en son cœur ou au contact avec le leucogranite-porphyre, des enclaves de roches métamorphiques probablement arrachées à l'encaissant lors de son intrusion (par exemple des morceaux de gneiss dans le versant NNE de la Brea: 573.750/96.560/2220m, 573.720/96.535/2255m).

La rhyolite est toujours séparée du granite du Mont Blanc par une «semelle» de leucogranite-porphyre de même orientation. Le contact entre les deux

roches est magmatique. Il est, par exemple, parfaitement visible à 50 m en amont (W) du sentier menant de Champex à la combe d'Orny (Forêt Voutaz: 574.685/96.070/1530m).

La dernière manifestation magmatique importante liée à l'orogénèse varisque est l'effusion en plusieurs épisodes de cette rhyolite, qui a atteint la surface et s'est épanchée, comme le montrent ses textures microscopique et macroscopique, ainsi que sa position structurale. Les niveaux triasiques peuvent contenir des débris de rhyolite, mais pas de gneiss, ni de granite (GRASMÜCK 1961): ces derniers étaient donc recouverts par les épanchements de rhyolite. Cette effusion est certainement intimement liée à l'activité tectonique régionale. Il semble s'agir d'un volcanisme de type fissural dont les chemins d'alimentation seraient aujourd'hui cachés sous le front pennique.

La composition chimique de la rhyolite offre quelques analogies avec celle de la protogine. Il serait toutefois imprudent de conclure à une provenance semblable sur la base de ce seul argument. Ses compositions minéralogique et chimique présentent une ébauche de variation régionale. Il y a un début de différenciation magmatique, mais celle-ci ne s'est pas bien exprimée du fait de la montée rapide et en plusieurs «bouffées» du magma ayant donné naissance à la rhyolite.

COUVERTURE SÉDIMENTAIRE MÉSOZOÏQUE (Ecailles parautochtones incluses)

La couverture mésozoïque autochtone du massif du Mont Blanc est transgressive sur son soubassement. Elle débute par un Trias assez complet au nord, mais les termes transgressifs sont de plus en plus jeunes en direction du sud. GRASMÜCK (1961) a donné une description détaillée de cette transgression.

Trias

Le Trias n'est présent qu'à la bordure septentrionale de la feuille Orsières, visible sur la crête du Catogne, au-dessus de Champex, près du Belvédère.

t_q Quartzite, arkose

Cette assise de 2 à 4 m d'épaisseur repose en discordance sur la rhyolite. Bréchique, à éléments rhyolitiques atteignant 5 cm de diamètre, à matrice de sable de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique, cette arkose provient du démantèlement du socle sous-jacent. Vers le haut la teneur en quartz augmente au détriment des feldspaths; la granulométrie devient plus fine, les grains sont plus arrondis et mieux triés. La roche passe à un quartzite dont le ciment est de plus en plus carbonaté vers le haut. Un peu avant sa disparition complète en di-

rection du sud, cette arkose montre un brusque épaississement, atteignant encore 3 m.

t Dolomie, calcaire dolomitique

Le Trias carbonaté atteint env. 30 m dans le flanc oriental du Catogne, mais il est réduit ici à 5 m de dolomie bréchique à éléments dolomitiques et quartzitiques, sableuse, difficile à séparer des premiers niveaux liasiques. Les dernières dolomies encore visibles dans une petites éraillure (575.510/97.700) sont déjà fortement écrasées. Plus au sud, le niveau de dolomie est remplacé par une mince zone de mylonite.

Jurassique

Les assises de l'Infralias et du Lias moyen qui totalisent une cinquantaine de mètres un peu plus au nord disparaissent totalement avant d'atteindre la partie méridionale du Catogne. Le Trias y est donc directement surmonté par le Lias moyen. Ce dernier et le Lias supérieur vont à leur tour disparaître sur la petite distance qui sépare le bord nord de la feuille de la dépression de Champex.

l₄ Grès et calcaires gréseux (Pliensbachien)

Le Lias débute par une assise qui ne dépasse guère un mètre de calcaires gréseux et bréchiques à éléments dolomitiques. Très rapidement cette assise s'enrichit en quartz et passe à l'assise suivante. Ces calcaires sont datés, au versant nord du massif du Mont Blanc, du Lias moyen.

l₅ Quartzites arkosiques (Pliensbachien supérieur)

Dans la région du Belvédère, ces quartzites atteignent encore 30 m. Ce sont des roches dures, massives, gris sombre à brun-rouge à la cassure, brunes à l'altération, riches en feldspath mais totalement dépourvues de carbonate. A la base de l'assise, des niveaux bréchiques contiennent des éléments de rhyolite. Ces quartzites n'ont pas livré de fossiles. On considère qu'ils sont domériens (=Pliensbachien supérieur), toujours par comparaison avec ce que l'on connaît dans le synclinal de Chamonix.

a Schistes argileux noirs à miches pyriteuses (Aalénien)

a_c Arkoses et conglomérat de transgression

A partir de Champex en direction du sud, la série autochtone qui repose sur le soubassement cristallin commence par l'Aalénien. Les dépôts sédimentaires

débutent localement par un *conglomérat de transgression* (a_c) à éléments décimétriques, bien roulés, uniquement rhyolitiques, et qui peut atteindre 3 à 4 m. La matrice est arkosique et, par disparition des galets, la roche devient purement une arkose. Cette assise de 4 à 5 m, très localement davantage, passe vers le haut à des calcaires spathiques sableux épais de 2 à 3 m, mais qui atteignent 30 m en face de Branche.

Le conglomérat de base a livré un exemplaire de *Ludwigia* sp. ind., probablement *L. purchisone* (SOW.), des fragments de corail, des valves de mollusques (Pectinidae? Ostreidae?) et *Pseudomelania* cf. *simplex* (MORRIS & LYCETT). Dans les calcaires spathiques GRASMÜCK (1961) signale *Ludwigia purchisone* (SOW.), *L. nodata* BUCKMANN, de nombreuses rhynchonelles, des chlamys, des lima, des échinodermes, etc., toute une faune caractéristique d'un milieu néritique tranquille, qui permet de donner à ces assises un âge aalénien moyen à supérieur.

Les *schistes argileux noirs à miches pyriteuses* (a) sont normalement dépourvus de carbonate, et leur monotonie n'est rompue que par la présence soit de concentrations locales de pyrite qui peuvent leur donner une altération rouille, soit de miches siliceuses construites autour d'un noyau pyriteux contenant souvent des restes organiques, soit de rares petits niveaux lenticulaires de calcaire spathique. Les coupes de Saleina et du Jureau (574.900/95.050) montrent, vers leur milieu, 3 à 10 m de calcaire finement spathique à rognons phosphatés de la taille d'une noisette riches en débris d'échinodermes et de micro-organismes. Les schistes argileux subissent de fortes variations d'épaisseur d'origine sédimentaire. Epais de 150 m sur les flancs du Catogne, ils se réduisent à moins de 5 m dans la région de Champex, pour reprendre de l'importance dans le val Ferret où ils atteignent 200 m avant de diminuer à environ 5 m dans la dalle de l'Amône et même de disparaître localement. Là où les épaisseurs sont les plus faibles, la teneur en carbonate est plus élevée. Ces variations d'épaisseur et de composition des sédiments trahissent les irrégularités de la subsidence du bassin. Les fossiles trouvés sont des échinodermes localisés dans les niveaux les plus bas et deux ammonites du groupe des *Graphoceras* s.l. qui, très probablement, appartiennent à la zone à *G. concavum* du sommet de l'Aalénien. Il semble que la sédimentation argileuse se soit poursuivie jusque dans le Bajocien inférieur.

i₁ Calcaires spathiques (Bajocien)

Dans la partie méridionale (l'Amône et Sur la Lys), cette assise débute par un niveau de condensation à nodules phosphatés, qui sont enrobés dans une pâte calcaire finement cristalline, un peu sériciteuse et pyriteuse. Ces nodules sont souvent accompagnés de fragments organiques phosphatés (lamellibranches, bélemnites ou échinodermes) qui n'ont pas permis de datation précise.

Dans la partie septentrionale (Champex), les schistes aaléniens passent à une alternance de marnes et de calcaires spathiques, puis à des calcaires spathi-

ques francs. Le grain de la roche peut être grossier au point de passer à une brèche échinodermique riche en quartz authigène (5%) et en petites paillettes de séricite disposées parallèlement aux couches. A Champex cette assise fait 40 m d'épaisseur, mais elle se réduit considérablement dans la partie moyenne du val Ferret, sans doute pour des raisons tectoniques, car elle a de nouveau 30 m à l'Amône. Les fossiles bien conservés sont trop rares ou trop peu typiques (*Terebratula* cf. *uptoni* BUCK., *Serpula socialis* GOLD., etc.) pour permettre une attribution d'âge. Dans la partie septentrionale, les calcaires sont considérés comme datant du Bajocien inférieur car, à Champex et dans le bas Val Ferret, la série se termine par un niveau de condensation du Bajocien moyen et supérieur, très mince mais continu, qui a livré une faune allant de la zone à *Stephanoceras humphriesianum* jusqu'à la zone à *Parkinsonia parkinsoni*.

Le Bathonien, le Callovien et l'Oxfordien manquent.

i_{5A} Schistes marneux et calcaires noduleux («Argovien»)

Dans les coupes de l'Amône et de Champex, la série débute par 10 à 20 m de calcaires noduleux qui, ailleurs, peuvent complètement faire défaut (Saleina) ou être remplacés par des assises marneuses. Les calcaires noduleux sont sombres, à grain fin, avec une teneur très variable en argile. Les couleurs ocres qui apparaissent sur les surfaces de stratification peuvent conférer à la roche l'aspect d'une brèche. Un examen plus détaillé montre que ces calcaires contiennent des carbonates riches en magnésium et en fer et une certaine quantité de matière organique. La plus grande partie des coquilles sont dissoutes. On a cependant trouvé *Sowerbyceras* cf. *tortisulcatum* (D'ORB.), divers aptychus, des bélemnites, des brachiopodes.

Des marnes et des calcschistes présents dans toutes les coupes surmontent normalement les calcaires noduleux, mais peuvent également les remplacer. Les bancs ne dépassent pas 5 cm d'épaisseur et résultent de brusques variations de la teneur en argile. Une certaine augmentation de la teneur en carbonate se manifeste vers le haut où les bancs calcaires arrivent à 20 cm. Ces marnes et calcschistes, à cassure bleue ou beige et à patine jaunâtre, ont une quinzaine de mètres d'épaisseur, mais peuvent dépasser 40 m là où les calcaires noduleux manquent (Saleina). Un *Sowerbyceras* sp. ind., quelques bélemnites et des fragments d'échinodermes sont les seuls fossiles signalés; ils permettent de rattacher toutes ces formations à l'Oxfordien («Argovien»).

i₅₋₈ Calcaire fin, plaqueté, gris-bleu («Malm»)

Ce calcaire massif gris-bleu détermine les reliefs rocheux de la rive gauche du val Ferret et forme l'ossature de la couverture. Il atteint 200 m dans les flancs du Catogne et diminue d'épaisseur vers le sud: 70 m entre Saleina et Praz-de-

Fort, et 40 à 50 m plus au sud. C'est un calcaire finement cristallisé, plaqueté, dont la patine est gris-bleu clair à gris-brun et la cassure gris-bleu foncé. Localement ce calcaire est riche en matière organique, bitumineuse ou graphiteuse et sa cassure dégage une forte odeur. Il peut contenir une assez grande quantité de minéraux opaques (pyrite, limonite, hématite) qui lui donnent une altération brunâtre. La série se termine normalement par une dizaine de mètres de calcaires en gros bancs jaunâtres (Praz-de-Fort) localement remplacés par quelques mètres d'une dolomie bréchique finement cristallisée riche en microfossiles, soulignant ici comme en bien des endroits la régression générale de la fin du Jurassique (Purbeckien). Aucun fossile trouvé en place ne permet de déterminer un âge précis pour tous ces calcaires.

Crétacé

i₈-c₁ Calcaires argileux et schistes marneux («Valanginien schisteux»)

Au-dessus des calcaires du Malm viennent des formations plus argileuses qui paraissent bien être en continuité stratigraphique avec ces calcaires. Plus sombres et plus argileux que ceux de l'Argovien auxquels ils ressemblent, ces calcschistes sont attribués au Valanginien sans preuve paléontologique. Cette assise contient les lames cristallines qui, suivant certains auteurs, jalonnent le contact entre l'Autochtone et les racines helvétiques.

Lames de cristallin mylonitique

Ces lames cristallines ont été découvertes en 1917 par RABOWSKI. Dépasant rarement 1 à 2 m d'épaisseur (maximum observé 20 m), elles se suivent à travers toute la feuille Orsières, et même au-delà, sur plus de 20 km. Elles sont constituées de rhyolite fortement mylonitisée, mais identique à celle du massif du Mont Blanc, avec peut-être des aplites et des schistes cristallins.

Imprégnations hydrothermales

Des minéralisations sont connues depuis longtemps au nord du Catogne, mais toujours localisées dans le massif cristallin. Des imprégnations existent également dans la couverture sédimentaire, cantonnées dans les assises les plus voisines du socle. Les minéralisations en pyrite, galène, hématite, magnétite et chalcoppyrite sont rares; on a ici surtout affaire aux minéraux de la gangue (quartz, fluorine, barytine). Les phénomènes de silicification prennent une importance particulière au Belvédère, au-dessus de Champex; les arkoses de la base de la série et les quartzites de la partie supérieure du Lias (I₄) ont été transformés au point que bien des auteurs ont attribué ces affleurements au cristallin

voisin. On peut cependant y observer des veines qui passent du cristallin à la couverture. Les gisements de l'Amône sont une exception en ce sens que la circulation des fluides y a accumulé des minéraux (essentiellement de la pyrite) en quantité «exploitable». La dispersion de ces minéralisations suggère que chacune d'entre elles résulte d'une activité autonome. Les niveaux les plus jeunes concernés par cette activité se situent à la base de l'«Argovien». Il est probable que la mise en place de ces minéralisations est alpine.

HELVÉTIQUE S. L.

RACINES HELVÉTIQUES ET ULTRAHELVÉTIQUES

Trias

Le Trias n'est connu que sous forme de lames étroites qui affleurent au sein des schistes et calcschistes des unités les plus internes. Les affleurements sont discontinus et de mauvaise qualité.

t_y Gypse

Le gypse, impur, grossièrement cristallisé, constitue un seul affleurement de quelque importance, au nord d'Issert, où il atteint environ 50 m d'épaisseur. Il est considéré comme diapyrique.

t Calcaire dolomitique, dolomie et cornieule; Trias en général

Il s'agit des composants habituels de ces minces bandes de Trias: de la dolomie gris clair à la cassure et jaune à la patine, du calcaire marmorisé gris à altération brune et de la cornieule à grain relativement fin, jaune, vacuolaire. Cette cornieule est souvent accompagnée de schistes jaunâtres, séricitiques, onctueux, à grain très fin. Le calcaire ne constitue pas de bancs continus, mais des lames lenticulaires.

Jurassique

I Calcaires détritiques bleutés (Lias)

Le Lias, comme le Trias, n'est connu sur la feuille Orsières que dans les unités les plus internes. Ce sont des calcaires plaquetés gris, légèrement siliceux, brunâtres à la patine, localement un peu échinodermiques. Ils forment quelques minces bandes au nord d'Issert et sont accompagnés, tout au sud, près de la Fouly, de calcaires fortement siliceux qui rappellent les «Dalles de Sembrancher», largement à l'affleurement, un peu plus au nord, dans le val d'Entremont. Ces calcaires ne sont pas datés paléontologiquement et leur attribution au Lias est basée sur des similitudes de faciès.

a Schistes argileux noirs à miches pyriteuses (Aalénien)

Ce sont les mêmes schistes noirs que dans l'Autochtone. A cause de leur plasticité, ils ont servi de niveau de décollement et, dans les écaïlles les plus externes, c'est l'assise la plus ancienne que l'on rencontre. Tout comme dans les unités plus internes, ces schistes y contiennent de nombreuses lentilles secondaires de quartz et accessoirement de calcite. Ils affleurent assez bien en rive droite du val Ferret, dans les niches d'arrachement de grands tassements, au nord d'Issert. Ailleurs, ils sont le plus souvent cachés sous la moraine, jusqu'au-dessus de la Seiloz et de la Fouly.

i₁ Calcaires et marnes sableuses, schistes argileux mordorés (Bajocien)

Dans les unités les plus externes, en rive gauche du val Ferret au-dessus d'Issert, les schistes aaléniens sont surmontés d'une alternance de calcaires tour à tour spathiques, gréseux ou argileux («arenarie zonate» des auteurs italiens). Le rubanement serré qui en résulte donne une assise assez massive, qui ressemble aux calcaires siliceux des «Dalles de Sembrancher», auxquelles certains auteurs les rattachent. La plus faible teneur en quartz et l'analogie parfaite de certains niveaux spathiques avec ceux du Bajocien autochtone incite plutôt à les rapprocher de cette formation.

Dans les unités plus internes, le Bajocien prend le faciès «schistes mordorés»: des schistes marneux, siliceux ou finement sableux, où les argiles ont permis la naissance de la sérécité qui donne à la surface de ces schistes leurs reflets brillants et mordorés. Vers le haut ils deviennent de plus en plus carbonatés. Etant donné les conditions tectoniques, l'épaisseur de toutes ces assises ne peut être évaluée. A l'affleurement elles peuvent faire quelques dizaines de mètres.

Elles sont stériles et leur attribution d'âge repose sur des analogies de faciès avec des séries mieux datées.

i_{1k} Calcaires spathiques (Bajocien supérieur)

Entre les unités externes et internes de l'Helvétique, dont les faciès viennent d'être décrits, s'intercale une zone caractérisée par un Dogger plus argileux que les calcaires rubanés sériciteux des écailles externes, mais surtout plus spathique, plus siliceux, plus plaqueté. Ces calcaires attribués au Bajocien supérieur n'affleurent que très localement entre Orsières et Champex (576.0/97.0).

i₃₋₄ Schistes argileux sombres («Callovo-Oxfordien»)

Dans les écailles les plus externes, il y a passage du Dogger au Malm par des sédiments plus ou moins argileux qui, contrairement aux «schistes mordorés», sont dépourvus de quartz. Leur partie basale plus sombre et plus argileuse peut être confondue avec l'«Aalénien». On considère cette partie basale comme callovienne, alors que l'Oxfordien serait représenté par la partie sommitale qui est plus carbonatée, à altération argentée et savonneuse.

Dans les unités plus internes, au-dessus d'Issert et de Som-la-Proz, on retrouve une dizaine de mètres de marnes finement litées, jaunâtres, à intercalations de schistes argileux noirs attribuées, sans preuve paléontologique, au Callovo-Oxfordien.

i₅₋₈ Calcaire fin, plaqueté, gris-bleu, marneux à la base («Malm»)

Comme dans l'Autochtone, il s'agit de calcaire plaqueté, microcristallin, de patine bleutée. La base de la série est un peu plus marneuse et pourrait être l'équivalent de l'«Argovien». Dans les unités externes, le calcaire est plus massif, de patine plus gris clair, et plus riche en traces organiques indéterminables que dans les unités internes. Il affleure en lames anticlinales parfois très minces, séparées par des marnes schisteuses qui pourraient, dans certains cas, être en position synclinale et appartenir au Crétacé. Mais, paléontologiquement, la présence de ce dernier n'a jamais pu être démontrée.

PENNIQUE

ZONE DE SION-COURMAYEUR

UNITÉ DE FERRET

Trias

t Calcaires dolomitiques, Trias en général

La lame de Trias qui jalonne le front pennique contient des roches qui sont toujours extrêmement déformées. Les dolomies gris clair sont souvent riches en pyrite, tout comme le gypse qui contient en outre des micas et des fragments de calcaire. La cornieule y est jaune et bréchique comme partout. Les pélites sont assez fréquentes, sous forme de schistes jaunes ou verts, parfois durs et compacts, parfois tendres et onctueux, toujours riches en pyrite. Les rares affleurements de quelque étendue montrent que ces roches sont disposées en lentilles discontinues.

f₁₋₂ Calcschistes et grès

(= «untere Sandsteine» «Übergangsschichten» et «mittlere Kalkschiefer» de FRICKER 1960)

La partie basale de la série est très complexe, à cause du voisinage du chevauchement pennique frontal. Au sein d'écailles qui ne dépassent pas 20 m d'épaisseur, alternent avec des bandes triasiques des schistes argileux et des calcaires siliceux. Dans les pentes de la rive droite du val Ferret, entre Issert et Som-la-Proz, au-dessus du dernier banc de Trias, on retrouve environ 50 m de schistes marneux sombres. A ces schistes sont associés, tout à la base, des calcaires très riches en albites authigènes, des grès, des calcaires microbréchiques, en bancs qui ne dépassent pas 1 m.

