



ST-GERVAIS- -LES-BAINS

La carte géologique à 1/50 000
ST-GERVAIS-LES-BAINS est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : ANNECY (N° 160 bis)
au sud : ALBERTVILLE (N° 169 bis)

ANNECY- BORNEVILLE	CLUSES	CHAMONIX
ANNECY- JURE	ST-GERVAIS- -LES-BAINS	MONT-BLANC
ALBERTVILLE	BOURG- -ST-MAURICE	PETIT- -ST-BERNARD

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

ST-GERVAIS- -LES-BAINS

XXXV-31

*Ouest du
Massif du Mont-Blanc*

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE ET DE LA RECHERCHE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45018 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

	Pages
APERÇU GÉOLOGIQUE ET GÉOGRAPHIQUE D'ENSEMBLE.....	2
INTRODUCTION.....	4
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE.....</i>	4
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE.....</i>	4
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE.....</i>	4
DESCRIPTION DES TERRAINS.....	6
<i>ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES ET MAGMATIQUES.....</i>	6
<i>MASSIF DES ARAVIS ET DU MONT-JOLY.....</i>	12
<i>RÉGION DU COL DE LA SEIGNE.....</i>	15
<i>QUATERNAIRE.....</i>	17
TECTONIQUE.....	17
<i>TECTONIQUE ET MICROTECTONIQUE DES TERRAINS CRISTALLO-</i>	
<i>PHYLLIENS ENTRE L'ARLY ET LE DORON.....</i>	17
<i>MASSIFS DU MONT-BLANC ET DES AIGUILLES ROUGES.....</i>	20
<i>MASSIFS DES ARAVIS ET DU MONT-JOLY ET NAPPE DE VÉRY-</i>	
<i>ROSELETTE.....</i>	20
<i>ZONE DES BRÈCHES DE TARENTOISE.....</i>	22
OCCUPATION DES SOLS.....	23
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATION.....	24
<i>HYDROGÉOLOGIE.....</i>	24
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES.....</i>	27
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE.....	29
<i>GALERIES D'ADDUCTION DES AMÉNAGEMENTS HYDROÉLECTRIQUES</i>	
<i>DE L'E.D.F.....</i>	29
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES.....</i>	34
<i>BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE.....</i>	34
<i>CARTES GÉOLOGIQUES CONSULTÉES.....</i>	37
AUTEURS DE LA NOTICE.....	38

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

Dans le cadre de la feuille Saint-Gervais, l'orientation dominante du relief est NE—SW. Celui-ci se répartit en bandes successives. Dans l'angle nord-ouest, une partie de la chaîne des Aravis culmine à 2616 m à la pointe des Verres au-dessus de la Giétaz, où les barres calcaires dessinent un relief vigoureux s'abaissant par des pentes schisteuses, mais encore rudes, jusqu'au sillon qu'emprunte l'Arly vers le Sud-Ouest et le Nant de Darbon vers le Nord-Est. Au-delà apparaît le massif schisteux du Mont-Joly, dont les hauts sommets sont le mont Joly (2525 m) et les aiguilles Corches (2487 m) ; le flanc nord-occidental étant fortement disséqué et le flanc sud-oriental très raide au-dessus de la vallée du Dorinet. L'extrémité orientale du massif du Mont-Joly est sectionnée par la vallée sub-méridienne du Bon Nant empruntant une zone failleuse ; des éléments s'en retrouvent au mont Lachat et au mont Vorassey avant de plonger sous la vallée de l'Arve apparaissant dans l'angle nord-est, axée sur le synclinal de Chamonix. Une troisième bande est constituée par l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc, qui s'ennoie au col du Bonhomme. Sur la feuille, le point le plus haut du massif est à 4153 mètres. De puissants glaciers y divergent à partir de l'arête principale : au Nord-Ouest, glaciers de Tré la Tête, de Miage, de Bionnassay, d'Armançette, de Covagnet, de la Gria et du Bourgeat ; au Sud-Est, glaciers des Glaciers, d'Estelette, de la Lée Blanche, du Miage et du Dôme. Entre la bordure orientale du massif du Mont-Joly et le prolongement du Mont-Blanc s'étend une zone à la topographie complexe dessinant des séries de crêtes NE—SW ou N.NE—S.SW, avec comme points caractéristiques la montagne d'Outray, les rochers des Enclaves, l'aiguille de Roselette et celle de la Penaz. Les crêtes les plus orientales vont passer au Sud-Est du massif du Mont-Blanc par le col de la Seigne, dominé par un nouveau système de hauteurs, celui de la Seigne, correspondant à un nouvel ensemble géologique : la zone valaisane.

Bien au-delà de la limite inférieure des glaciers actuels, les vestiges de morphologie glaciaire, cirques, moraines, épaulements sont fréquents à la périphérie du Mont-Blanc.

Au point de vue géologique, les formations se partagent entre un socle métamorphique polyphasé hercynien, reprenant des éléments plus anciens probablement « cadomiens » (assyntiques), complété par des dépôts molassiques à charbon carbonifères conservés dans des dépressions. Ce socle apparaît bien dans le massif du Mont-Blanc et dans le prolongement de celui des Aiguilles Rouges, séparé du précédent par le synclinal de Chamonix. Il affleure encore localement dans la boutonnière de Megève et plus largement sur la bordure méridionale de la feuille entre Flumet et Villard-sur-Doron et plus à l'Est sur la montagne d'Outray et les rochers des Enclaves, où il constitue l'extrémité septentrionale du massif de Belledonne.

A ce socle adhère un tégument constitué par des formations détritiques du Permo-Trias inférieur. Les niveaux plus élevés sont systématiquement décollés et, s'organisant en plis souples de couverture, ils forment la chaîne des Aravis et le massif du Mont-Joly, mis à part sa haute crête qui correspond à une unité couchée plus interne, qui se retrouve au Nord-Ouest sur les monts Vorassay et Lachat. Les unités plus internes encore correspondent à des paquets de terrains, souvent tronqués basalement et lardés d'écaillés cristallophylliennes, qui se sont avancés sur la couverture, décollée et fortement érodée, dans la région située entre le col de Véry et la vallée de la Gitte d'où elles se prolongent sur le versant oriental du Mont-Blanc par le col de la Seigne. Il semble même que ces écaillés froissées, constituant la nappe de Véry—Roselette subdivisible en un certain nombre d'unités élémentaires, soient venues reposer directement sur le Cristallophyllien de l'extrémité méridionale du Mont-Blanc. Dans l'angle sud-est de la feuille, la nappe de Véry—Roselette s'enfonce à son tour par l'intermédiaire du chevauchement pennique frontal sous les unités de Moutiers et du Roignais-Versoyen de la zone valaisane.

D'intenses dislocations du socle sous forme de claveaux (horsts à surface du sommet gauchie) s'observent suivant une direction moyenne N.NE—S.SW selon une bande correspondant à la montagne d'Outray—rochers des Enclaves—vallée du Bon Nant.

Le socle métamorphique polyphasé présente une histoire complexe surtout bien connue pour l'extrémité septentrionale du massif de Belledonne. Il semble que l'on puisse distinguer un socle anté-hercynien, dont la structuration initiale remonterait au Briovérien (phase cadomienne), sans que l'on puisse exclure définitivement un âge ordovicien ou silurien.

Des schistes verts discordants sont probablement dévono-dinantiens et plus précisément dévonien moyen et supérieur. L'orogénèse hercynienne est anté-stéphanienne ou anté-westphalienne supérieure. Un granite, syntectonique est probablement du Dévonien terminal au Viséen inférieur (phase bretonne). Un autre granite est plus récent : viséen supérieur ou namuro-westphalien.

Après les plissements hercyniens majeurs, la région émergée et fortement érodée voit se déposer dans des bassins intra-montagneux allongés N.NE—S.SW des molasses anthracifères stéphano-westphaliennes, suivies dans d'autres bassins par des conglomérats stéphanien. Après un dernier serrage, une pédiplanation nivelle l'ensemble de la région, sur laquelle se dépose une mince épaisseur de Permien supérieur (?) et de Trias inférieur détritique marin. L'ancienne surface est soulignée par l'altération du substratum et parfois rubéfiée.

Une transgression au Trias moyen entraîne le dépôt de sédiments peu profonds ou lagunaires de type germanique, dolomies, cargneules et gypses, se poursuivant dans le Trias supérieur, atteignant de 50 à 100 mètres.

A partir du Lias, la fosse dauphinoise commence à s'individualiser nettement en même temps que la profondeur augmente. Les sédiments qui se déposent pendant le Jurassique sont essentiellement schisteux ou calcaires et puissants de 1 100 à 1 800 mètres. Au Rhétien, dans la partie orientale de la feuille, la présence de grès et en particulier des grès singuliers du col du Bonhomme indique l'existence d'une zone émergée située à proximité du Mont-Blanc actuel. Au Crétacé, un type de sédimentation analogue à celle du Jurassique se poursuit mais plus carbonatée et épaisse de 1 100 à 1 550 m, jusqu'à ce que la région émerge au Sénonien. Après une transgression éocène, la région se plisse et émerge définitivement après le dépôt des grès de Taveyannaz (Oligocène inférieur).

Dans la zone des Brèches de Tarentaise, appartenant au domaine valaisan, si le Permo-Carbonifère et le Trias sont comparables à ceux de la zone dauphinoise, le Lias est très réduit et les couches sus-jacentes très différentes. En effet l'ensemble anté-flysch, schisteux et microbréchiq, transgressif sur le Lias et attribué à l'intervalle fin du Néocomien—début du Crétacé supérieur, les conglomérats de la formation de base (Crétacé supérieur ?), les quartzites et les schistes des Marmontains (Crétacé supérieur) et le Flysch calcaire (Crétacé supérieur—Paléocène) relèvent d'un domaine bien différencié.

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La carte a été établie à partir de levés systématiques à l'échelle du 20 000e, appuyés sur une étude photogéologique poussée pour le massif du Mont-Joly et ses annexes orientales, le Cristallophyllien de la partie méridionale, ainsi que pour la zone des Brèches de Tarentaise. Le Cristallophyllien précédent a fait l'objet d'une étude structurologique détaillée.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Saint-Gervais donne une coupe transversale partielle des Alpes françaises, dans une zone d'envoyage des massifs cristallophylliens externes, s'étendant de la zone dauphinoise à la zone des Brèches de Tarentaise (zone valaisane) limitée au Nord-Ouest par le chevauchement pennique frontal, qui entame l'angle sud-est du territoire de la carte. Les extrémités méridionales des massifs des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc, ainsi que l'extrémité septentrionale du massif de Belledonne sont représentées sur la feuille. Celle-ci constitue donc un secteur privilégié pour l'étude du socle ancien d'une part et de sa couverture largement décollée d'autre part, ainsi que pour les rapports existant entre leurs tectoniques.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Les socles cristallophylliens polyphasés présentent une histoire complexe. Celle-ci est la mieux connue pour l'extrémité septentrionale du massif de Belledonne.

Les formations décrites ici constituent l'extrémité septentrionale de la chaîne de Belledonne. Elles appartiennent à des ensembles lithologiques qu'il est possible de replacer dans le cadre plus large des massifs cristallins externes alpins.

Mais même à ce niveau aucune datation directe significative n'est actuellement possible. En effet, les seules données géochronologiques existant sur ces massifs correspondent, soit à des âges « Pb total » qui sont en fait, comme on sait, ininterprétables, soit à des âges « Rb-Sr conventionnels » qui, au mieux, ne peuvent qu'indiquer l'âge du refroidissement définitif du bâti (dernière fermeture des réseaux des biotites).

Cependant, on peut considérer comme nettement établi que ces massifs appartiennent à un socle anté-stéphanien polycyclique dont la tectonique « jeune », elle-même polyphasée, est hercynienne. Il est possible de donner pour chaque formation une interprétation structurale et un âge relatif. De plus l'ensemble des données acquises actuellement permet de proposer des corrélations précises entre le socle alpin externe d'une part, la partie orientale du Massif Central d'autre part, et, dans cette mesure, des âges absolus probables. Une justification, nécessairement sommaire, de ces interprétations sera donnée lors de la description des terrains.

Les schistes verts appartiennent à une série monocyclique discordante sur les autres formations métamorphiques. Son âge serait « dévono-dinantien » et, probablement, plus précisément dévonien moyen à supérieur.

Les gneiss veinés et rubanés et les orthogneiss granodioritiques des Enclaves, ainsi que les micaschistes et les gneiss albitiques du « rameau externe » appartiennent à un ensemble polycyclique, c'est-à-dire à un socle anté-hercynien, dont ils représentent respectivement l'infrastructure anatectique et la superstructure paragneissique initialement mésozonale, l'âge le plus probable de la structuration initiale de cet

ensemble étant le « Briovérien » (orogénèse cadomienne) sans que l'on puisse exclure définitivement un âge ordovicien ou silurien (orogénèse calédonienne).

Le granite de la montagne d'Outray est un monzogranite syntectonique relativement très précoce ; sa structuration majeure est liée à une étape de l'évolution tectonique hercynienne dont l'âge serait (toujours par corrélation avec l'Est du Massif Central) dévonien terminal à viséen inférieur (phase bretonne).

Enfin le granite de Beaufort est contemporain d'une étape plus tardive de l'évolution structurale de la région. Il est soit viséen supérieur, soit namuro-westphalien.

L'histoire géologique peut se résumer de la manière suivante à partir du Westphalien supérieur. Sur la surface profondément arasée de la chaîne hercynienne se déposent dans des dépressions intra-montagneuses des molasses schisto-gréseuses à charbon westphalo-stéphaniennes, suivies de conglomérats stéphaniens, qui subissent une dernière phase de déformation hercynienne avant d'être érodées à leur tour.

Sur le pédiplan ainsi formé se forment d'abord des niveaux grés-conglomératiques continentaux que l'on peut attribuer au Permien supérieur, puis des formations détritiques triasiques inférieures sans doute déjà marines.

Une transgression se développe au Trias en liaison avec la mer germanique et dépose des formations dolomitiques ou salifères laguno-marines.

À partir du Lias les conditions de sédimentation commencent à se différencier entre un domaine externe avec la fosse dauphinoise et un domaine interne dont la bordure occidentale est constituée par la zone valaisane.

Dans la fosse dauphinoise une épaisse série marno-calcaire va se développer jusqu'au Sénonien, sans interruptions importantes, sauf sur sa frange orientale (zone ultra-dauphinoise correspondant à la nappe de Véry—Roselette) où une lacune semble exister entre l'Aalénien et le Malm. Dans les reconstitutions paléogéographiques, il ne faudra pas oublier que, du fait des décollements et des charriages, les séries ont été déplacées de plusieurs dizaines de kilomètres au moins vers le Nord-Ouest. Le Rhétien est détritique vers l'Est, où les Grès singuliers montant sans doute dans l'Hettangien attestent la présence d'une zone émergée nourricière probablement située à l'Est du Mont-Blanc actuel, tandis que vers l'Ouest il devient schisteux. Le Lias moyen est calcaire au Nord-Ouest et peu épais, marno-calcaire et puissant au centre, de nouveau calcaire et peu épais vers le Sud-Est. Le Lias supérieur est schisteux partout et le Bajocien-Bathonien formé d'alternances de marnes et de calcaires. Le Bathonien supérieur—Oxfordien voit le retour de formations schisteuses, suivies au Malm supérieur par le dépôt de calcaires.

Dans la zone valaisane, la sédimentation est beaucoup plus instable, coupée de lacunes. Elle comprend seulement un Lias calcaire récifal, tandis que manquent le Dogger et le Malm.

Au cours du Crétacé, la zone dauphinoise voit se déposer de minces alternances calcaréo-schisteuses berriasiennes, des marnes valanginiennes, des calcaires sombres hauteriviens, des calcaires urgoniens, des grès, des marnes glauconieux du Gault. Le Cénomaniens a pu être mis en évidence au voisinage du territoire de la feuille sous forme de minces niveaux de calcaires glauconieux et il n'est pas impossible qu'il existe à la partie inférieure des calcaires sublithographiques montant jusque dans le Campanien.

Le Lutétien, le Priabonien et l'Oligocène inférieur ont été érodés sur la partie dauphinoise de la feuille Saint-Gervais. Dans les Aravis, le Lutétien est représenté par des calcaires et des calcaires pseudo-conglomératiques à Nummulites. Le Priabonien transgressif est sous la forme de calcaires à Nummulites surmontés de marnes bleues à Globigérines et de schistes micacés. Il est surmonté par les grès de Taveyannaz. On notera que le Priabonien est nettement discordant.

