



HAL
open science

Contribution à l'étude géologique et minière de la vallée du Bon Nant (Haute Savoie) - massif du Mont Blanc - Alpes françaises

Jean-Pierre Dumas

► **To cite this version:**

Jean-Pierre Dumas. Contribution à l'étude géologique et minière de la vallée du Bon Nant (Haute Savoie) - massif du Mont Blanc - Alpes françaises. Stratigraphie. Université de Grenoble, 1964. Français. NNT: . tel-00921260v1

HAL Id: tel-00921260

<https://theses.hal.science/tel-00921260v1>

Submitted on 20 Dec 2013 (v1), last revised 11 Jun 2014 (v3)

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

DIPLOME DUMAS
1^{er} SUJET 1964

Jean-Pierre DUMAS

1964

+ 1 carte h. t.
et 10 annexes

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE ET MINIERE
DE LA VALLEE DU BON NANT (HAUTE-SAVOIE)



Mémoire présenté devant la Faculté des Sciences
de l'Université de Grenoble, pour l'obtention du Diplôme
d'Etudes Supérieures de Géologie.

Soutenu le 30-6-1964

J'exprime, avant toute chose, ma profonde reconnaissance à tous ceux qui m'ont guidé et aidé tout au long de ce travail, particulièrement

à Monsieur le Professeur BARBIER qui a bien voulu m'accueillir dans son Institut.

à Monsieur le Professeur DEBELMAS qui m'a confié cette étude et l'a supervisée avec bienveillance.

à Monsieur le Professeur MICHEL qui m'a fourni le second sujet de ce diplôme.

Je remercie très vivement

Monsieur le Général COLLIGNON qui a bien voulu se pencher sur les très mauvais fossiles que j'avais pu recueillir

Monsieur le Professeur GIRAUD, Messieurs VIALON et DABROWSKI Maîtres-Assistants, auprès desquels j'ai toujours trouvé le meilleur des accueils et les conseils les plus pertinents.

INTRODUCTION ET GENERALITES.

A - SITUATION GEOGRAPHIQUE. (PL N° I)

La région étudiée correspond approximativement, à la vallée du Bon Nant, torrent de la bordure Sud-Ouest du Mont-Blanc, depuis sa source, immédiatement au bas du col du Bonhomme au Sud, jusqu'à son confluent avec l'Arve, dans la plaine alluviale du Fayet, au Nord. Dans la partie septentrionale, sont également compris les massifs cristallins du Prarion et de Tête Noire ainsi que la région du col de Voze. Les limites peuvent être établies comme suit :

- au Nord : la vallée de l'Arve entre les agglomérations des Houches à l'Est et du Fayet à l'Ouest.

- à l'Est : une ligne droite allant des Houches au Nord, jusqu'au col du Bonhomme au Sud.

- à l'Ouest : une ligne brisée allant du col du Bonhomme au Sud jusqu'au Fayet au Nord, en passant par le col du Joly, les villages des Contamines-Montjoie et de Saint-Nicolas de Verce.

Cette région correspond, sur la carte géologique de France à l'échelle du 1/80 000°, à la feuille ANNECY N° 160 bis pour la partie située au Nord du parallèle des Contamines-Montjoie et à la feuille ALBERTVILLE N° 169 bis pour la partie située au Sud de ce parallèle.

Nous avons utilisé pour les levés de terrain les feuilles Saint-Gervais N° 3-4-7 et 8, et Cluses N° 7 et 8, du fond topographique I.G.N. à l'échelle du 1/20 000°.

B - HISTORIQUE SOMMAIRE

La vallée du Bon Nant trouve place dans les ouvrages qui traitent du massif Mont-Blanc-Aiguilles-Rouges, de la partie septentrionale de la chaîne de Belledonne et du Mont-Joly. Etant donné le nombre important d'auteurs qui se sont intéressés à ces trois zones, il est difficile de citer ici tous les travaux réalisés et encore plus malaisé de vouloir les résumer.

Rappelons cependant qu'H.B. de SAUSSURE semble avoir été le premier à aborder le Val Montjoie avec une optique de géologue. Après avoir attribué l'origine du terme "Montjoie" à une altération de "Mons Jovis" (la montagne de Jupiter.), il décrit en 1786 son itinéraire à partir du village de Bionnay jusqu'au hameau du Glacier, en passant par le col du Bonhomme qui, d'après lui, constituait déjà à l'époque romaine un passage fréquenté entre les vallées de l'Arve et de l'Isère. De ses nombreuses observations, nous retiendrons entre autre, que, surpris de rencontrer des cailloux roulés à telle altitude, il est le premier à remarquer le caractère "singulier" des grès et conglomérats du col du Bonhomme et à les différencier des formations du socle.