La série se poursuit par environ 200 m de grès en petits niveaux centimétriques compacts ou plus schisteux d'une grande monotonie. Calcite et quartz varient en proportion respectivement de 50–60% et 40–50%. Ces grès sont toujours sériciteux, riches en pyrite et en albite, parcourus de veines irrégulières de quartz qui apparaissent très blanches sur le fond sombre de la roche. Vers le haut ils passent à des grès en bancs plus épais, plus pauvres en argile, plus clairs à l'altération, qui ont une centaine de mètres d'épaisseur. Quoique très voisins des précédents, ces grès plus massifs peuvent déterminer des pentes plus raides, voire de vagues parois.

Ces grès plus massifs servent de couches de passage aux calcschistes moyens, un complexe de 400 à 500 m d'épaisseur – les «mittlere Kalkschiefer»

de FRICKER (1960) – fait d'une alternance de calcschistes siliceux ou sableux et de niveaux un peu plus calcaires, donc un peu plus massifs, tous en bancs de 3 à 10 cm, pas très différents les uns des autres. De petits niveaux argileux tendres renforcent l'aspect flyschöide de ces formations. Comparés aux grès de la partie inférieure, ces calcschistes sont plus homogènes, plus gris à la cassure et plus bruns à la patine. Certains bancs sont porteurs de taches foncées qui correspondent à des îlots de calcite mal recristallisée où argile et matière organique sont particulièrement abondantes. Les veines qui traversent ces calcschistes sont composées de quartz, et également d'ankérite.

Tous ces grès et calcschistes feuilletés affleurent dans les pentes boisées de la rive droite du val Ferret, où les nombreux tassements ne favorisent pas une observation facile de ces assises. Elles sont sans cesse dégagées dans les cirques d'érosion que domine Plan Monnay où elles alimentent d'importants éboulis.

Ces roches n'ont jamais livré le moindre fossile. Elles peuvent tout aussi bien être comparées au flysch de l'unité plus interne du Roignais–Versoyen, qu'au Dogger de l'unité de Quermoz qui, en Tarentaise, occupe la même position structurale que l'unité de Ferret.

UNITÉ DU ROIGNAIS–VERSOYEN

Sur toute la surface de la feuille Orsières, les assises de l'unité du Roignais–Versoyen sont en contact direct avec celles de l'unité de Ferret, en sorte que la limite entre les deux unités est difficile à cartographier (FRICKER 1960). C'est seulement dans la région de Courmayeur que diverses écailles, intercalées entre les deux unités, permettent de les différencier (ZULAUF 1963). Ces imprécisions de limite avaient incité FRICKER (1960) à distinguer les couches de la Vatsse et les couches de la Peula qui figurent déjà sur la feuille Grand Saint-Bernard (OULIANOFF & TRÜMPY 1958). Les progrès réalisés en France (ANTOINE 1971, 1972, 1978) permettent actuellement de regrouper toutes ces assises au sein des trois formations qui se retrouvent partout en Tarentaise et en val d'Aoste et qui ont été baptisées par TRÜMPY (1952, 1955a), à savoir, de bas en haut:

- les couches de l'Aroley,
- les couches des Marmontains,
- les couches de St-Christophe.

Crétacé ?

f₄ Couches de l'Aroley: calcaires bleutés massifs et conglomératiques

Typiquement, les couches de l'Aroley sont des calcaires gris-bleu, en partie spathiques, contenant de nombreux niveaux bréchiques ou conglomératiques, microbréchiques ou microconglomératiques. Les éléments sont surtout dolomitiques: dolomies gris clair à grain fin, dolomies argileuses à altération brune et dolomies oolitiques gris foncé. Les galets cristallins sont rares (gneiss à chlorite et muscovite, gneiss albitiques) de même que les quartzites. Ensemble ils peuvent cependant représenter un certain pourcentage des composants, surtout vers le sommet de l'assise. La matrice est toujours calcaire, avec un peu de quartz (en général jusqu'à 10% mais qui peut dans certains bancs monter à 50%), du mica blanc, de rares feldspaths détritiques, de l'albite authigène et quelques minéraux accessoires (tourmaline et rutile) alors que l'apatite et le zircon, bien roulés, sont visiblement détritiques.

Les couches de l'Aroley ont livré des restes d'orbitolines, des fragments d'échinodermes, des miliolites pyritisées. Ces faunes feraient de ces calcaires un équivalent de l'«Urgonien», mais il est possible qu'elles soient remaniées.

Avec leur patine claire, ces calcaires sont bien repérables dans le paysage. Dans la partie frontale, les conglomérats forment deux bandes qui ne dépassent guère une trentaine de mètres, séparées par des calcschistes gréseux. Les conglomérats peuvent localement être absents ou remplacés par des calcaires un peu gréseux. L'épaisseur des couches de l'Aroley diminue du sud en direction du nord, et elles sont pratiquement inexistantes à partir du torrent de la Sasse.

Dans la structure plus interne qui prolonge vers le nord le pli de la Tsavra (OULIANOFF & TRÜMPY 1958), les couches de l'Aroley prennent de l'importance. Les calcaires, les calcaires gréseux et les conglomérats y sont présents. A cause du plissement, les épaisseurs sont difficiles à estimer; elles doivent atteindre 400 m au sud de la feuille Orsières, se réduire à 300 m dans les grandes éraillures de la combe i Drou, à 230 m dans le torrent de la Sasse, et reprendre de l'importance dans la crête dominant Bavon. En allant vers le nord, les couches de l'Aroley s'amincissent à nouveau pour ne pas dépasser 150 m au niveau de la Drance d'Entremont, qu'elles doivent franchir, masquées par de la moraine, en aval du pont des Moulins (579.040/94.860). Elles sont encore plus réduites au-dessus du village de Commeire; c'est cependant l'endroit où il est le plus facile de les toucher, car elles affleurent bien le long de la route de l'alpage des Planards. Dans le val Ferret, les couches de l'Aroley se trouvent partout dans un versant fort incommode, sauf le long du sentier qui, à la Verne, part du val Ferret pour franchir la chaîne par la combe Bertholet et le Roc de l'Oiseau et descendre dans la combe de l'A (Excursion 3).

Dans les replis plus internes, les couches de l'Aroley conservent leur individualité, mais ne mesurent que quelques dizaines de mètres.

f₅ Couches des Marmontains: schistes noirs et quartzites

Les couches des Marmontains sont constituées de quartzites en gros bancs et de schistes argileux noirs. Les quartzites sont verts et présentent une patine brun-rouge très typique. Le plus souvent ces quartzites sont dépourvus de carbonate, mais certains bancs peuvent en contenir jusqu'à 40%. Séricite, chlorite et albite sont des minéraux fréquents; sont accessoires: apatite, tourmaline, pyrite et hématite. Les schistes noirs contiennent des quartz porphyroblastiques, de la séricite, des minéraux opaques et de l'argile; sont néoformés: l'albite, le rutile, le zircon, l'apatite, la pennine et le stilpnomélane. Des niveaux de conglomérats apparaissent localement et les quartzites passent à des grès plus ou moins carbonatés qui peuvent prendre une grande importance.

Dans l'assise la plus externe, les couches des Marmontains ne sont pas toujours très typées. Des quartzites schisteux et plaquetés et des grès (partiellement décrits comme couches de la Peula par FRICKER 1960) leur sont attribués. Ils totalisent près de 200 m dans la partie méridionale de la feuille et diminuent régulièrement d'épaisseur en direction du nord. Dans le flanc renversé du pli de la Tsavra, les épaisseurs sont plus faibles, mais les quartzites sont plus massifs, en bancs métriques, et les schistes noirs mieux individualisés. Dans le flanc normal, cette tendance à l'amincissement se poursuit et se manifeste jusque dans les assises les plus internes. Ces dernières sont le plus facilement visitables au-dessus de Commeire, toujours le long de la route forestière de l'alpage des Planards.

f₆ Couches de St-Christophe: flysch calcaire

Les couches de St-Christophe débutent, au-dessus de celles des Marmontains, par une dizaine de mètres de calcaires sableux et de schistes gris accompagnés de rares niveaux microconglomératiques. Rapidement, les parties argileuses perdent de l'importance et s'installe une monotone alternance de calcaires gréseux et micacés en bancs décimétriques, et de calcschistes argilo-gréseux en niveaux centimétriques. Localement ces derniers peuvent devenir purement argileux. Les calcaires gréseux contiennent quelques niveaux conglomératiques. Comme les couches de St-Christophe se trouvent au coeur des synclinaux, leur épaisseur véritable n'est pas connue. A l'affleurement, elles ont environ 400 m dans les grandes éraillures que domine le Mont de la Fouly. Elles ne mesurent plus que 300 m dans le torrent de la Sasse, mais dépassent 1000 m dans la Drance d'Entremont.

Dans la forêt de Martenna, la route de l'alpage de Bavon longe ces couches qui affleurent en dipe-slope, alors que la route de Commeire les recoupe sur presque toute leur épaisseur.

UNITÉ DE LA PIERRE AVOI

Sur la feuille Orsières, l'unité de la Pierre Avoi ne constitue qu'un liseré assez mince entre l'unité du Roignais–Versoyen et la zone Houillère. Dans le val Ferret, les affleurements sont le plus souvent de mauvaise qualité et difficiles d'accès: l'unité de la Pierre Avoi longe la large crête qui fait la limite avec la combe de l'A, et cette crête est affectée de tassements qui perturbent la disposition de toutes les couches. En revanche les affleurements sont de bonne qualité à l'amont de la combe de l'A, dans les prairies rases du Plan de Vouasse et dans les rochers du Mont de la Fouly et de la Tête de Vare. FRICKER (1960) a pu reconstituer une série qui n'affleure jamais en continu dans sa totalité.

Carbonifère

h' Schistes noirs

Ce sont des schistes argileux et graphiteux à petits niveaux de quartzites gris. Le microscope montre la présence d'une chlorite brune, de séricite et de tourmaline. Ces assises sont tout à fait identiques à celles de la zone Houillère voisine. Elles affleurent en un seul endroit, à l'est du Mont de la Fouly, sur 25 m d'épaisseur.

Trias

t_q Quartzites

Le seul affleurement de quartzites massifs du Trias basal se trouve dans la forêt du Verney (579.660/95.800). Ces quartzites surmontent des schistes noirs et sont surmontés par des calcaires dolomitiques.

t_d Calcaires dolomitiques et dolomies

Le Trias carbonaté forme un affleurement presque continu dans le haut du cirque d'érosion des torrents de Branche (combe Neire) où ses roches claires sont repérables de loin. Les complications tectoniques empêchent de relever la succession normale de cet affleurement qui arrive à 30 m d'épaisseur, où voisinent des dolomies blanches ou gris clair, à patine ivoire et localement bréchiques, un marbre gris clair à patine jaunâtre, du gypse relativement pur et des cor-

nieules jaunes. Les dolomies, qui sont les plus abondantes, doivent – avec le marbre – appartenir au Trias moyen. Le gypse et les cornieules n’ont jamais été observés dans des positions qui pourraient être stratigraphiques.

Lias

I’ Calcaires siliceux plaquetés

Des lentilles de Lias, principalement de calcaires siliceux plaquetés attribuables au Lias, existent tout au long des crêtes du val Ferret; elles permettent de reconstituer la succession suivante, de bas en haut:

- Des schistes noirs qui pourraient représenter le Rhétien; 1 m.
- Des calcaires marmorisés blancs à gris clair, à patine grise à jaunâtre. Epais d’une dizaine de mètres, ils deviennent, vers leur sommet, légèrement siliceux et contiennent quelques débris d’échinodermes. Ils sont attribués au Lias inférieur.
- Des calcaires spathiques gris-bleu à patine brunâtre qui arrivent à 20 m d’épaisseur. Ils ont livré des restes de bivalves, parmi lesquels *Gryphaea arcuata* LAM. (NABHOLZ 1944), plusieurs Bélemnites (*Passaloteuthis*?, *Proteuthis*?) et une ammonite déformée du groupe des *Polymorphites* attribuée au Pliensbachien.
- Quelque 50 m de calcaires plaquetés siliceux, à altération brune encroûtée de silice. Ils passent localement, vers le haut, à des grès bruns qui ont livré des fragments douteux de bélemnites. Ces calcaires représenteraient le Lias supérieur.
- Une dizaine de mètres de schistes noirs surmontés de quelque 15 m d’une alternance de calcaires et de marnes qui marquent le haut de la série. Il pourrait s’agir de l’Aalénien et du Dogger, mais ils n’ont livré aucun fossile et n’ont pas été distingués du reste du Lias.

Jurassique ? – Crétacé ?

f _c	Série conglomératique
f _A	Brèche de la Pierre Avoi

Au-dessus des calcaires du Lias vient une assise très complexe d’une centaine de mètres d’épaisseur. Elle est dominée par des faciès bréchiques grossiers qui peuvent constituer des niveaux continus, mais qui sont souvent accompagnés de calcschistes assez argileux ou de calcaires gréseux. Les éléments des brèches sont des calcaires siliceux ou spathiques du Lias, des dolomies triasiques et des quartzites. Les galets sont souvent fortement aplatis et entourés d’une enveloppe séréciteuse. La taille des galets est de l’ordre du centimètre au décimètre, mais certains prennent des aspects de lentilles qui peuvent aller jusqu’à une dizaine de

mètres (par exemple près de la Tête de Vare). Au sud du Mont de la Fouly, les conglomérats semblent plus monogéniques, avec des galets uniquement calcaires et dolomitiques de grande taille (20 cm) et une matrice peu abondante de calcaire un peu sableux. C'est la *brèche de la Pierre Avoi*, qui pourrait n'être qu'une des lentilles dans la série.

Cette série conglomératique n'a jamais été datée (BARBIER 1951). TRÜMPY (1955 *a, b*), BARBIER & TRÜMPY (1955) et FRICKER (1960) ont tendance à en faire un équivalent des couches de l'Aroley et comparent ces brèches aux conglomérats de l'Aiguille du Grand Fond en Tarentaise. ANTOINE (1971, 1972) les assimile plutôt aux séries antéflyschs et maintient la comparaison avec les conglomérats de l'Aiguille du Grand Fond qui sont rapportés maintenant avec quelque vraisemblance au Dogger.

f_s Série schisto-quartzitique

La série schisto-quartzitique est caractérisée par la présence de schistes sombres, argileux et siliceux, de quartzites verdâtres et de calcschistes sableux contenant quelques niveaux bréchiques. Le contact basal avec les conglomérats sous-jacents est franc, alors que la limite avec les schistes noirs de la zone Houillère est extrêmement délicate à cartographier et toujours sujette à caution. L'épaisseur totale de la série est d'environ 100 m. Les meilleurs affleurements se situent à la Tête de Vare et sur la crête au sud-ouest de Bavon (Pt 2345.8 m).

Dans la partie moyenne du val Ferret la série schisto-quartzitique contient des roches vertes. Il s'agit de lentilles d'un à deux mètres d'épaisseur, caractérisées par leur grande richesse en albite (10–25%), en quartz (jusqu'à 50%), accompagnés de chlorite brune, de stilpnomélane, de tourmaline, de zircon, d'apatite, de rutile et de sphène. Ce sont donc des ovardites qui pourraient provenir du métamorphisme d'un tuf spilitique. Il y a de beaux affleurements dans la coupe de la Tête de Vare.

Les mêmes auteurs qui comparaient la série conglomératique aux couches de l'Aroley, comparent la série schisto-quartzitique aux couches des Marmon-tains. ANTOINE (1971, 1972) la compare plutôt aux séries antéflyschs. En réalité on ignore tout de son âge et on en est réduit à ces comparaisons.

ZONE HOUILLÈRE

La zone Houillère comprend deux ensembles qui se distinguent par leurs séries stratigraphiques: la partie externe comporte une couverture triasique, ce qui n'est pas le cas de la partie interne. Le contact entre ces deux unités est toujours caché sous la moraine ou les éboulis; au nord comme au sud de la feuille Orsières, où il affleure, il est jalonné de roches triasiques: gypse, cornieule, dolomies.

ZONE HOUILLÈRE, PARTIE EXTERNE

Carbonifère

h Schistes noirs et grès sombres

Le Carbonifère varie beaucoup d'épaisseur, passant de 400 m dans la partie moyenne de la combe de l'A à quelques dizaines de mètres aux bords de la feuille, tant au nord qu'au sud. C'est dire que les perturbations tectoniques y sont intenses au point de rendre impossible l'établissement d'une séquence stratigraphique continue. On y rencontre les roches suivantes:

- Des schistes argileux noirs très riches en gros cubes de pyrite. Ils peuvent contenir jusqu'à 20% de quartz, accompagné de séricite, chlorite et albite.
- Des schistes quartzeux à grosses paillettes de mica blanc et séricite abondante, gris-brun, à patine brun foncé. De nombreux feldspaths détritiques, avec l'albite néoformée, donnent un aspect gneissique à ces schistes. Leur coloration brune vient de la chlorite.
- Des grès quartzitiques gris, à grain fin ou grossier, qui se distinguent des schistes quartzeux par leur plus faible teneur en phyllosilicates, ce qui les rend plus massifs.
- Des conglomérats gris, à galets lenticulaires de quartz gris clair dépassant souvent 5 cm dans une matrice quartzitique.
- Des niveaux d'anthracite qui ont donné lieu à des tentatives d'exploitation au XIX^e siècle et durant les deux guerres mondiales (voir p.59).
- Des ovardites peu épaisses où dominent albite, chlorite brune et séricite. Certaines lentilles contiennent de la calcite et de l'épidote, de la clinozoïsite et de la zoïsite. Sont accessoires l'apatite, le zircon et le rutile, tous idiomorphes.

Le seul fossile trouvé (*Pecopteris miltoni* ARTIS) a été ramassé dans les déblais de la mine des Beux (GAGNEBIN & OULIANOFF 1943), mais il n'a pas permis de préciser l'âge de cette formation. Par comparaison avec les découvertes récentes en Savoie (MERCIER & BAUDOUIN 1987), elle pourrait dater déjà du Na-

murien et de la base du Westphalien, ce qui n'entre pas en contradiction avec la présence de cette espèce de *Pecopteris*, abondante dans tout le Westphalien européen.

Trias

t_q Quartzites blancs

Ce sont des quartzites massifs, blancs à patine un peu jaunâtre, épais d'une centaine de mètres. Ils affleurent presque en continu dans la partie aval de la combe de l'A et viennent former un dernier relief au sud de l'alpage de Bavon. Plus au sud, ils disparaissent, et pour les retrouver avec une telle importance, il faudra aller en territoire italien.

Le plus souvent, le contact entre les quartzites massifs et les schistes du Carbonifère sous-jacent est tectonique. Des niveaux quartzitiques feuilletés d'une dizaine de mètres d'épaisseur accompagnent le Trias carbonaté dans la région du Roc de l'Oiseau – Pointe du Revedin. Ce sont des quartzites blancs, feuilletés, par places conglomératiques à galets de quartz dispersés. Localement ces quartzites feuilletés semblent passer à des quartzites plus massifs. Ils pourraient représenter un Permien.

t_r Cornieules

Des cornieules affleurent vers 1600 m sur la crête qui borde la combe de l'A, au-dessus du village de Drance (579.330/92.800). Elles semblent occuper une position bien précise entre les quartzites et les calcaires. Les autres affleurements de cornieule, dans la combe de l'A, se situent au toit des calcaires triasiques.

t_d Calcaires dolomitiques et dolomies

Le Trias carbonaté affleure très largement dans la combe de l'A dont il forme les grands dipe-slopes du versant gauche. Mais l'absence de fossiles et l'intense tectonisation rendent aléatoire l'établissement d'une succession stratigraphique certaine. Elle semble être la suivante:

- A la base, des calcaires marmorisés clairs, localement avec des niveaux dolomitiques gris sombre et des calcaires vermiculés représenteraient l'Anisien.
- Une alternance de calcaires gris en bancs massifs et de dolomies claires – les dolomies étant prédominantes dans la partie supérieure – représenterait le Ladinien et, éventuellement, le Carnien.

- Des dolomies oolitiques gris sombre à noires, localement avec des schistes argileux noirs et peut-être de minces niveaux olive de tuffites, le tout coiffé par des cornieules, appartiendraient encore au Carnien.

ZONE HOUILLÈRE, PARTIE INTERNE

Carbonifère

h Schistes noirs et grès sombres

Il s'agit d'assises tendres, facilement altérées, qui déterminent des cols et des dépressions dont la principale est la combe de l'A avec son versant droit entièrement en tassements et en glissements de terrain. Leur épaisseur apparente est de 500 m environ dans la partie centrale de la feuille, avec une forte diminution aussi bien vers le nord que vers le sud.