Sur la bordure orientale de la zone dauphinoise (nappe de Véry—Roselette) des calcaires auversiens à Nummulites ont été signalés près du lac de Roselend (feuille

Bourg-Saint-Maurice, G. Mennessier, 1965).

Dans la zone valaisane, le substratum liasique supporte la série détritique de Tarentaise (autrefois appelée Flysch de Tarentaise bien que seuls certains termes s'apparentent au flysch) d'âge essentiellement crétacé supérieur par l'intermédiaire d'un ensemble de schistes, de calcschistes et de microbrèches du Crétacé moyen (ensemble anté-flysch) qui s'enrichit de roches vertes vers le Nord et le Sud (feuilles Mont-Blanc et Bourg-Saint-Maurice).

Les phases tectoniques majeures se situent après l'Oligocène inférieur. D'autres mouvements se sont produits par la suite, mais ne peuvent être datés avec précision, faute de dépôts. Le massif du Mont-Blanc est en surrection active.

DESCRIPTION DES TERRAINS

ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES ET MAGMATIQUES

Entre l'Arly et le Doron

ξ. **Schistes verts.** Schistes chlorito-sériciteux, le plus souvent monotones et peu caractéristiques, associés d'une part à des schistes et à des microquartzites charbonneux, d'autre part à des prasinites et à des ovarditites dans lesquelles on observe fréquemment des résidus de textures prémétamorphiques caractérisant d'anciens tufs et laves spilitiques. Les faciès microquartziteux sont parfois épargnés par les laminages tardifs très importants dans cette formation. On y trouve alors de la biotite microscopique et du grenat poeciloblastique.

Les schistes verts de la montagne d'Outray constituent l'extrémité septentrionale d'un « fossé central » de la chaîne de Belledonne que l'on suit sur plus de 60 kilomètres vers le Sud jusqu'au col du Glandon. Là, la série s'enrichit de méta-arkoses et de conglomérats. Les limites de cet ensemble sont toujours tectoniques. Par contre, plus au Sud (Taillefer), une formation identique et très certainement équivalente repose en discordance sur un complexe de gneiss et d'amphibolites.

Des critères lithologiques et l'étude chimique détaillée des métavulcanites ont permis ici de préciser une équivalence (déjà proposée par P. et C. Bordet mais, à tort, pour l'ensemble des roches vertes de Belledonne) avec la série de la Brévenne, des monts du Lyonnais, et donc d'y voir une formation d'âge dévono-dinantien, en fait plus probablement dévonien, et, en tous les cas, schistosée, métamorphisée et érodée avant le Viséen moyen.

ξG. **Gneiss rétromorphosés et conglomérats épi-métamorphiques imbriqués.** Il s'agit d'une formation associant, de façon inextricable sur le terrain, d'incontestables conglomérats métamorphiques parfois peu évolués, avec des gneiss plus ou moins migmatisés (embréchites amygdalaires) totalement rétromorphosés dans l'épizone, et donc peu caractéristiques.

Un dispositif analogue existe plus au Sud dans la chaîne de Belledonne (versant est de la Lauzière, vallée de Cellier). L'interprétation est là sans équivoque : il s'agit, non pas d'un ensemble détritique unique mais de conglomérats, de méta-arkoses et de schistes charbonneux pincés tectoniquement dans le socle gneissique. Il n'existe aucune raison de ne pas admettre qu'il s'agit ici des mêmes formations.

Ces conglomérats sont, soit équivalents aux conglomérats situés dans le Sud de la chaîne à la base de la série « dévono-dinantienne » (conglomérats du Taillefer) et donc dévoniens à viséen inférieur, soit plus récents mais cependant antérieurs à la dernière phase tectono-métamorphique hercynienne importante et donc, au plus tard, viséen supérieur.

ξξ. **Micaschistes, micaschistes ocellaires et gneiss albitiques.** L'appellation de « schistes satinés » ou « série satinée » due à P. et C. Bordet mérite d'être conservée à la seule, mais impérative, condition de la restreindre aux schistes cristallins du « rameau externe » constituant la bordure occidentale de la chaîne. Il s'agit d'un ensemble monotone à grande échelle, formé d'alternances centimétriques à métriques de gneiss leptynitiques ou, plus rarement, quartziteux, de gneiss fin phylliteux, et de micaschistes, avec ou sans albite ocellaire, enfin de schistes graphiteux. Il s'y ajoute de très rares niveaux de prasinites, d'ovardites et, plus rarement encore, d'amphibolites. On décrira en détail les deux faciès les plus typiques et les plus largement développés dans la région décrite ici.

Micaschistes ocellaires. Ils sont constitués par :

— une trame de quartz, séricite, chlorite, en général microplissée et souvent affectée par un *strain slip cleavage* plus ou moins développé allant parfois jusqu'à la transposition de foliation complète ;

— une phase porphyroblastique surimposée constituée d'albite et de biotite. Les albites sont syntectoniques au sens large (c'est-à-dire, d'un individu à l'autre, d'apparence anté-, syn- ou post-cinématique) par rapport au *strain slip cleavage*. La biotite se développe, soit « en nid » dans les « zones abritées » ménagées par les porphyroblastes syntectoniques d'albite, soit, de façon mimétique, dans le *strain slip cleavage*, soit enfin en porphyroblastes poecilolitiques à contours dentelés surimposés à la trame mais parfois déformés. Elle est donc tardi-tectonique au sens large, c'est-à-dire syn- à post-cinématique par rapport aux dernières déformations.

Minéraux accessoires : la tourmaline est très généralement présente, et souvent abondante, tandis que le grenat est absent (à l'opposé des schistes verts de la montagne d'Outray). Par ailleurs les albites poeciloblastiques sont souvent chargées d'aiguilles de rutile, auxquelles s'ajoutent les inclusions ferrotitanées diverses (leucoxène, opaques) et du graphite.

Gneiss albitiques. Ils sont constitués par :

— une trame en mosaïque, typiquement cataclastique, constituée de quartz, muscovite, chlorite, calcite, plagioclases anciens séricitisés, indéterminables, enfin biotite fraîche souvent nettement tardive, mimétique ;

— une phase porphyroblastique constituée d'albites limpides très poeciloblastiques (« albite en éponge ») résorbant les plagioclases anciens séricitisés, et de biotites souvent poeciloblastiques, à contours dentelés, obliques sur la trame mais fréquemment affectées de « bandes de pliages » (*micro-kink fold*) et ceci, parfois, sans rétro-morphose.

Les biotites poeciloblastiques tardi-tectoniques, qui sont inconnues plus au Sud, semblent souligner ici un dôme thermique tardif fort probablement associé à la mise en place du granite de Beaufort. Enfin on notera que la postériorité statistique incontestable des biotites porphyroblastiques aux albites ocellaires permet de repousser définitivement l'opinion, longtemps soutenue par certains auteurs, suivant laquelle l'albitisation des schistes du rameau externe témoignait de la généralité d'un métamorphisme épizonal d'âge alpin dans la chaîne de Belledonne.

Les faciès amphiboliques sont rares et constituent toujours des passées très minces. Il s'agit, soit de roches prasinitiques banales, à albite ocellaire développée sur une trame constituée d'actinote, clinozoïsite (ou épidote), chlorite, calcite et, éventuellement, biotite, soit, beaucoup plus rarement, d'amphibolites feldspathiques clairement polymétamorphiques constituées de plagioclases séricitisés indéterminables avec précision mais correspondant au moins à l'oligoclase basique et, plus vraisemblablement, à de l'andésine, épidote, hornblende prismatique vert-brun partiellement remplacée par une hornblende actinotique aciculaire ou fibreuse vert pâle à vert-bleu. En l'absence de paragénèses résiduelles significatives dans les micaschistes et les gneiss albitiques, ces amphibolites présentent l'intérêt capital de témoigner un passage d'une partie au moins de la série par un *stade ancien franchement mésozonal*.

Dans la région d'Allevard, les mêmes schistes satinés passent progressivement, par l'intermédiaire d'une zone de transition où l'on observe conjointement la rétro-morphose plus ou moins complète de vieux disthène et staurotide et le développement d'albite ocellaire et de tourmaline, aux gneiss à sillimanite de l'enveloppe du granite des Sept-Laux. Ceux-ci appartiennent au complexe de gneiss et d'amphibolite du Sud de Belledonne. Il n'est pas possible de développer ici tous les éléments de la discussion, mais on est conduit à voir, dans la partie la plus importante et, surtout, la plus typique des schistes satinés, un ensemble polycyclique résultant de la reprise hercynienne, elle-même polyphasée, de micaschistes et gneiss mésozoïques anté-hercyniens issus d'une série de pélites et de *greywackes* flyschoides d'âge fort probablement briovérien. Dans cette optique, les schistes satinés du rameau externe de Belledonne apparaissent comme l'équivalent exact des micaschistes de Saint-Étienne, de l'autre côté du fossé rhodanien.

Μξ, ζγ. Gneiss et orthogneiss granodioritique des Enclaves. Ensemble de gneiss rubanés, veinés ou amygdalaires passant de façon diffuse à des gneiss granitoïdes homogènes à textures « fibreuse » très caractéristique (*L tectonites*). L'ensemble est souvent typiquement blastomylonitique (notamment caractérisé par la présence de quartz « en flamèches »). Toutefois l'histoire tectonique tardive de ces roches est complexe : en effet une déformation dans l'épizone, banale mais intense, reprend et localement microplisse avec formations d'un *strain slip cleavage* tardif, la schistosité blastomylonitique. On observe donc quartz en flamèches déformées et recristallisées, plagioclases entièrement détruits indéterminables, microclines perthitiques, biotites tordues plus ou moins chloritisées, muscovites, grenats entièrement chloritisés, minéraux accessoires, dont quelques allanites, enfin amas micacés correspondant très certainement à d'anciens nodules de cordiérite (d'ailleurs des nodules de pinnite incontestables ont été observés au-delà de la limite sud de la feuille, le long de la route de Beaufort au barrage de Roselend près du col de Mérailet).

Dans les gneiss granitoïdes fibreux, l'homogénéité, l'absence de foliation véritable, les témoins conservés d'une structure anté-mylonitique cloisonnée à plagioclases automorphes, enfin les nombreuses enclaves surmicacées, homogènes, en amandes régulières, permettent d'affirmer que l'on a affaire à un orthogneiss vraisemblablement issu d'une granodiorite d'anatexie riche en enclaves à valeur de restites.

Les gneiss blastomylonitiques des Enclaves sont en continuité avec ceux de la bordure orientale du massif du Grand Mont, situé un peu plus au Sud (feuille Bourg-Saint-Maurice). Ceux-ci passent latéralement et, apparemment, vers le haut, à un ensemble non blastomylonitique de paragneiss contenant des niveaux stratoïdes d'embranchement à porphyroblastes automorphes de microcline. C'est une trilogie rigoureusement identique qui constitue la partie centrale des aiguilles Rouges. Les orthogneiss ont leur équivalent exact, à la rétro-morphose épizonale ultime près, dans une partie des gneiss d'homogénéisation à faciès « Chessery » défini par S. Bellière, et notamment dans ceux du secteur du lac Blanc. On est dès lors logiquement conduit à considérer que ces orthogneiss proviennent de l'écrasement sévère, lors d'une phase hercynienne majeure de serrage du bâti des granodiorites d'anatexie à cordiérite largement développées à l'extrémité septentrionale des aiguilles Rouges et dans le massif de l'Arpille. Toutes ces formations constitueraient des témoins septentrionaux d'une infrastructure anté-hercynienne largement développée dans les massifs plus méridionaux du Pelvoux et de l'Argentera. De façon plus synthétique encore, on peut proposer l'équivalence de cette infrastructure avec les anatexites à sillimanite et cordiérite du « socle arverne » du Massif Central, ceci notamment sur l'indice des âges « Pb total » à 650-750 M.A. obtenus sur ces deux ensembles. Rappelons toutefois que les données de ce type ne peuvent être considérées comme définitives.

γ0. Granite d'Outray. Ce granite affleure largement dans la montagne d'Outray, au Sud du lac de la Girotte. C'est un granite porphyroïde souvent orienté, à texture

blastomylonitique. Le chimisme est hétérogène, à caractère potassique marqué : granite monzonitique à syénite quartzifère.

La trame : structure initiale à tendance cloisonnée affectée par une cataclase intense ; plagioclase automorphe : oligoclase basique faiblement zoné, fortement séricitisé ; quartz interstitiel en mosaïque à éléments allongés fortement engrenés ; microcline non perthitique interstitiel ou amiboïde ; biotite parfois très intensément déformée, affectée notamment de « bandes de pliage » (*micro-kink folds*) et cependant intacte, brun-rouge très intense. On note par ailleurs une gamme complète de produits micacés tous issus de la biotite : biotite partiellement déstabilisée à inclusions de rutil et de leucoxène, muscovite, biotite kaki, biotite verte, chlorite seule ou en sandwich avec les micas précédents ; tous ces minéraux sont chargés de leucoxène. Il n'y a pas de corrélation (ou peut-être une corrélation inverse !) entre la déstabilisation des biotites initiales et l'intensité de leur déformation. Outre les produits ferrotitanés, on note les minéraux accessoires suivants : allanite zonée, épidote, clinozoïsite associées systématiquement à de la biotite, apatite trapue, « zircon », parfois tourmaline abondante, enfin calcite.

Les porphyroblastes de microcline peu ou pas perthitique, pluri-centimétriques, recoupent souvent à l'emporte-pièce la trame mylonitique, parfois sans aucune trace de déformation ni de rotation. Dans le détail, les contours sont pseudopodiques, frangés de myrmékite. Les plagioclases inclus sont nombreux, toujours entièrement déstabilisés (damourite et saussurite) et le plus souvent bordés d'un liseré d'albite limpide. Par ailleurs ces plagioclases sont souvent automorphes mais parfois amiboïdes ou même composites (automorphes à pseudopodes amiboïdes). Ils sont de plus toujours beaucoup plus petits que ceux de la trame, même quand ils sont inclus à la périphérie d'un blaste à caractère tardif très net. Il s'agit donc très certainement, dans tous les cas, de formes de résorption, ceci contrairement à l'opinion classique qui voit dans l'automorphisme des plagioclases inclus une preuve du caractère magmatique des mégacristaux de feldspath potassique.

Les contacts avec les schistes encaissants, lieu privilégié de jeux dysharmoniques lors des phases de serrage postérieures, sont presque toujours tectoniques. Toutefois, au-delà de la limite sud de la feuille, dans les gorges du Doron de Beaufort, on observe localement une large bordure de schistes verts mylonitiques et de gneiss rétomorphosés progressivement chargés de porphyroblastes automorphes de microcline dessinant un rubanement régulier ; le passage au granite est alors progressif.

Ce granite doit être rattaché à un ensemble bien développé dans toute la partie centrale de Belledonne où il constitue le massif dit de Saint-Colomban ; pour l'auteur de ces lignes, cet ensemble résulte de l'action d'une métasomatose potassique de percolation sur un cortège intrusif syntectonique mis en place dans un linéament tectonique évoluant en zone de décrochement majeure (voir la partie tectonique de la présente notice).

Sous réserve de la validité des corrélations structurales proposées entre les massifs cristallins externes alpins et le Massif Central, ces granites se sont structurés lors de la phase tectonique qui précède immédiatement une remontée générale du bâti que l'on peut, dans l'Est du Massif Central, fixer entre 350 et 335 M.A. c'est-à-dire du Dévonien terminal au Viséen inférieur.

γM. Granites de Beaufort, Megève, la Chaudanne. *Le granite de Beaufort* affleure très mal en bordure sud du territoire de la feuille. On peut l'observer dans de bonnes conditions légèrement au-delà dans la vallée du Doron, en amont de Beaufort. On doit lui rattacher les minuscules affleurements de *la Chaudanne* et de *Megève*. Il s'agit d'un granite à grain moyen, parfois légèrement porphyroïde, non mylonitique, peu ou pas orienté, de composition monzonitique à tendance granodioritique (adamellite).

Description. Les plagioclases sont automorphes légèrement zonés (oligoclase basique) ;

le plus souvent partiellement déstabilisés, ils possèdent souvent une auréole limpide d'oligoclase acide (et non d'albite). Le feldspath potassique est représenté d'une part par des orthoses zonées déstabilisées (microcline perthitique), d'autre part par un microcline perthitique interstitiel se développant en plages amiboïdes frangées de myrmékite, par corrosion de la matrice quartzo-plagioclasique. Les plagioclases inclus dans les ex-orthoses zonées sont partiellement déstabilisés avec parfois une double auréole limpide : oligoclase acide à l'intérieur, albite à l'extérieur. Pour l'auteur il s'agit, ici encore, de formes de résorption. Le quartz est en grandes plages non cataclastiques. La biotite, en général non déformée, est toujours plus ou moins déstabilisée, chargée de rutilé et de leucoxène, mais par contre jamais muscovitisée. On note également : de la hornblende sporadique, des allanites zonées, de l'épidote systématiquement associée à la biotite, de l'apatite toujours bien automorphe et assez allongée, de la calcite et de la chlorite primaire.