Plus tard, NECKER (1828), B. STUDER (1851), J. de la HARPE et G. de MORTILLET (1858) s'intéressent à la région de Saint Gervais ainsi qu'au Mont-Joly. En 1862, A. FAVRE, consacre au Val Montjoie un chapitre entier de son important ouvrage (Recherches Géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du massif du Mont-Blanc). Il voit dans les schistes cristallins de la Gruvaz la terminaison Sud du massif des Aiguilles Rouges et pense être victime d'une illusion, en remarquant plus loin, que les formations cristallines de l'aiguille de Roselette reposent sur les couches sédimentaires du col du Joly. La carte publiée en 1869 par Ch. LORY, J. PILLET et l'abbé VALLET ne modifie que très peu les conclusions de A. FAVRE.

En 1892, A. MICHEL-LEVY considère le massif du Prarion comme le prolongement décroché du massif des Aiguilles Rouges et en dégage la structure.

En 1896, paraissent les importants travaux de M. BERTRAND et E. RITTER qui expliquent la structure du Mont-Joly par un empilement de cinq plis couchés. L'année suivante, E. RITTER replace ces résultats dans le contexte plus général de la bordure Sud-Ouest du Massif du Mont-Blanc, massif qu'il fait se terminer vers le Sud par six anticlinaux cristallins distincts "s'avancant plus ou moins loin au milieu des terrains sédimentaires" et disposés en dents de scie. A la même époque, il convient de citer les travaux de DUPARC et de ses élèves.

En 1917, F. RABOWSKI revient, à propos des lames cristallines du Val Ferret, sur les écailles cristallines du Sud-Ouest du Mont-Blanc.

De 1922 à 1925, reprenant dans une optique "nappiste" les travaux de RITTER, E. PAREJAS, interprète la structure du Mont-Joly comme résultant d'une simple digitation de la nappe de Morcles. Il porte d'autre part à 12, le nombre de lames cristallines qui marquent vers le Sud la terminaison du Massif du Mont-Blanc. A cette occasion, il est le premier à remarquer la position charriée des formations cristallines de l'Aiguille de Roselette, formations qu'il fait toutefois s'enraciner au niveau du Plan Jovet.

L.W. COLLET, en 1924, tente dans le cadre du Guide VALLOT et à la lumière des travaux de PAREJAS, un essai de synthèse sur la géologie des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges.

En 1928, H. SCHOELLER publie une coupe des formations sédimentaires du col du Bonhomme et exprime l'opinion que les "grès singuliers" attribués jusqu'ici à l'Infra-Lias pourraient en fait correspondre à un niveau plus élevé dans la série. MM. GIGNOUX et MORET, (1929) partagent également cette manière de voir.

En 1946, M. GIGNOUX et L. MORET signalent, à l'occasion du projet d'implantation d'une usine électrique près de Chedde, la présence de formations permienes dans le massif du Prarion.

En 1952 R. TRUMPY effectuant la coupe du col du Joly arrive à penser que les formations sédimentaires qui supportent l'aiguille de Roselette comprendraient du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur.

En 1957, C. BORDET, dans son étude de la chaîne de Belle-donne contribue à éclairer les structures des terrains avoisinants le col du Bonhomme.

Enfin, travaillant depuis 1906 (date de leurs premières explorations) jusqu'à nos jours (1959 : date de parution de la feuille Miage) MM. P. CORBIN et N. OULIANOFF sont devenus en un demi-siècle, et par excellence les géologues du Mont-Blanc. Nous serons amenés par la suite à nous référer si fréquemment à leurs travaux qu'il semble inutile ici, de nous étendre plus.

STRATIGRAPHIE.

A - LES FORMATIONS CRISTALLINES ET CRISTALLOPHYLLIENNES.

Un simple regard sur la carte montre que les formations cristallines occupent une partie importante de la région étudiée. Quelques grandes unités ont pu y être définies, en général à partir de critères tectoniques ou d'arguments structuraux.

1° - LES ROCHES CRISTALLINES DU DOMAINE "MONT-BLANC - AIGUILLES ROUGES".

a) La bordure Est.

Les schistes cristallins du massif du Mont-Blanc sensu stricto, affleurent de façon continue dans notre région depuis le ravin de la Gria, à l'Est du village des Houches, jusqu'au niveau du col du Bonhomme où ils disparaissent sous la couverture mésozoïque. Leur limite occidentale est constituée par le synclinal de Chamonix jusqu'à la hauteur du parallèle des Contamines-Montjoie et par le cours du Bon Want, au Sud de ce parallèle.