Les dépôts houillers sont constitués d'une alternance assez régulière de bancs décimétriques de schistes noirs graphiteux et de grès siliceux grisâtres. La base de la série est presque entièrement schisteuse, et les grès prennent de l'importance vers le haut pour passer progressivement aux quartzites micacés du Permo-Carbonifère. Ces roches se composent de quartz, albite, mica blanc, chlorite et matière organique. Il arrive que les grès ne contiennent que du quartz pur, mais très généralement il est accompagné par du mica blanc. A noter la présence de l'épidote (pistachite) et de petits grenats dont l'origine détritique n'est pas exclue. Accessoires: apatite, zircon, sphène et tourmaline.

Permo-Carbonifère

P_H Quartzites micacés

Ces quartzites font donc suite à l'ensemble précédent sans rupture apparente de la continuité, par disparition progressive des composants sombres. Plus résistants à l'érosion, ils déterminent les crêtes qui font la limite entre la combe de l'A et le val d'Entremont. Ils sont particulièrement épais dans la partie méridionale de la feuille (500 m et plus) et diminuent considérablement en direction du nord, pour être réduits à une vingtaine de mètres entre le col de Chargerat et la Tête de la Payanne, juste en dehors de la carte (581.0/98.4; feuille 1325 Sembrancher).

Il s'agit de quartzites feuilletés, gris clair à blancs, argentés et chatoyants, de grain moyen à grossier. Leur patine est parfois rugueuse, ce qui est dû à la dissolution superficielle des carbonates que contiennent souvent ces quartzites. Ces carbonates sont dispersés dans la masse de la roche, constituant rarement de minuscules lits bien délimités. A l'exception de la matière organique, les composants sont les mêmes que pour les grès sombres de l'ensemble précédent.

Ces quartzites contiennent de nombreux *niveaux conglomératiques* qui ne semblent pas avoir une grande continuité. Le plus souvent, les galets sont des quartz blancs de taille centimétriques. Mais localement, surtout dans la partie tout à fait interne, ces conglomérats deviennent plus grossiers (Becca Colinta, Crêdédin au sud-est de Liddes) et plus polygéniques. Aux quartz s'ajoutent des aplites, des gneiss fins, des phyllites noires et de petits éléments vert foncé.

A ces conglomérats sont associés, sous les sommets du Mourin et de Becca Colinta, des niveaux d'*ovardites* schisteuses, vertes, très albitiques, qui dérivent probablement de matériel volcanique. De véritables roches vertes sont connues plus au sud, souvent liées à des schistes siliceux micacés. Dans la même position, on trouve ici plus souvent des quartzites chloriteux à plagioclase, mica blanc, chlorite et épidote. La roche peut être composée de très petites paillettes d'un mica blanc pléochroïque dans les verts qui servent de matrice à des porphyroblastes d'albite à inclusions orientées. Des roches vertes ont été retrouvées récemment au col de Chargerat (N. Meisser, comm. orale).

NAPPE DES PONTIS

SOCLE CRISTALLIN POLYCYCLIQUE (Zone du Ruitor)

Le socle polycyclique comprend plusieurs unités (BURRI 1983 *a, b*) composées de roches qui varient davantage par les proportions relatives de leurs constituants que par la nature de leurs minéraux. Elles peuvent donc être traitées comme un tout. Relativement résistantes à l'érosion, ces roches déterminent des sommets (Le Mourin, Mont Brûlé), ou des pentes raides, voire des parois (rive gauche de la gorge en aval du barrage des Toules) ou encore des seuils comme le verrou de Bourg-St-Pierre.

Pré-westphalien

G_p Gneiss et schistes fins gris

Ce sont des gneiss assez variés dans le détail, mais relativement homogènes dans leur ensemble. De grain fin, ils montrent une schistosité souvent très marquée au point qu'on peut utiliser à leur propos le terme de micaschistes. Ils sont gris, gris-brun, brun-beige à la patine, et ils se débitent en parallélépipèdes aptes à former de grands éboulis. Leur cassure est grisâtre, miroitante sur les surfaces de schistosité où les paillettes de mica blanc, de grande taille, sont déformées et étalées en moulant les irrégularités de la roche. Ils sont constitués de quartz (45%), plagioclase (17%), mica blanc (7%), séricite (20%), chlorite (7%), épi-

dote (2%). Plus sporadiques sont le grenat, la biotite, le stilpnomélane, l'actinote, le glaucophane et la calcite, presque toujours présente, dispersée dans la roche et arrivant à en former un pourcentage assez élevé. Accessoires: sphène, zircon, tourmaline, rutile.

Il existe des variations à l'échelle régionale:

- Les gneiss sont plus riches en quartz dans les parties externes et plus albitiques dans les parties internes, passant de 50% de quartz à moins de 40%. Cette variation n'apparaît pas sur le terrain, mais seulement au microscope.
- La proportion moyenne des grandes paillettes de mica blanc augmente du sud vers le nord, passant de 5% à 10%, alors que la teneur en séricite est stable.

Ces gneiss gris constituent la plus grande partie de ce socle. Les variétés caractérisées par l'abondance particulière d'un minéral ne sont que des exceptions.

Des *gneiss riches en grenats* se rencontrent plutôt dans la partie interne de la série. Présents dans presque tous ces gneiss, les grenats peuvent localement devenir très abondants ou, ce qui est plus frappant sur le terrain, très gros et dépasser deux centimètres, partiellement ou totalement remplacés par de la chlorite. Les gneiss à gros grenats affleurent à plusieurs niveaux dans le torrent d'Allèves et au-dessus des Barmes (582.3/91.7/1780 m). Les gros grenats caractérisent les roches de la partie interne de ce socle lorsqu'il n'est pas trop déformé. En plus du grenat, ces roches contiennent de grandes paillettes de biotite rouge, de la sillimanite, de l'andalousite, de la staurotite et du chloritoïde. Pour bien les observer, on a avantage à quitter la feuille Orsières et gagner les virages de la route du col entre l'Hospitalet et la Combe Marchanda (580.4/81.5; feuille 1365 Grand Saint-Bernard). Sur la feuille Orsières, ils sont pratiquement invisibles dans la pente couverte de rhododendrons, au-dessus des galeries, en aval du lac des Toules.

Des *gneiss amphibolitiques et rubanés* apparaissent à plusieurs niveaux sans règle évidente, mais sont absents de la partie externe. Dans les roches moutonnées du verrou de Bourg-St-Pierre, la forte patine des roches empêche de bonnes observations, mais à l'entrée du Valsorey (582.5/88.2) les conditions sont idéales. Ces gneiss montrent un rubanement déterminé par des lits clairs et foncés de 10 à 20 cm d'épaisseur. Les niveaux quartzo-feldspathiques ont la composition d'un gneiss banal, plutôt grossier et riche en petits grenats, alors que les niveaux foncés contiennent en forte proportion une hornblende en grands prismes pléochroïques bleu-vert, accompagnée de plagioclase, grenat, épidote, glaucophane, actinote, et chlorite. Des amphibolites, non différenciées sur la carte, sont liées géométriquement à ces gneiss rubanés. Elles se présentent en masses lenticulaires épaisses de 1 à 5 m et limitées latéralement à quelques dizaines de mètres. Abondantes dans le verrou de Bourg-St-Pierre elles sont faciles à observer en grimant sur la galerie qui couvre la route. Les affleurements

les plus septentrionaux se trouvent dans les rochers qui dominent le sentier conduisant aux alpages de la Dreudze et du Coeur, à 2000 m d'altitude. L'amphibole est une hornblende pléochroïque entre le vert et le bleu-vert; elle constitue la totalité de certaines lentilles, mais normalement elle est accompagnée d'oligoclase (jusqu'à An_{20}) plus ou moins sérécitisée, d'albite limpide plus tardive, d'une chlorite très pâle, d'épidote en agrégats de très petits grains ou en grands cristaux de pistachite, plus rarement de clinzoïsité, de calcite, de sphène et d'apatite. Le quartz et le mica blanc sont exceptionnels.

Ne faisant pas l'objet d'une distinction cartographique, signalons que des gneiss à biotite forment de beaux affleurements en rive gauche du val d'Entremont, à mi-chemin de Bourg-St-Pierre et du barrage des Toules, sous le Pt 1908 m. Il y a aussi de grandes biotites au bord de la route du col du Grand St-Bernard, à la base des grandes parois en amont de Liddes.

En plus des amphibolites (A) et des gneiss oeilés (GO_p), décrits ci-dessous, il faut encore mentionner, comme roche éruptive dans ces gneiss, une diorite affleurant derrière la fontaine du haut du village de Bourg-St-Pierre. Elle est grenue, plutôt claire, d'aspect un peu granitique. Elle contient microcline, plagioclase (An_{20-40}), épidote, hornblende, chlorite, biotite, quartz, apatite et sphène.

GO_p Gneiss oeilés

Les gneiss oeilés affleurent sous forme de bandes parallèles entre elles et pratiquement parallèles à la schistosité dominante, en bancs épais de quelques mètres à quelques dizaines de mètres qui peuvent se suivre sur plusieurs kilomètres. Ce sont des roches dures, claires, déterminant souvent de petits escarpements dénudés. Les yeux qui ont en moyenne 1 à 2 cm sont blanc laiteux, composés principalement de grandes albites en échiquier, ou d'une association de plusieurs albites, ou encore de l'association d'albite et de quartz. La matrice est peu abondante, grise ou verdâtre; elle semble de même composition que les gneiss banals encaissants avec une forte composante mylonitique qui la fait paraître beaucoup plus sombre que les yeux. Ces gneiss peuvent localement passer à un gneiss grossier, très clair, d'aspect granitique.

L'affleurement le plus facile à atteindre se trouve au bord de la route du Grand St-Bernard, 1,5 km en amont de Liddes. Mais les plus beaux affleurements déterminent quelques moutonnements qui traversent en diagonale les prairies de la Niord (581.6/90.3). Dans la gorge de la Drance en amont de Bourg-St-Pierre, la route forestière qui suit la rive gauche recoupe une paroi où les yeux se font rares et où ces gneiss oeilés passent à un gneiss massif, presque un granite.

Ces gneiss oeilés sont interprétés comme le résultat de la transformation de granites porphyriques calco-alcalins d'âge antécarbonifère (THÉLIN 1983).

A Amphibolites

Une importante assise amphibolitique forme un affleurement presque continu sur 8 km de longueur à la partie tout à fait externe de ce socle. Bien développées au sud, ces amphibolites sombres affleurent en deux bandes de 10 m au Pe, en une seule au Mourin et viennent disparaître à l'est de Champlong, où un dernier affleurement est visible au-dessus du chalet, Pt 1955 m (580.985/89.040). Ce sont des roches presque noires, massives, grossières avec des grenats de 5 mm, constituées de hornblende (48%), actinote (14%), albite (10%), grenat (7%), épidote (6%), sphène (5%), biotite (3%) et pour le reste: mica blanc, chlorite, calcite, apatite et minéraux opaques. Un échantillon a fourni de grands pyroxènes incolores (2V= 50°, extinction à 40°) qui sont normalement remplacés par une amphibole à fort pléochroïsme vert ou brun, voire bleu, qui est probablement une hornblende.

Les amphibolites associées aux gneiss amphibolitiques et rubanés (G_p) ont été décrites avec ceux-ci.

P_p Quartzites et schistes graphiteux

En face de Bourg-St-Pierre, la route de la Niord recoupe plusieurs petites parois déterminées par des quartzites massifs en bancs décimétriques alternant avec des schistes noirs graphiteux. Ces roches visibles sur une épaisseur d'une centaine de mètres sont difficiles à suivre latéralement. Tout au nord de la feuille on retrouve des schistes graphiteux sur la crête entre le Mont Brûlé et la Tête de la Payanne (feuille Sembrancher) mais les quartzites manquent.

Par leur composition minéralogique, ces roches ressemblent beaucoup aux gneiss qui les entourent. Les bancs de quartzites sont assez riches en albite accompagnée de mica blanc, de chlorite, d'épidote. Le grenat est extrêmement rare. Les mêmes minéraux se retrouvent dans les niveaux schisteux, mais accompagnés de matière organique.

Cette série pourrait n'être qu'un faciès du gneiss banal. Mais elle pourrait également représenter les restes d'une ancienne couverture ayant subi moins de déformations que les gneiss qui lui servent de soubassement.

Les gneiss gris sont considérés comme issus du métamorphisme d'une série détritique. Dans les parties externes, plus quartzitiques, la série d'origine pourrait avoir été gréseuse (avec des niveaux marneux, ce qui est une hypothèse pour expliquer la naissance des gneiss rubanés). La partie interne, plus alumineuse dériverait de sédiments argileux. Les gneiss rubanés proviendraient plus probablement du métamorphisme d'une séquence tholéitique à dacitique. Les gneiss oeilés (GO_p) seraient d'anciens granites injectés dans ces séries. On ne connaît rien de leur âge. Par comparaison avec les autres gneiss de la nappe du Grand St-Bernard (THÉLIN & AYRTON 1983, THÉLIN 1989), on pense que la mise en

place des magmas tholéitiques s'est produite dans les temps protérozoïques ($\approx 1020-1070$ Ma), alors que les amphibolites massives (A) représenteraient des pyroxénites mises en place par diapyrisme du manteau vers 475 Ma (Ordovicien moyen). Les granites qui donneront naissance aux gneiss oeilés ont été rapprochés de ceux du massif voisin des Aiguilles Rouges (VON RAUMER 1988): des granites hypovolcaniques ordoviciens à siluriens ou des volcanites acides porphyroïdes pouvant dater du Cambrien à l'Ordovicien.

COUVERTURE PERMO-CARBONIFÈRE (p.p. zone de Mille)

Entre les gneiss de la zone du Ruitor et ceux de la zone de Siviez, des quartzites plus ou moins feuilletés constituent la zone de Mille, pouvant dépasser 1500 m d'épaisseur (BURRI 1983 *a*). Il est probable que celle-ci contienne la couverture en position normale du socle de la nappe des Pontis, et la couverture en position renversée de la nappe de Siviez-Mischabel. La limite entre ce qui relève de l'une ou de l'autre nappe ne peut être précisée. Il semble cependant justifié d'attribuer la partie externe de la zone de Mille, plus massive, plus conglomératique, à la nappe des Pontis car elle est systématiquement solidaire du socle de cette nappe.

Permo-Carbonifère

h-p Quartzites micacés schisteux

Ces quartzites sont semblables à ceux de la partie supérieure de la zone Houillère interne: des quartzites micacés, chloriteux, feuilletés et très monotones. Ils déterminent de modestes reliefs entre les Oujets de Mille et le Mont Brûlé, dans la forêt du Revers, etc., et au sud du Valsorey, où ils deviennent plus massifs, avec des niveaux schisteux à leur base. La composition des quartzites est la suivante: quartz (49%), albite (16%), mica blanc (18%), séricite (3%), chlorite (7%), calcite (3%). Moins fréquents sont l'épidote et le stilpnomélane; le zircon, le rutile, la tourmaline et le graphite sont accessoires.

À la base de l'unité, au voisinage du socle, la couverture est caractérisée par des *quartzites blancs, localement grossièrement conglomératiques*. Les conglomérats contiennent surtout des galets de quartz, comme toutes ces assises attribuées au Permo-Carbonifère. Les plus beaux niveaux conglomératiques affleurent en rive droite du torrent de Palasui, dans une pente très raide, sous les chalets en ruines au sud-est du Pt 2152 m.

NAPPE DE SIVIEZ-MISCHABEL

La nappe de Siviez-Mischabel, définie en Valais central (ESCHER 1988) où elle est extrêmement épaisse, est beaucoup plus réduite ici. On considère qu'elle comporte un socle cristallin polycyclique (la zone de Siviez) et une couverture permo-carbonifère et permo-triasique, mais pas de couverture mésozoïque à proprement parler. Cette couverture est en position renversée sous le socle (p.p. zone de Mille) et en position normale au-dessus de ce socle (zone de la Ly).

SOCLE CRISTALLIN POLYCYCLIQUE (zone de Siviez)

Le socle affleure sous forme d'une bande de gneiss très étroite, qui, pour des raisons tectoniques, est dédoublée dans la région du Mont Rognieux au nord-est de la feuille. Réduit à cette faible épaisseur, le socle montre des roches déformées dont les relations génétiques sont effacées. Plus au nord, SCHAEER (1959 *a*, 1959 *b*) put dire: «On peut admettre que ces roches sont formées à partir de sédiments détritiques argilo-gréseux, souvent riches en substances organiques, lardés de roches volcaniques».

Pré-westphalien

G Gneiss et schistes sériciteux

Ce sont des gneiss clairs, massifs, parfois à grain assez grossier, qui – tout comme ceux du socle de la nappe des Pontis – montrent de grandes paillettes de mica blanc moulant les aspérités des surfaces de schistosité. Ils sont composés surtout de quartz (40%), de plagioclase (15%), de mica blanc (20%), de chlorite (10%); les autres minéraux, qui font le solde, sont la séricite, la biotite, le grenat, la calcite, l'épidote, l'apatite, le sphène et les minéraux opaques. En cas de déformation intense, les grandes paillettes de mica blanc très typiques de ces gneiss peuvent disparaître et plus rien ne les distingue alors de certains quartzites feuilletés du Permo-Carbonifère.

Dans l'arête occidentale du Mont Rognieux, affleurent des *gneiss riches en amphibolites*. Ces niveaux sombres contiennent en moyenne 25% de hornblende, 25% de plagioclase, 20% de chlorite et 13% de pistachite en grands cristaux bordés de petites aiguilles de haute réfringence, probablement de l'actinote; les minéraux secondaires et accessoires sont habituels: glaucophane (5%), calcite, grenat, sphène (5%) et apatite. La présence de ces niveaux amphibolitiques permet de suivre les lames de socle lorsqu'elles s'amincissent, se déforment et tendent à ressembler de plus en plus aux quartzites qui les environnent. Déformées à leur

tour et rétromorphosées, les amphibolites se transforment en chloritoschistes. C'est le cas, par exemple, dans le Valsorey, près de la prise d'eau, 500 m en amont de Cordonna (583.5/87.1).

G_T Méta-arkoses hyperfeldspathiques

La lame de socle la plus interne renferme une roche très particulière: les «gneiss de Thyon»¹⁾. Considérés par WEGMANN (1923) comme un orthogneiss, par VALLET (1948, 1950) comme issus d'une arkose, par SCHAEER (1959 *a*) comme une kakirite, THÉLIN & AYRTON (1983) les décrivent comme issus d'arkoses hyperfeldspathiques. Ils dessinent, sous le sommet secondaire du Mont Rogneux, une bande blanche d'autant mieux visible de loin qu'elle est accompagnée de gneiss amphibolitiques sombres. Celui qui n'aura pas le courage de grimper jusqu'à l'affleurement pourra récolter dans les éboulis alimentés par les parois de la Croix de Biselx (583.6/95.1) de beaux échantillons de ce gneiss grossier à mouchetures noires de petites paillettes d'une biotite très pléochroïque. Le quartz et de grandes albites en échiquier y sont en proportions égales (40%) accompagnés de feldspath potassique et de quatre phyllosilicates : la biotite, la chlorite, le mica blanc et le stilpnomélane. Les gneiss de Thyon ne contiennent pas de minéraux antéalpins. Leur origine sédimentaire (arkose) ou magmatique (granite carbonifère) reste controversée.

COUVERTURE PERMO-CARBONIFÈRE (FLANC INVERSE)

(p.p. zone de Mille)

Permo-Carbonifère

- h-p Quartzites micacés schisteux**
- Quartzites blancs localement grossièrement**
- conglomératiques**
- Quartzites albitiques à chloritoschistes**

Des quartzites micacés schisteux commencent à bien s'individualiser à partir de l'alpage d'Azerin (583.1/89.9), au sud, et prennent de l'importance en allant vers le nord où ils déterminent des replats (alpages du Creux du Mâ et du

¹⁾«Thyon» (coord. 595/114; feuille 1306 Sion) a été orthographié «Thion» par WEGMANN (1923) sans justification et «Tion» par VALLET (1948, 1950) sur la base de la CN 1:50'000 Feuille normale 546 Montana-W (1946), repris par SCHAEER (1959 *a*). A l'exception de la carte à laquelle se réfère VALLET, les anciennes cartes Siegfried, dès 1880, comme les nouvelles cartes nationales au 1:25'000 et 1:50'000 ont toujours orthographié «Thyon». L'orthographe erronée introduite par WEGMANN a été malencontreusement reprise sur la carte et les coupes.