Localement ce granite contient de nombreuses enclaves vaugnéritiques (à amphibole + biotite). Il est en contact normal avec les schistes de la « série satinée » par l'intermédiaire d'une assez large zone d'anatexites banales (métatexites) à faciès d'embréchite amygdalaire : il s'agit là d'un type de contact très différent de celui du granite d'Outray ; toutefois, localement, le contact est mylonitique avec des porphyroblastes automorphes tardifs.

Le granite de Beaufort, plus banal que celui d'Outray, présente cependant avec ce dernier des analogies certaines, ne serait-ce que sur les plans chimiques et minéralogiques. Contrairement à ce qu'implique le concept général de granite de la série satinée proposé par C. Bordet, ce monzogranite tardi- à post-tectonique est, par le chimisme, comme par le contexte structural, différent du granite des Sept-Laux, développé sur 60 km dans le Sud et le centre de Belledonne, et qui est une leucogranodiorite akéritique ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$) syntectonique.

Massif des Aiguilles Rouges

ξ. **Séricito-chloritoschistes.** Ils n'occupent, sur le territoire de la feuille Saint-Gervais, qu'une surface peu étendue. Ils sont bien exposés le long de la route et du chemin de fer en aval de la gare des Houches. Ce sont des roches à grain fin formées essentiellement de quartz, de séricite et de chlorite en proportions diverses. Elles sont souvent finement stratifiées et montrent de nombreux plissements à schistosité plan-axiale. Leur minéralogie, qui ne résulte pas d'une rétro-morphose, et leur finesse, qui ne résulte pas d'une mylonitisation, les classent parmi les roches les moins métamorphiques (faciès de schistes verts) du Cristallin des aiguilles Rouges.

ζξ. **Formations cristallophylliennes : gneiss et micaschistes.** Ce sont des micaschistes à biotite et muscovite, et des gneiss biotitiques passant à des gneiss migmatitiques rubano-lenticulaires. Ils renferment localement quelques bandes d'amphibolo-schistes, plus ou moins tronçonnées en lentilles.

En de nombreux endroits, ces roches ont subi les effets des phases tectoniques jeunes, singulièrement de la phase hercynienne (post-carbonifère sup.). Il en est résulté une mylonitisation plus ou moins poussée, accompagnée de phénomènes de rétro-morphose : chloritisation de la biotite, saussuritisation des plagioclases, apparition d'épidote, etc. Ces zones d'écrasement, qui sont en relation avec la formation des « synclinaux » pincés de Carbonifère, sont orientées nord-sud ; elles sont donc parallèles aux directions anciennes des schistes cristallins.

γ. **Granite.** Une très petite surface à la bordure nord du territoire de la feuille est occupée par un granite qui affleure plus largement plus au Nord et constitue le massif de Servoz-les Houches. Il s'agit d'un granite monzonitique à grain moyen, à biotite souvent chloritisée et plagioclase saussuritisé. La roche est fréquemment écrasée, voire broyée et coupée de nombreux joints chloriteux (effets de la phase hercynienne).

Massif du Mont-Blanc

Il s'agit d'une gamme de micaschistes et gneiss para-métamorphiques divers, auxquels s'ajoutent en quantité subordonnée des amphibolites, des cornéites, des calcaires et des roches granitiques.

Cet ensemble constitue typiquement un domaine polycyclique ; autrement dit, il porte la marque de phases tectogéniques distinctes :

- une phase ancienne (ou plusieurs phases anciennes), caractérisée par un métamorphisme régional intense, de faciès mésozonal inférieur à catazonal supérieur ;
- une phase jeune, alpine, à caractère épizonal, marquée par une diaphtorèse générale et une altération plus ou moins poussée des structures anciennes, cette altération allant couramment jusqu'à la mylonitisation complète. L'impact de cette phase jeune est beaucoup plus marqué ici que dans le massif des Aiguilles Rouges, de sorte que, pratiquement tous les schistes cristallins du massif du Mont-Blanc se rattachent au groupe des mylonitoschistes.

La minéralogie des schistes cristallins fait ainsi apparaître d'une part des minéraux hérités du métamorphisme ancien, d'autre part des minéraux nouveaux formés au cours de la phase jeune. Les minéraux *anciens* sont en ordre principal : le quartz, le plagioclase, le feldspath potassique, la biotite, la muscovite. Ces minéraux sont associés en proportions très variables selon le type de roche. Dans certaines roches apparaissent de plus la hornblende verte, le diopside, le grenat, la calcite, et parfois la sillimanite (fibrolite). Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, la pyrite.

La minéralogie *nouvelle* comporte des minéraux formés par la transformation *in situ* des minéraux anciens (chloritisation des amphiboles) et des minéraux de néocrystallisation : quartz, albite, épidote, chlorite, séricite.

Au point de vue de la structure, tous ces schistes cristallins témoignent de processus d'écrasement et de laminage plus ou moins poussés : presque tous les minéraux sont tordus, plissés, cassés ou granulés. La roche est constituée le plus souvent de paquets résiduels allongés en amandes et formés soit d'un porphyroclaste, soit d'un groupe de minéraux anciens jouant le même rôle ; ces amandes résiduelles sont noyées dans une pâte plus ou moins fine, à structure schisteuse constituée par le mélange des éléments de néocrystallisation et des produits du morcellement des minéraux anciens. La phase alpine a donc donné naissance à une schistosité nouvelle, à caractère mylonitique (d'où le nom général de mylonitoschistes donné à ces roches). Cette schistosité recoupe l'orientation ancienne des roches, sous un angle de 15 à 30°.

Dans ces conditions, il est souvent malaisé de reconnaître à travers les transformations jeunes la nature et la disposition ancienne des schistes cristallins. On distingue cependant deux types principaux d'associations.

M. Migmatites rubano-lenticulaires. Il s'agit de gneiss très grenus, riches en quartz et en feldspaths, à texture souvent rubano-lenticulaire formant des masses relativement homogènes. Ces roches peuvent représenter d'anciennes migmatites ou d'anciens gneiss d'homogénéisation.

ζ. Gneiss et biotito-muscovitoschistes. Ils forment des ensembles lités formés d'une succession de bancs de micaschistes et gneiss divers ; ces successions comportent parfois des niveaux discontinus de cornéite ou de calcaire cristallin. La régularité du litage est bien entendu altérée par les manifestations jeunes.

Ces deux types de roches peuvent d'ailleurs se mêler.

ζa. Gneiss à amphibole. Ils sont relativement fréquents et sont à rapprocher par leur aspect général du premier des deux groupes ci-dessus. L'amphibole est la hornblende verte, à laquelle peut être associée de la biotite.

δ. Amphibolites. Elles ne se présentent pas en bancs continus, mais en lentilles plus ou moins alignées en chapelets, parallèlement à la stratification de la série. On les rencontre presque uniquement au sein des séries litées (deuxième type ci-dessus). Elles

sont souvent grenatifères.

Les cornéites sont des roches non schisteuses, à grain fin, formées en proportions variables de quartz, de diopside, de grenat et de plagioclase complètement muscovitisé. Elles pourraient représenter d'anciens sédiments quartzo-dolomitiques (grès à ciment dolomitique, par exemple). Elles se présentent en lentilles ou en bancs minces discontinus, intercalés dans les gneiss et micaschistes lités. Elles sont trop peu importantes pour pouvoir être figurées sur la carte.

γ. **Granite du Mont-Blanc.** Des roches granitiques anciennes ont été reconnues avec certitude sur la rive droite du glacier de Miage, grâce à la présence de nombreuses enclaves biotitiques. Dans son état actuel, ce granite est bien entendu entièrement schistosé. Des roches semblables mais dépourvues d'enclaves affleurent en divers autres endroits.

Les schistes cristallins sont coupés un peu partout par des filons ou amas discontinus de pegmatites d'âge ancien. Dans l'ensemble, ces pegmatites sont plus abondantes.

Il convient enfin de signaler l'existence de multiples veines de quartz d'âge alpin. Le quartz peut y être accompagné de chlorite, d'albite, de carbonates, de séricite et d'épidote. Le remplissage de ces veines est parfois incomplet, ce qui donne lieu à des cavités tapissées de cristaux (« fours » à cristaux dans le langage du pays).

MASSIFS DES ARAVIS ET DU MONT-JOLY

h4-5. **Westphalien—Stéphanien. Schistes et grès à anthracite.** On a là des formations essentiellement grés-schisteuses noires, où dominent les schistes, à schistosité de flux, contenant des veines d'anthracite généralement de faible épaisseur. L'ancienne mine de Colombe en Nant Pulant a donné autrefois *Sphaenopteris haidingeri*, *Pecopteris pteroides*, *P. polymorpha*, *P. pluckenettii*, *Lepidophyllum caricinum*, *L. trigeminum*, *Calamites cistii*, *Sphenophyllum schlotheimi dentatum*, *S. schlotheimi emarginatum*, *Cordaites borassifolia*, *Annularia brevifolia*, *A. longifolia*. On a trouvé aussi dans la vallée de l'Arly *Nevropteris flexuosa* et *Sigillaria tessalata*. Plus au Nord, au hameau de Coupeau (feuille Sallanches), le sommet de la formation a donné une flore de la limite Westphalien D-Stéphanien A (R. Laurent).

h5. **Stéphanien.** Il s'agit de conglomérats très durs de nuance grise plus ou moins foncée à galets de taille variée de granites, de schistes cristallins, souvent très difficiles à distinguer des formations cristallophylliennes. Ces conglomérats sont développés dans le Sud-Est du territoire de la feuille.

rtA 1. **Permien—Trias inférieur. Quartzites (faciès verrucano).** Cette formation est essentiellement détritique. Elle débute par des quartzites verts, gris ou rouge violacé à magnétite et paillettes de séricite (lac de la Girotte) ou par des grès arkosiques à galets de quartz blanc ou rose, épais d'une vingtaine de mètres (environs de Flumet). Au-dessus se développent des grès quartzeux de couleur claire puissants de quelques mètres à une trentaine de mètres. Leur ciment est généralement riche en séricite et en chlorite, ainsi qu'en calcite.

Les quartzites inférieurs contiennent des fragments de jaspe rouge près de Saint-Gervais. Ces roches, dont le faciès rappelle le Verrucano, peuvent correspondre pour une part au Permien. Elles ont été décrites au Nord de Saint-Gervais sous le nom de bésimaudites.

tA2-3. **Trias moyen et supérieur. Cargneules, dolomies et gypses.** Probablement initialement épais de quelques dizaines de mètres, le Trias moyen et supérieur se présente d'une part sous la forme de dolomies et de calcaires dolomitiques de couleur blanche ou jaune clair, à patine gris clair, à rares grains de quartz et d'autre part de cargneules jaunes vacuolaires par altération. Les cargneules paraissent remplacer

latéralement les dolomies ou parfois les surmonter, mais certains types très bréchiques contenant de petits fragments de schistes verts à grenat, de dolomies ou des grains de quartz non roulés sont certainement bien différents des dolomies. Le Trias moyen et supérieur renferme encore des gypses blancs indurés, très développés au col du Joly, ainsi que des passées schisteuses pélitiques dorées très calcaires et des schistes rouges ou verts. L'épaisseur était probablement de l'ordre de 50 à 100 mètres.

110. **Rhétien. Grès « singuliers ».** — 11-4. **Lias inférieur. Schistes.** Dans la partie inférieure du massif du Joly, le Lias inférieur est représenté par des schistes souvent très noirs, à patine mordorée, ayant fourni des articles de Pentacrines. Dans le synclinal de Chamonix, il débute par des couches gréseuses à inclusions dolomitiques compactes ou marneuses attribuées au Rhétien et se poursuit par d'épais schistes noirs à bancs plus calcaires alternant avec des schistes argileux où l'on a signalé (vallon des Arandellys sur le flanc nord du mont Lachat) : *Schlotheimia angulata*, *S. charmanei*, *Coroniceras* cf. *rotiformis*, *Coroniceras* cf. *bucklandi*, *Arnioceras ceras*, *Waldheimia cor*, *Spiriferina rostrata*, *Pecten* sp., *Chondrites*. Dans le massif du Mont-Joly, entre les Contamines et le col du Joly, quelques bancs calcaires s'y développent avec *Pholadomya* sp. La puissance initiale devrait être de l'ordre de 100 à 200 mètres.

Dans la nappe de Véry—Roselette, le Lias inférieur comporte des schistes noirs à intercalations calcaires avec *Plagiostoma hermanni* et *Pinna* cf. *diluviana* reposant sur des couches gréseuses brunes ou verdâtres à intercalations de calcaires échinodermiques. Les grès contiennent *Avicula contorta* et d'autres petits Lamellibranches. Ce faciès qui existe déjà au cœur du pli couché de la haute crête du mont Joly se développe beaucoup près du col du Bonhomme, où il est connu sous le nom de *Grès singuliers*. Ces grès, épais de 100 à 150 m, sont très quartzeux et contiennent des galets roulés de la grosseur d'un œuf ou plus petits, formés surtout de micaschistes et de protogine, souvent de quartz ou de feldspaths, parfois de calcaires. Le ciment est assez variable et oscille entre des types argilo-sériciteux, quartzeux ou calcitiques. Les minéraux détritiques sont formés principalement par de l'orthose, de l'oligoclase, du microcline, du quartz, de la biotite chloritisée, de la magnétite, de l'apatite, du sphène et de l'ilménite. La couleur des grès varie du blanc au gris sombre et leur patine est uniformément rousse plus ou moins foncée. Les *Grès singuliers* passent par alternance vers le bas à des dolomies avec *Avicula contorta* ? et *Cardita austriaca* ?. Ils ont fourni *Pecten valoniensis* ? et montent probablement dans l'Hettangien.

15-6. **Lias moyen. Calcaires et schistes, calcaires à entroques.** Ce niveau est représenté en général par des calcaires souvent sableux. Il est épais d'une dizaine de mètres dans la région à l'Est de Megève sur les basses pentes du mont Joly, où il s'agit de calcaires noirs fins, parfois échinodermiques, contenant fréquemment des Bélemnites tronçonnées et admettant de nombreuses intercalations schisteuses. Dans la haute crête du mont Joly et sur le mont Vorassay, l'épaisseur augmente très considérablement (150-200 m ?), les calcaires deviennent beaucoup plus sableux et alternent avec des horizons schisteux noirs. Ils ont fourni *Belemnites paxillosus*, *B. milleri*, *B. zieteni*.

Dans la nappe de Véry—Roselette existe un niveau caractéristique de calcaires échinodermiques à patine rousse, épais de quelques mètres, ayant fourni près du col du Bonhomme : *Arietites* ? sp. gr. *turneri* ou *Paltoleuroceras* ? voisin de *P. spinatus* (Lotharingien inférieur), *Arnioceras* probable.

17-8. **Lias supérieur. Schistes et schistes à nodules. L'Aalénien** est sous forme de schistes noirs à nodules, dont l'épaisseur varie très vite. Celle-ci est assez réduite au-dessus de Megève, mais augmente rapidement vers le Nord-Ouest en direction de la crête des Aravis. Les nodules, réorientés dans les plans de schistosité, sont soit ellipsoïdaux, soit amygdalaires à bord plus ou moins effilé. Ils renferment très fréquemment des cristaux de pyrite et contiennent quelquefois des fossiles, surtout dans la région du mont d'Arbois : *Pleydellia aalensis*, *Lioceras comptum*, *Lioceras*

concaum, *Posidonomya opalina*, *Nucula* sp. *Harpoceras murchisonae*, « *Ammonites* » *scissus* et « *A.* » *variabilis*.

Les schistes aaléniens sont argileux, gris ou noirs, à patine mordorée, parfois sériciteux. Ils contiennent rarement de minces intercalations calcaires.