Il s'agit d'après P. CORBIN et N. OULIANOFF, d'une gamme de paraschistes allant des micaschistes aux gneiss et contenant "en proportion subordonnée des amphibolites, des quartzites, des calcaires, et des roches d'aspect granitique", se rangeant dans les complexes du Brévent et de l'Aiguille du Goûter. Ces roches portent la trace des orogénèses hercyniennes et alpines et témoignent toutes, à des degrés divers, de processus d'écrasement et de laminage.

Ces formations ont N 45° E pour direction moyenne et pendent vers l'Est en chevauchant les formations sédimentaires du synclinal de Chamohix.

b) Le complexe du granite de Servoz-les Houches.

Ce complexe forme, sur la rive gauche de l'Arve une bande allongée depuis Servoz au Nord jusqu'aux Houches au Sud. Il se

compose d'un granite monzonitique intrusif encaissé dans des formations cristallophylliennes généralement représentées par des schistes chloriteux et des gneiss ortho et para, renfermant des calcaires anciens et des bancs d'amphibolites.

c) Le complexe du Prarion

Le massif du Prarion, séparé du massif du Mont-Blanc, vers l'Est, par le synclinal de Chamonix, constitue la prolongation au Sud de l'Arve du massif des Aiguilles Rouges. Les roches cristallines qui le composent, largement recouvertes par les formations houillères, sont rangées par P. CORBIN et N. OULIANOFF dans un complexe dit du Prarion, qui comprend des gneiss à micas blancs et le plus souvent des micaschistes chloriteux ainsi que des amphibolites.

II° - LES ROCHES CRISTALLINES DE MONTJOIE ET DES GRANGES.

Les claveaux de Montjoie et des Granges, immédiatement situés à l'Ouest de N.D. de la Gorge sont constitués respectivement de migmatites et de schistes chloriteux et sériciteux appartenant à la série satinée. Ceci d'après C. BORDET, qui voit dans ces formations la terminaison septentrionale de la chaîne de Belledonne.

III° - LES ECAILLES CRISTALLINES DU SUD ET LA KLIPPE DE ROSELETTE.

Située à la limite Sud-Ouest de la région étudiée, la klippe de Roselette et les écailles cristallines qui l'accompagnent, relèvent d'une phase tectonique inhabituelle dans les zones externes. Nous verrons ultérieurement qu'il est difficile de rattacher ces formations aux unités classiques tant du point de vue structural que du point de vue génétique.

B - LES TERRAINS CARBONIFERES.

Les formations carbonifères sont assez largement représentées, dans la région étudiée, notamment dans la partie septentrionale où elles constituent la plupart des affleurements. On les trouve sur tout le versant Nord du massif de Tête Noire, dans la vallée de l'Arve entre Servoz et les Houches, au sommet du massif du Prarion et sur la bordure orientale de ce massif, jusqu'à sa terminaison Sud, au niveau du village de la Gruve. Quelques petits affleurements existent également sur le flanc Est du Mont-Joly, au long de la route qui mène de St Gervais à St Nicolas de Verce.

Ces formations sont essentiellement composées de schistes ardoisiers sombres et de grès micacés.

a) Les schistes ardoisiers.

Ce sont le plus souvent des schistes noirs ou gris, parfois luisants et très quartzeux (comme au sommet du Prarion où ont été exploitées jadis des ardoises de bonne qualité) ou bien à surface terne et finement ridée. Au microscope, ils se montrent essentiellement constitués de quartz en très petits éléments, de micas très fins et de matière charbonneuse opaque. On y distingue également quelques éléments de rutile.

b) Les grès micacés.

Ce sont des grès sombres, parfois noirs, où le mica, assez abondant est en général blanc. En lame mince, on se rend compte qu'ils sont composés d'éléments détritiques de quartz et plus rarement de feldspath, éléments qui présentent une granulométrie régulière. Le ciment est uniquement quartzeux et on y note parfois la trace de légers phénomènes de recristallisation.

Ces grès constituent des bancs rares et peu épais dans les schistes ardoisiers noirs.

Ces formations contiennent parfois des niveaux d'anthracite qui ont jadis été le siège, comme ce fut le cas aux Houches; d'exploitations d'intérêt purement local.

Les schistes noirs et eux seuls, sont parfois fossilifères. C'est ainsi qu'est signalée en plusieurs points (entre autre, dans le ravin des Granges, sur la route menant de St-Gervais à St-Nicolas de Véroce, ou bien encore à Montvauthier, près de Servoz) la présence d'une flore à *MIXONEURA OVATA* et à *PECOPTERIS LAMURENSIS* que P. BERNARD attribue en 1926 au Westphalien supérieur, par analogie avec la flore de l'assise de la Houve. Les travaux plus récents de P. PRUVOST, H. BOUROZ, et P. CORSIN, montrent qu'il s'agit en réalité de Stéphanien inférieur ou moyen.