Coeur), le sommet arrondi de la Vardette, le col des Oujets de Mille, et finalement la vaste combe des alpages de Mille tapissée de glissements de terrain. Ces quartzites, qui ressemblent à ceux de la zone Houillère, montrent souvent des albites en échiquier dans un ciment de quartz et d'albite. Leur composition est assez variable, avec 20 à 70% de quartz, 10 à 30% d'albite, 10 à 60% de mica blanc, 5 à 30% de chlorite, 0 à 15% de calcite et quelques accessoires (épidote, stilpnomélane, apatite, sphène, tourmaline et minéraux opaques).

Ces quartzites contiennent des *niveaux conglomératiques* qui, comme partout, sont des conglomérats à galets de quartz dispersés, associés à des quartzites un peu plus massifs. Abstraction faite de ceux qui sont probablement associés à la couverture de la nappe des Pontis, les conglomérats sont surtout abondants dans la partie interne de la zone de Mille.

C'est encore dans la partie interne que les *quartzites albitiques à chloritoschistes* sont le plus fréquents. La proportion de quartz peut y descendre à 10%, alors que l'albite monte à 40%. Les phyllosilicates (40%) se partagent en proportion égale entre la chlorite et le mica blanc. L'épidote est rare, le glaucophane a été repéré dans quelques niveaux chloriteux, de même que le stilpnomélane.

COUVERTURE PERMO-TRIASIQUE (FLANC NORMAL) (zone de la Ly)

La couverture en position normale affleure très largement dans la région de Becca Midi, Mont Rogneux, Grand Aget. Au sud de la Pointe du Parc, elle se réduit à une bande relativement mince où les roches conservent pourtant certaines de leurs caractéristiques.

Permo-Trias

p₀ Quartzites albitiques à ovaridites et chloritoschistes

Ces quartzites se suivent bien depuis l'alpage de Challand d'en Haut (583.4/89.6), au sud, jusque tout au nord, puisqu'ils affleurent particulièrement bien sur la crête qui s'amorce à l'extrême angle nord-est de la feuille Orsières. Ces quartzites se reconnaissent bien à l'oeil nu à leurs mouchetures laiteuses albitiques. Des ovaridites les accompagnent souvent, en bancs très sombres, également mouchetés d'albites blanches, et qui peuvent être épais de plusieurs mètres. Tous les termes de passage entre des quartzites purs et des ovaridites très sombres peuvent se rencontrer. Quartzites et ovaridites contiennent du quartz (resp. 45 et 12%), de l'albite (31, resp. 46%), du mica blanc (10%), de la chlorite (5, resp. 17%) et de la calcite (4, resp. 7%); les ovaridites contiennent en plus de l'épidote, du sphène et des minéraux opaques en assez forte proportion (en tout 7%). Les oxydes abondants que contiennent quelques niveaux prennent à la pa-

tine une teinte rouille qui les fait ressembler à des grenats. Très localement, à Challand d'en Haut, ces assises sont associées à des conglomérats à galets de quartz très typiques des niveaux permo-triasiques. Sans cette association on pourrait douter de l'attribution de ces formations au Permo-Trias, tant elles ressemblent à certaines assises riches en prasinites de l'unité du Métailler.

p_c Quartzites conglomératiques

Il semble que ces assises fassent suite aux quartzites albitiques dans les sommets du Mont Rognieux. Il s'agit d'une alternance de bancs métriques de quartzites et de conglomérats, avec quelques niveaux décimétriques de carbonates jaunes. Les galets des conglomérats mesurent de 1 à 10 cm et sont fortement aplatis suivant la schistosité dominante. Ils sont constitués du matériel même de l'assise: du quartz, des quartzites, des dolomies jaunes et des rhyolites qui se trouvent également intercalées dans les sédiments. Vers le haut, cette série semble devenir de plus en plus fine; les conglomérats disparaissent ou se font rares et les quartzites montrent de nombreuses traces de stratifications entrecroisées. Ces quartzites forment l'arête reliant le Mont Rognieux à Becca Midi et alimentent les pierriers des flancs orientaux de ces sommets et du Grand Aget. La série se retrouve en position renversée dans le flanc est du Grand Aget.

p_v Quartzites à vulcanites acides

Des roches volcaniques acides accompagnent déjà la sédimentation des conglomérats, puisque elles s'y retrouvent d'une part intercalées et d'autre part à l'état de galets. Mais au-dessus de ces assises détritiques vient une alternance de quartzites à grain moyen et de niveaux verts à pâte porcelanée en bancs décimétriques. Ces niveaux verts semblent être des tufs volcaniques: des quartz et des albites quelquefois idiomorphes nagent dans une matrice aux cristaux de taille infra-microscopique. Dans certains cas où le quartz et l'albite sont très déformés, il n'est pas exclu que cette roche soit une mylonite. Les quartzites à vulcanites acides affleurent surtout bien sous le Grand Aget, en position renversée.

p Quartzites micacés et feuilletés

Des quartzites forment le toit de la série. Ils sont phylliteux, jaunâtres et le siège d'une intense schistosité, mais montrent, sous le microscope, la même composition minéralogique que les autres quartzites. Occupant le coeur de la structure synclinale qui va du Mont Rognieux au Grand Aget, ils affleurent seulement sur l'arête qui joint ces deux sommets. Plus tendres que les autres roches, ils en déterminent le point le plus bas et disparaissent sous les éboulis de part et d'autre de cette arête.

NAPPE DU MONT FORT (Unité du Métailler)

La nappe du Mont Fort affleure sur toute la bordure orientale de la feuille Orsières. Un peu plus au nord, cette nappe est séparée des unités plus externes par un coussinet de terrains triasiques, surtout des cornieules et du gypse (SCHAER 1959 *a*). Ce coussinet ayant disparu à la hauteur de la vallée de Bagnes, la nappe du Mont Fort repose sur celle de Siviez-Mischabel par un plan de chevauchement souvent très discret. Seule une très petite partie de cette nappe affleure ici; elle ne montre que des roches appartenent à son socle; c'est l'unité du Métailler, définie comme «série du Métailler» par SCHAER (1959 *a*). La couverture mésozoïque n'est connue que dans le Valais central.

Permo-Carbonifère ?

G_M Gneiss albitiques et chloriteux

Ce sont des roches verdâtres, à surfaces de schistosité légèrement argentées et à grain moyen. L'albite porphyroblastique y forme de petites taches claires. Les surfaces altérées, brun clair à bronze, sont souvent un peu carriées par la dissolution des carbonates. Ces roches peuvent être homogènes sur de grandes épaisseurs, mais localement elles peuvent s'enrichir en grenats ou en chloritoïdes qui apparaissent comme de petites taches noires. Elles peuvent passer à des micaschistes ou à des gneiss quartzitiques très clairs, voire à des quartzites rubanés.

Le quartz, l'albite, le mica blanc et la chlorite sont les minéraux qui se retrouvent dans toutes les variétés. Le mica blanc est en paillettes souvent mêlées à celles de chlorite. On ne retrouve pas ici les grandes paillettes écrasées qui caractérisent les gneiss polycycliques. Le chloritoïde, moyennement à très pléochroïque, disposé en bâtonnets ou en plages grossièrement rectangulaires, montre des macles polysynthétiques longitudinales. Les grenats (1 à 3 mm) sont roses, automorphes et contiennent de rares inclusions de quartz, de tourmaline, de chloritoïde et de feldspath. Moins fréquentes sont l'amphibole bleue et l'épidote (allanite brune ou pistachite incolore en lames minces).

Ces gneiss sont localement riches en *prasinites*, qui se présentent en gros bancs sombres dont la surface est toujours mouchetée de petites taches blanches dues à l'albite. L'étude au microscope montre que souvent on a affaire à des ovardites à quartz, albite et chlorite, plus ou moins riches en mica blanc, en chloritoïde, en carbonate et en épidote. Dans les *prasinites* s.s., l'amphibole est d'un vert très pâle, comme la chlorite avec laquelle elle forme une pâte fine contenant les pophyroblastes d'albite et d'épidote zonée (zoïsité/clinozoïsité au centre, clinozoïsité/pistachite à la périphérie). Ces *prasinites* deviennent gris bleuté par la présence du glaucophane très coloré qui se trouve parfois avec le grenat.

L'abondance du glaucophane conduit à l'apparition de glaucophanite à chloritoïde, une roche bleutée, presque noire, très compacte, à gros cristaux de chloritoïde visibles en surface.

Tous les termes de passage existent entre les assises mafiques et les gneiss encaissants, sous forme de gneiss plus ou moins chloriteux et plus ou moins albitiques. Ce sont les faciès qui ressemblent le plus aux quartzites à ovaridites de la base de la série permo-triasique de la zone de la Ly. Les prasinites étant considérées comme des laves mises en place sous forme de sills ou de coulées sous-aquatiques, ces faciès mixtes font évidemment penser à des roches volcano-sédimentaires.

On ne sait rien de l'âge de ces formations. La tendance, chez les géologues suisses, est de les considérer comme permo-carbonifères. Elles passent vers leur sommet (en dehors de cette feuille) à des quartzites feuilletés qui passent à leur tour aux quartzites massifs de la base du Trias, le tout apparemment sans solution de continuité. Mais il se pourrait que la schistosité cache des discontinuités et que ces assises soient plus anciennes (voir dans THÉLIN et al. sous presse).

QUATERNAIRE

Pléistocène

q_{4m} Moraine würmienne à tardiwürmienne

Le grand glacier würmien a évidemment rempli les vallées, abandonnant ses moraines sur tous les versants jusqu'à plus de 2000 m. Ces dépôts ont ensuite été recouverts par ceux des récurrences plus tardives, glaciers de vallées dans les parties basses, petits glaciers locaux dans les parties hautes. La glaciation würmienne a laissé des traces à l'altitude de 2200 m où se trouvent quelques vallums mal conservés. Le seul qui mérite d'être signalé est celui qui détermine les replats de l'alpage de Forgnon, au flanc oriental du Mourin, et qui se poursuit vers le nord, jusque sous Crête de Vella, par une rupture de pente et une vague élévation aux environs de la cote 2000 m.

C'est probablement sur la fin de cette glaciation générale que se sont accumulées les moraines riches en matériel granitique de Plan Beau, à près de 1800 m d'altitude, sur la crête limite entre le val Ferret et celui d'Entremont. VENETZ (1861) en avait déjà donné une description précise: il était difficile d'imaginer un agent autre que glacier pour transporter de la rive gauche du val Ferret à sa rive droite, et à une altitude de près de 2000 m, des blocs issus du massif du Mont Blanc. Ce même glacier a tapissé de ses moraines les pentes du village de Commeire et a dispersé plus au nord des blocs de granite jusque vers 1800 m, témoins probables de l'ancienne moraine médiane née de la confluence des glaciers de Ferret et d'Entremont (BURRI 1974). Sur sa rive gauche, le glacier de

Ferret transfluait alors largement par la dépression de Champex. Ce stade est sans doute la trace de la glaciation paroxysmale que JÄCKLI et al. (1970) situent à 2200 m au débouché des vallées et à 2600 m à leur amont.

q_{5m} Moraine tardi- et postglaciaire (Dryas ancien et stades plus récents)

Plusieurs réavancées de glaciers locaux se sont produites à la fin de la dernière glaciation. Les fonds des vallées furent alors presque totalement réoccupés par de la glace. Les dépôts abandonnés sont souvent désignés sous le vocable de «glaciaire local», un terme de faciès mal adapté à notre topographie: ce qui est local dans une vallée ne l'est plus hors de cette vallée. Dans les parties basses, sur de grandes distances, ces moraines tardives recouvrent la moraine des glaciers würmiens. Quel que soit leur âge, toutes ces moraines sont constituées de matériel local, et il est souvent impossible de les discerner les unes des autres. Lorsque la limite qui les sépare n'est pas soulignée par un témoin morphologique, elle a été dessinée à partir de reconstitutions régionales (BURRI 1974). Elle est alors très conjecturale.

Ces stades morainiques ne sont pas datés avec précision, mais peuvent être ordonnés chronologiquement grâce aux données morphologiques de leurs vallums successifs (BURRI 1974), et grâce à de trop rares informations paléontologiques ou radiométriques (BLESS 1984):

- Lors du stade le plus ancien, les vallées sont presque complètement envahies par la glace. Le glacier de Ferret descend jusqu'à Sembrancher; celui d'Entremont, moins bien alimenté, devait s'arrêter un peu en aval de Liddes où il a construit les grandes moraines de la rive droite du torrent d'Aron. Il devait être rejoint par le glacier issu de la combe de l'A. Un peu en amont de Liddes, les accumulations morainiques en forme de vallum entre Crêdédin (581.2/92.7) et la chapelle St-Etienne datent probablement de la même période. Il est possible que les dernières diffluences du glacier de Ferret par la dépression de Champex datent de la fin de cette récurrence. Un lac a donc pu s'installer dans la vallée d'Entremont barrée par le glacier de Ferret (voir ci-dessous).
- Lors d'un stade postérieur de moindre importance, quelques glaciers ont laissé leurs moraines dans le fond des vallées. Le plus spectaculaire vallum est celui que le glacier de Saleina a construit en travers du val Ferret, déterminant un bassin à l'amont duquel venait mourir le glacier du fond du val Ferret: 500 m en aval de Prayon, ses moraines sont encore très fraîches. Pour être moins élevées, les moraines du Valsorey n'en sont pas moins didactiques. Le glacier de Boveire se terminait dans une pente trop raide (583.30/91.65) pour que ses moraines frontales aient été conservées, mais ses moraines latérales permettent de deviner sa forte activité.

- Un glacier sorti du val d'Arpette a emprunté la dépression de Champex pour descendre en direction de Martigny, sans toucher au lac de Champex. Les plus vieux sédiments lacustres datés remontent à $10'525 \pm 130$ ans BP (BLESS 1984), mais la sédimentation avait débuté bien plus tôt, puisque les diagrammes polliniques ont enregistré des fluctuations climatiques remontant sans doute à plus de 13'000 BP.
- Dans le val d'Arpette, le même BLESS inventorie toute une série de vallums morainiques qu'il rattache à autant de récurrences: à l'entrée du vallon, à Arpette même, deux vallums à la Barne, enfin le plus élevé, donc le plus récent, aux Pierriers d'Arpette. Ce dernier est rapporté avec quelque vraisemblance au stade des Dryas supérieures, entre 10'000 et 11'000 BP.

Il ressort de cet inventaire que des phénomènes glaciaires complexes se sont déroulés entre le moment où le grand glacier würmien a disparu (vers 15'000–16'000 BP) et le moment où des conditions plus clémentes se sont installées (10'000 BP). Ces phénomènes ne sont pas encore connus dans toute leur complexité.

Il arrive que la morphologie assez fraîche montre, en plus des vallums, des *épandages fluvioglaciaires* ou des *cônes d'alluvions tardi- et postglaciaires*. Ces dépôts sont particulièrement bien conservés aux abords de l'ancien glacier de Saleina, et le village de Praz-de-Fort est construit sur une surface qui date de cette époque. A l'amont, un cône d'alluvions de grande taille a sans doute commencé son édification dans ces temps reculés et l'a poursuivie par la suite. Les autres cônes anciens importants se situent dans le val d'Entremont, principalement entre Chandonne et Liddes.

q_{5m} Dépôts glaciolacustres des récurrences tardi- et postglaciaires

Lors de la plus anciennes des récurrences, le glacier de Ferret descendait probablement jusqu'à Sembrancher, barrant le val d'Entremont à la hauteur d'Orsières. Il y causait la présence d'un lac, à l'amont duquel venait mourir le glacier d'Entremont qui, moins bien alimenté que celui de Ferret, ne dépassait guère Liddes. Des icebergs détachés du glacier de Ferret allèrent en fondant disperser leurs blocs de granite sur tout le fond de ce lac. Les blocs les plus élevés se trouvent juste sous Chandonne, à 1450 m, ce qui nous donne la cote maximale du plan d'eau.

Ce lac fut le siège d'une active sédimentation graveleuse génératrice de deltas au niveau de l'eau. Mais ce niveau s'est progressivement abaissé, au fur et à mesure que fondait le glacier de Ferret. Un delta exondé par abaissement du niveau du lac devient une terrasse et le *bord de terrasse* correspond à la limite de la partie horizontale de l'ancien delta. Les abaissements successifs du niveau du lac ont permis la construction de toute une série de terrasses emboîtées les unes

dans les autres. Elles dominent Orsières, et l'exploitation de gravier (577.75/97.00) a éventré la plus belle d'entre elles, révélant les stratifications obliques de sa structure interne. La terrasse de Liddes a la même origine lacustre; sa construction implique que le glacier d'Entremont avait commencé à se retirer et qu'il avait libéré la région.

Holocène

q_r Moraine historique et actuelle

Il s'agit des moraines qui bordent nos glaciers, et de celles des derniers siècles, dites du «Petit âge glaciaire» (1600–1800 apr. J.-C.). Les vallums de ces stades sont bien conservés et, en haute altitude, encore mal colonisés par la végétation. Les plus importantes constructions entourent les glaciers de la rive gauche du val Ferret (A Neuve, Saleina, Orny) et les gros névés du val d'Arpette. La feuille Orsières, du côté du val d'Entremont, ne va pas jusque dans les parties élevées où ces dépôts sont abondants; seul le glacier de Boveire a laissé d'impressionnants vallums jusque près de l'alpage de Boveire d'en Bas. Les névés du Mont Rogneux et du Grand Aget ont aussi connu une crue qui a laissé des traces, mais ils sont actuellement en voie de disparition.

Tous les glaciers ont subi d'importantes fluctuations ces dernières années; la plupart sont en régression, mais quelques uns ont légèrement réavancé après un retrait important. L'état des glaciers représenté sur la carte est celui de 1980, mais, dans tous les cas, les observations faites au cours du retrait le plus marqué ont été reportées sur la carte.

Fluvio-glaciaire récent et actuel (moraine délavée, moraine remaniée)

Ces dépôts sont encore en voie d'accumulation (Saleina, A Neuve) et peuvent produire des accidents lorsque les torrents entraînent de grandes quantités de ce matériel meuble. L'importante régression glaciaire de ces dernières années a des conséquences qui peuvent paraître contradictoires. Certaines zones d'épannage en voie d'abandon sont colonisées par la végétation qui les stabilise, alors que d'autres alimentent des coulées de boues de leurs sédiments meubles fraîchement livrés à l'érosion.

Glaciers rocheux «fossiles»

Les glaciers rocheux ont été dessinés uniquement sur des critères morphologiques sans présumer de leur mécanisme. La différence entre un glacier rocheux actif et un glacier rocheux «fossile» n'est pas toujours évidente; elle a été faite à partir de la colonisation par la végétation. La plupart des glaciers rocheux en

voie de colonisation ont dû être actifs lors du Petit âge glaciaire. La différence d'altitude entre les glaciers actifs et les autres est de l'ordre d'une centaine de mètres. Suivant l'exposition, les glaciers rocheux fossiles sont étagés entre 2200 m sur les versants nord, et 2400 m sur les versants exposés au sud.

Certaines assises se prêtent particulièrement bien au développement de glaciers rocheux. Les quartzites feuilletés permo-triasiques et les gneiss du socle de la nappe des Pontis sont dans ce cas, et des sommets comme le Mourin ou Becca Colinta en sont littéralement ceinturés. Ces glaciers rocheux alimentent très souvent des sources importantes et fraîches (alpages de Bavon 578.1/91.7, de Champlong 580.6/88.9, d'Emenna 580.5/86.4).

Des moraines de névés accompagnent très souvent ces petits glaciers rocheux dans leur zone nourricière. Ce sont de petits cordons de blocs soulignant la position des névés encore alimentés au cours des deux derniers siècles. Elles n'ont pas été discernées des glaciers rocheux sur la carte.

Moraines de névés, glaciers rocheux actifs

En montagne la surface des hauts alpages est systématiquement déformée par des loupes de solifluxion. Au-dessus de 2300 m pour les versants exposés au nord et 2500 m pour ceux exposés au sud, ces loupes de solifluxion prennent de l'importance, surtout dans les éboulis, et il devient possible de les cartographier. Elles arrivent rapidement à former de véritables glaciers rocheux dont les bourrelets peuvent dépasser un mètre de haut. Abstraction faite de la température, dépendante de leur exposition, l'humidité du terrain joue un grand rôle. Les gneiss et les quartzites feuilletés, qui gardent bien l'humidité, favorisent ainsi le phénomène. Toutes les combes qui échancrent le versant droit du val d'Entremont sont tapissées de pierriers soumis à ces déformations: Plan des Tchottions (584.6/89.5), Creux de Boveire (584.7/92.7), la Chaudière (583.9/94.5), etc. Souvent ces crêtes sont indiscernables des *moraines de névé*, modestes accumulations au front d'un névé, et qui apparaissent lorsque celui-ci tend à disparaître.