On rapporte au *Toarcien* des schistes argileux noirs sans nodules passant progressivement aux couches sus-jacentes, qui ont donné de très rares *Posidonomya bronni*. L'ensemble pouvait avoir une épaisseur de 300-500 mètres.

j1-2a. **Bajocien—Bathonien inférieur. Schistes et calcaires alternants.** On attribue au Bajocien et peut-être aussi au Bathonien inférieur un ensemble d'alternances de bancs schisteux et de calcaires noirs, dont les parois ont un aspect strié assez caractéristique. Près de la Giétaz, on y a trouvé *Cadomites humphriesi*, *Parkinsonia parkinsoni* et aussi *Belemnopsis* sp. La puissance devait être de l'ordre de 100-200 mètres.

j2b-4. **Bathonien supérieur—Oxfordien. Schistes.** Il s'agit d'une épaisse série (300-500 m ?) de schistes noir bleuté, lisses et brillants, s'enrichissant vers le haut en nodules pyriteux tandis que s'intercalent quelques bancs de calcaires noirs compacts. Dans le cadre de la feuille ou aux environs le Callovien a été daté par *Reineckeia anceps*, *Macrocephalites* sp., *Hecticoceras nodosum*. L'Oxfordien contient des fossiles de la zone à *Cardioceras cordatum* : *Cardioceras (Vertebriceras)* sp. gr. *quadratum*, *Properisphinctes bernensis*, *Lissoceras erato*, *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Goliathiceras* sp., *Cardioceras (Vertebriceras)* aff. *sequanicum*, *Properisphinctes* sp. gr. *bernensis*, *Oppelia inconspicua*, *Peltoceras arduenense*, *Alligaticeras* sp., *Perisphinctes* sp. gr. *bonjourii*, *Arisphinctes* sp. gr. *plicatilis*, *Hibolites hastatus*, les fossiles étant très rares.

j5-9. **Malm p.p. Calcaires et grès.** A la base, près de la Giétaz viennent les couches suivantes :

- intercalations dans des schistes de calcaires gris sombre sublithographiques,
- alternances de calcaires finement grenus et plus ou moins schistoïdes et de marnes schisteuses,
- petits bancs de calcaires schistoïdes,
- schistes,
- gros bancs de calcaires avec couche ferrugineuse de quelques centimètres,
- alternance de calcaires et de schistes avec vers le sommet *Perisphinctes delgadoi*, *P.* cf. *obliquecostatus*,
- alternances de petits bancs calcaires et de bancs calcaires, le tout atteignant 70 m environ.

Toujours près de la Giétaz, la coupe des niveaux plus élevés est la suivante : la partie inférieure est principalement constituée par des calcaires et des calcaires sublithographiques, la partie supérieure commence par des alternances plus schisteuses et de bancs calcaires, se poursuit par des calcaires lithographiques et se termine par des alternances de calcaires, de calcaires argileux, de bancs microbréchiens, de calcaires cristallins, de calcaires à silex coiffés par un gros banc terminal. L'épaisseur totale est de l'ordre de 180 à 200 mètres. On y a signalé *Peltoceras bimammatum*, *Perisphinctes achilles*, *P. lorioli* et tout au sommet *Clypeina jurassica* indiquant une tendance au faciès purbeckien.

On a attribué au Malm des calcaires cristallins sombres, mais à patine claire, dans la nappe de Véry—Roselette, qui contiennent d'assez nombreuses Bélemnites indéterminables (150-200 m).

jñ. **Berriasien. Calcaires et grès.** A la Giétaz, le Berriasien débute par une série à dominante calcaire avec *Berriasella* aff. *calisto*, *Perisphinctes lorioli* (20 m) surmontée par une formation schisteuse à *Berriasella* aff. *calisto*, *Neocomites* sp., *Thurmannites boissieri*, *Perisphinctes richteri*, *Berriasella chaperi* (10 m) ; 15 m d'alternances calcaréo-schisteuses avec *Berriasella* aff. *calisto*, *Phylloceras semisulcatum*, *Acanthodiscus euthymi* ; 5 m d'alternances schisto-calcaires contenant *Berriasella* aff. *calisto*,

Lytoceras sp., *Thurmannites thurmanni* ; 20 m d'alternances de calcaires et de marnes ; 5 m de schistes et enfin 10 m de calcaires.

Aux fossiles précédents, il faut ajouter *Berriasella* cf. *jabronensis*, *B. paramacilenta*, *B. cf. chaperi*, *B. consanguinoides*, *B. cf. richteri*, *B. cf. berthei*, *B. calistoides* ou *moreti*, *B. cf. andrussovi*?, *B. sp. gr. paquieri*, *B. boissieri*, *B. cf. carpathica*, *Ptychophylloceras ptychoicum*, *Neocomites* cf. *occitanus* ou cf. *subalpinus*, *Phylloceras* sp., *Leptoceras* sp., *Himalayites* sp., *Haplopleuroceras* sp., *Neocosmoceras* sp., *Duvalia* sp., *Aptychus* sp., *Pygope diphyoides*.

La puissance maximale peut s'élever à 200-250 mètres.

n2. **Valanginien. Marnes.** Le Berriasien passe insensiblement aux marnes valanginiennes de teinte sombre, épaisses de 250 à 500 m avec *Neolissoceras grasi* et *Aptychus didayi* dans le torrent de la Gieltaz. Il s'y ajoute deux bancs de calcaires spathiques.

n3. **Hauterivien. Calcaires de faciès néritiques, grès.** Il est représenté par des calcaires bleus très durs, épais de 300 à 400 m, très siliceux, criblés de spicules de Spongiaires, à patine rousse vers le sommet. On y a signalé des niveaux glauconieux avec *Crioceras duvali* et *Toxaster retusus*.

Dans la nappe de Véry—Roselette, un ensemble schisteux, épais de plus de 200 m, avec intercalations plus calcaires et très riche en filonnets de calcite a été attribué au Crétacé inférieur. Il a fourni une Ammonite indéterminable et se reconnaît de loin à la teinte beige de ses affleurements.

n4. **Urgonien. Calcaires.** La barre urgonienne comprend des calcaires blancs que l'on peut classiquement subdiviser en : Barrémien inférieur (couches à Panopées, peu distinguables ici), Barrémien supérieur (masse urgonienne principale surmontée des couches à Orbitolines), Aptien inférieur (masse urgonienne supérieure). On a signalé *Pterocera pelagi* dans les calcaires à Orbitolines, *Matheronia gryphoides* et *Requienia ammonia*. Les bancs terminaux sont parfois bréchiques (brèche récifale). Ces couches sont bloquées avec les précédentes.

On a rapporté à l'Urgonien, dans la nappe de Véry—Roselette, des calcaires gris à patine claire, plus ou moins saccharoïdes.

L'Urgonien atteint de 100 à 200 mètres.

n7. **Albien. Marnes glauconieuses et calcaires sableux glauconieux.** Sous le faciès gault noir, l'Albien est constitué par quelques dizaines de mètres au plus de dépôts néritiques (grès, marnes, schistes) verts ou noirs en raison de la présence de glauconie et de phosphate de calcium, avec, dans le massif des Aravis, *Leymeriella rencurellensis*, *L. fusseneggeri*, *L. heimi*, *L. canterinata pseudoirregularis*, *L. sp. gr. renascens*, *L. sp.*, *Hypacanthoplites trivialis*, *H. inflatus*, *Odonthoplites* sp. gr. *pringlei*, *Douvilleiceras mamillatum aequinodum*, *D. elevatus*, *D. inaequinodum*, *Latidorsella latidorsata*, *Seunesiceras collignoni*, Limidés, Rhynchonelles. Une brèche phosphatée terminant ce niveau par place est très probablement vraconienne.

C1-7. **Cénomaniens—Sénonien. Calcaires sublithographiques.** Une centaine de mètres de calcaires sublithographiques gris-blanc, parfois rosés et même rouge vif plus ou moins panaché de vert vers le haut, contenant des Globigérines, des Rosalines et des Lagénidés, doivent représenter le Sénonien (Maestrichtien exclu). Il est possible que leur base descende dans le Cénomaniens, comme l'indiquerait la présence d'un *Holaster subglobosus depressus* dans le massif des Aravis, à Sommier.

RÉGION DU COL DE LA SEIGNE

h. **Carbonifère. Schistes noirs, grès et quartzites.** Le Carbonifère n'affleure qu'en rive gauche du torrent des Glaciers et sur le versant italien du col de la Seigne. Il prolonge

les affleurements de la Combe de la Nova (feuille Bourg-Saint-Maurice) où H. Schoeller a signalé de l'antracite. Ici il s'agit de schistes noirs argileux et de schistes mordorés, de grès fins psammitiques et de quartzites phylliteux d'aspect laiteux.

r. **Permien. Quartzites phylliteux verdâtres.** Le Permien est représenté par une formation épaisse de quartzites phylliteux verdâtres d'aspect bien différent des quartzites du Trias auxquels ils passent en continuité vers le sommet (sans limite nette) région de Séloge ; ils présentent parfois un aspect « gneissoïde » lorsque le faciès renferme des galets quartzeux. L'âge permien est déduit de la position intermédiaire entre quartzites du Werfénien et Carbonifère.

tA1. **Trias inférieur. Quartzites blancs et schistes.** Le Trias inférieur est constitué par les classiques quartzites blancs à grain fin surmontés par un mince niveau schisteux attribué au Werfénien.

tA2. **Trias moyen. Dolomies et calcaires gris, dolomies ocre.** Deux subdivisions lithologiques correspondent en gros à des subdivisions stratigraphiques : le « Trias gris » est formé par de gros bancs de dolomies gris cendré, zonées, souvent pseudobréchiques ainsi que par des calcaires gris. Il correspond pratiquement au Ladinien. Le « Trias jaune » constitué de dolomies sombres à patine jaune ou ocre, bien litées, comporte à la base plusieurs niveaux de calcaires vermiculés. Il correspond pratiquement à l'Anisien.

Ces deux termes n'ont pas été distingués sur la carte.

tA3. **Trias supérieur. Cargneules, gypses, argilites** (très peu fréquentes), en général extravasés tectoniquement. Des brèches dolomitiques jaunes situées sous le Lias de la Pyramide calcaire méridionale (au col entre les deux Pyramides) sont rattachées au Trias supérieur.

l. **Lias indifférencié. Calcaires et grès.** Le seul affleurement important est celui de la Pyramide calcaire méridionale. Il s'agit d'un calcaire marmoréen gris clair, renfermant des vestiges mal conservés de Polypiers, ainsi que des Bélemnites, des entroques, et même des vestiges d'Ammonites peu déterminables (R. Barbier). Ce faciès est typique du Lias de la zone des Brèches de Tarentaise.

CS. **Ensemble anté-flysch. Schistes argileux noirs, calcschistes, grès et microbrèches.** Le passage du terme précédent à l'actuel est visible en plusieurs points de la rive gauche du torrent des Glaciers (ravin de la Chail et W.NW des chalets de la Seigne en particulier). L'ensemble anté-flysch se caractérise par les teintes sombres d'une alternance de schistes argileux noirs, de calcschistes gris foncé et de niveaux de microbrèches (Pyramides calcaires, col de la Seigne, ravin de la Chail). Parfois s'intercalent des lentilles de conglomérat grossier à ciment calcaire gris et éléments dolomitiques et calcaires de forte taille. Aux Pyramides calcaires (haut vallon de la Lée Blanche), la base de l'Ensemble anté-flysch comporte un niveau de microbrèches et brèches fines à patine rousse qui ravine directement les calcaires liasiques de la Pyramide méridionale. Ces niveaux détritiques ont fourni de petites Orbitolines (P. Elter). Au ravin de la Chail par contre, les niveaux supérieurs ont fourni un exemplaire de *Globotruncana lapparenti coronata* (P. Antoine). L'âge de la formation est donc compris probablement entre la fin du Néocomien et la base du Crétacé supérieur (jn-пз).

CFB. **Formation basale. Conglomérats polygéniques** (épaisseur 50-60 m). Elle présente ici un faciès de conglomérats polygéniques grossiers (taille des éléments jusqu'à 15 ou 20 cm) en bancs massifs (plusieurs mètres), sans interstrates schisteux. Le ciment de ce conglomérat est calcaire. Le granoclassement est peu fréquent alors que le litage entrecroisé, l'existence de chenaux s'observent fréquemment (rive gauche du torrent des Glaciers, au-dessus des Mottets). Tous ces caractères apparentent la formation à un sédiment de type molassique.

cFM. Couches des Marmontains. Schistes noirs à quartzites verts (de H. Schoeller) (épaisseur 10-30 mètres). Alternance de bancs décimétriques de quartzites brun-vert à cassure huileuse (*ôlquartzit*) et de schistes noirs ou gris (versant italien du col de la Seigne, ruisseau des Mottets). Age inconnu : probablement Crétacé supérieur.

cFC. Flysch. Couches de Saint-Christophe (des auteurs suisses et italiens) (épaisseur : 7 à 800 m). Alternance de plaquettes de calcaires, de calcaires gréseux et de schistes gris de fer présentant une patine d'ensemble brunâtre. Dans le haut vallon de la Lée Blanche la base de cette formation présente un faciès plus schisteux par réduction de l'épaisseur des bancs. L'âge est inconnu : probablement Crétacé supérieur Paléocène ?

QUATERNAIRE

U. Tufs quaternaires. Quelques placages de tufs, liés à des sources carbonatées ont été indiqués.

G. Glaciaire chaotique. Dans la région de Combloux et de Megève, on a distingué des placages d'anciennes moraines de fond particulièrement riches en gros blocs provenant du massif du Mont-Blanc.

Gy-z. Glaciaire indifférencié. — Gy. Glaciaire ancien. — Gz. Glaciaire récent. Des dépôts morainiques, correspondant essentiellement à des moraines de fond, couvrent de vastes surfaces. Vers le Nord-Ouest, leur matériel est essentiellement cristallin ou cristallophyllien. Sur les pentes septentrionales du mont Joly, le glaciaire est surtout schisteux avec de nombreux blocs provenant du Mont-Blanc. La présence de ces derniers au Sud-Est du mont d'Arbois montre que cette crête a été certainement recouverte par les glaciers. Par place, il a été possible de distinguer deux niveaux dans les formations glaciaires.

Certaines moraines évoquent des *rock streams* mis en place sur un matelas de boue et de glace résiduelle. Elles présentent de nombreux petits arcs morainiques.

Terrains glissés et éboulés. Les glissements de terrain sont particulièrement fréquents sur les pentes schisteuses. Ils peuvent présenter un caractère relativement discret et se manifestent alors par l'allure moutonnée du socle, ou au contraire correspondre à des éboulements massifs, comme au pied des aiguilles Croches dans le massif du Mont-Joly.

E. Éboulis. Ils sont particulièrement fréquents au pied des secteurs escarpés. On n'a pas distingué les éboulis vifs des éboulis fixés par la végétation, l'allure des contours permettant en général de faire la séparation.

Fy-z. Alluvions indifférenciées. — Fy. Alluvions anciennes. — Fz. Alluvions récentes. Ces alluvions sont constituées par des graviers plus ou moins grossiers ou par des blocs dans les parties hautes.

Jy, Jz. Cônes de déjection. Les cônes de déjection torrentiels ont été indiqués par des figurés spéciaux.

TECTONIQUE

TECTONIQUE ET MICROTECTONIQUE DES TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS ENTRE L'ARLY ET LE DORON

(extrémité septentrionale de la chaîne de Belledonne)

Généralités. Le socle constitué par les terrains cristallins de la chaîne de Belledonne est définitivement structuré avant le Stéphaniens. Dès cette époque, il est

tectoniquement inerte. Il n'est affecté ultérieurement que par des déformations de type cisailant. Celles-ci réutilisent toujours des surfaces tectoniques anté-stéphaniennes, éventuellement à toutes les échelles (rejeu du *strain slip cleavage* et des schistosités de phyllonites) donnant alors une déformation globale d'apparence souple, ou se réduisant au contraire au rejeu de grands blocs rigides caractéristiques d'une tectonique purement cassante.

Les déformations alpines, qui peuvent être analysées seulement quand subsiste le niveau repère constitué par le revêtement de quartzites triasiques sont décrites ailleurs. On analysera ici essentiellement la tectonique, incontestablement anté-stéphaniennne, scellée par la génération de biotites marquant la dernière culmination du métamorphisme polyphasé hercynien.

Rappelons que P. et C. Bordet avaient admis, pour la partie septentrionale de la chaîne de Belledonne, une structure simple caractérisée par l'existence de plis isoclinaux d'axe N.NE. Ils s'étaient fondés, pour cela, sur la reconnaissance d'unités lithologiques majeures suivies par continuité sur de longues distances. En fait l'analyse microtectonique et les levés détaillés font apparaître comme un fait général l'obliquité des structures locales sur les limites de ces unités. Cependant l'individualité de ces dernières en tant qu'entités cartographiques majeures reste incontestable. On a été conduit à interpréter les accidents qui les limitent comme des décrochements multiples constituant un faisceau anastomosé.