Sous le rocher du Bonhomme, à quelques mètres au-dessus du col lui-même, existe un affleurement de schistes ardoisiers noirs, compris entre les formations du socle à l'Est et les cargneules triasiques à l'Ouest. Ces schistes sont totalement dépourvus de fossiles. L'examen au microscope montre qu'ils sont composés de quartz et de micas, en éléments très fins noyés dans une pâte sombre qui englobe également quelques cristaux de rutile. Il est à noter d'autre part que l'on n'y trouve aucune trace de calcite. Ces différents caractères s'alignent parfaitement sur ceux des schistes houillers du Nord de la feuille.

Nous rangerons donc ces schistes dans les formations carbonifères en tenant compte successivement :

- de leur position stratigraphique qui les place entre les formations du socle et celles du trias.

- de leur composition minéralogique et de leur faciès, identiques en tous points à ceux d'ardoises houillères d'âge non équivoque.

- du fait que l'absence totale de calcite dans leur composition semble exclure pour ces schistes la possibilité d'un dépôt au cours de l'ère secondaire.

C - LE PERMO - TRIAS.I° - LES FORMATIONS PERMO-TRIASIQUES INDIFFERENCIÉES.

Les formations que nous allons décrire prennent place entre les schistes cristallins du socle ou les sédiments houillers et les faciès détritiques de la base du Trias, faciès auxquels elles passent, le plus souvent, de manière progressive. De ce fait et en se référant à différents critères lithologiques, stratigraphiques et tectoniques, il semble normal d'attribuer à ces formations un âge permien.

Toutefois la continuité de faciès entre cette série et les termes inférieurs du Trias, autant que l'absence totale d'arguments paléontologiques, font qu'il est à peu près impossible d'en préciser avec exactitude la limite supérieure. En conséquence, nous opterons, en ce qui concerne les séries détritiques post-carbonifères, pour le terme Permo-Trias.

La présence de formations permo-triasiques est depuis longtemps admise dans la région du Mont Blanc. En 1877, OSWALD HEER(1) découvre dans les grès et les schistes rouges des Posettes au col de Balme, la présence de *Walchia piniformis*. Bien que ce fossile n'ait jamais été retrouvé depuis, et que l'on ait montré qu'il apparaît déjà au Stéphanien supérieur, il est d'usage de rattacher au Permien les formations des Posettes que leur couleur rouge différencie nettement des sédiments inférieurs houillers qui sont, eux, à dominante noire.

En ce qui concerne plus particulièrement notre région, il

(1) L. MORET et M. GIGNOUX. Le Permien des zones externes.

semble que le Permo-Trias affleure en trois points.

- En bordure de la route du Fayet à Chamonix, au niveau de l'usine électrique de Chedde.

- Au lieu dit le Mont Forchet, au sommet de la falaise dominant à l'Est le village de Bionnay.

- Sur le flanc occidental de la vallée de Bon Nant, au dessous du village de Saint Nicolas de Véroce, comme le signale PAREJAS en 1925.

a) Les formations permo-triasiques de Chedde.

L'affleurement, qui forme une falaise surplombant la route du Fayet à Chamonix, s'étend sur environ 1 km de long et sur une centaine de mètres de hauteur entre les schistes noirs du Houiller de l'Est et du Nord, et les formations quaternaires des Plagnes au Sud. A l'occasion de l'étude géologique pour l'implantation de l'usine de Chedde, L. MORET (2) visite l'affleurement en 1947 et décrit la formation comme un épais complexe de grès quartziteux, d'arkoses et de conglomérats qu'il pense être "non point du Trias mais du Permien et sous le faciès très caractéristique décrit sous le nom de VERRUCANO par les géologues alpins".

Il s'agit de quartzites blancs ~~ou~~ ou verts ~~et~~ alternant avec des arkoses et des conglomérats à galets de quartz blancs et roses. L. MORET y signale la présence de jaspes rouges. On note dans tous les cas, la présence de mica blanc en quantité parfois abondante. La roche est compacte, claire ou gris-vert, et présente parfois des traces de laminages telles, que le quartzite se débite en plaquettes aux faces feutrées de séricite.

Au microscope, (DJ 34 et 35) on distingue des galets de quartz détritiques présentant l'extinction roulante et des plagioclases tordus, le tout noyé dans un ciment quartzeux qui a recristallisé en donnant des petites plages enchassées les unes

(2) Deuxième note sur les conditions géologiques de la chute de Passy.

dans les autres. Il semble que cette recristallisation soit moins importante vers le haut de la série.