Terrains tassés, tassements

Les tassements sont particulièrement bien développés sur les versants taillés dans les assises feuilletées des unités de Ferret, du Roignais-Versoyen et dans la zone Houillère, c'est-à-dire aux versants droits du val Ferret et de la combe de l'A. Ils se manifestent dans la pente de ces versants par des replats, qui sont la partie arrière des masses tassées. Le petit replat du Brocard (575.4/90.3), au-dessus de Branche dans le val Ferret, en est un bel exemple.

La large crête qui sépare le val Ferret de celui d'Entremont est entaillée d'une série de petits vallons qui correspondent à autant de plans de tassements. A partir de Plan Monnay (577.5/93.7), cette crête s'incline vers le nord et sa

pente est découpée en vastes marches d'escalier, auxquelles correspondent, dans les versants, des couloirs où ne passe aucun torrent. Marches d'escalier et couloirs sont la trace de l'intersection entre la surface topographique et les plans qui limitent les tassements. Une galerie hydro-électrique du début du siècle a été déformée au passage de ces plans entre les Arlaches (575.9/93.8) et la chambre d'équilibre au Pt 1302 m (576.900/95.950), au sud d'Orsières. La nouvelle galerie les a recoupés à plusieurs centaines de mètres de profondeur (BURRI & GRUNER 1976).

Dans le val d'Entremont, malgré l'affleurement en dipe-slope des calcschistes des unités du Roignais-Versoyen et de la Pierre Avoi, de nombreux phénomènes de tassement sont repérables, quoique plus superficiels: ils affectent tout le versant entre Vichères et les crêtes de Bavon (BURRI 1972). Plus au sud, au-dessus de Palasui, les rochers du Six du Fratset (580.6/91.5) abritent la chambre d'équilibre d'une conduite forcée. Les fissures qui y furent colmatées ont montré que ces rochers étaient en tassement et qu'une partie d'entre eux s'était déjà écroulée.

Terrains glissés, glissements

Dans presque toute la couverture morainique, au-dessus de la limite des forêts, il y a des traces de petits glissements tout de même plus importants que de simples loupes de solifluxion. Lorsque les glissements sont figurés sans couleur, c'est qu'ils sont actifs. Favorisés par les schistes noirs et les quartzites phylliteux, ils sont concentrés dans la zone Houillère et dans celle de Mille: combe de l'A, versants dominant Vichères et Drance, flanc oriental de Crêta de Vella ou, tout au nord, combe des alpages de Mille.

En ce qui concerne ces phénomènes d'instabilité, la combe de l'A est particulièrement démonstrative: tout ce qui n'y est pas en glissement est en tassement, jusque sur la crête sommitale de Crêta de Vella. Les glissements sont actifs mais ne menacent aucune construction humaine.

Arrachements

Les arrachements ont été dessinés à l'amont des phénomènes de tassements ou de glissements et soulignent une zone active ou une rupture de pente bien marquée.

Eboulements

Les éboulements sont rares et de faible importance. Le plus vaste, dans le val d'Entremont, est recouvert par la forêt que dominent le Six du Fratset, au sud de Palasui. La pente y est trop forte pour être celle d'un véritable éboulement qui aurait dévalé le versant et se serait étalé dans la vallée. Il s'agit plutôt d'un

écroulement in situ, qui a créé une surface chaotique de type éboulement, sans pour autant engendrer les formes extérieures propres à ce phénomène.

Dans les granites (haut val d'Arpette) et sur la couverture orientale du massif du Mont Blanc (rive gauche du val Ferret), les éboulis s'enrichissent localement en gros blocs et prennent un aspect d'éboulement aux limites floues.

Cônes et voiles d'éboulis

Les éboulis sont actifs dans toute la zone de haute altitude. Les plus grandes accumulations se forment à partir des granites du Mont Blanc, constituant des voiles continus et des cônes bien délimités. La fissuration favorise la fragilité au gel de la roche qui alimente les grands éboulis. Les quartzites de la couverture de la nappe de Siviez-Mischabel montrent la même fragilité, et des sommets comme Becca Midi, le Mont Rogneux et le Grand Aget sont entourés de beaux éboulis souvent très grossiers. Les gneiss du socle de la nappe du Mont Fort (unité du Métailler), plus phylliteux et moins fissurés, entretiennent aussi de beaux voiles d'éboulis: c'est une question d'altitude.

Cônes d'avalanches, de déjection

Il s'agit de cônes situés à la base des couloirs où transitent des avalanches capables de transporter une certaine quantité de matériel et, par conséquent, de participer à la construction de ces cônes. Cette donnée ne remplace pas une carte des zones d'avalanches mais signale simplement des accumulations où de la neige très chargée en matériel pierreux a été observée, et souvent jusque très tard dans la saison.

Cônes d'alluvions

Les très grands cônes d'alluvions du val Ferret sont tous localisés en amont de l'ancien barrage glaciaire de Saleina, ce qui suggère que leur édification a débuté à une époque où ce barrage était fonctionnel. Ils poursuivent leur édification, et presque chaque année les ponts de la route sont coupés lors d'une crue orageuse de l'un ou l'autre des torrents qui drainent les vastes cirques d'érosion ouverts dans les calcschistes feuilletés des unités de Ferret et du Roignais-Versoyen. En aval du barrage glaciaire de Saleina, les cônes d'alluvions sont absents malgré la présence de cirques d'érosion. La rivière a donc assez d'énergie pour évacuer les matériaux qui pourraient obstruer la vallée. Dans ce secteur, celle-ci est d'ailleurs plus étroite qu'en amont, et il y a tout lieu de penser que les tassements actifs de la rive droite sont à l'origine de ce resserrement de la vallée. Une partie du matériel évacué par la rivière se retrouve probablement dans le grand glacier de Proz, entre Som-la-Proz et Orsières.

Tuf calcaire

Du tuf prend souvent naissance près des sources liées aux zones de calcschistes. Un petit gisement semble avoir été exploité près de Vichères, mais il n'en reste plus trace.

Marais

Il n'y a que des marais de pente, plus exactement des zones humides dans les pentes, comme aux Teppes (580.1/96.8), au nord-est de la feuille. Elles sont plus fréquentes dans les schistes imperméables de la zone Houillère où elles se maintiennent en symbioses avec les glissements de terrain, par exemple au-dessus de Drance.

a Alluvion récente

Les conditions topographiques ne se prêtent pas aux grands épandages alluvionnaires. Les Drances ont abandonné quelques alluvions dans leur lit localement élargi ou barré naturellement. Actuellement modifiées par les travaux hydro-électriques, les rivières sont rarement capables de remanier leurs propres dépôts.

Une partie des alluvions du val d'Entremont doit provenir de crues catastrophiques. Celle du 22 mai 1514, due aux précipitations et à la fonte des neiges, créa un lac près de Drance et couvrit de décombres tous les prés environnants. Celle du 5 juin 1856, induite par la vidange d'un lac périglaciaire du Valsorey, a totalement ravagé le fond de la vallée, emportant tous les ponts et abandonnant une grande quantité de matériel (LATTION 1976, LATTION & QUAGLIA 1984). Les phénomènes d'érosion durent être importants au Moyen-Age puisque, d'après les mêmes auteurs, le village de Liddes n'aurait initialement pas occupé sa place actuelle, mais se serait situé un peu plus en amont, sur un relief que la rivière aurait progressivement détruit, obligeant les habitants à déplacer leurs maisons et leur église.

Dépôts artificiels

Les dépôts artificiels reportés sur la carte dépendent essentiellement de galeries hydro-électriques. Ceux qui accompagnent le barrage des Toules sont bien visibles. Ils sont beaucoup plus discrets dans la région d'Orsières, étalés en une mince couche près de la centrale électrique. A l'A Neuve (572.7/86.8), une imposante digue de terre devrait canaliser les avalanches descendant du glacier du même nom.

Sites archéologiques

Dans le Creux de Boveire, à l'est de la Pointe des Toules, à 2600 m d'altitude se trouve un ouvrage en pierres sèches connu dans la région sous le terme de «mur d'Hannibal». C'est un mur coudé de 3 m d'épaisseur qui, à cause des irrégularités du sol, passe de 1,5 à 3 m de hauteur. S'il n'a rien à voir avec le général carthaginois, son origine est totalement mystérieuse.

TECTONIQUE

Socle cristallin du massif du Mont Blanc

Les schistes cristallins n'affleurent que tout au nord-ouest de la feuille Orsières. Ils montrent mal les directions N20°E à N25°E qui sont les directions régionales de la schistosité dominante de ces schistes cristallins. Elle résulte de deux déformations dans le même plan (VON RAUMER 1988):

- La première phase de déformation est contemporaine du métamorphisme de faciès amphibolite de ces schistes cristallins.
- La seconde phase n'atteint que le faciès schiste vert à biotite et voit se développer une très forte schistosité mylonitique.

Par la suite ces schistes cristallins subiront les mêmes contraintes que le granite. L'histoire de ces contraintes est plus facile à déchiffrer dans celui-ci.

Le granite lui-même montre un alignement primaire de toutes ses inhomogénéités suivant une direction NE. Par ailleurs, les diaclases, responsables des grandes aiguilles rocheuses caractéristiques de ces montagnes, sont disposées suivant les directions de la tectonique de Cloos (VON RAUMER 1976). Les événements tardihercyniens se traduisent par l'apparition de zones de mylonites, voire de plis très étroits, mais en dehors de la carte qui nous concerne. Leur direction est N45°E. Près du glacier du Trient, c'est une faille de cette génération qui met en contact le granite et les schistes cristallins. D'autres failles et zones de mylonites de même direction (ou les mêmes) vont jouer au cours de l'orogénèse alpine: le synclinal de Chamonix-Martigny suit cette direction NE.

Les failles et les mylonites alpines sont nées dans le faciès schiste vert, ce qui montre que, à ce moment, le Mont Blanc se trouvait à une grande profondeur (13 km selon les inclusions fluides, POTY 1969, POTY & al. 1974).

Couverture sédimentaire du massif du Mont Blanc (Autochtone) et Helvétique s. l.

L'Autochtone et l'Helvétique forment une série d'écailles isoclinales parallèles. L'Autochtone n'est pas toujours une couverture simple; elle peut localement être dédoublée et montrer deux barres de Malm séparées par du Dogger.

Une assise marneuse (Valanginien?) lardée de lames de cristallin mylonitique sépare la couverture autochtone de l'Helvétique. Ces lames forment un chapelet de lentilles qui a été suivi de l'Italie jusque dans la région de Sembracher. Elles peuvent être accompagnées d'autres roches: dolomies triasiques, schistes aaléniens ou calcaires spathiques du Dogger (GRASMÜCK 1961). Des lames de roches sédimentaires sans matériel cristallin se trouvent parfois dans la même position. La grande continuité latérale de ces lames mylonitiques n'empêche pas qu'elles soient fortement boudinées et déformées, ce qui explique leur disposition en lentilles. Il y a parfois répétition: tout au sud de la feuille dans les pentes de Sur la Lys, on peut voir trois lames cristallines superposées. C'est sans doute pour des raisons tectoniques qu'elles apparaissent à différents niveaux de l'assise schisteuse considérée comme valanginienne. Diverses hypothèses ont été avancées pour expliquer la genèse de ces lames: activité magmatique, conglomérat à blocs géants (VON RAUMER 1976); mais l'explication tectonique reste la plus vraisemblable.

Au sein de l'Helvétique, plusieurs lames isoclinales ont pu être cartographiées (GRASMÜCK 1961):

- La plus externe ne comprend que du Malm et ne se distingue de l'Autochtone que par la présence des lames cristallines. Elle traverse toute la feuille Orsières, avec une épaisseur qui varie entre 40 et 100 m.
- Puis s'intercale une lame bien développée plus au nord, qui vient mourir sous Champex où elle n'est plus représentée que par un Malm très écrasé.
- La troisième lame est la plus continue, avec ses 200 m d'épaisseur et sa série qui va de l'Aalénien au Malm. Dans une grande partie du val Ferret, l'Helvétique n'est représenté que par cette unité.
- Une quatrième unité n'apparaît que dans la partie méridionale du val Ferret, au sud de Prayon. Elle comprend de l'Aalénien et du Dogger sous le faciès de schistes mordorés.
- Enfin les unités les plus internes ne montrent plus guère que des assises schisteuses du Lias et de l'Aalénien contenant des noyaux triasiques.

La plupart des auteurs s'accordent pour placer dans ces écailles isoclinales les racines des nappes des Diablerets et du Wildhorn (GRASMÜCK 1961). La plus interne de ces lames serait ultrahelvétique, mais tous les auteurs ne sont pas d'accord sur cette question (MASSON & al. 1980).

A l'échelle de l'affleurement, la caractéristique la plus frappante est la présence d'une très forte linéation pénétrative, perpendiculaire à la direction des couches. La succession des déformations est la suivante (AYRTON 1969):

- Lors d'une première phase, contemporaine d'un léger métamorphisme, apparaît une linéation (actuellement inclinée de 60° vers l'ESE) qui accompagne des plis très isoclinaux, pratiquement jamais visibles à cause de la recristallisation. On ne voit pas clairement à quelle structure mégascopique pourrait correspondre cette linéation.
- La deuxième phase de plissement voit se mettre en place les écailles cartographiées par GRASMÜCK (1961). Les plis, très aigus, plongent de 35° au NNE et sont accompagnés d'un clivage axial presque toujours parallèle à la stratification.
- La dernière catégorie de déformations résulte de mouvements couches sur couches qui ne proviennent pas de la surrection du Mont Blanc, parce que la géométrie des structures traduit un déplacement des compartiments supérieurs vers l'ouest. Elle est matérialisée par toute une série de structures de style cassant: kink bands, knick zones, souvent en échelons et parfois conjugués. Les veines sigmoïdales de quartz et/ou de calcite datent, pour la plupart d'entre elles, de cette période de déformation.

Pennique

Zone de Sion–Courmayeur

L'*unité de Ferret* débute par plusieurs lames calcschisteuses séparées par des schistes jaunes du Trias qui, généralement, ne dépassent pas 1 m. FRICKER (1960) a séparé la plus basse de ces lames des suivantes; elle contient, au-dessus de Som-la-Proz, des quartzites albitiques et chloriteux qui ont été pris pour des gneiss, ce qui en faisait une bonne candidate pour les racines de la nappe du Niesen. Pour le reste, l'unité de Ferret se présente comme une épaisse série monoclinale.

L'*unité du Roignais–Versoyen* comprend plusieurs plis qui sont de plus en plus isoclinaux vers les parties les plus internes de l'unité. Le pli externe est un synclinal à flanc normal réduit, où les couches de l'Aroley et des Marmontains sont mal différenciées, alors qu'elles sont bien développées au flanc renversé. Les couches de St-Christophe remplissent le coeur du synclinal. En arrière de ce premier pli vient un anticlinal complexe, dans le prolongement du pli de la Tsavra décrit par R. Trümpy plus au sud (OULIANOFF & TRÜMPY 1958). Le coeur du pli montre les couches de l'Aroley et des Marmontains sous leurs plus fortes épaisseurs. Ces épaisseurs diminuent dans les plis tout à fait internes, très isoclinaux.

L'unité de la Pierre Avoi continue dans le même style de plis très serrés et discontinus qui répètent plusieurs fois le même banc sur quelques mètres (FRICKER 1960). Il semble y avoir localement des structures anticlinales à coeur de Trias.

L'analyse des petites structures montre que, dans leur ensemble, ces assises ont enregistré trois phases de déformation (BURRI 1969):

- La première déformation visible est contemporaine du métamorphisme. Seuls de très petits plis sont observables, toujours localisés à l'intérieur des bancs, où les micas sont disposés rigoureusement dans le plan axial. Leurs caractéristiques géométriques sont inconnues, sauf leur plan axial qui est celui de la schistosité dominante: $N20^{\circ}E/60^{\circ}ESE$.
- Suivent dans le temps des plis moins isoclinaux, siège du développement d'un clivage axial dans lequel les micas sont réorientés mécaniquement. Leur plan axial est parallèle à celui des plis de la phase précédente et leurs axes plongent vers l'ESE; ils sont donc perpendiculaires aux grandes structures.
- Les derniers plis sont presque concentriques, avec quelquefois un grossier clivage axial, dans un plan encore une fois parallèle aux précédents. Les axes plongent vers le NE de 10° à 50° .

Il est difficile de dire de laquelle de ces phases relève la mise en place des grandes unités cartographiques.

Zone Houillère

La *partie externe* de la zone Houillère est caractérisée par la présence du Trias. Du bord méridional de la carte jusqu'à la Drance d'Entremont, les affleurements de Trias sont continus, puis ils disparaissent pour ne réapparaître que tout au nord et prendre de l'importance dans le massif du Six Blanc. Quand ce Trias manque, il n'est pratiquement plus possible de placer la limite entre les parties externe et interne de la zone Houillère. Quelques niveaux repères dans le Trias permettent de reconstituer une géométrie totalement illisible dans les assises schisteuses du Carbonifère. La succession des phases qui en a été déduite est la suivante (BURRI 1975):

- La (ou les) phase(s) contemporaine(s) du métamorphisme et de la schistosité laisse(nt) comme trace une linéation plongeant vers le SSE, surtout visible dans les assises calcaires. Elle a le même aspect que la linéation pénétrative observée dans l'Helvétique.
- Dans la région du Roc de l'Oiseau (combe de l'A), une phase très précoce de r trocharriage a      individualis    . Ses plis d  vers     vers l'ESE sont tr     isoclinaux, accompagn     d'un clivage de cr  nulation dans les plans duquel

recristallisent encore du mica blanc et de la chlorite. Le plan axial de ces plis est de direction NNE, dominante dans toute la région.

- Les plis isoclinaux de rétrocharriage sont repris par de gros plis déversés vers le NW, dont les axes plongent de 30° au NE. Ils sont de style plutôt concentrique, mais, dans certaines roches du Carbonifère, un clivage axial serré peut oblitérer la stratification. Les grandes structures qui apparaissent sur la carte au 1: 25'000 prennent naissance au cours de cette phase déjà bien tardive.
- Finalement, quelques plis concentriques perpendiculaires aux grandes structures semblent déversés vers le sud.

Dans la *partie interne* de la zone Houillère, les niveaux repères font défaut. On a donc l'impression d'avoir affaire à une série monoclinale en position normale, avec des schistes noirs à la base et des quartzites conglomératiques au sommet. A la limite imprécise de ces deux ensembles lithologiques, il y a alternance de ces faciès sans qu'il soit possible de savoir s'il s'agit de récurrences stratigraphiques ou de répétitions tectoniques.

Nappe des Pontis

La nappe des Pontis traverse la feuille Orsières sous forme d'une large bande de gneiss qui se trouve dans le prolongement cartographique de la zone du Rutor du val d'Aoste. Ces gneiss n'ont pas ici de couverture mésozoïque, mais une telle couverture existe dans le prolongement de ces gneiss, un peu plus au nord, sur la feuille Sembrancher (BURRI et al. 1983). En Valais central cette couverture passe aux calcaires des Pontis qui ont servi à ESCHER (1988) à définir la nappe des Pontis. C'est donc une nappe dont le socle affleure dans le val d'Entremont et plus au sud, et la couverture mésozoïque dans le Valais central.

Le socle cristallin de la nappe a été subdivisé en sous-unités (BURRI 1983 *a*, 1983 *b*) considérées comme autant de têtes anticlinales localement séparées par des assises du Permo-Carbonifère, ce qui montre bien que ces subdivisions se sont produites au cours de l'orogénèse alpine.

- L'ensemble de la Chenalette, externe, traverse toute la feuille Orsières. Vers le nord, il arrive jusqu'à la vallée de Bagnes et s'ennoe sur sa rive droite, sans doute par plongement axial. Il comprend des gneiss, des gneiss ocellés, des amphibolites très sombres à sa partie externe, des quartzites et des micaschistes graphiteux. Les directions de schistosité y sont parallèles à la direction générale de l'unité.
- L'ensemble de Bourg-St-Pierre est assez large vers le sud et vient disparaître un peu au nord du torrent de Palasui. Il est séparé du précédent par des quartzites bien reconnaissables dans la partie nord, mais qui deviennent dif-

faciles à suivre dans le verrou de Bourg-St-Pierre. Sa composition lithologique est assez voisine de celle de l'unité précédente: gneiss gris, gneiss ocellés, gneiss rubanés, amphibolites.