La chaîne de Belledonne apparaît ainsi comme une zone majeure de décrochement à l'échelle de la chaîne hercynienne de l'Europe moyenne. Ce fait explique vraisemblablement les traits les plus originaux de ce linéament et notamment les caractères très particuliers de ses granitoïdes syntectoniques, à savoir la blastomylonitisation généralisée et la métasomatose de percolation silico-potassique.

Certains de ces décrochements, mais pas tous, ont été réutilisés par la tectonique alpine. Ils apparaissent alors comme des joints comblés de terrains secondaires et seront, à ce titre, décrits ailleurs.

Analyse microtectonique. Les éléments microstructuraux que l'on peut mettre en évidence doivent être regroupés en trois catégories :

a) des vestiges sporadiques de plusieurs phases de déformations anciennes, ici oblitérées au niveau de l'architecture à grande échelle du bâti mais connues dans le Sud de Belledonne ;

b) les traces beaucoup plus nombreuses et largement réparties de déformations à caractère déjà tardif mais qui jouent le rôle majeur dans l'architecture définitive du bâti. Ces microstructures sont scellées par la dernière culmination du métamorphisme polyphasé hercynien, elles sont donc incontestablement anté-stéphaniennes ;

c) les traces de déformations post-métamorphiques reprenant et, éventuellement, réorientant les éléments structuraux plus anciens. Il est à ce stade le plus souvent difficile, sinon impossible, d'apprécier les rôles respectifs de la tectonique hercynienne tardive et de la tectonique alpine.

A la première catégorie on rattachera des mini-charnières isoclinales recoupées axialement par la foliation majeure. On les observe très exceptionnellement, tant dans les schistes verts que dans les schistes satinés. Dans ces derniers les charnières sont parfois matérialisées par des lentilles de quartz. Ce point incite à penser que la foliation majeure apparente est déjà une foliation transposée et donc que la phase de plissement en question n'est pas une phase initiale. Les observations de ce type étant sporadiques et donc guère corrélables entre elles de façon fiable, il n'a pas paru intéressant de les indiquer sur la carte.

Dans la deuxième catégorie, un premier ensemble correspond à la phase de déformation intense la plus évidente dans ce secteur. Il regroupe une linéation d'étirement dans les orthogneiss des Enclaves, la schistosité majeure des schistes verts et les plans de laminage du granite dans le massif d'Outray, enfin, dans les schistes

satinés des microplis déversés à couchés vers l'Ouest et un *strain slip cleavage* initialement peu incliné associé. Dans le versant droit de la vallée du Doron de Beaufort, ce dernier est replissé. Ces nouveaux plis, orientés N.NE, sont peu serrés, à plans axiaux sub-verticaux. Un microplissement peu marqué des surfaces phylliteuses préexistantes, sans nouvelle schistosité, leur est associé. Les grandes biotites poeciloblastiques sont syn- à post-cinématiques par rapport à cette phase.

Synthèse tectonique : interprétation de la structure d'ensemble. La plus ancienne des phases tectoniques directement exprimées dans l'architecture à grande échelle de ce secteur est la phase de plissement orientée N 10 à 30° W. Elle est responsable de la structuration définitive des schistes verts et du granite d'Outray. Elle correspond à un épisode majeur de serrage tardif du bâti qui cède et s'écrase complètement au niveau d'un linéament correspondant au « fossé » des schistes verts et au granite syntectonique associé. La phase suivante est marquée par le jeu majeur de décrochements dextres orientés N 25 à 40° E. En effet, l'étude d'ensemble de Belledonne conduit à interpréter de cette façon la plupart des accidents limitant les unités cartographiques majeures reconnues par C. Bordet et notamment le fameux synclinal médian. Mais de tels accidents découpent aussi ces unités en éléments secondaires. Il en est ainsi dans le secteur limité qui nous intéresse ici, pour le massif d'Outray, pris en écharpe par un important décrochement directement évident sur la carte, mais aussi pour la zone des schistes satinés (c'est-à-dire le « rameau externe »). Celle-ci est divisée en deux secteurs d'architecture très différente par une ligne joignant le village de Queige (feuille Albertville) à Megève. Le secteur sud-est est caractérisé par des plis tardifs droits, peu serrés, simples ondulations d'axe N 10 à 20° E replissant la foliation majeure mais aussi le *strain slip cleavage* associé aux microplis de la phase N.NW. Plus au Sud (feuille Bourg-Saint-Maurice) ces plis s'amortissent et sont relayés à l'approche du synclinal médian : il s'agit là de structures en échelons classiquement associées aux décrochements. En l'occurrence le dispositif correspond à un coulissement dextre le long du synclinal médian. Dans le secteur nord-ouest, les foliations dessinent un vaste pli à axe vertical dont le flanc oriental est entièrement laminé. Il ne s'agit vraisemblablement pas d'une structure relativement précoce basculée ultérieurement : en effet, dans les miniplis à axes fortement plongeants de ce secteur (vallée de l'Arly et secteur de Crest-Voland) les grandes biotites poeciloblastiques, qui, au Sud-Est, scellent la phase de plis en échelons, sont intensément déformées et entièrement rétomorphosées. On est alors conduit à lier la genèse de la charnière à axe vertical à un coulissement dextre le long de la zone laminée qui la limite au Sud-Est. On notera que les plis d'axe N 10 à 20° W et les décrochements N 25 à 40° E correspondent à une même direction pour la composante principale maximum de la contrainte globale régionale (c'est-à-dire à une même « direction de compression »).

L'étape suivante est caractérisée par une rotation dextre des contraintes régionales ; « la compression » est cette fois à peu près perpendiculaire aux grands accidents nord-est. La déformation en réponse se fait suivant deux mécanismes bien différents qui peuvent d'ailleurs se combiner : par un aplatissement qui a pour effet de réorienter les anciennes structures déformées vers le Nord ou le N.NE, et par le jeu de nouveaux décrochements dextres, d'amplitude mineure, orientés cette fois N 60 à 70° E. Ce dernier ensemble de déformations est entièrement post-métamorphique ; il pourrait donc à la rigueur être entièrement post-stéphanien. En tout état de cause il représente actuellement les effets cumulés, en général non séparables, des dernières déformations hercyniennes et des déformations alpines du socle.

MASSIFS DU MONT-BLANC ET DES AIGUILLES ROUGES

Les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges constituent une nappe d'affleurement du socle pré-triasique de la chaîne des Alpes. Ce socle est constitué :

- de roches cristallines d'âge ancien (c'est-à-dire pré-westphalien supérieur),
- de sédiments carbonifères (tégument du socle).

Les deux massifs sont séparés l'un de l'autre par la zone de Chamonix (ou synclinal complexe de Chamonix), orientée NE-SW et occupée par des formations mésozoïques. Ils s'allongent parallèlement de part et d'autre de cette zone. La feuille Saint-Gervais ne couvre qu'une petite portion des deux massifs, à savoir leur extrémité sud-ouest.

Les schistes cristallins des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges constituent un domaine polycyclique. Ce caractère est démontré par les arguments suivants :

— discordance du Westphalien supérieur sur le Cristallin, et du Trias sur l'ensemble Cristallin-Carbonifère, ces deux discordances étant accompagnées de conglomérats de base,

- mylonitisations épizonales des paragneiss anciens,
- diaphtorèse épizonale des schistes cristallins anciens,
- croisement des directions tectoniques successives.

A part un basculement d'ensemble de 30° environ vers le Nord-Ouest, le massif des Aiguilles Rouges a été peu affecté par la phase alpine. Par contre, dans son extrémité sud-ouest couverte par la feuille, il a subi les effets de la phase hercynienne : le Cristallin ancien, généralement redressé et d'orientation nord-sud, a été découpé en une série de blocs séparés par des zones écrasées également nord-sud, dans lesquelles sont pincés les synclinaux de Carbonifère. Ce découpage explique que les relations anciennes entre les séricitoschistes ξ et les gneiss ne soient pas visibles.

Le massif du Mont-Blanc, par contre, a subi de manière intense les effets de la phase alpine. Celle-ci a transformé les schistes cristallins anciens en mylonitoschistes ; cette transformation affecte pratiquement toutes les roches du massif, à des degrés divers. La déformation alpine est donc pénétrative à l'échelle régionale. La direction générale de la schistosité mylonitique est d'environ N 45° E, avec une forte pente vers le Sud-Est. La structure ancienne indiquée par le litage (la stratification) des gneiss et micaschistes est de N 20° à 30° E.

Dans cet ensemble de mylonitoschistes s'individualisent des failles marquées par des bandes de mylonites très écrasées. Ces failles, qui correspondent sans doute à un stade plus avancé de la tectogénèse alpine, sont orientées N 45° E et découpent le massif en grandes écailles. Dans l'extrémité sud-ouest du massif, là où il plonge sous la couverture alpine, ces écailles sont séparées par des paquets de sédiments mésozoïques pincés (basse vallée de Tré-la-Tête).

MASSIFS DES ARAVIS ET DU MONT-JOLY ET NAPPE DE VÉRY-ROSELETTE

Le Carbonifère à anthracite se répartit suivant une bande N.NE-S.SW montant de la région montagne d'Outray-rocher des Enclaves en direction du Prarion au Nord de Saint-Gervais. Dans l'angle sud-ouest, le long de la vallée de l'Arly, affleure la bordure orientale d'un autre élément synclinal. Les conglomérats stéphaniens occupent une bande synclinale allant de la Gitte à la combe Durand orientée aussi N.NE-S.SW.

Le socle métamorphique, y compris les bandes de Carbonifère et son tégument gréseux permo-triasique, dessine soit des ondulations à grand rayon de courbure, soit des structures plus serrées du type des claveaux et des fossés au sens de C. Bordet.

Aux ondulations larges appartiennent le large anticlinal de fond du massif du Mont-Joly, l'anticlinal de fond du granite de Beaufort sur la bordure sud du territoire

de la feuille et les anticlinaux de la montagne d'Outray et des rochers des Enclaves. Le synclinal médian passe entre la seconde et la troisième de ces unités.

Au-delà de la zone failleuse du Bon Nant, la terminaison périclinale de l'anticlinal de fond du Mont-Blanc se voit très bien au-dessus des chalets de la Sausse. Il chevauche vers le Nord-Ouest le synclinal de fond de Chamonix, qui le sépare du massif Prarion—Aiguilles Rouges. Bien que le synclinal médian et celui de Chamonix soient en prolongement l'un de l'autre, il ne semble pas y avoir continuité entre eux du fait de la zone failleuse du Bon Nant.

Celle-ci comprend dans la région du Prarion, quatre éléments principaux finissant en pointe vers le Sud limités par des failles à regard ouest, à savoir les compartiments de Saint-Nicolas-de-Véroce, de Bionnay, de la Tête de la Charme, et du Champel. Il se détache de ce dernier la lame carbonifère du Mont. Plus au Sud, la zone comprend un certain nombre d'unités entamant la bordure de l'anticlinal de fond du Mont-Blanc : les claveaux de Montjoie, de la Sainte-Chapelle, de Notre-Dame de la Gorge ouest et est, du Jovet et enfin du Bonhomme, plus ou moins séparés par des synclinaux plus ou moins faillés, prenant souvent l'allure de fossés.

Ce type de structure est également très développé sur la montagne d'Outray et les rochers des Enclaves, avec d'Ouest en Est, le compartiment d'Outray auquel se rattachent les écailles du lac de la Girotte, le synclinal de fond du Sallestet, le claveau des Enclaves, le synclinal de la combe Durand avec l'écaille carbonifère du col de la Gitte, le claveau de la Grande-Pierrière qui s'annonce par l'écaille carbonifère des Cotes-d'Ani, le synclinal de fond du Plan, le claveau de la Gitte et enfin le synclinal de fond du même nom.

Grâce à la présence du Trias moyen et supérieur gypsifère, l'ensemble de la couverture jurassique et crétacée s'est décollé et a glissé vers le Nord-Ouest en se plissant, en constituant un ensemble parautochtone occidental et un ensemble allochtone oriental. Le premier comprend les plis souples couchés à l'horizontale vers le Nord-Ouest des basses pentes du massif du Joly qui se prolongent dans le soubassement des Aravis et qui comprennent de bas en haut le synclinal couché de Notre-Dame de Bellecombe, l'anticlinal couché de Rochebrune et le synclinal du mont d'Arbois. Les charnières anticlinales compliquées de froissement se voient bien au niveau du Dogger sur le versant oriental des Aravis. Au-dessus se développe un nouvel anticlinal couché, celui du Mont-Joly, se prolongeant vers le Nord-Est par les masses charriées du mont Vorassay et du mont Lachat pincées dans le synclinal de Chamonix. La position initiale des couches du mont Joly est à chercher, après déplissement, à une trentaine ou une quarantaine de kilomètres plus au Sud-Est.

Cet ensemble parautochtone se réduit rapidement vers le Sud-Est à ses termes jurassiques inférieurs et au Trias. Il supporte alors un ensemble allochtone que l'on peut qualifier de nappe de Véry—Roselette, constituée par des paquets de terrains tronqués à la base, associés à des écailles cristallines, sur le Parautochtone, soit reposant sur le Cristallophyllien du Mont-Blanc (ou le Trias inférieur, qui le surmonte par place) et celui de Belledone dans la région de part et d'autre du lac de Roselend, où ils semblent constituer la couverture normale du socle. Le débordement progressif du Cristallophyllien érodé (sans tégument gréseux permo-triasique comme près des lacs Jovet) par la nappe venant reposer sur le Parautochtone lui-aussi, montre bien que celle-ci représente la couverture d'une zone plus interne, qui s'est substituée à la couverture parautochtone dans une zone érodée à hauteur des massifs du Mont-Blanc, de la montagne d'Outray et des rochers des Enclaves. La nappe s'est arrêtée contre la crête du massif du Mont-Joly, qu'elle n'a pu franchir qu'à la faveur de la large entaille du col de Véry. On a là un bel exemple de nappe en partie gravitationnelle s'avancant sur une topographie heurtée, chassée vers l'avant par le chevauchement pennique frontal qui effleure l'angle sud-est du territoire de la carte, où se montrent les unités de Moutiers et du Roignais appartenant à la zone valaisane.

Les principaux éléments de la nappe de Véry—Roselette sont les klippen du col de

Véry principalement rhéto-triasiques, la klippe triasique du Planay, la klippe du col du Joly comprenant Rhétien et Trias, l'écaille inférieure de Roselette formée d'une série amincie allant du Trias à l'Urgonien, l'écaille gneissique supérieure de Roselette, puis les unités tronquées à la base qui se dressent entre le col de la Gicle et le col du Bonhomme (à savoir l'unité plissée des roches Franches reposant par place sur les écailles cristallophylliennes des Crétets, l'unité des Bancs avec une nouvelle lame métamorphique, l'unité du col du Bonhomme avec une autre lame métamorphique, se prolongeant dans le synclinal de fond des lacs Jovet, l'unité peu déformée du rocher du Bonhomme avec les *Grès singuliers*, très probablement décollés pour des raisons de logique stratigraphique et géométrique et enfin l'unité écaillée des Fours qui se poursuit vers le Nord-Est et le Sud-Ouest pour former la couverture apparente du Cristallophyllien du Mont-Blanc et du massif de Belledonne). Dans la région de Roselend, une écaille de calcaires lutétiens est pincée avec cette unité (G. Mennessier).

La succession des phases ou des stades de déformation peut s'établir de la manière suivante :

- 1 - phase de gauchissement déterminant l'émergence à la fin du Sénonien ;
- 2 - phase de gauchissement à laquelle est liée la discordance légère du Priabonien ; entre l'Oligocène inférieur et nos jours ;
- 3 - formation des grands plis couchés dans la couverture avec esquisse légère de la fragmentation du socle comme en témoignent les écailles carbonifères dans le Trias du Nord du mont Joly, sous l'effet du chevauchement pennique frontal et de la gravité ;
- 4 - réalisation de la schistosité de flux en liaison avec des déformations brisantes du socle et de gauchissements importants de sa surface supérieure (bombements de fond, claveaux, synclinal médian et synclinal de Chamonix avec les accidents chevauchants qui les affectent) ;
- 5 - arrivée de la nappe de Véry—Roselette après une phase d'érosion importante ayant décapé à peu près complètement la partie méridionale du massif du Mont-Blanc et très sérieusement la région située plus au Sud-Est, la mise en place de la nappe se faisant à la fois par l'action du chevauchement pennique frontal et la gravité, la mise en place des nappes supérieures étant synchrone de la précédente ou plus récente ;
- 6 - phase de déformation affectant les nappes et leur substratum (massif des Aravis dans le synclinal du Reposoir), mise en place de l'accident du col du Bonhomme, en liaison avec la surrection encore très active du massif du Mont-Blanc.