Ce complexe détritique a environ une centaine de mètres d'épaisseur. Il semble, à première vue, qu'il s'enfonce à l'Est sous les schistes houillers. Le contact est malheureusement masqué par des éboulis mais nous verrons plus loin qu'il semble bien être tectonique. Il en est de même, plus au Sud pour le contact avec les schistes cristallins du Prarion.

b) Les formations Permo-Triasiques du Mont Forchet.

Le permo-trias y affleure de manière sporadique au milieu de la végétation. Les fouilles d'une maison en construction nous ont cependant fourni de bonnes conditions d'observations en ce qui concerne le sommet de la série.

Nous sommes toujours en présence du faciès "verrucano" mais le caractère purement détritique des formations du Mont Forchet est cependant plus affirmé que celui du complexe de Chedde où il semble que l'influence du métamorphisme ait été beaucoup plus poussée.

Le faciès le plus courant est une arkose plus ou moins conglomératique de couleur rose pâle et qui renferme de nombreuses enclaves carbonatées ocre ainsi que des galets de quartz rose ou blanc qui présentent parfois des facettes caractéristiques de l'érosion éolienne. On y rencontre également, en assez grande quantité des nodules de jaspe rouge atteignant parfois la grosseur du poing. Lorsque la granulométrie des éléments détritiques est régulière, et que leur cimentation est homogène, on peut dire que cette arkose présente le faciès "granite reconstitué".

Au microscope, (DJ 26-27-32) on observe la présence de galets de quartz arrondis, craquelés, à extinction roulante, nageant dans un ciment quartzeux parfois recristallisé. Le quartz de recristallisation peut même corroder en doigt de gant les quartz détritiques. Les feldspaths, communs, sont essentiellement repré-

sentés par du microline en plages parfois immenses. Sur le pourtour de certains galets de quartz se développe un voile très fin de séricite. Le ciment renferme quelques éléments de calcite. Les enclaves carbonatées (DJ 31) se présentent sous la forme d'un agrégat de petits cristaux à biréfringence élevée et à fort relief, qui englobe parfois quelques plages de quartz. Les valeurs élevées du relief et de la biréfringence pourraient correspondre à de fortes teneurs du carbonate en fer et magnésium. Nous serions alors en présence d'ankérite. A l'affleurement, ces enclaves subissent une altération qui ne laisse persister que de l'oxyde de fer pulvérulent et de couleur rouille (limonite) dans des vacuoles creusées dans la roche au détriment du matériel carbonaté.

Les jaspes sont d'une couleur rouge sombre, leur toucher est lisse et leur cassure esquilleuse. Ils tranchent nettement dans l'arkose plus claire. Au microscope (DJ 33) ils se montrent composés d'un agrégat serré d'éléments quartzeux très fins imprégnés d'oxyde de fer. Ils dessinent des arabesques ou bien s'arrondissent en concrétions mamelonnées qui englobent très souvent des cristaux de quartz. On s'accorde généralement à voir dans ces jaspes rouges des dépôts siliceux de faciès d'altération latéritique sous climat subtropical (1)

Il existe également un faciès rubéfié qui se présente en amas lenticulaires ou en bancs irréguliers épars dans l'arkose. Il s'agit d'une roche de couleur lie de vin, sombre, compacte au grain régulier et fin. Au microscope (DJ 30) on y remarque une proportion importante de cristaux de calcite ou d'ankérite groupés en enclaves qu'enserme un réseau de petits éléments quartzeux, réseau bourré d'oligiste en bâtonnets opaques ou translucides aux bords éffrangés.

(1) L. MORET 1947. Deuxième note sur les conditions géologiques de la Chute de Passy.

c) Les formations permo-triasiques de Saint-Nicolas de Véroce.

Elles affleurent au long de la route forestière qui rejoint Saint Nicolas de Véroce à partir de la vallée du Bon Nant. On les rencontre également, plus au Sud, dans le torrent des Meuniers sous le village du Carteyron.

Entre le socle micaschisteux du Prarion et les premiers faciès du Trias, s'intercale une formation de quartzites clairs, fins, très micacés, comportant à la base de rares galets de quartz blanc. Ils se débitent assez souvent en plaquettes sur les faces desquelles apparaît une légère linéation. Bien que le contact avec le socle n'ait jamais pu être observé de façon satisfaisante il semble que ces quartzites reposent en discordance sur les micaschistes. En effet, le complexe du Prarion présente à cet endroit une direction moyenne s'établissant aux alentours de N 60° E avec un fort pendage vers le Sud-Est, alors que les quartzites ont une orientation méridienne et un pendage de 10 à 15° vers l'Ouest. La formation est épaisse d'une cinquantaine de mètres.