- Les assises de l'ensemble du Mont Mort qui lui font suite ne sont pas facilement discernables sur la feuille Orsières. Les gneiss y sont très riches en phyllosilicates et prennent l'aspect de micaschistes: micaschistes à grenat, à grenat et staurotide, micaschistes amphibolitiques. A peine visibles à l'entrée du Valsorey, ils affleurent mal plus au sud dans une végétation dense de rhododendrons. Sur la feuille voisine Grand St-Bernard, ils prennent de l'importance et renferment des roches qui ont échappé au métamorphisme alpin: une «fenêtre» de métamorphisme étudiée en détail par THÉLIN (1992).
- Tout en arrière et complètement entourée par les quartzites feuilletés du Permo-Trias, la lame gneissique de Tsousse peut être suivie depuis le sud jusqu'au torrent d'Allèves. Elle comprend des gneiss clairs qui ne se reconnaissent, au sein des quartzites, que par la présence de grenats souvent très gros.

Ces ensembles sont entourés de quartzites parfois grossièrement conglomératiques où une forte schistosité masque toute autre structure.

Les limites entre toutes ces unités sont parallèles à la schistosité dominante; leur mise en place date donc des phases précoces au cours desquelles est née cette schistosité. Dans tous ces gneiss, cette schistosité est reprise par les plis déversés vers le SE de la phase tardive de rétrocharriage. Les petites structures associées sont ubiquistes, allant de plis métriques à des petits plis visibles en lames minces.

Nappe de Siviez-Mischabel

La nappe de Siviez-Mischabel est constituée d'un socle cristallin et de son enveloppe permo-triasique. En Valais central, elle porte sur son dos une couverture mésozoïque qui se réduit, en direction de l'ouest, à une mince bande de cornieule, et disparaît dans le val de Bagnes (ESCHER 1988).

Le socle cristallin affleure sous la forme de plusieurs lames dans la partie nord de la feuille, mais une seule de ces lames se poursuit vers le sud. Ces différentes lames sont séparées les unes des autres par des sédiments permo-triasiques: leur mise en place est donc alpine. Elles doivent correspondre à autant de plis très isoclinaux, qui s'annoient et disparaissent entre le bord de la feuille Orsières et le val de Bagnes, car elles ne réapparaissent plus sur le versant droit de cette vallée où le socle est beaucoup plus épais.

Le *zone de Mille*, sous ce socle, est constituée de quartzites feuilletés et de quelques niveaux conglomératiques. On admet qu'elle contient la couverture de

la nappe des Pontis en position normale (partie externe de la zone), et la couverture de la nappe de Siviez–Mischabel en position renversée (partie interne de la zone). Quant à cette couverture en position normale, il faut aller la chercher dans la *zone de la Ly* (BURRI 1983 *a, b*). Dans la zone de Mille, l'absence de niveau-repère empêche toute reconstitution géométrique. Les plis qui déforment le socle doivent s'y poursuivre mais ne sont pas visibles. Dans la zone de la Ly, la lithologie variée permet une analyse plus fouillée qui révèle certains faits intéressants:

- A l'est du Grand Aget, dans des affleurements bien dégagés, le contact des quartzites albitiques foncés de l'unité du Métailler sur les quartzites clairs permo-triasiques de la zone de la Ly est bien visible. La schistosité coupe en oblique ce contact avec un angle de 10° à 15° . La schistosité est donc postérieure à ce contact.
- Des critères sédimentologiques et stratigraphiques permettent de localiser un synclinal dont le flanc normal affleure dans le Mont Rogneux, et le flanc inverse dans le Grand Aget.
- Le flanc inverse de ce synclinal est repris par une structure de rétrocharriage qui dessine un pli de plusieurs dizaines de mètres, bien visible dans la paroi ouest du Grand Aget qui domine la dépression de la Chaudière. De nombreuses structures de moindre importance accompagnent ce gros pli. Elles montrent un clivage axial particulièrement bien développé dans les assises quartzitiques, avec des axes de plis qui plongent d'environ 40° vers le NE et des plans axiaux plongeant de 40° à 50° vers le SE.
- Les plis de rétrocharriage sont suivis de plis plus jeunes, également déversés vers le SE, mais de plan axial moins incliné.

Nappe du Mont Fort

La nappe du Mont Fort est interprétée comme un gros anticlinal couché. Plus au nord, la série du Greppon Blanc, constituée de quartzites feuilletés blancs et de conglomérats probablement permo-triasiques, est considérée comme faisant partie de son flanc renversé (SCHAER 1959 *a*). Au flanc normal de la nappe, ces quartzites sont réduits mais la couverture mésozoïque affleure au fond du val de Bagnes. Le coeur de la structure anticlinale est occupé par l'unité du Mont Fallère (GOUFFON 1993) qui vient s'interrompre au fond du Valsorey (587.95/85.45; feuille 1366 Mont Vélan). Elle peut être assimilée au Carbonifère interne des Alpes de Savoie (schistes noirs de Vanoise septentrionale) et du val d'Aoste.

L'analyse des petites structures a montré au même auteur une succession complexe de phases de déformations dont les seules visibles sur la feuille Orsières sont les structures de rétrocharriage.

Relations entre la déformation et le métamorphisme

Les déformations communes aux différentes unités ne ressortent pas clairement de leur description. Elles seraient les suivantes:

- La phase de déformation la plus jeune ne semble avoir été enregistrée que par les assises triasiques de la partie externe de la zone Houillère. Ce sont de gros plis, perpendiculaires à la chaîne et déversés vers le sud, traduisant donc un mouvement dextre. Ils sont postérieurs à toute recristallisation.
- La phase précédente est aussi postérieure à la recristallisation. C'est une phase de charriage en direction du NW qui a engendré les principaux plis du Trias de la zone Houillère externe. Au même type de mouvement peuvent être rattachés des plis moins importants dans la zone de Sion–Courmayeur et des déformations plus cassantes dans l'Helvétique et l'Autochtone. Dans les unités plus internes, cette déformation n'a pas été signalée sur la feuille Orsières, mais elle est connue dans le socle de la nappe du Mont Fort, près de Mauvoisin et plus au sud où GOUFFON (1993) l'a décrite en territoire italien.
- Dans la zone de Sion–Courmayeur, il existe une multitude de petits plis perpendiculaires à la chaîne et qui montrent un mouvement senestre. Ils semblent postérieurs à la recristallisation.
- Le Trias de la zone Houillère externe montre des plis isoclinaux d'une phase de rétrocharriage assez précoce pour que le clivage axial des plis soit partiellement d'origine métamorphique, déterminé par de grandes paillettes de mica blanc et de chlorite. L'albite est même postérieure à la croissance de ces deux minéraux car elle les contient en inclusions orientées. Les mêmes relations sont observables dans les plis de rétrocharriage moins isoclinaux des unités plus internes, qui voient se développer dans leur schistosité axiale le mica blanc, la chlorite, le glaucophane, l'actinote, le stilpnomélane et, évidemment, l'albite. Des plis de rétrocharriage n'ont été signalés ni dans la zone de Sion–Courmayeur, ni dans l'Helvétique, ni dans la couverture du Mont Blanc.
- En remontant dans le temps, on arrive aux phases contemporaines de la schistosité principale dont la succession est encore inconnue. Au cours de ces phases se forment les grandes structures cartographiées, que ce soient les écaillés de l'Helvétique, les plis très isoclinaux des nappes des Pontis ou de Siviez–Mischabel. Les minéraux qui recristallisent dans les assises du Permo–Carbonifère et du Permo–Trias sont le quartz, l'albite, le glaucophane, l'actinote, l'épidote, le mica blanc, la chlorite, le stilpnomélane et les carbonates. Dans le soubassement monocyclique de la nappe du Mont Fort (unité du Métailler), il faut leur ajouter le chloritoïde et le grenat.

- Les plus anciens minéraux métamorphiques, antéalpines, ne se trouvent que dans les socles polycycliques: plagioclases, muscovite, biotite, grenat, biotite. La staurotide, l'andalousite et la sillimanite, qui existent un peu plus au sud, ne se trouvent pas sur la feuille Orsières. Tous ces minéraux vont être partiellement ou totalement repris par le métamorphisme alpin. En lames minces, dans quelques localités spécialement bien protégées de la déformation alpine, ces roches ont conservé la trace de deux phases de déformations.

Le tableau suivant résume ces relations.

Tableau 1: *Relation cristallisation/déformation*

	Phases antéalpines	Phases alpines synschisteuses	Phases de rétrocharriage	Phases tardives
Quartz	_____	_____	_____	_____
Albite	_____	_____	_____	_____
Muscovite	_____	_____	_____	_____
Phengite	_____	_____	_____	_____
Biotite	_____	_____	_____	_____
Chlorite	_____	_____	_____	_____
Hornblende	_____	_____	_____	_____
Actinote	_____	_____	_____	_____
Glaucophane	_____	_____	_____	_____
Epidote	_____	_____	_____	_____
Grenat	_____	_____	_____	_____
Chloritoïde	_____	_____	_____	_____
Staurotide	_____	_____	_____	_____
Andalousite	_____	_____	_____	_____
Sillimanite	_____	_____	_____	_____
Calcite	_____	_____	_____	_____

MATIÈRES MINÉRALES ET EXPLOITABLES

RESSOURCES ET TRAVAUX MINIERS

Anthracite

Les gisements d'anthracite de la zone Houillère sont connus des habitants depuis fort longtemps. Certains gisements et anciennes concessions sont déjà répertoriés par GERLACH (1859), et les prospections et exploitations du XIX^e siècle sont décrites dans le détail par WEHRLI (1925).

A la fin de la première Guerre Mondiale, la société des «Mines d'Anthracite d'Entremont SA» a exploité les mines de Chandonne (580.03/95.02; 579.86/95.30) et celle dite des Arpalles (580.10/97.60) aux Beux, au-dessus de Commeire. La production a atteint quelque 200 t en 15 mois d'exploitation (CHRIST 1925).

Lors de la seconde Guerre Mondiale, la mine des Arpalles fut remise en activité, le charbon étant acheminé par téléphérique jusqu'à la gare d'Orsières. Malgré de gros efforts et d'importants investissements, la mine ne produisit que 2600 t et fut abandonnée dès le début de 1944 (FEHLMANN 1947). Pendant la même période, on a extrait 20 t d'un charbon riche en cendres d'une veine déjà connue et exploitée par les anciens à Planabas (580.27/91.98). Pour réactiver d'anciens travaux miniers du XIX^e siècle entre la Pointe du Revedin et le Roc de l'Oiseau (576.4/88.6), d'importantes infrastructures de transport et de stockage ont été réalisées avant qu'une étude ne montre que l'exploitation des trois groupes de filons reconnus était irréaliste (WEHRLI 1925, FEHLMANN 1947).

Fer, blende et galène

Plusieurs gisements de fer, souvent associé à de la blende et à de la galène, sont connus dans le val Ferret. Dans la dalle de l'Amône (573.2/87.9), au contact des schistes aaléniens et des calcaires bajociens, de la pyrite a été exploitée dans les années 1870. Elle s'y trouve associée à de l'hématite et à de la galène (FEHLMANN 1919).

Des minéralisations de pyrite liées à la rhyolite de la bordure du massif du Mont Blanc ont fait l'objet de grattages dans les parois de la forêt Voutaz (574.6/96.1), à l'est du Revers d'Orny (574.6/95.2) et sous la Tête Dacier (573.85/91.80) où une galerie de 20 m a même été creusée.

MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION

Carrières

Le lieu-dit les Moleires (rive gauche de la Drance d'Entremont, 1 km en amont d'Orsières) conserve peut-être le souvenir d'une carrière de meules. Pendant les XIII^e et XIV^e siècles, on sait que la région de Liddes–Orsières produisait et exportait des meules de moulin. Si la localisation est juste, on devait exploiter quelque gros banc géseux des couches de St-Christophe, car les quartzites des Marmontains ne passent pas dans la région (DUBUIS 1990).

La carrière de Vichères (579.0/94.6) a produit quantité de dalles et d'autres pierres de construction. Elle a été exploitée jusqu'en 1968. Une concession a été accordée en 1880 pour la prospection et l'exploitation de marbre, mais les

choses en sont restées là. Une tentative d'exploiter des dalles au Roc-de-Cornet (579.4/93.6) a rapidement échoué vu la mauvaise qualité de la roche.

Gypse et chaux

Une carrière de gypse, dont toute trace a disparu, près de Chez-Petit, alimentait des fours à plâtre de Drance. Son exploitation est déjà attestée au milieu du XV^e siècle (DUBUIS 1990). Sa concession a été renouvelée en 1880 et on y travaillait encore en 1917.

A Fornex (578.7/95.3) et en quelques autres lieux qui en ont conservé la trace dans leurs noms fonctionnaient des fours à chaux; c'est sans doute les calcaires de l'Aroley qu'on exploitait.

Gravières

L'exploitation récente la plus durable a été celle des graviers de la terrasse dominant Orsières. Elle a débuté en 1955, justifiée d'abord par les travaux hydro-électriques, puis par la construction de la route du tunnel du Grand St-Bernard (LATTION & QUAGLIA 1984).

HYDROGÉOLOGIE

Sources

Seules les sources associées aux schistes noirs de la zone Houillère (externe et interne) semblent répondre d'une localisation déterminée par la géométrie régionale des assises. Elles ne sont pas très abondantes dans la combe de l'A où l'eau est évacuée soit en circulation karstique dans les calcaires, soit en écoulement proche de la surface dans les formations meubles (éboulis, tassements et glissements). Les sources deviennent très fréquentes sinon très abondantes dès que ces schistes noirs débouchent dans le val d'Entremont. Elles entretiennent de nombreuses zones humides et favorisent ainsi les glissements de terrain. Sur la rive droite du val d'Entremont, ces schistes noirs imperméables sont très probablement à l'origine des nombreuses sources en partie captées qui dominent Chandonne. Les sources du torrent de Pont Sec ont la même localisation.

D'autres sources sont associées à une formation géologique: ce sont celles qui dépendent des glaciers rocheux (Bavon, Crêta de Vella, Champlong, Forgnon et Emenna). Leurs eaux sont souvent très froides. A défaut de glaciers rocheux, les éboulis alimentent de nombreuses sources. Si le bassin d'alimentation est de taille réduite, ces sources peuvent être temporaires. Le plus vaste de ces

bassins est celui du haut val d'Arpette dont les eaux ressortent dans la petite plaine morainique de l'alpage d'Arpette, dans la source du Durnand.

Les autres sources jallissent dans la partie basse des versants, pour de simples raisons gravitaires. Le plus souvent elles se trouvent dans la moraine: région de Champex, des Arlaches, Palasui, Bourg-St-Pierre, Valsorey. Quelques replats importants à flanc de coteau ont pu jouer le même rôle que le fond de la vallée, et des sources peuvent y être localisées; tel est le cas des sources des Arpalles en face de Bourg-St-Pierre.

Données des galeries hydro-électriques

Les informations issues de travaux souterrains sont peu nombreuses. Deux galeries cheminent à quelques dizaines de mètres sous la surface. La plus longue, dans le val d'Entremont, conduit les eaux du lac des Toules à Palasui, puis, pour un second pallier, de Palasui à la chambre d'équilibre qui domine Orsières (Pt 1305 m). La visite de ces galeries, lorsqu'elles sont hors service, permet de repérer de nombreuses venues d'eau sans grande importance, sauf au passage de la combe de l'A. Jusqu'en 1942, le bassin de la combe de l'A alimentait les importantes sources de la Tsi (579.5/93.8), qui disparurent lorsque le torrent de l'A fut dérivé dans la galerie hydro-électrique. Les venues d'eau ont également une certaine importance aux endroits où les galeries franchissent des plans de tassement, comme, par exemple, ceux qui affectent les rochers du Fratset (580.6/91.5).

En rive droite du val Ferret, une galerie amène l'eau de Saleina à la chambre d'équilibre qui domine Orsières. Creusée au début du siècle très proche de la surface, elle a dû être reperçée plus profondément dans les années 70 (BURRI & GRUNER 1976). Elle chemine toujours dans les calcschistes feuilletés de l'unité de Ferret. Ces assises se sont montrées relativement sèches, sauf au passage de plans de tassement où l'eau pouvait être abondante, mais pour une durée limitée à quelques heures. Des travaux récents accompagnés d'analyses systématiques ont montré que les eaux de cette galerie sont sulfatées.

EXCURSIONS

EXCURSION 1

Champex – La Breya – Orny – Trient – Roc des Plines

(1½ jours)

Cette excursion propose un cheminement passant à travers tous les types de granitoïdes du massif du Mont Blanc. A partir de Champex gagner la cabane du Trient (CAS) dans l'après-midi en 3-4 h et consacrer la journée du lendemain à l'excursion proprement dite. La randonnée a un caractère alpin; elle nécessite de s'engager sur des glaciers et l'équipement doit être choisi en conséquence.

En partant de Champex, un télésiège permet d'accéder rapidement sur l'épaule nord-est de la Breya (Grands Plans, 2188 m). La station et le restaurant sont bâtis sur la rhyolite. Il est bon de l'observer ici car elle y affleure bien, ce qui est peu courant, et sous son aspect le plus typique, à biotites parallèles.

Prendre le chemin de la cabane d'Orny. On sort de la rhyolite, traverse le leucogranite-porphyre et entre dans le faciès de bordure du granite du Mont Blanc, recoupé par de nombreux filons de leucogranite-porphyre. Les contacts entre ces deux dernières roches sont très difficiles à observer le long du sentier, surtout à cause de l'altération superficielle. Il vaut mieux laisser leur étude pour le lendemain, où le chemin passera par des affleurements bien meilleurs. Par contre les éboulis en présentent des blocs très frais.

Le granite devient de plus en plus pauvre en filons de leucogranite-porphyre. Peu après la nouvelle cabane d'Orny, on s'engage sur le glacier pour atteindre la cabane du Trient. Si les conditions le permettent, il vaut la peine de faire le détour par le col d'Orny. Dans la paroi de l'éperon marquant le col (569.460/94.065/3060m), on voit bien l'alignement des phénocristaux de feldspath potassique de la protogine. Avec un peu de chance, s'il y a peu de neige, on prend pied sur le rocher à côté d'un petit filon de granite-porphyre.

Si l'on dispose encore de deux heures, les environs de la cabane du Trient permettent l'observation de la protogine, de lamprophyre et de granite-porphyre. Le mieux est de suivre, depuis le col d'Orny, l'arête qui mène à la Pointe d'Orny. A 3120 m, on recoupe le lamprophyre. Il faut ensuite dépasser le sommet et continuer à suivre la crête vers l'ouest. Au col qui sépare la Pointe d'Orny du Pt 3234 m, on trouve le granite-porphyre, sous forme d'un alignement de blocs résultant de la dislocation du filon; sur certains blocs, il est possible d'observer le contact avec la protogine encaissante.

La seconde journée débute au pied des Aiguilles Dorées. Descendre sur le glacier au col d'Orny et le remonter en direction du Roc des Plines que l'on aborde par le nord-ouest. Son sommet, fortement tectonisé, est formé de lames

fauchées. Sa base ouest présente un contact (en place ?) entre le leucogranite et la protogine. En restant au fond du cirque éolien, on atteint le petit col entre le Roc des Plines et les Aiguilles Dorées. Lorsqu'il y a peu de neige, remonter – versant Trient – quelques dizaines de mètres le long de l'arête conduisant au Trident pour toucher une pegmatite graphique à biotite et feldspaths potassiques géants (569.505/92.965/3300m). Des blocs provenant de cette pegmatite peuvent s'observer directement au petit col.

Descendre sur le versant Saleina en se tenant à quelque distance des rochers (crevasses), en direction du glacier des Plines; à main droite, un filon de leucogranite intercepte la crête et forme une sorte de «couronne» claire, visible de loin. Large d'une vingtaine de mètres, il traverse de part en part l'éperon sud-est du Trident, mais c'est dans le flanc nord de l'arête SSE issue de la Tête Biselx (569.265/92.165/3075m) qu'il vaut la peine d'être étudié. On y observe de magnifiques contacts magmatiques entre la protogine, parfois sous son faciès de bordure, et le leucogranite: englobements de granite dans le leucogranite pouvant se réduire à un seul feldspath potassique enrobé de biotite, traînées de biotite arrachées à la protogine et «mal digérées», etc.

Revenir sur ses pas jusqu'au col d'Orny et descendre en direction de la cabane d'Orny. Les derniers rochers de la base du pilier sud-est de l'Aiguille d'Orny, que l'on touche avant de prendre pied sur la moraine, présentent le faciès de bordure de la protogine. S'engager sur le sentier conduisant au vallon d'Arpette de Saleinaz pour gagner les dalles du glacis frontal du glacier d'Orny (571.820/94.325/2570m). On y observe l'intrusion massive du leucogranite-porphyre dans le faciès de bordure de la protogine et des phénomènes tels que contamination du premier (biotite) et englobement du second. Cet endroit représente une zone de faiblesse à l'intersection de deux lignes tectoniques majeures, ce qui a permis au leucogranite-porphyre de faire intrusion et causé la curiosité morphologique du lieu, la dépression faisant obliquer les ruisseaux issus du glacier d'Orny vers le sud-est.