Des phénomènes d'anchimétamorphisme affectant tous les terrains jusqu'au Grès de Taveyannaz sur la bordure sub-orientale du territoire de la feuille Sallanches doivent s'étendre également dans le cadre de la feuille Saint-Gervais (J.-P. Breton).

Les phases de déformation du socle ont profondément affecté celui-ci par des broyages ou des mylonitisations plus ou moins poussées.

Une étude de E. Leutrein, B. Poty, J. Sonet et J.-L. Zimerman (1970) montre que la schistosité régionale 4 a affecté également le socle du Mont-Blanc. Les minéraux nés dans cette phase ont été datés de 40 M.A., c'est-à-dire au début de l'Oligocène, ce qui correspond assez bien avec le fait que la schistosité affecte les Grès de Taveyannaz au Nord de la feuille Saint-Gervais (J.-P. Breton, 1972). La schistosité régionale se retrouve également avec la même orientation dans la nappe de Véry—Roselette.

ZONE DES BRÈCHES DE TARENTEISE

La Zone des Brèches de Tarentaise, partie intégrante du domaine pennique, a subi un mouvement de translation vers l'W.NW lors du paroxysme orogénique, qui l'amène à chevaucher le domaine externe. Dans le cadre de la feuille n'apparaissent que des secteurs très proches du « front pennique » qui se trouvent de ce fait extrêmement

tectonisés. Deux grandes unités sont ainsi représentées :

— *l'unité de Moûtiers* en position externe, proche de sa disparition par laminage (effective au-delà des Pyramides calcaires), offre une structure en écailles et plis imbriqués extrêmement resserrés ;

— *l'unité du Roignais—Versoyen*, plus interne, n'occupe qu'une surface restreinte sur la présente feuille et montre une structure beaucoup plus calme.

L'unité de Moûtiers. Trois ensembles structuraux ont pu y être distingués (P. Antoine).

La zone des plis isoclinaux externes. Il s'agit d'un système de plis dilacérés affectant surtout la série détritique de Tarentaise. Cette zone ceinture le petit massif de la pointe de Mya (feuille Bourg-Saint-Maurice) dont seule la terminaison septentrionale apparaît sur la présente feuille. Cette zone se lamine très rapidement vers le Nord et disparaît entre Ville-des-Glacières et les Mottets.

L'écaille de la pointe de Mya. Il s'agit dans l'ensemble d'un anticlinal de terrains permo-triasiques chevauchant la zone précédente et qui constitue le massif de la pointe de Mya proprement dit. Dans le cadre de la feuille Saint-Gervais il n'est représenté que par des affleurements permo-triasiques à l'Ouest de Séloge et il disparaît au niveau de Ville-des-Glacières.

L'écaille de Séloge. Elle est constituée d'un panneau de quartzites phylliteux permien en position renversée, surmontés par le Carbonifère de la rive gauche du torrent des Glacières. Elle se poursuit donc probablement, jusqu'au col de la Seigne et à la pyramide calcaire septentrionale.

L'unité du Roignais—Versoyen. Cette unité, très développée sur le territoire des feuilles Bourg-Saint-Maurice et Mont-Blanc, présente dans son ensemble une structure synclinale. Celle-ci est perceptible sur la feuille Saint-Gervais où le flysch du cœur du synclinal (pointe de Léchaud) est recouvert par l'extrémité du flanc inverse de l'anticlinal couché du Versoyen (série du Versoyen, formation basale du Flysch, couches des Marmontains en position renversée, dans l'angle sud-est de la feuille).

Métamorphisme. La plupart des terrains constituant la zone des Brèches de Tarentaise, et en particulier la série détritique, sont affectés par un rétromorphisme léger (zone du *greenschist facies*). Ceci se traduit par une recristallisation générale de la calcite et du quartz et le développement des phyllites variées de néoformation (séricite, phengite, chlorites diverses, stilpnomélane). Ceci peut expliquer partiellement la rareté des vestiges organiques.

OCCUPATION DES SOLS

Quant à la végétation et aux cultures, on distingue facilement :

— un étage inférieur, correspondant à la zone d'habitat principal, voué essentiellement à des pâturages, avec quelques arbres fruitiers et du jardinage très localisé ;

— un étage moyen forestier se tenant entre 1 300-1 400 m et 1 800-1 850 m, où dominant les épicéas, les sapins, les mélèzes, accompagnés de sycomores, d'érables, de trembles, de frênes, de genévriers, d'airelles et de bruyères, parfois entamé sur les pentes les moins raides par des pâturages ;

— un étage supérieur, celui de la prairie alpine avec de nombreuses plantes à fleurs (ancolies, orchis, soldanelles, arnicas, gentianes, linaigrettes, genépis, linaires,...) ne dépasse guère 2 200 à 2 500 mètres. Le rhododendron est fréquent dans les endroits peu fertiles et élevés.

La vocation de la région est essentiellement pastorale avec élevage des vaches laitières pour la production du lait et la fabrication de fromages, notamment celui de

Beaufort. De grands troupeaux de moutons y montent en transhumance. La forêt est encore activement exploitée mais n'existe pas dans l'angle sud-est du territoire de la feuille.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les nappes aquifères, pour autant qu'il y en ait de quelque étendue en dehors de la vallée de l'Arve, n'ont jamais fait l'objet d'études systématiques dans le cadre de la feuille. Par contre, il est intéressant d'apporter des éléments sur les principales sources, notamment celles de l'établissement thermal de Saint-Gervais-les-Bains et celles des Houches.

Les premières, captées en 1806, ont fait l'objet d'études, notamment de L. Moret. Elles sont au nombre de deux : celle de Gontard-de-Mey à 42° et la source sulfureuse à 39°. En 1931, la composition de leurs eaux était la suivante :

	Source sulfureuse	Source Gontard-de-Mey
Sulfate de sodium	1,7751	1,8243
Sulfate de potassium	0,1101	0,1097
Sulfate de lithium	0,0691	0,0731
Sulfate de calcium	0,9701	0,9812
Sulfate de magnésium	0,0708	0,0624
Chlorure de sodium	1,7520	1,7543
Bromure de sodium	0,0164	0,0162
Iodure de sodium	traces	traces
Carbonate de calcium	0,1512	0,1628
Carbonate de magnésium	0,0028	0,0024
Silice	0,0110	0,0201
Silicate de magnésium	0,0613	0,0591
Total des matières fixées	4,9399	5,0656

Il s'agit donc d'eau saline chlorurée sulfatée, contenant des gaz rares dont de l'hélium, de la silice, du brome et du lithium. Elle présente en outre une radioactivité moyenne (radon, en millicurie par litre à l'émergence : source Gontard-de-Mey 2,5, source sulfureuse 10,6). D'après L. Moret le bassin d'alimentation est à chercher dans la partie nord-occidentale du mont Joly, en direction de Megève : les eaux météoriques, s'infiltrant dans le Cristallophyllien de la boutonnière de Megève ou dans les affleurements triasiques, s'écoulent le long du contact Permien—Trias inférieur—terrains métamorphiques en se minéralisant à partir des grès permo-triasiques, puis descendent dans les diaclases du socle ancien présentant quelques massifs de granite d'où proviennent radioactivité et lithium. Au cours de leur descente, elles se réchauffent progressivement, puis, rencontrant une zone de faille ou de fissures plus ouvertes, elles remontent rapidement en gardant une partie de la chaleur acquise et émergent à la faveur d'une petite faille dans les quartzites. Autrefois, elles se perdaient dans les cailloutis du Bon Nan.

En ce qui concerne les autres sources, elles peuvent être classées de la manière suivante d'après les observations aimablement fournies par B. Doudoux :

« Sources issues des schistes et calcaires « liasiques » (disons plutôt infra-

kimméridgiens) ou de leur couverture superficielle.

Elles sont très nombreuses mais de faible débit (quelques l/mn ou quelques dizaines de l/mn, plus rarement 1 à 2 l/s). Leur multiplicité est sans doute en grande partie à l'origine de la dispersion extrême de l'habitat dans la région. Généralement dures (dureté totale : 20-25° hydrotimétriques) et très vulnérables aux pollutions (beaucoup sont d'ailleurs polluées) dans ces terrains le plus souvent couverts d'alpages.

– *Répartition* :

- toutes les collines de la rive droite de l'Arly, de Combloux à Saint-Nicolas-la-Chapelle en passant par Megève, Praz, la Giétaz, Flumet ;
- les deux flancs de l'arête col des Saisies–Vorés–aiguilles Croches–Joly–mont d'Arbois ;
- également rive gauche de la vallée du Dorinet jusqu'aux Curtillets ;
- également quelques sources du flanc gauche de la vallée de l'Arve (les Houches).

Sources issues des dolomies et cargneules triasiques. Il s'agit en général de grosses sources à débit très variable (quelques l/s à quelques dizaines de l/s), surgissant :

- soit « normalement » à la base de la série liasique, sur le niveau d'arrêt constitué par le Cristallin et les grès du Trias ;
- soit dans des contacts anormaux, plus francs.

Du premier type sort une série de grosses sources de la région de Crest-Voland (sources des *Moulins*, du Manier, de la Ravenette de la Seiglière,...), de Notre-Dame de Bellecombe (source des Fontaines), de la région du col des Saisies (sources de Bisanne, de Pierre à l'Ane,...). Également plusieurs sources autour de la boutonnière cristalline de Megève, notamment la source de Lady sous Rochebrune (20 l/s en étiage).

Du second type sortent peut-être des sources du flanc droit de la haute vallée d'Hauteluze (sources Ligeons, Bochet, Collombe,...) et du flanc ouest du Prarion au-dessus de Saint-Gervais.

Ces sources sont également vulnérables aux pollutions. Du point de vue chimique, certaines sont très dures et sulfatées (40 à 80° hydrotimétriques) : c'est le cas de celles de la région de Megève et de la haute vallée d'Hauteluze aux approches du col du Joly (gypses associés sans doute en profondeur). D'autres restent purement carbonatées et de dureté acceptable (15-25) : c'est le cas de celles de la région des Saisies, Notre-Dame de Bellecombe, Crest-Voland, également de celles du flanc gauche de la basse vallée d'Hauteluze et de celles du flanc ouest du Prarion. Les gypses associés ont dû être lessivés complètement au cours des âges.

Sources issues du Houiller ou du Cristallin. Assez rares et peu abondantes dans les zones où dominent les micaschistes. Ex. : le rameau cristallin externe au Sud des Saisies (au plus quelques l/s au-dessus de Cohennoz).

Déjà plus abondantes (jusqu'à 10 l/s) dans les zones où dominent gneiss, granite ou série verte. Ex. : flanc gauche de la vallée d'Hauteluze, flanc ouest du Prarion au-dessus de Saint-Gervais.

Il s'agit d'eaux douces ou très douces (3 à 11° hydrotimétriques), généralement aussi de bonne qualité bactériologique. Il est vrai que le Cristallin est généralement peu habité et couvert de forêts.

A signaler particulièrement les grosses sources de la Girotte et du Dorinet (70 l/s), issues du Houiller dans la haute vallée d'Hauteluze (dureté totale 9-10).

Sources issues de grosses moraines encore peu travaillées ou de replats alluviaux. On les rencontre essentiellement dans les grandes vallées glaciaires issues du Mont-Blanc :

- sources de Miage à l'aval des chalets de Miage (30 à 40 l/s) (dureté 4 à 6).
- groupe des sources de la Fontaine, de Bionnassay, de l'Ormay dans la vallée de Bionnassay (plusieurs dizaines de l/s). Dureté 10-15 (influence d'éléments liasiques).
- à citer aussi dans une moindre mesure sources de Plaine Joux à Megève, dans le cirque des aiguilles Croches.

Leur qualité chimique est variable, selon la nature même de ces moraines : généralement eaux douces dans le massif du Mont-Blanc, plus dures à Plaine Joux.

La qualité bactériologique est variable selon qu'il y a ou non des chalets à l'amont.

Source du pont de Clair du Temps (les Houches, rive droite de l'Arve). Cette source a été classée à part car son origine paraît toujours quelque peu énigmatique. Elle n'est pas isolée et il existe toute une série de grosses sources analogues à l'amont jusqu'aux approches d'Argentière ; toujours au pied du Cristallin des aiguilles Rouges. La plupart sont ascendantes.

Une chose est certaine, ce ne sont pas des sources d'éboulis. Ceux-ci sont trop peu développés à l'amont. On a pensé un moment à des remontées d'une nappe captive de la vallée dans les éboulis de pied de pente, mais le forage des Houches implanté sur l'autre rive n'a pas confirmé ce point de vue car il n'a rencontré qu'une nappe libre.

Dureté totale de la source des Houches : 11,2 – T.A.C. 5. On pense maintenant qu'il doit s'agir d'eaux issues du Cristallin lui-même et surgissant peut-être le long d'une faille (présence de sulfates en quantité notable) au contact de la nappe de la vallée. »

Nappes superficielles. Quant aux nappes, mis à part la vallée de l'Arve où l'existence d'une nappe libre est certaine dans les alluvions, on ne dispose, comme il a été dit, que de peu d'informations. Selon B. Doudoux la présence de surcreusements et de nappes dans la vallée de Hauteluze ou dans celle des Contamines est probable. Par contre, la présence d'une nappe dans la haute vallée de l'Arly, entre le Cristallophyllien des Gorges et celui de Megève est certaine.

Vallée de l'Arve. Aux Houches, rive gauche de l'Arve, près du Pont de Clair du Temps, un forage de la D.D.A. Annecy a été poussé jusqu'à 60 m de profondeur. Sables, graviers, galets jusqu'à – 52 m puis sables fins argileux. Niveau statique à la surface du sol. Débit 500 m³/h avec rabattement de 5 m seulement. Eau douce. (Information B. Doudoux)

Haute vallée de l'Arly. Une étude géophysique a trouvé au droit de Praz sous le cône de déjection du torrent des Varins, un surcreusement de l'ordre de 75 mètres. Les résistivités sont relativement faibles (150-250 ohms) mais l'hétérogénéité s'est révélée suffisante pour avoir un bon débit.

Un forage a été implanté à 28 m de profondeur : nappe captive, niveau statique à 4 m du sol ; débit 80 m³/h avec rabattement de 1,20 m seulement ; eau dure (26°) quelque peu sulfatée. (Information B. Doudoux)

Alimentation des communes. La commune des Houches assure son alimentation en eau potable par le captage d'eau gravitaire et par l'exploitation de la nappe phréatique des alluvions de l'Arve.

Les principales sources captées sont :

- source de Thovex (débit de 3,5 à 35 l/s),
- source de l'Ensembleuse (de 3 à 24 l/s),
- source du Terrain (faible débit),
- source de la Rosière (de faible débit).

Les qualités chimique et bactériologique des eaux de sources sont très irrégulières ; au captage II de la source de la Rosière l'eau est peu minéralisée, douce et agressive.

Des teneurs élevées en fer (0,39 mg/l) et en manganèse (1,55 mg/l) ont été relevées au captage I de la Rosière.

L'eau du captage des Mouroux demeure fortement minéralisée, dure et riche en sulfates (292 mg/l).

En aval et à proximité du pont SNCF de Clair du Temps, sur l'Arve, un forage profond de 40 m, dans les alluvions récentes de la rivière, utilise la nappe phréatique ; son débit d'exploitation est de l'ordre de 500 m³/h.

La principale source captée par la ville de Saint-Gervais-les-Bains pour son alimentation en eau potable se situe en rive gauche du torrent du Bionnassay au-dessus

des chalets de l'Ormoy. Un apport complémentaire est fourni par le captage d'une source qui apparaît au-dessus du hameau du Bionnay. (Information B.R.G.M., Grenoble)

RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

Les **carrières** sont très rares dans le cadre de la feuille Saint-Gervais. Les grès permotriassiques ont fait l'objet d'une exploitation près de Combloux, actuellement abandonnée. Les gros blocs erratiques de la même région, notamment ceux en protogine, sont débités sur place. Les schistes jurassiques supérieurs ont été extraits pour faire des ardoises entre la Giétaz et Flumet ainsi que des schistes houillers près de Servoz.

L'**anthracite** a été exploité autrefois dans le Stéphanien de la mine de Colombe en Nant Pulant, près du lac de la Girotte et dans quelques écaillés coincées dans le Trias de la rive gauche du Bon Nant entre Saint-Nicolas-de-Véroce et Saint-Gervais.

Les **jaspes** de Saint-Gervais, qui ont connu une certaine vogue, provenaient des niveaux inférieurs des quartzites permotriassiques.