L'étude au microscope (DJ 29 et 28) révèle une structure de quartzite aux quartz jointifs et engrenés, contenant des lits parallèles de mica blanc. La recristallisation semble plus poussée que dans les échantillons provenant de Chedde ou du Mont-Forchet. De la séricite néoformée accompagne toujours les paillettes de mica et s'accumule en général aux deux extrémités des baguettes. Il s'agit en fait d'un véritable micaschiste quartzitique.

d) Métamorphisme des formations permo-triasiques indifférenciées.

La recristallisation, générale ou partielle du ciment quartzique est un caractère constant des formations que nous venons de décrire. Elle indiquerait qu'un léger métamorphisme a affecté la série permo-triasique. Ce métamorphisme se manifeste avec plus ou moins d'intensité selon l'affleurement considéré et la place de cet affleurement dans la série. Nous décrirons les différents faciès par ordre de métamorphisme décroissant.

1°/ Les formations de Saint Nicolas de Véroce.

A vue, la roche, est le plus souvent massive, finement litée, elle présente une linéation très nette et on pourrait très bien la prendre pour un banal micaschiste du socle, n'était le caractère discordant de la série sur les formations du Prarion et la tendance conglomératique qu'elle affecte par endroits. Au microscope (DJ 28-29) on s'aperçoit que le quartz est entièrement recristallisé et que le mica blanc (muscovite), assez abondant, se présente en lamelles d'aspect très frais, aux extrémités desquelles se développent presque toujours des agrégats de séricite de néoformation. Cette séricite a pu se former aux dépens d'éventuels feldspaths mais il faudrait alors considérer que la transformation de ces feldspaths a été totale, car la roche en est par ailleurs entièrement dépourvue.

L'existence d'une linéation, la recristallisation générale de quartz et le caractère très frais des micas sont autant d'éléments propres à nous faire penser à un métamorphisme d'intensité déjà notable. Il est toutefois assez difficile de préciser l'origine du matériel micacé. Celui-ci peut aussi bien être détritique que néoformé.

2°/ Les formations de Chedde.

Une lame (DJ 35) a été taillée dans un échantillon prélevé en bordure de la route du Fayet à Chamonix. On y distingue de grandes plages de quartz aux formes arrondies et présentant l'extinction roulante, ainsi que quelques plagioclases tordus ou cassés. Ce matériel détritique est englobé dans un ciment quartzeux qui a presque entièrement recristallisé en petites plages engrenées isodiamétriques et qui présentent une extinction franche. Ce quartz de recristallisation forme parfois des golfes de corrosion dans les galets de quartz détritique. De la séricite et des paillettes de mica blanc (muscovite) généralement fraîches parsèment

ce ciment mais ~~il~~ il est difficile de préciser, comme précédemment si elles sont d'origine détritique ou s'il s'agit de cristaux néoformés.

Plus haut dans la série (DJ 34), la recristallisation du quartz semble moins générale et les paillettes de mica se font plus rares.

3°/ Les formations du Mont-Forchet.

Les faciès du Mont-Forchet semblent beaucoup moins affectés par le métamorphisme. Le ciment quartzeux n'est que très localement recristallisé et si l'on observe des figures de corrosion dans les quartz détritiques, il semble bien qu'elles devaient exister déjà au moment où les galets se sont déposés. Il n'existe aucun mica autre que de la séricite, rare, qui se développe le plus souvent en un liseré très fin bordant les galets de quartz.

En résumé, il semble que ces formations aient subi l'influence d'un métamorphisme dont l'intensité paraît décroître au fur et à mesure que l'on se rapproche du sommet de la série. Cette intensité est très difficile à apprécier dans l'ignorance où nous sommes de l'origine des micas. Il semble toutefois que ce métamorphisme ait été assez faible.

II° - LES FORMATIONS TRIASIQUES PROPREMENT DITES.

Les formations triasiques, bien reconnaissables dans le paysage, grâce à leurs couleurs ocres ou rousses, forment dans la région étudiée, un nombre assez grand d'affleurements, en général très dispersés, et, le plus souvent, d'extension médiocre. Les coupes que nous avons pu relever coïncident assez bien avec le schéma du Trias germanique de type réduit tel qu'il est classique de le rencontrer, entre Pelvoux et Mont-Blanc, dans la partie septentrionale des zones alpines externes. Ce schéma peut grossièrement s'établir ainsi :

- gypses et cargneules au sommet
- calcaires dolomitiques et dolomies
- grès et arkoses à la base.