Remonter quelque peu pour rejoindre le haut de la combe d'Orny. S'y engager en parcourant la base nord du petit sommet coté 2630 m. On y observe des filons de leucogranite-porphyre, leurs contacts avec la protogine et des miaroles situées près de ceux-ci, surtout dans les filons, mais aussi parfois dans l'encaissant (572.145/94.650/2530m). Gagner la petite plaine fluvio-glaciaire, dont le verrou est en plein dans le faciès de bordure de la protogine. Les parois au nord de ce replat (572.110/94.820/2490m) présentent de beaux schlieren parallèles à biotite.

Gagner le col de la Brea en traversant le faciès de bordure du granite du Mont Blanc, recoupé par des filons de leucogranite-porphyre, et dont l'un d'eux passe exactement par le col. Descendre sur l'autre versant, dans le Creux de la Brea, et quitter le sentier dès que possible vers la gauche pour rejoindre le pied des parois constituées elles aussi de granite à faciès de bordure recoupé par des

filons de leucogranite-porphyre. En atteignant l'éperon fermant à l'ouest le Creux de la Breya (572.975/96.000/2300m), on entre dans le filon principal. Il contient ici de belles ocelles de quartz. Regagner Champex en descendant par le val d'Arpette.

Le contact entre la rhyolite et le leucogranite-porphyre n'est pas aisé à observer. Il est souvent caché par la végétation ou les éboulis et fortement repris par la tectonique. Il existe cependant un endroit où le contact magmatique est encore parfaitement visible, 50 m au-dessus du sentier conduisant de Champex à la combe d'Orny, dans la forêt Voutaz (574.685/96.070/1530m). On le voit recoupant un éperon rocheux avec une orientation de 150°E/38°NE.

EXCURSION 2

Cabane Brunet – Mont Rogneux

(1 jour)

Le cheminement normal pour gagner le Mont Rogneux débute à la cabane Brunet qui peut être atteinte en voiture par une petite route bien entretenue. La première partie de l'excursion se trouve donc sur la feuille Chanrion, voisine orientale de celle d'Orsières. La route des alpages, en prolongement de la route carrossable, permet de prendre progressivement de l'altitude, tout en recoupant de beaux affleurements juste avant l'alpage de Sery. Ce sont des schistes gris ou noirs à patine rouille et à reflets mordorés. Riches en chlorite, chloritoïde, matière organique et en albite lorsque le chloritoïde est absent, ils appartiennent à l'unité du Métailler, dans une partie où cette unité est pauvre en gneiss albitiques et en prasinites. A la première épingle à cheveux, quitter la route et suivre le sentier qui traverse les prés marécageux de Pindin et s'enfile dans une combe étroite et rectiligne déterminée par le contact entre l'unité du Métailler, à main gauche, et les quartzites conglomératiques de la zone de la Ly, à main droite. Toujours bien marqué, le sentier zigzague le long de cette limite et débouche, à 2760 m, sur un petit plateau qui prolonge la dépression morainique du Goli d'Aget. Vers le sud-ouest ce replat est bordé par un escarpement d'une dizaine de mètres de hauteur, qui permet d'observer la plus belle coupe de la région dans les assises détritiques de la zone de la Ly:

- En partant de l'est, la coupe s'amorce dans les schistes albitiques et prasinitiques de l'unité du Métailler.
- Puis vient une dépression de 5 à 6 m de large, due à la présence de roches très écrasées et localement (vers le haut) riches en gros boudins de quartz filonien.

- Au-delà de cette dépression les assises détritiques de la Ly débutent par 15 m de quartzites gris, schisteux, voire phylliteux, localement conglomératiques.
- Puis viennent 30 m de quartzites plus clairs dans lesquels les bancs conglomératiques atteignent le mètre; les galets centimétriques de quartz sont en relief et forment des surfaces rugueuses.
- Ensuite, sur 20 m, les quartzites sont moins purs et prennent une teinte jaunâtre due à la présence de pélites et de carbonates. Vers le sommet de ce niveau une ignimbrite très blanche atteint 40 cm.
- Les conglomérats disparaissent, laissant la place à 10 m où alternent, en bancs décimétriques, des quartzites jaunâtres un peu phylliteux et des quartzites chloriteux albitiques.
- Ces quartzites chloriteux gris deviennent rapidement dominants, pouvant former des bancs métriques, séparés par de petits niveaux (5 à 10 cm) plus schisteux, jaunes et riches en carbonates, et qui passent vers le haut à trois bancs décimétriques de carbonate roux associés à des assises particulièrement pélitiques et gréseuses. En tout, 15 m.
- Puis sur 30 m reviennent des quartzites fins, voire très fins, gris, qui contiennent quelques bancs décimétriques à métriques de conglomérats à galets de quartz dominants, mais auxquels s'ajoutent des galets cristallins et des galets de calcaire roux souvent assez volumineux. Près du passage à l'assise suivante il y a deux niveaux ignimbristiques, dont le plus occidental est boudiné.
- Ces quartzites surmontent environ 30 m de roches rubanées très fines, faites d'une alternance de niveaux décimétriques clairs (tufs?) et foncés, certains à petits galets ignimbristiques fortement déformés.
- Dans le fond de la combe, partiellement recouverts de moraine récente, les quartzites sont atypiques, un peu schisteux, à niveaux plus carbonatés dispersés.

Pour observer la suite de la coupe, il faut emprunter le sentier qui suit la crête orientale du Mont Rogneux. Après la moraine historique du Goli d'Aget, il traverse toute une région de roches polies par le glacier. Ce sont des quartzites un peu feuilletés, riches de quelques bancs conglomératiques où il est souvent facile d'observer les angles très ouverts que font entre elles la stratification et la schistosité, témoignage de la présence d'une charnière de pli impossible à localiser très précisément. L'arête est taillée dans ces quartzites peu typiques jusque vers 2900 m, où passent des assises plus sombres et plus fines rappelant la lithologie des roches rubannées signalées ci-dessus, mais le rubanement y est peu visible.

Le sommet du Mont Rogneux est taillé dans des quartzites gris assez homogènes et pauvres en conglomérats. Ceux-ci ne deviennent abondants qu'à l'ouest du sommet, mais ils restent relativement peu épais. La déformation très intense permet tout de même de reconnaître les niveaux roux de carbonate et de probables ignimbrites. Au col entre le sommet principal et le sommet occidental (Pt 3032 m) passe le contact entre ces séries et les quartzites albitiques feuilletés et riches en ovarites, qui prendront de l'importance en direction du nord. Il vaut la peine de pousser la balade le long de l'arête ouest jusque vers 2900 m, affaire de toucher le socle de la nappe de Siviez-Mischabel, qui contient ici des gneiss de Thyon associés à des assises amphibolitiques massives.

On aura avantage à regagner la cabane Brunet par le même chemin. Une autre possibilité consiste à poursuivre la descente de l'arête ouest du Mont Rogneux jusqu'aux Oujets de Mille, en recoupant une lame de gneiss noyée dans les quartzites permo-carbonifères de la zone de Mille, avant d'atteindre les gneiss du socle de la nappe des Pontis qui arrivent presque aux Oujets de Mille. Mais pour exploiter sans trop de fatigue cette possibilité, il faut prévoir de faire monter une voiture soit à l'alpage de Mille, au nord des Oujets (mauvaise route réservée au trafic agricole), soit à celui d'Erra d'en Bas, au sud du col. Des Oujets de Mille, il est aussi possible de regagner à pied la cabane Brunet par un sentier qui longe à peu près la cote 2100 m. Mais le trajet est fastidieux et trompeur: le sentier monte et descend pour déboucher sur la route quelque 100 m au-dessous de la cabane.

EXCURSION 3

Traversée du val Ferret à celui d'Entremont

(1 jour)

Le sentier qui permet cette traversée est bien tracé et ne présente pas de difficulté. Dénivellation de 1000 m; compter la journée. Départ de la Seilloz (Pt 1503 m) au-dessus de Prayon, par une petite route qui reste sur la rive droite du torrent i Drou et gagne la Verne. Puis c'est un sentier qui continue à suivre le torrent jusqu'au sommet de son cône de déjection avant de s'engager dans la combe Bertholet. Sur tout ce parcours, le sentier emprunte une dépression tapissée de matériel quaternaire. Dès le sommet de la combe Bertholet, il zigzague dans les couches de St-Christophe jusqu'au Pt 2192 m où il recoupe des couches des Marmontains bien reconnaissables, avant de pénétrer dans les calcaires de l'Aroley. Il emprunte ensuite une combe morainique. Au sortir de cette combe, le sentier traverse un abrupt qui donne une bonne coupe de la lithologie complexe de l'unité de la Pierre Avoi:

- A 2400 m, des calcaires bleus massifs et microbréchiques sortent de la couverture quaternaire; ils pourraient encore appartenir aux couches de l'Aroley.
- Ils cèdent la place à des grès en bancs décimétriques séparés par des petits lits schisteux sombres; les grès contiennent des boudins ou de gros galets plus calcaires (20–50 cm de long, 10 cm d'épaisseur). Cette assise, qui totalise environ 30 m devient plus schisteuse vers le haut, mais toujours avec les mêmes galets.
- Elle se termine par un banc discontinu de calcaire massif, à fins liserés siliceux (Lias), épais de 5 m, qui s'arrête au sentier pour être remplacé vers le sud par des calcaires dolomitiques. Il semble s'agir en fait d'une brèche à mégablocs de diverses natures (calcaires spathiques, calcaires dolomitiques, calcaires siliceux, quartzites blancs, pélites et psamites grises) pris dans une matrice gréseuse et localement conglomératique. Cette assise ferait au total 30 m et elle se termine par 5 m de marbres blancs qui semblent continus.
- Au-dessus vient un banc d'une dizaine de mètres de calcaire sombre à galets polygéniques atteignant 30 cm.
- La série schisto-quartzitique ressemble beaucoup au Carbonifère; elle s'en distingue par la présence de niveaux carbonatés et de sporadiques brèches à galets de calcaires divers. Elle aurait environ 100 m d'épaisseur.
- La limite est très difficile à tracer avec les schistes et grès du Carbonifère qui surmontent le tout et contiennent, juste sous le col, un petit niveau vert.

A partir du col le sentier se perd, mais la descente en direction de l'alpage de la Tsissette débute dans les prairies du fond de la combe qui sépare le Roc de l'Oiseau et la Pointe du Revedin, et se poursuit par l'une des nombreuses petites dépressions qui suivent la stratification ou la schistosité des calcaires.

La combe est bordée, à main gauche, par les parois du Roc de l'Oiseau. Les quartzites et les calcaires triasiques qui déterminent ces parois sont complètement entourés par les grès et les schistes du Carbonifère. Les assises triasiques surmontant le Carbonifère, donc en position normale, se retrouvent plus bas, formant un affleurement continu le long de la rive gauche de la combe de l'A. Le Trias du Roc de l'Oiseau ne peut se trouver dans sa position actuelle que par le jeu d'un pli isoclinal déversé vers le sud. De plus ce petit synclinal (antiforme) calcaire est affecté de gros plis bien visibles dans la paroi orientale du Roc de l'Oiseau, mais totalement masqués par la schistosité dans les assises du Carbonifère. Les fines lames de schistes carbonifères qui permettent de suivre la géométrie des plis au-dessus de la Tsissette ne sont repérables qu'avec beaucoup d'attention.

Le torrent de la combe de l'A suit le contact entre les calcaires de la partie externe et les schistes de la partie interne de la zone Houillère. Etant donné cette lithologie, il n'y a pas d'affleurements le long du chemin. On peut choisir de quitter la combe de l'A par la petite route qui descend sur Vichères en traversant les calcaires triasiques, ou de poursuivre par le sentier qui longe le torrent jusqu'au virage de la route coté 1357 m. La route recoupe alors une haute paroi de quartzites blanc-jaune du Trias inférieur, puis les carbonates du Trias moyen qui déterminent le Roc de Cornet. Contre ces calcaires, une modeste exploitation met au jour des graviers stratifiés déposés probablement dans un lac de barrage glaciaire. Le village de Liddes se trouve sur une terrasse. La route qui gagne ce replat donne une bonne coupe dans des sédiments silteux contenant quelques blocs, dont des granites du Mont Blanc. Il s'agit encore de dépôts glaciolacustres.

EXCURSION 4

Route du col du Grand St-Bernard

Pour celui qui ne fait que passer, voici quelques suggestions d'arrêts le long de la route du col du Grand St-Bernard.

Gravière au-dessus d'Orsières

Après les deux grands virages en épingle à cheveux, la route passe devant une gravière. Il y a la possibilité de parquer des voitures de chaque côté de la route. Le front de taille de la gravière montre de belles stratifications obliques dans un matériel sableux et graveleux. La gravière entaille le bord d'une terrasse. Un coup d'oeil en direction de la vallée montre plusieurs terrasses étagées les unes sous les autres. La même morphologie est repérable sur le versant opposé de la vallée entre Orsières et Champex. Le matériel de ces graviers est local, mais dans la gravière, les blocs de granite du Mont Blanc sont abondants. Au cours de stades de réavancées glaciaires qui suivirent la disparition du grand glacier wurmien, le glacier issu du val Ferret a dû obstruer la vallée d'Entremont, créant dans sa partie basse un bassin temporairement noyé où se sont édifiés des deltas actuellement en terrasses emboîtées. Les blocs de granite proviennent du glacier qui faisait barrage. Des éléments de même nature se retrouvent jusqu'au village de Chandonne, au-dessus de Liddes, sans doute transportés par des icebergs détachés du barrage glaciaire. Laissant les voitures dans ce parking du bord de la gravière, en suivant la route sur quelques centaines de mètres, on peut observer une belle coupe dans les calcschistes des couches de St-Christophe.

Paroi de Palasui – la Combe

Il n'y plus d'affleurement spectaculaire le long de la route jusqu'à la grande paroi que recoupe la route après le torrent de Palasui, un bon kilomètre en amont de Liddes. Parquer les voitures à droite de la route en montant. Tout à l'aval de l'affleurement, les assises les plus internes de la zone Houillère montrent de beaux conglomérats à galets essentiellement quartzeux. Le contact avec les gneiss du socle de la nappe des Pontis (zone du Ruitor) est caché par quelques mètres de dépôts quaternaires. Les gneiss apparaissent ici massifs et très monotones, ce qui est presque toujours le cas dans les coupes artificielles. Il faut cependant noter, dans la partie aval, l'abondance de grosses paillettes de mica noir et, dans la partie moyenne, la présence d'un ou deux gros boudins de marbre bleu grossièrement cristallisé. Pour le reste ces gneiss sont conformes à la description donnée sous la rubrique «gneiss et schistes fins gris» (G_p).

Route de Bourg-St-Pierre à la Niord

Cet arrêt demande de quitter la route principale à l'entrée du village de Bourg-St-Pierre et d'emprunter la route de la Niord jusqu'au pont qui franchit la Drance. Il est possible de laisser un véhicule près de ce pont. Une route forestière remonte le long de la rivière. En 200 m elle conduit à une petite paroi de gneiss ocellés, ici très homogènes, presque des granites. L'autre branche de la route monte en direction de la Niord. Jusqu'à son deuxième lacet, elle est taillée dans les quartzites et les schistes graphiteux. Vers le bas, les quartzites dominent, et leurs bancs massifs et assez réguliers affleurent de chaque côté de la route. Les schistes graphiteux sont surtout abondants après le second lacet. Ceux qui goûteraient ce paysage pourront parcourir avec plaisir les prairies du replat de la Niord où les reliefs des roches moutonnées sont souvent déterminés par des gneiss ocellés.

BIBLIOGRAPHIE

- ANTOINE, P. (1971): La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-St-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. – Mém. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble 9.
- (1972): Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse. – Géol. alp. (Grenoble) 48/1, 5–40.
- (1978): Carte géologique de la France 1: 50'000, feuille 704: Mont Blanc (avec notice explicative). – BRGM, Orléans.
- AYRTON, S. (1969): Déformations des séries autochtone et helvétique au SE du massif du Mont Blanc. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 95–104.
- (1980): La géologie de la zone de Martigny-Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale). – *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 137–172.
- BARBIER, R. (1951): La prolongation de la zone subbriançonnaise de France en Italie et en Suisse. – *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble* 29, 3–46.
- BARBIER, R. & TRÜMPY, R. (1955): Sur l'âge du Flysch de la zone des brèches de Tarentaise. – *Bull. Soc. géol. France* (6) 5, 207–216.
- BELLIÈRE, J. (1988): On the age of mylonites within the Mont Blanc massif. – *Geodinamica Acta* (Paris) 2/1, 13–16.
- BLESS, R. (1984): Beiträge zur spät- und postglazialen Geschichte der Gletscher im nordöstlichen Mont-Blanc-Gebiet. – *Phys. Geogr. (Zürich)* 15.
- BURRI, M. (1969): La zone de Sion-Courmayeur entre les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). – *Eclogae geol. Helv.* 62/2, 547–566.
- (1972): Respect d'une tradition, aménagements touristiques et géologie. – *Bull. Murithienne, Soc. valais. Sci. nat.* 89, 11–25.
- (1974): Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (Valais). – *Eclogae geol. Helv.* 67/1, 135–154.
- (1975): Sur les structures de la zone houillère externe dans les vallées des Drances (VS). – *Eclogae geol. Helv.* 68/2, 285–299.
- (1983 a): Description géologique du front du Saint-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). – *Bull. Géol. Lausanne* 270.
- (1983 b): Le front du Grand St-Bernard du val d'Hérens au val d'Aoste. – *Eclogae geol. Helv.* 76/3, 469–490.
- BURRI, M. & GRUNER, E. (1976): Phénomènes d'instabilité dans les vallées des Drances (Valais). – *Eclogae geol. Helv.* 69/1, 75–83.
- BURRI, M., JEMELIN, L., OULIANOFF†, N. et al. (1983): Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, feuille 77: Sembrancher (avec notice explicative). – *Comm. géol. Suisse*.
- BUSSY, F. (1987): Interactions physico-chimiques entre le granite du Mont-Blanc et ses enclaves. Dans: Bericht über die 62. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Luzern (p. 380–384). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67/3, 369–406.
- (1990 a): Pétrogenèse des enclaves microgrenues associées aux granitoïdes calco-alcalins: exemple des massifs varisque du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et miocène du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie). – *Mém. Géol. (Lausanne)* 7.
- (1990 b): The rapakivi texture of feldspars in a plutonic mixing environment: a dissolution-recrystallization process? – *Geol. J.* 25, 319–324.