Le **gypse** triassique a aussi été localement exploité. Cette faiblesse de l'industrie extractive s'explique aisément par le mode traditionnel de construction en bois des chalets, couverts de même (ancelles). La construction moderne fait appel à des parpaings ou des éléments moulés dont les graviers proviennent des alluvions fluviales. Tout cela fait que les besoins en pierre de taille, ou en ardoises, sont toujours restés très limités.

Le **Quaternaire** est localement exploité pour ses graviers.

Les **gisements et indices minéralisés** se répartissent au sein d'une bande N.NE—S.SW qui prend en écharpe le territoire de la feuille Saint-Gervais et qui épouse fidèlement les contours des massifs cristallins externes (aiguilles Rouges, Mont-Blanc, Beaufortin).

Dans la partie septentrionale (Haute-Savoie), on distingue les gisements suivants : les Houches, Sainte-Marie-du-Fouilly, le Tarchey, la Gruve, le col du Tricot, Miage, la Bérengère, Notre-Dame de la Gorge et Tré les Chosals.

Les Houches. Filon orienté NE—SW à pendage variable de 70° à 90° avec une puissance pouvant atteindre deux mètres. Reconnu en allongement sur 115 mètres par deux niveaux. En dehors de la baryte qui a été le seul objet de l'exploitation, on trouve du quartz, des sulfo-antimoniures (tétraédrite et bournonite), de la pyrite, de la galène et de la blende.

Sainte-Marie-du-Fouilly. La mine est située sur la rive gauche de l'Arve, sous le viaduc supportant la voie ferrée du Fayet à Chamonix. Un filon dirigé N 170° E avec un pendage de 55° vers l'Est est le plus important d'un réseau de filons parallèles. Ce filon a été reconnu partiellement par quatre niveaux en allongement sur 300 m, en hauteur sur 80 mètres. La paragenèse du filon est complexe ; dans une gangue quartzobarytique, on trouve : bournonite, galène, tétraédrite, jamesonite, boulangérite, phillipsite, pyrite, chalcopryrite et blende.

Le Tarchey. Cet indice est visible sur la rive droite du torrent du Tarchey, 20 m au-dessus de la route qui monte de Saint-Gervais à Saint-Nicolas-de-Véroce. Dans le calcaire triassique supérieur, nombreuses veinules à contours mal définis de calcite et de quartz. La minéralisation se présente sous forme de cubes de galène associés à la pyrite.

La Gruve. Cette mine a été ouverte sur les deux rives du torrent de Miage, à 200 m environ au Sud-Ouest du village de la Gruve. Filon orienté N—S à N 30° E avec un pendage variable vers l'Est de 30° à 60°. Travaux de faible importance sur ce filon où la

puissance n'excède jamais 80 cm. La minéralisation est médiocre et banale : B.P.G.C. dans une gangue de quartz.

Col du Tricot. Sur le versant oriental de la combe qui descend du col du Tricot aux chalets des Miage, le contact entre le synclinal de Chamonix et le massif du Mont-Blanc est marqué par un alignement de cargneules rousses. L'un de ces affleurements renferme un petit filonnet de fluorite blanche.

Miage. A 1 650 m d'altitude et à 500 m au Sud-Ouest des chalets de Miage, deux galeries actuellement éboulées ont exploré un petit amas qui émet des ramifications dans les calcaires dolomitiques triasiques. La minéralisation pauvre comprend de la chalcopryrite, des cuivres gris et de la galène dans une gangue à quartz et baryte.

La Bérengère. La mine d'accès difficile (entre 2 050 et 2 100 m d'altitude) domine la combe d'Armançette. Trois niveaux ont exploré sur quelques mètres un filon est-ouest à pendage sud (80°). De puissance variable (entre 0,40 et 1,40 m), ce filon contient : quartz, pyrite, blende, galène, chalcopryrite, rares cuivres gris et mispickel.

Notre-Dame de la Gorge. Ce gisement de faible altitude (1 200 m), au fond la vallée du Bon Nant, est d'un accès très facile au terminus de la N 202. Un filon orienté N 30° E perceptible sur près d'un kilomètre et ses satellites disposés en « arêtes de poisson » ont été l'objet d'environ 350 mètres de galeries réalisés sur quatre quartiers. La minéralisation est du type classique B.P.G.C. avec cuivres gris dans une gangue quartzreuse.

Des sondages réalisés par le B.R.G.M., numérotés de 703-7-1 à 703-7-7 nous ont montré que l'accident principal était « sec » sur 500 mètres en direction sud et qu'il se poursuivait vers le Nord sous le flat du Bon Nant. Il détermine en avant de cette structure une bande de calcaire faiblement minéralisé en plomb et zinc.

Tré les Chosals. La mine, d'un accès long et pénible, est située à 2 100 m d'altitude sur la rive gauche du glacier de Tré la Tête. Un filon orienté N 50° E avec pendage de 70° vers le Nord-Ouest et une puissance de 5 à 25 cm a été suivi en allongement par une galerie de 8 mètres. La minéralisation est du type B.P.G.C. avec mispickel dans une gangue de quartz.

Autres indices. Certains auteurs ont mentionné l'existence d'autres gisements que nous n'avons pu retrouver : la Revenette blanche (sous le glacier de Miage à plus de 2 000 m d'altitude), les Leschieux (sur la pente est du mont Joly) et les Faux (sur la commune des Houches).

Dans la partie méridionale (Savoie). Le Beaufortin a été prospecté minutieusement par la S.C.E.R. (Société d'Études et de Recherches de Beaufort et de Haute Luce) dans le cadre d'un P.E.R. Les gîtes suivants ont été reconnus : l'Alpette, le col de la Gitte, le lac Noir, les Enclaves et le Passage des Cristaux.

L'Alpette. En amont du torrent de l'Alpette, il existe un ancien grattage dans le socle cristallin. Le filon très quartzeux d'une puissance d'un mètre environ est assez bien minéralisé en blende, galène et chalcopryrite.

Le col de la Gitte. De part et d'autre du col de la Gitte, les minéralisations sont représentées par des mouchetures de baryte, chalcopryrite, cuivre gris et fluorite, soit en imprégnations, soit dans des fissures de la base du Trias représenté par des quartzites et des calcaires dont l'épaisseur est de l'ordre de quelques mètres. L'extension de ces indices correspond à une bande étroite de l'ordre de quelques dizaines de mètres de large et de 400 m de long jalonnant un contact tectonique entre les schistes cristallins du socle et le Trias.

Le lac Noir. Filon de baryte situé à 400 m au S.SW du lac Noir de direction SW—NE. Il est visible sur une dizaine de mètres dans les calcaires du Trias. Il disparaît sous la couche végétale mais son extension est certainement très limitée. Sa puissance est de l'ordre du mètre.

Les Enclaves. La crête du massif des Enclaves est recouverte de petits placages de Trias reposant sur des schistes cristallins. Ils contiennent de faibles minéralisations de baryte, cuivre gris, chalcopryrite, galène et fluorite. Le lambeau situé dans la partie la plus

élevée est plus fortement minéralisé avec des accumulations de baryte d'allure stratiforme et à structure concrétionnée.

Passage des Cristaux. Présence d'un filon de quartz et baryte dans le socle cristallin au Sud de la grande zone d'éboulis située à l'Ouest du Passage des Cristaux. Le filon se suit très bien sur 200 mètres de long. Sa puissance est de l'ordre de 2 à 5 mètres. La direction est de N 60° E avec un pendage subvertical vers l'Ouest. Le filon réapparaît au Nord-Est du pierrier. Dans le cas d'une continuité, son extension serait 400 m de long. Dans le cœur du filon on observe une structure graphique de quartz et baryte, tandis que les épontes sont constituées d'une baryte saccharoïde à mouchetures de cuivre gris.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

GALERIES D'ADDUCTION DES AMÉNAGEMENTS HYDROÉLECTRIQUES DE L'E.D.F.

Elles se rapportent toutes aux aménagements hydroélectriques déjà anciens du Beaufortain, dont une des pièces maîtresses est le barrage à voûtes multiples de la Girotte, accroché sur un étroit verrou afin d'augmenter la capacité du lac glaciaire naturel préexistant.

Galerie Tré la Tête—Girotte

Situation. L'adduction principale comporte une galerie de dérivation qui débute à la prise du torrent émissaire du glacier de Tré la Tête. On peut rappeler à ce sujet que lors de son édification, cette prise était sous-glaciaire et a constitué le premier captage d'un torrent sous-glaciaire réalisé en France (1944). Depuis, le recul du glacier a mis à jour cette prise qui a été modifiée pour l'adapter à son nouveau fonctionnement à l'air libre.

A partir du Tré la Tête, le premier tronçon de galerie (cote 1920 environ) remonte vers l'amont le long du versant rive droite du Bon Nant et traverse celui-ci (avec une prise d'eau complémentaire) près du chalet de Jovet au pied de l'arête nord-est de l'aiguille de la Pénaz.

Le deuxième tronçon de galerie (cote 1900 environ) longe le versant nord du massif aiguille de la Pénaz—roches Franches. La galerie passe ensuite sous l'arête de la Tête de la Cicle et sous le replat de la Grande Pierrière. Après une traversée en siphon de la haute vallée du Dorinet (vallée d'Entreroches), elle débouche au fond de la combe du lac de la Girotte où elle alimente une petite usine électrique.

Adduction complémentaire du Dorinet. Une galerie (à la cote 1730 environ) capte les eaux du haut Dorinet à l'Est du lac de la Girotte et débouche sur la rive droite du lac au pied du chalet du Berger.

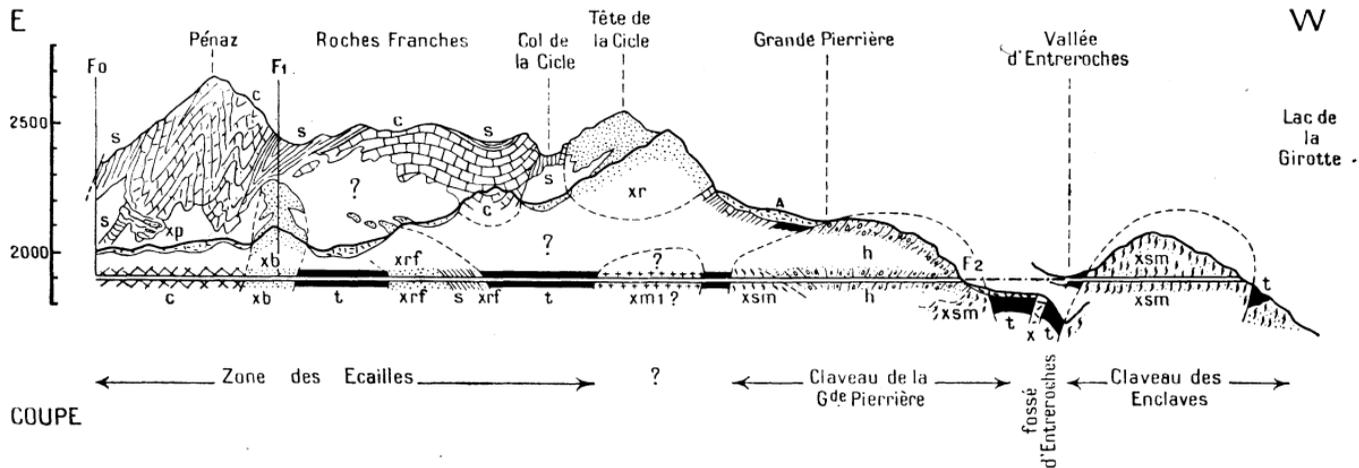
Éléments géologiques apportés par ces galeries

Tronçon Tré la Tête—Bon Nant. Ce tronçon est perforé en direction dans les schistes cristallins, gneiss divers et gneiss amphiboliques de l'extrémité sud-ouest du massif du Mont-Blanc (petit massif des monts Jovet). Il n'apporte pas d'éléments géologiques remarquables par rapport à ce que l'on peut observer en surface.

Localement, la galerie, insuffisamment enfoncée dans le versant, a rencontré des zones où le rocher est affecté par les phénomènes d'appel au vide ; la qualité et la perméabilité du terrain ont laissé à désirer dans ces tronçons.

Tronçons Bon Nant—Girotte (*). Ce tronçon reste un remarquable exemple des

(*) voir C. Bordet, Recherches géologiques sur la partie septentrionale du Massif de Belledonne, *Mémoire de la Carte géologique de France*, 1961, p. 145 et 151. Des travaux nouveaux en galerie ont permis d'améliorer les interprétations données dans cet ouvrage.



COUPE

LÉGENDE

- | | | | |
|---|--|--|---|
|  | A <i>Éboulis</i> |  | h <i>Houiller</i> |
|  | C <i>Séries calcaires</i> |  xp <i>Ecaille de la Pénaz</i>
 xb <i>Ecaille de Balme</i>
 xrf <i>Ecaille des Roches Franches</i>
 xr <i>Klippe de Roselette</i> | |
|  | S <i>Séries schisteuses</i> | | |
|  | t <i>Trias (cargneules, dolomie, gypse, anhydrite)</i> | | |
|  | td <i>Dolomies</i> | | |
|  | cg <i>Cargneules</i> |  | xm1 <i>Cristallin indéterminé (claveau de Montjoie ?)</i> |
|  | tq <i>Grès de base</i> |  | xsm <i>Migmatites de la série satinée</i> |
| | | F : | <i>Fenêtres d'attaque des galeries</i> |

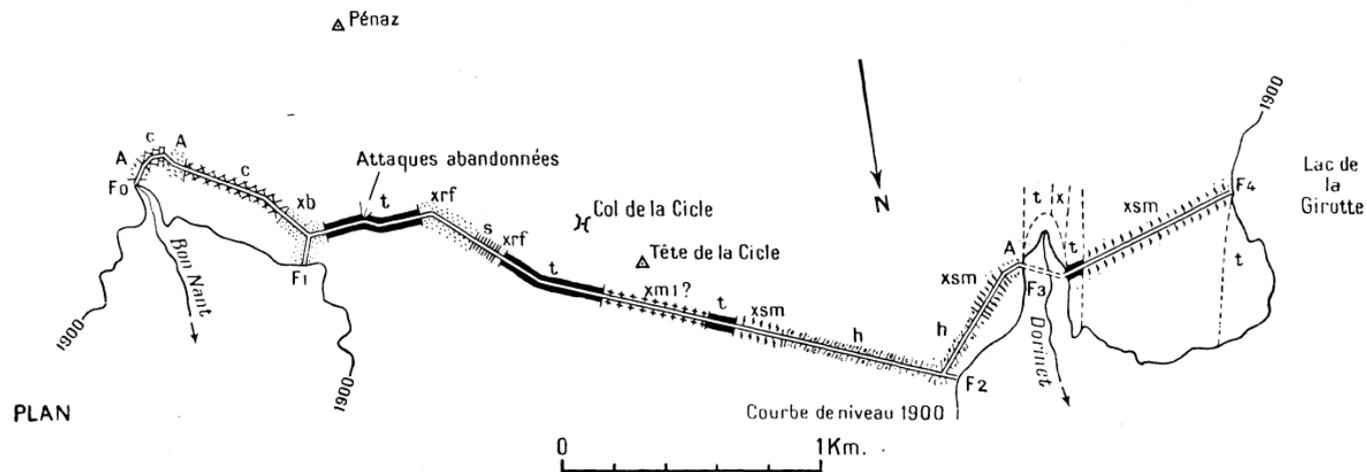


Fig. 1 - Coupe et plan géologiques de la galerie Bon Nant - Girotte

N. B. - La coupe comporte sur la gauche le panorama géologique restitué du flanc nord de la Pénaz et des Roches Franches

difficultés géologiques et techniques que peuvent rencontrer les travaux de galerie dans les régions de tectonique compliquée.

Durant sa perforation, des éboulements avec venues d'eau ont remblayé la galerie en plusieurs endroits, nécessitant d'abandonner certaines longueurs de souterrain pour repartir, parfois deux, trois ou même quatre fois dans diverses directions avant de trouver un passage possible.

Comment ces difficultés auraient-elles pu être prévues avec précision lorsque, la galerie maintenant terminée, il est difficile d'établir une corrélation précise entre la surface et les éléments géologiques découverts en profondeur ?

La figure 1 présente, en les simplifiant beaucoup, le plan géologique et la coupe verticale passant par la galerie ; celle-ci est complétée par le panorama géologique reconstitué du massif de la Pénaz—roches Franches—Tête de la Cicle.