Il est assez difficile de rencontrer sur le terrain une coupe complète des formations attribuées au Trias. Dans la majorité des cas, les grès de base et les dolomies constituent un "tégument" qui reste accroché au socle alors que les niveaux supérieurs de gypses et de cargneules, éminemment plastiques peuvent migrer hors de leur série d'origine sous l'influence d'efforts tectoniques dont ils soulignent alors les grandes lignes.

a) Le Trias du Rocher du Bonhomme. (Pl. N° IV)

Cette coupe a été levée en montant du col du Bonhomme au Rocher du Bonhomme par la ligne de plus grande pente. De bas en haut :

- Grès plus ou moins arkosiques constituant le niveau de base puissant d'environ 4,50 m. Ils sont massifs, de couleur claire, et leur grain, assez grossier au contact immédiat du socle va en s'affinant vers le haut. Le ciment de ces grès est quelque peu calcique.
- Environ 15 m de dolomie à patine rousse, ("dolomie capucin") qui se présente en bancs de 0,5 à 2 m d'épaisseur et forme falaise dans la face Nord du Rocher du Bonhomme. Un banc, épais de 0,80 m de calcaire spathique noir largement cristallisé, s'intercale dans ces dolomies.
- 1 m de calcschistes noirs finement feuilletés supportant 2 à 2,5 m de calcaires dolomitiques noirs en bancs de 0,70m.
- Dolomies capucins (environ 10 m).
- Une formation calcaro-dolomitique grise, dans laquelle s'intercalent plusieurs bancs, épais parfois de 3 à 4 m; de brèche monogénique.

- Des calcaires dolomitiques gris à patine beige, parfois lamellaires et épais de 5 à 6 m. Ils forment une barre verticale située immédiatement sous le Rocher du Bonhomme.

- 0,50 m de schistes siliceux noirs bien lités.

Il convient de noter que les niveaux supérieurs de gypse et cargneules sont totalement absents de cette coupe.

b) Le Trias du Nant de l'Arête. (PL N° II)

Cette coupe a été levée dans le cours supérieur du torrent de l'Arête, affluent de la rive gauche du Bon Nant, immédiatement au Sud de N.D. de la Gorge. Nous trouvons de bas en haut :

- Les grès et arkoses de base, épais de 4 à 5 m surmontés par 25 à 28 m de dolomies grises ou beiges affleurant en surface structurale.

- Un niveau brêchique épais d'environ 2 m. Il s'agit d'éléments blancs anguleux, friables, de calcaire crayeux souvent vacuolaire et parfois pulvérulent, englobés dans un ciment ocre, plus dur et en voie de cargneulisation. On trouve également dans cette brèche des éléments de quartz vitreux non roulés. Une roche vert sombre, à grain fin, se développe en amas irréguliers de dimensions métriques au toit de ce niveau brêchique. L'étude au microscope montre que cette roche est composée uniquement de cristaux de dolomie qu'opacifient en lumière naturelle, des nuées de petits granules sombres et quelques amas de séricite. On peut supposer que ce faciès dérive du remaniement d'un calcaire dolomitique noir comme il en a été vu dans la description de la coupe précédente.

- Une dizaine de mètres de cargneules ocres, englobant à leur base des blocs résiduels de dolomie non transformée.

- 1,5 m de calcaires spathiques noirs en bancs de 0,50 m d'épaisseur.

- Sur une épaisseur de 2 m, une alternance de lits d'argilites rouges et de cargneules ocrees que surmonte 1,50 m de calcaire noir à éclat mat et qui se débite en plaquettes.

- 4 m de microconglomérats à galets mous en bancs de 1 m de puissance environ, bancs séparés les uns des autres par des lits d'argilite rouge.

- 3 m d'un calcaire noir, mat, en bancs de 0,20 m qui alternent avec des lits d'argilite noire.

c) Le Trias du col de Voze. (P.L.N°III)

La coupe a été prise au long de la voie du tramway du Mont-Blanc, dans la partie rectiligne qui précède l'arrivée au col de Voze.

- Les grès, quartzites et arkoses de base, épais de 10 m environ et très diaclasés reposent ici sur les schistes houillers noirs.

- Au-dessus vient un niveau de calcschistes mordorés, de couleur café au lait clair et à surface grumeleuse. Dans la région de Grenoble, ces schistes se rencontrent au-dessus des niveaux de cargneules.

- La série se termine par 30 à 35 m de cargneules jaunes-ocres emballant vers la base, de gros blocs de dolomies grises et beiges non transformées.

d) Conclusions à la stratigraphie du Trias.

L'épaisseur du Trias semble s'établir entre 40 et 50 m sans que soient constatées de grandes variations. Encore faut-il tenir compte du fait que les limites inférieures et supérieures de ces formations sont mal connues et qu'en l'absence de tout repère paléontologique elles sont très difficiles à fixer.