- BUSSY, F., SCHALTEGGER, U. & MARRO, C. (1989): The age of the Mont-Blanc granite (Western Alps): a heterogeneous isotopic system dated by Rb/Sr whole rock determinations on its microgranular enclaves. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69/1, 3–13.
- CHRIST, P. (1925): Das produktive Karbon der Schweizeralpen. 2. Teil: Die Walliser Anthrazitlagerstätten und der Walliser Anthrazitbergbau während der Jahre 1917–1924. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 11/2.
- CORBIN, P. & OULIANOFF, N. (1926): Recherches tectoniques dans la partie centrale du massif du Mont Blanc. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 56 (217), 101–104.
- (1937): Diorite à épidote provenant de la zone à enclaves basiques de la Charpoua. – *Bull. Soc. géol. France* (5) 7, 329–339.
- DUBUIS, P. (1990): Une économie alpine à la fin du Moyen Age: Orsières. L'Entremont et les régions voisines: 1250–1500. – *Arch. Cant. Valais, Sion. Cahiers de Vallesia* 1.
- DUPARC, L. (1897): Sur le massif du Mont-Blanc. – *Eclogae geol. Helv.* 5/1, 39–43.
- DUPARC, L. & PEARCE, F. (1897): Les porphyres quartzifères du Val Ferret. – *Arch. Sci. phys. nat. (Genève)* 4/4, 148–165, 246–265.
- ESCHER, A. (1988): Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel. – *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl.* 7.
- FEHLMANN, H. (1919): Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. – *Schweiz. Volkswirtschaftsdep., Abt. für industrielle Kriegswirtschaft.* (Kümmerly & Frey, Bern).
- (1947): Der schweizerische Bergbau während des zweiten Weltkrieges. – *Bureau für Bergbau, Eidg. Kriegsindustrie- u. Arbeitsamt.*
- FRICKER, P. (1960): Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'A (Wallis). – *Eclogae geol. Helv.* 53/1, 33–132.
- GAGNEBIN, E. & OULIANOFF, N. (1943): Découverte de plantes carbonifères dans la zone pennique du Valais. – *Eclogae geol. Helv.* 35/2, 109–110.
- GERLACH, H. (1859): Die Bergwerke des Kantons Wallis nebst einer kurzen Beschreibung seiner geologischen Verhältnisse in Rücksicht auf Erz- und Kohlenlagerstätten. – *Galerini, Sitten (de même: Beitr. geol. Karte Schweiz, 27 [1883]).*
- GOUFFON, Y. (1993): Géologie de la «nappe» du Grand St-Bernard entre la Doire Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste – Italie). – *Mém. Géol. (Lausanne)* 12.
- GRASMÜCK, K. (1961): Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont Blanc-Massivs (zwischen Sembrancher und dem Col Ferret). – *Eclogae geol. Helv.* 54/2, 351–450.
- HÜGI, T. & RAUMER, J. F. VON (1975): Unterwallis-Rhoneknäe, 8.–10. Oktober 1974 (Exkursion der SMPG). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 55/1, 149–156.
- JÄCKLI, H., IMHOF, E. & LEUZINGER, H. (1970): La Suisse durant la dernière période glaciaire 1:550'000, avec texte explicatif. – *Atlas de la Suisse* 6 (Office féd. topogr.).
- JACQUEMIN, C. & BELLIERE, J. (1984): Origine magmatique des enclaves du granite du Mont Blanc. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 64/3, 373–388.
- JURINE (1806): Lettre à M. Gillet-Laumont. – *J. Mines* 19, 367.
- LATTION, T. (1976): Les contes et légendes du meunier. Dans: DARBELLAY, V., DARBELLAY, V. & LATTION, T. (1976): Liddes. – *Edition à compte d'auteurs.*
- LATTION, T. & QUAGLIA, L. (1984): Liddes à travers les âges. – *Edition de la Commune de Liddes.*
- MARRO, C. (1986): Les granitoïdes du Mont Blanc en Suisse. – *Thèse Univ. Fribourg* 909.
- (1987): Histoire des granitoïdes du Mont Blanc en Suisse. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 76/1-2, 73–128.
- MASSON, H., HERB, R. & STECK, A. (1980): Helvetic Alps of Western Switzerland. With contributions by S. AYRTON, H. BADOUX, L. PUGIN, E. DOLIVO & J. GABUS, (Excursion N° I). Dans:

- TRÜMPY, R. (éd.): *Geology of Switzerland, a guide-book. Part B: Geological Excursions* (p. 109–153). – Schweiz. geol. Komm. (Wepf, Basel/New York).
- MERCIER, D. & BAUDOIN, B. (1989): Révision du Carbonifère briançonnais: stratigraphie et évolution du bassin. – *Géol. alp. (Grenoble)*, Mém. h.s. 13.
- MRAZEC, L. (1892): *La Protogyne du Mont-Blanc et les roches éruptives qui l'accompagnent*. – Thèse Univ. Genève.
- NABHOLZ, W. (1944): Gryphaeenfunde in den Schistes lustrés-Serien Bündens und des Wallis. – *Eclogae geol. Helv.* 36/2, 224–226.
- OULIANOFF, N. (1964): Feldspaths «zonés» dans les enclaves du granite du Mont-Blanc. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 44/1, 137–155.
- OULIANOFF, N. & TRÜMPY, R. (1958): *Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, feuille 33: Grand Saint-Bernard (avec notice explicative)*. – Comm. géol. Suisse.
- PLATTEN, H. VON (1965): Kristallisation granitischer Schmelzen. – *Beitr. Mineral. Petrol.* 11, 334–381.
- POTY, B. (1969): *La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc*. – Thèse Univ. Nancy.
- POTY, B., STALDER, H. & WEISBROD, A. (1974): Fluid Inclusions Studies in Quartz from Fissures of Western and Central Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54/2-3, 717–752.
- RABOWSKI, F. (1917). Les lames cristallines du Val Ferret et leur analogie avec les lames de la bordure NW des massifs du Mont-Blanc et de l'Aar. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 51, 195–198.
- RAUMER, J. F. VON (1967): Kristallisation und Gefügebildung im Mont-Blanc-Granit. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 47/2, 499–579.
- (1971): Das Mont-Blanc-Massiv – Altkristallin im Bereich schwacher alpiner Metamorphose. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 51/1, 193–225.
- (1974): Zur Metamorphose amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mont-Blanc- und Aiguilles-Rouges-Massivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54/2-3, 471–488.
- (1976): Le massif du Mont Blanc, socle prépermien dans un cadre alpin. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 65/2, 123–155.
- (1984): The External Massifs, relics of Variscan Basement in the Alps. – *Geol. Rdsch.* 73/1, 1–31.
- (1988): Caledonian-Variscan structures in the Alps – an introduction. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68/3, 291–299.
- SCHAEER, J.-P. (1959 a): Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes (entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes, Valais, Suisse). – *Arch. Sci. (Genève)* 12/4, 473–620.
- (1959 b): Les porphyres quartzifères et les roches volcaniques prétriasiques de la nappe du Grand St-Bernard, Valais, Suisse. – *Geol. Rdsch.* 48, 147–158.
- SCHWICKER, A. C. (1968 a): *International Dictionary of Metallurgy – Mineralogy – Geology. Mining and Oil Industries. Vol. I: english, french, german, italian*. – Technoprint International, Milano.
- (1968 b): *International Dictionary of Metallurgy – Mineralogy – Geology. Mining and Oil Industries. Vol II: indexes*. – Technoprint International, Milano.
- THÉLIN, P. (1983): Les gneiss ocellés de la nappe du Grand St-Bernard: essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'hérédité pré-métamorphique. – Thèse Univ. Lausanne.
- (1989): Essai de chronologie magmatico-métamorphique dans le socle de la nappe du Grand Saint-Bernard: quelques points de repère. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69/2, 193–204.
- (1992): Les métapélites du Mont-Mort: une fenêtre métamorphique (zone du Ruitor, Valais). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 82/2, 97–116.

- THÉLIN, P. & AYRTON, S. (1983): Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle anté-triasique dans le domaine pennique (Valais). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63/2-3, 393–420.
- THÉLIN, P., SARTORI, M., BURRI, M., GOUFFON, Y. & CHESSEX, R. (sous presse): The pre-Alpine basement of the Briançonnais (Wallis, Switzerland). – Dans: RAUMER, J. F. VON & NEUBAUER, F. (éd.): The Pre-Mesozoic Geology in the Alps. – Springer, Berlin.
- 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 (1951), 338–347.
- (1955 a): La zone de Sion–Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan. – Eclogae geol. Helv. 47/2, 315–359.
- (1955 b): Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. – Bull. Soc. géol. France (6) 5, 217–231.
- VALLÉ, J.-M. (1948): Sur la nature des «orthogneiss» de Thion (Val d'Hérens, Valais). – Arch. Sci. (Genève) 1/2, 409–412.
- (1950): Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hérémence (Valais). – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 30/2, 322–476.
- VENETZ, I. (1861): Mémoire sur l'extension des anciens glaciers, renfermant quelques explications sur leurs effets remarquables. – Nouv. Mém. Soc. helv. Sci. nat. 18.
- VOLL, G. (1976): Recrystallization of Quartz, Biotite and Feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its Geological Significance. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/3, 641–647.
- WEGMANN, E. (1923): Zur Geologie der St. Bernhardecke im Val d'Hérens (Wallis). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 57 (1922), 3–63.
- WEHRLI, L. (1925): Das produktive Karbon der Schweizeralpen. 1. Teil: Übersicht und Geschichte des Bergbaues von seinen Anfängen bis Mitte 1917 mit besonderer Berücksichtigung der Anthrazite des Wallis. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 1/1/1.
- ZULAUF, R. (1963): Zur Geologie der tiefpenninischen Zonen nördlich der Dora Baltea im oberen Val d'Aosta (Italien). – Diss. ETH Zürich.

CARTES GÉOLOGIQUES PUBLIÉES

(avec topographie)

Carte géologique générale de la Suisse 1:200'000

Flle 6 Sion, 1942

Carte géologique de la Suisse 1:100'000

Flle XXII Martigny–Aosta, 1870

Atlas géologique de la Suisse 1:25'000 (feuilles adjacentes)

N° 24 Finhaut (525 = CN 564W), 1951 (par L.W. COLLET et al.).

N° 33 Grand Saint-Bernard (CN 585E), 1958 (par N. OULIANOFF & R. TRÜMPY)

N° 77 Sembracher (CN 1325), 1983 (par M. BURRI et al.).

Carte géologique de la France 1:50'000

Flle 680 Chamonix, 1987

Autres cartes (depuis 1880)

CORBIN, P. & OULIANOFF, N.: Carte géologique du Massif du Mont Blanc 1:20'000. Flle Mont Dolent (1934). – Soc. franç. Stéréotopogr., Paris.

DUPARC, L., MRAZEC, L. & PEARCE, F.: Carte géologique du massif du Mont-Blanc, 1:50'000 (1898).

Dans: DUPARC, L. & MRAZEC, L.: Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont-Blanc. – Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 33/1, 1898.

HERMANN, F.: Carta geologica delle Alpi nord-occidentali (foglio W), 1:200'000 (1938).

Avec: Notice explicative. – Wepf & Cie, Basel.

MORET, L.: Carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes, 1:200'000 (1927).

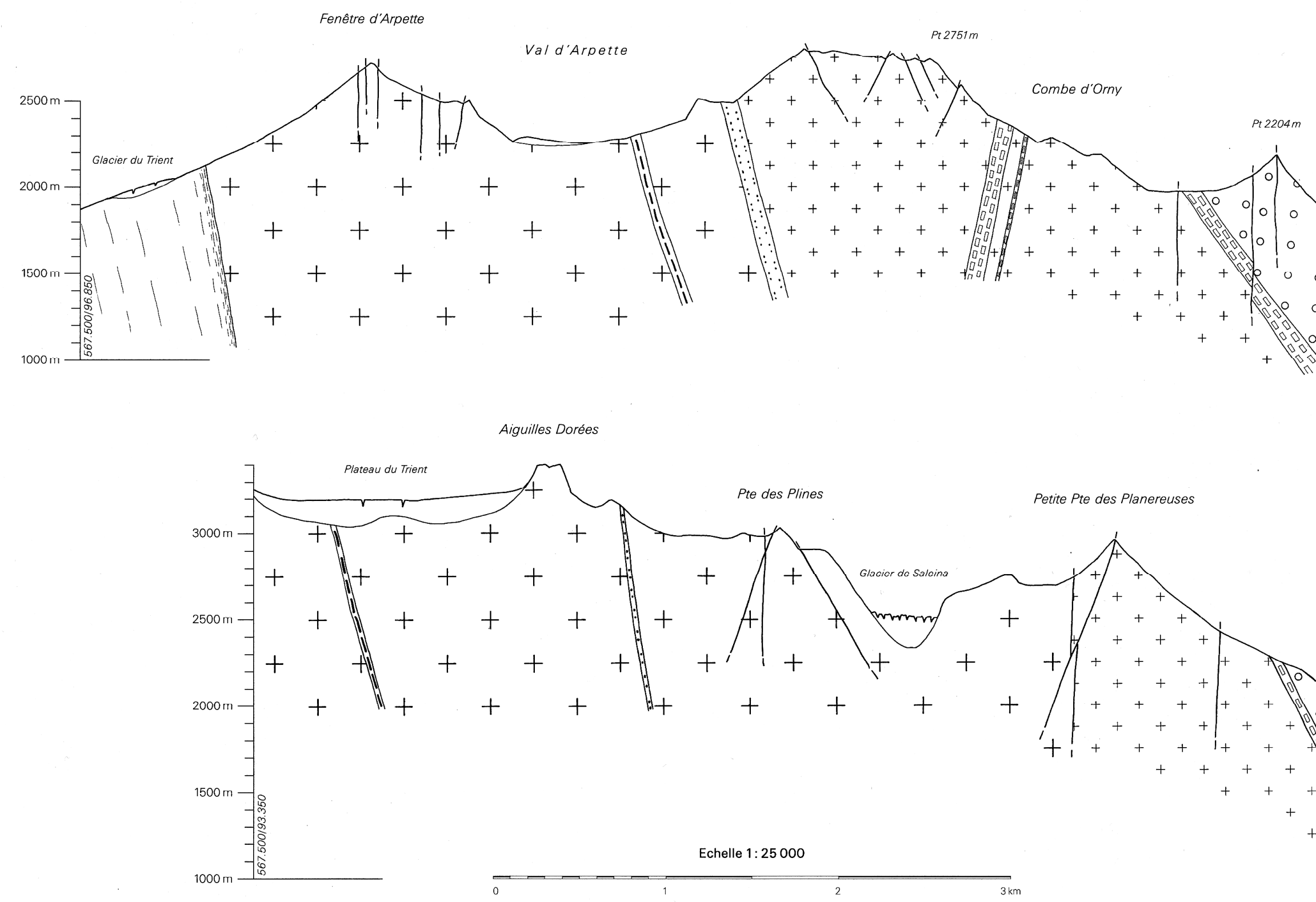
Avec: Notice explicative. – Ann. Univ. Grenoble, sect. Sci. Méd., 3^e et 4^e trim., 1927.

Coupes géologiques à travers la région de la feuille Orsières

par M. Burri

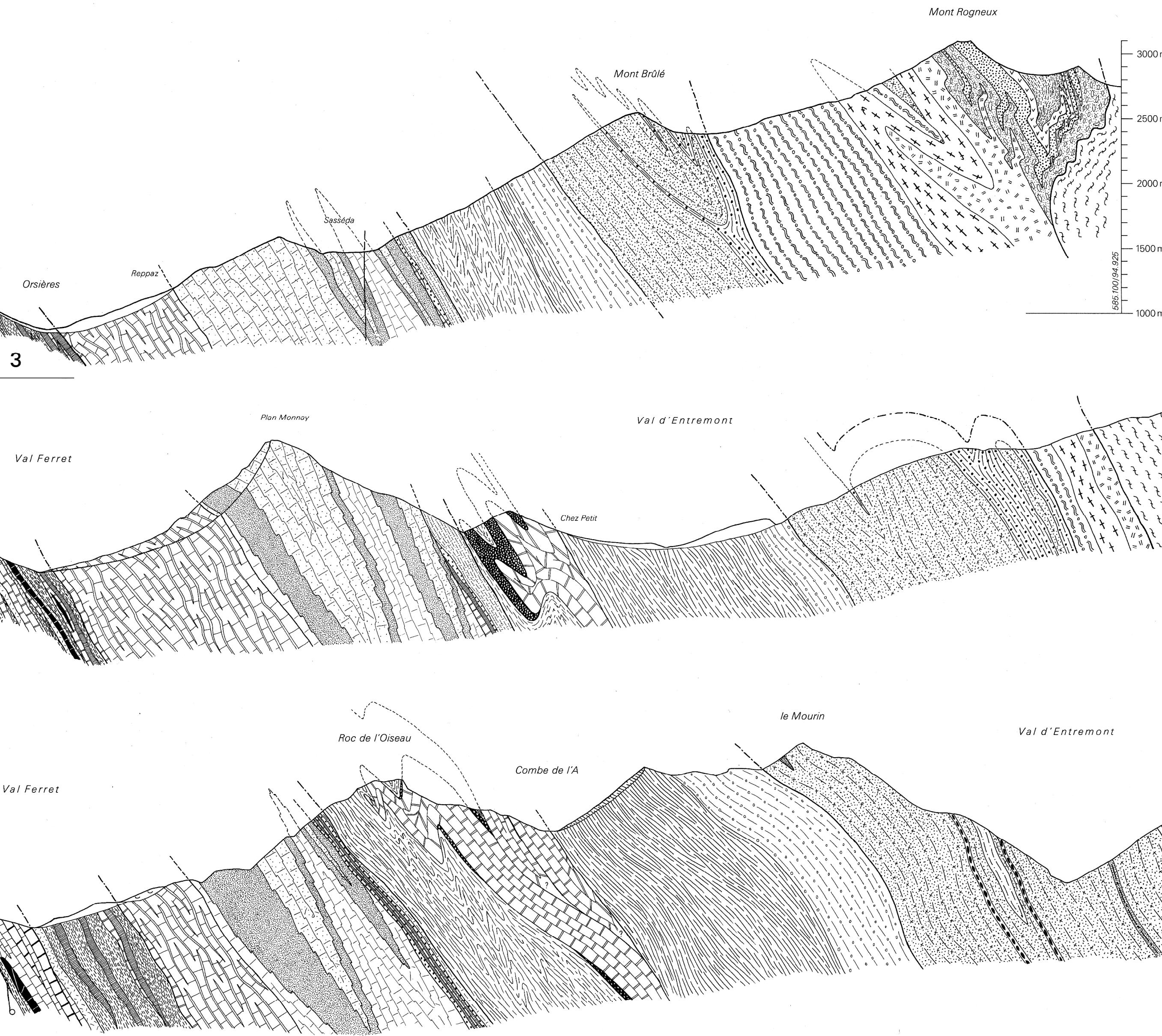
(Massif externe et Helvétique s.l. d'après MARRO 1986, 1987 et GRASMÜCK 1961)

WNW



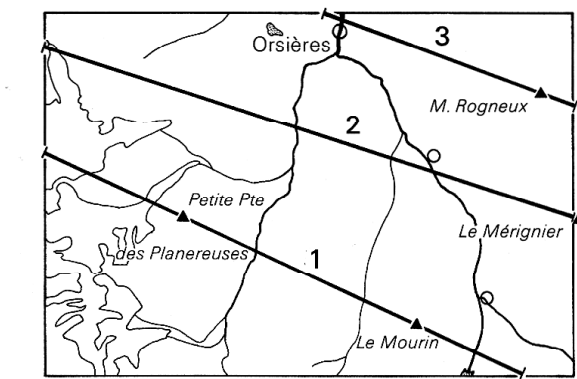
2000 m
1500 m
1000 m
500 m

3



ESE

Tracé des coupes:



Massif externe et Helvétique s.l.

Socle cristallin du massif du Mont Blanc

- Rhyolite
- Leucogranite-porphyre
- Leucogranite
- Granite-porphyre
- Granite du Mont Blanc («protogine»)
- Facès de bordure
- Gneiss et schistes cristallins
- Zone fortement mylonitique

Couverture sédimentaire du massif du Mont Blanc, racines helvétiques et ultrahelvétiques

- «Valanginien schisteux»
- Calcaire fin, plaqueté, gris-bleu («Malm»)
- Schistes ± argileux, calcaires noduleux («Callovo-Oxfordien», «Argovien»)
- Calcaires sableux et spathiques (Bajocien)
- Schistes argileux noirs
- Arkoses et conglomérats
- Calcaires détritiques bleutés (Lias)
- Calcaire dolomitique, dolomie
- Gypse
- Lame de cristallin mylonitique

- Quaternaire indifférencié, glacier
- Glissement de terrain

- Limite d'unités tectoniques de 1^{ère} importance
- Limite d'unités tectoniques de 2^{ème} importance
- Faïlle

Pennique

Zone de Sion-Courmayeur

- Unité de Ferret
- Calcschistes et grès (Crétacé?)
- Calcaires dolomitiques et schistes (Trias)
- Unité du Roignais-Versoyen
- Couches de St-Christophe
- Couches des Marmontains
- Couches de l'Aroley
- Unité de la Pierre Avoi
- Série schisto-quartzitique
- Série conglomératique
- Calcaires siliceux plaquetés (Lias)
- Calcaires et dolomies (Trias)

Zone Houillère

- Partie externe
- Calcaires et dolomies (Trias moyen)
- Quartzites blancs (Trias inf.)
- Schistes noirs et grès sombres (Carbonifère)
- Partie interne
- Quartzites ± conglomératiques (Permo-Carbonifère)
- Schistes noirs et grès sombres (Carbonifère)

Nappe des Pontis

- Quartzites ± conglomératiques (Permo-Carbonifère)
- Quartzites et schistes graphiteux
- Gneiss ocellés
- Gneiss rubanés amphibolitiques
- Gneiss gris fins à grands micas
- Amphibolites

Nappe de Siviez-Mischabel

- Quartzites feuilletés
- Série rubanée à vulcanites acides
- Quartzites peu conglomératiques
- Conglomérats à galets siliceux et niveaux dolomitiques
- Quartzites albitiques à ovardites
- Quartzites micacés schisteux ± conglomératiques (Permo-Carbonifère)
- «Gneiss de Thion»
- Gneiss et schistes ± amphibolitiques

Nappe du Mont Fort

- Gneiss albitiques et chloriteux, prasinites