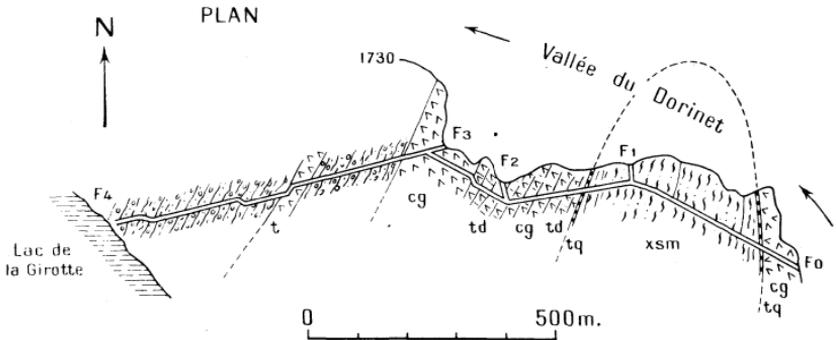
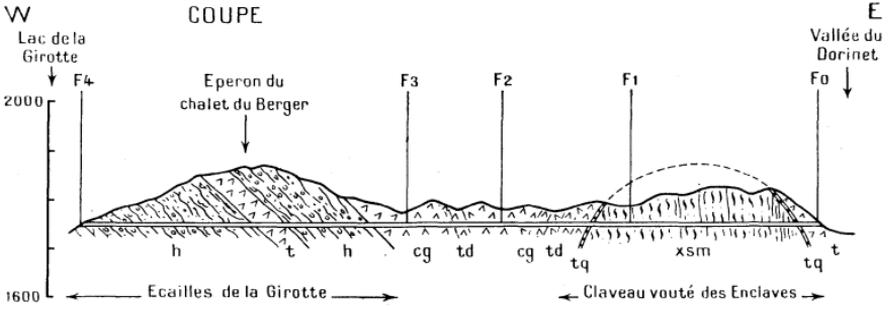
D'Est en Ouest, la galerie a rencontré les éléments suivants :

- de F 0 à F 1, la galerie après avoir traversé les éboulis du flanc nord-est de l'aiguille de la Pénaz a rencontré la série schisto-calcaire très plissotée formant le soubassement de l'aiguille. Comme on le voit en surface, cette série comprend des écailles de Cristallin soulignant la surface de chevauchement, elle-même remplissée, du massif charrié constitué par l'arête des Bancs—la Pénaz, la barre des roches Franches, et le massif de la Tête de la Cicle—Roselette. Cinq petits lambeaux cristallins, localisés par des flèches sur la coupe, ont été rencontrés par la galerie avant qu'elle ne traverse l'écaille cristalline plus importante de la Balme.
- entre F 1 et F 2, la galerie a rencontré :
 - du Trias (cargneules, dolomies, gypse, anhydrite et lambeaux de calcaires marmoréens et schistes divers) ; de fortes poussées de terrain avec venues d'eau ont contraint initialement à abandonner plusieurs attaques lors de la perforation de la galerie, et à refaire, il y a quelques années, tout ce tronçon à côté du tracé initial ;
 - une écaille de Cristallin, à mettre vraisemblablement en rapport d'une part avec les petits lambeaux cristallins visibles au pied des roches Franches à la verticale de la galerie, d'autre part avec l'écaille visible sur le rebord est du Plan de la Fenêtre ;
 - à nouveau du Trias (cargneule, gypse, anhydrite) ; grosses venues d'eau, éboulements, attaque abandonnée au moment de la perforation et reprise après déviation ;
 - un claveau de Houiller, passant aux schistes cristallins sous-jacents vers l'Ouest ; ce claveau est probablement un élément oriental invisible en surface du claveau de la Grande Pierrière ;
 - du Trias, pour la troisième fois, vraisemblablement en joint comblé entre l'élément précédent et le claveau de la Grande Pierrière ;
 - le claveau de la Grande Pierrière essentiellement constitué par du Houiller.
- entre F 2 et F 3, le tréfonds de ce claveau a été rencontré ; il est constitué par les migmatites de la série satinée ; le contact entre Houiller et migmatites est difficile à localiser avec précision.
- le siphon du Dorinet recoupe le fossé triasique d'Entreroches, souligné en son centre par une lame de Houiller.
- entre le siphon et F 4, la galerie recoupe le claveau des Enclaves (migmatites de la série satinée).

En résumé, d'Est en Ouest, la galerie a rencontré les calcaires et schistes à écailles de Cristallin du soubassement de l'aiguille de la Pénaz ; ensuite deux écailles importantes de Cristallin (dont l'écaille de la Balme) emballées dans un Trias entièrement caché en surface par les éboulis et la moraine, et enfin les trois claveaux les plus orientaux de la terminaison septentrionale du massif de Belledonne, ceux-ci séparés par des joints comblés de Trias.

Toutes les séries sédimentaires schisto-calcaires de la Pénaz, des roches Franches et

Fig. 2 - Coupe et plan géologiques de la galerie du Dorinet



LÉGENDE

- | | | | |
|--|-----------------|--|-------------------------------------|
| | td Dolomies | | h Houiller |
| | cg Cargneules | | xsm Migmatites de la série satinée |
| | tq Grès de base | | F : Fenêtres d'attaque des galeries |

du soubassement du massif cristallin charrié de la Tête de la Cicle–Roselette n'ont pas été retrouvées en galerie, sauf en quelques lambeaux peu identifiables emballés dans le Trias.

Adduction complémentaire du Dorinet (fig. 2). Cette galerie n'apporte pas d'éléments nouveaux par rapport à ce qui est visible en surface.

D'Est en Ouest, elle a rencontré :

- le bord occidental du fossé triasique d'Entreroches ;
- le claveau voûté des Enclaves, jusqu'à sa terminaison périclinale septentrionale ;
- un important bourrage de Trias (cagneules et dolomies) ;
- deux écaillés de Houiller, séparé par du Trias (faisceau des écaillés de la Girotte).

Galeries des usines d'Hauteluze et Domelin, dans la vallée du Dorinet

Situation. A l'aval de l'usine électrique de Belleville qui turbine les eaux du lac de la Girotte, une dérivation en majeure partie en galerie (cote 1 210 environ) longe la rive gauche de la vallée du Dorinet et aboutit en conduite forcée à l'usine électrique d'Hauteluze.

Suivant un schéma analogue, la dérivation se poursuit à l'aval toujours en galerie (cote 1 030 environ) sous le versant rive gauche, pour aboutir à l'usine de Domelin (Beaufort), après avoir été renforcée par une adduction en galerie provenant du Doron de Beaufort ayant sa prise à Fontanus, au pied du verrou du grand barrage de Roselend.

Éléments géologiques apportés par les galeries. La galerie alimentant l'usine d'Hauteluze est en majeure partie en direction dans les schistes jurassiques.

Néanmoins, dans sa partie centrale, entre les PM 2155 et 2454 (origine des PM au départ de la dérivation, à Belleville), c'est-à-dire à 800 m environ à l'Est du moulin d'Annuit, la galerie a effleuré le prolongement septentrional du claveau de granite de Beaufort. Sous une couverture de quelques mètres de dolomies triasiques, la galerie a en effet recoupé le granite (PM 2255-2380).

Le claveau granitique, totalement caché par le remplissage du synclinal médian (Trias et Jurassique) sur le flanc gauche de la vallée du Dorinet au pied de la montagne d'Outray, est donc jalonné par la galerie et réapparaît une dernière fois vers le Nord en bas du ravin de la Chaudanne (à 500 m au Nord-Ouest de l'usine électrique de Belleville), où il est exploité en carrière.

La galerie alimentant l'usine de Domelin–Beaufort enfile en direction l'unité inférieure de schistes jurassiques du synclinal médian déversés sur le claveau des schistes satinés du rameau externe.

A l'amont, les premières centaines de mètres de la galerie traversent un ancien lit du Dorinet comblé par des dépôts fluvioglaciers.

A l'aval, les deux dernières « fenêtres » de la galerie recoupent le Trias de couverture des schistes satinés. La conduite forcée descend sur le versant, appuyée sur les schistes satinés.

Galeries des aménagements du Doron de Beaufort

A l'aval du confluent du Dorinet dans le Doron de Beaufort, les dérivations longent en galerie la base du versant rive droite de la vallée, pour alimenter l'usine de Villard et ensuite celle de Queige (en dehors de la feuille Saint-Gervais).

Traversant les schistes satinés du rameau externe et localement des terrains de couverture (éboulis et moraine), ces galeries n'offrent pas d'intérêt géologique particulier.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux.

Les documents peuvent être consultés, soit au S.G.R. Jura-Alpes, 43, boulevard du 11 Novembre, B.P. 6083, 69604 Villeurbanne-Croix-Luizet, soit au B.R.G.M., 6-8, rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- ANTOINE P. (1971) — La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg Saint-Maurice (Vallée de l'Isère) et de la frontière italo-suisse. *Trav. Lab. Géol. univ. Grenoble*, Mém. n° 9, 367 p., 89 fig. et pl. h.t.
- BELLIÈRE J. (1949) — Observations sur les mylonites alpines dans le massif du Mont-Blanc. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LXXII, p. B. 195.
- BELLIÈRE J. (1951) — Les équilibres minéralogiques alpins dans le massif du Mont-Blanc. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LXXIV, p. B. 143.
- BELLIÈRE J. (1956) — Caractères de la déformation alpine dans les schistes cristallins du massif du Mont-Blanc. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), t. VI, p. 691.
- BERTRAND M. (1900) — L'extrémité du Mont-Blanc et le mont Joly. Livret guide 8e congr. géol. int. Paris, excursion 13 a.
- BORDET Cl. (1961) — Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). *Mém. Serv. Carte géol. France*, 218 p.
- BRETON J.-P. (1972) — Contribution à l'étude structurale de la région d'Anterne, Platé, Pormenaz (Haute-Savoie). Thèse 3e cycle, Orsay, 75 p. dact., 40 fig., 1 carte.
- CARME F. (1970 a) — Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 271, p. 631-633.
- CARME F. (1970 b) — Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 271, p. 2232-2235.
- CARME F. (1971 a) — Le problème de l'âge des séries cristallophylliennes des massifs cristallins externes; corrélation entre deux schémas structuraux récemment proposés, respectivement pour la chaîne de Belledonne et le Haut Dauphiné cristallin. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 273, p. 1671-1674.
- CARME F. (1971 b) — Les phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne-aiguilles Rouges (massifs cristallins externes, Alpes françaises). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 273, p. 1771-1774.

- DUPARC L. et RITTER E. (1892) — Pointements granitiques du massif de Beaufort — *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (3), t. XXVIII, p. 498.
- DUPARC L. et RITTER E. (1893) — Les massifs cristallins de Beaufort et de Cevins. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, (3), t. XXX, p. 5.
- FAVRE A. (1867) — Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. Masson, Paris, 3 vol., 587 p.
- GAND G. (1973) — Contribution à l'étude géologique des formations permo-triasiques de la partie septentrionale de Belledonne, de la vallée de l'Arly au lac de la Girotte. Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- GOGUEL J. (1956 a) — Le glissement des gorges de l'Arly. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 158.
- GOGUEL J. (1956 b) — Observations sur le Houiller de la vallée de l'Arly. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIV, n° 250, p. 13.
- LAURENT R. (1968) — Étude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie, France). Thèse, Genève, 352 p., 4 pl.
- LETOURNEUR J. (1944) — Observations sur la région comprise entre Ugine et le Mont-Joly. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XLV, 216, p. 173-177.
- LEUTWEIN F., POTY B., SONET J. et ZIMERMANN J.-L. (1970) — Age des cavités à cristaux du granite du Mont-Blanc, *C.R. Acad. Sc. Paris*, 271, D, p. 156-158.
- LUGEON M. (1946) — A propos du prétendu métamorphisme du Trias autochtone alpin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XVI, p. 609.
- MENNESSIER G. (1964) — Les klipptes triasiques du Mont-Joly (Savoie) et leur signification. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 70-71.
- MENNESSIER G. (1965) — Sur la présence du Nummulitique dans la région de Roselend (Savoie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 133.
- MENNESSIER G. (1964) — Sur la tectonique du Mont-Joly (Savoie). *Bull. Carte géol. Fr.*, 277, LX, p. 77-84.
- MICHEL-LÉVY A. (1892) — Sur la prolongation vers le Sud de la Chaîne des Aiguilles Rouges (Montagnes de Pormenaz et du Prarion). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. III, n° 27.
- MICHEL-LÉVY Alb. (1929) — Débris microscopiques de végétaux siliceux, dans les séricitoschistes du Prarion (Haute-Savoie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XXIX, p. 277.
- OULIANOFF N. (1944) — Les massifs anciens du Mont-Blanc et de l'Aar et l'orogène alpine. *Eclog. geol. Helv.*, t. XXXVII, n° 1, p. 31.

- PARÉJAS E. (1926) — La tectonique du Mont-Joly (Haute-Savoie). *Eclog. Helv.* t. XIX, p. 420-503.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1941) — Observation d'un « front » de métamorphisme régional. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XI, p. 180.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1944) — Nouvelles observations sur la carrière de Feug (Haute-Savoie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 125.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1945) — Observations de métamorphisme du Trias dans les Alpes autochtones au lac de la Girotte (Savoie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XV, p. 171.
- RITTER E. (1896) — Extrémité méridionale du Mont-Blanc et massif du Mont-Joly. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VIII, n° 53, p. 190.
- RITTER E. (1897) — La bordure sud-ouest du Mont-Blanc. Les plis couchés du Mont-Joly et de ses attaches. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. IX, n° 60, p. 1.
- ROSSET J. (1957) — Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Haute-Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 247, t. LIII, p. 341-487.
- SCHOELLER H. (1929) — La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXXIII, bull. 175.
- TRÜMPY R. (1952) — Présence probable du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur au Sud-Ouest du massif du Mont-Blanc. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 149.

CARTES GÉOLOGIQUES CONSULTÉES

- Carte géologique de la France à 1/500 000 (1840)** par Dufrénoy et Élie de Beaumont.
- Carte géologique de la Savoie (1872)** par Ch. Lory, L. Pillet, P. Vallet, A. Favre.
- Carte géologique de la bordure du Mont-Blanc à 1/80 000 (1897)** par E. Ritter.
- Carte géologique de la Savoie (1928)** par L. Moret à 1/200 000.
- Carte géologique des Aravis (1957)** par J. Rosset à 1/50 000.
- Carte géologique de la France à 1/80 000.**
- *feuille Annecy (160 bis)* :
 - 1ère éd. (1894) par M. Bertrand, E. Renevier, E. Haug, G. Maillard, A. Michel-Lévy, M. Lugeon.
 - 2ème éd. (1930) par L. Moret, P. Corbin, N. Oulianoff, L.W. Collet, R. Perret et E. Paréjas.
 - 3ème éd. (1969) par R. Barbier, J. Charolais, D. Dondey, L. Feugueur, E. Gagnebin, J. Goguel, A. Lombard, J. Ricour, A. Lillie, W.J. Schroeder, J. Rosset, D. Schneegans.
 - *feuille Albertville (169 bis)* :
 - 1ère éd. (1897) par M. Lugeon, E. Haug, V. Paquier, E. Ritter, A. Offret, W. Kilian, M. Bertrand, Douxami, Révil.
 - 2ème éd. (1966) par P. Antoine, R. Barbier, C. Bordet, L. Chaberty, P. Corbin, P. Dondey, F. Ellenberger, P. et G. Elter, J. Fabre, M. et P. Gidon, J. Goguel, G. Mennessier, A. Michard, L. Moret, R. Perrier, L. Rochet, J. Rosset, H. Schoeller, C. Kerckhove, N. Oulianoff.

Carte géologique à 1/20 000 du Mont-Blanc

- *feuille Servoz—Les Houches* (1927) par P. Corbin et N. Oulianoff.
- *feuille Miage* (1959) par P. Corbin, N. Oulianoff et J. Bellière.
- *feuille Tré la Tête* (1964) par P. Corbin, N. Oulianoff et J. Bellière.

AUTEURS DE LA NOTICE

G. MENNESSIER : Aperçu géologique et géographique. Introduction. Description des terrains et tectonique : massifs des Aravis et du Mont-Joly, nappe de Véry—Roselette. Quaternaire. Occupation des sols. Hydrogéologie.

F. CARME : Description des terrains et tectonique entre l'Arly et le Doron.

J. BELLIERE et R. DHELLEMES : Description des terrains et tectonique du massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges.

P. ANTOINE : Description des terrains et tectonique de la région du col de la Seigne.

H. DABROWSKI et J. MELOUX : Ressources minérales, mines et carrières.

D'après C. BORDET : les galeries d'adduction des aménagements hydroélectriques.