Dans la majorité des cas, lorsque les niveaux détritiques de base reposent en discordance sur le socle ou sur le houiller,

La limite inférieure est certes indiscutable. Mais nous avons vu qu'elle était pratiquement impossible à préciser dans le cas où ces niveaux prennent progressivement la relève des dépôts permien. Quant à la limite supérieure, nous l'avons fixée, arbitrairement il est vrai, en tenant compte de la disparition des niveaux d'argillite ou de l'apparition de faciès pouvant rappeler l'Infra-lias.

Il convient également de noter que, dans les coupes décrites précédemment, il n'est fait mention d'aucun niveau de gypse, alors que ce faciès est courant dans le Trias, notamment au col du Joly. On peut supposer au sujet des formations du Nant de l'Arrête et du col de Voze qu'un niveau gypseux a effectivement existé mais qu'il a été ultérieurement utilisé pour donner, au détriment des dolomies, les formations de cargneules.

La coupe du Rocher du Bonhomme semble nécessiter une interprétation particulière. Remarquons tout d'abord :

- que l'épaisseur du Trias y semble normale.
- que le développement des formations dolomitiques y est plus important qu'ailleurs comme l'avait déjà remarqué E. RITTER.
- qu'il n'apparaît dans la série aucune discontinuité tectonique et qu'on ne remarque pas la moindre trace de cargneulisation des dolomies.
- que la série calcaro-dolomitique est surmontée de niveaux peu épais à tendance détritique qui cèdent la place à des calcaires marins lumachelliques qu'il semble logique d'attribuer au Rhétien.

Nous pouvons donc imaginer que le processus lagunaire de sédimentation dolomitique a duré, ici, plus longtemps qu'ailleurs et qu'une transgression marine rhétienne a atteint la lagune avant que celle-ci ne soit en voie d'assèchement et qu'il y ait eu dépôt d'évaporites. Il semble bien qu'il n'y ait pas de niveaux gypseux au Rocher du Bonhomme simplement parce que ceux-ci ne s'y

sont jamais déposés. Il est en effet difficile d'imaginer qu'un niveau gypseux ait pu exister sans que les dolomies sous-jacentes subissent un début de carnéulisation et qu'un processus tectonique ait pu expulser ce niveau de son gisement sans provoquer une discontinuité quelconque dans la série.

e) Les conditions de gisement des formations triasiques.

Nous pouvons distinguer trois types principaux de gisement pour les formations du Trias.

1°/ Le Trias emballant le socle cristallin.

Il joue simplement son rôle de couverture et n'a pas ou n'a que peu subi l'influence de l'orogénèse alpine. Lorsque la couverture liasique qui le surmonte a résisté à l'érosion, le Trias conserve son plein développement. Il en est ainsi des affleurements emballant les schistes cristallins de la crête des Fours (Rocher du Bonhomme) du Montjoie (Nant de l'Arête) du flanc oriental du Prarion (col de Voze) et des formations de Saint Nicolas de Véroce. Ailleurs, les formations liasiques ont complètement disparu et de la série triasique elle-même il ne reste, le plus souvent, que des placages de quartzites parfois surmontés de quelques dolomies. Le fait est particulièrement net sur le flanc occidental du Prarion et dans la vallée de l'Arve entre Vaudagne et Les Houches, où de larges pans de quartzites recouvrent en discordance le socle cristallin ou les schistes houillers.

2°/ Le Trias des grabens de la terminaison S-W du Mont-Blanc.

Les grabens de la terminaison S-W du Mont-Blanc sont en général remplis de Trias. Dans le fossé d'effondrement qui détermine l'existence des lacs Jovets, il fait peu de doute que le Trias ne soit en place puisque des calcaires bleus, très certainement liasiques, le surmontent encore par endroit.

L'origine du Trias comblant les cassures du socle cristallin à Combe Noire, et à la Rosière (en rive droite du ruisseau de

Tré la Tête, près de Nant Borrant) est plus discutable et il est difficile de dire si nous sommes en présence de formations normalement déposées sur le socle et préservées de l'érosion par l'effondrement local de ce socle ou s'il s'agit d'un "bourrage" de cassure par des cargneules, au cours de l'orogénèse alpine. Les conditions d'affleurement sont en effet très mauvaises et l'érosion du ruisseau de Tré la Tête nous permet seulement de voir, sous le recouvrement glaciaire, quelques mètres de cargneules.

3°/ Le Trias soulignant l'histoire tectonique de la région.

Il jalonne les bordures orientales (Le Mont, la Gruve) et occidentales (ravin de la Gria - col de Tricot - versant Nord du Truc - torrent d'Armançette ...) du synclinal complexe de Chamonix. Sur le rebord occidental de ce synclinal, les formations triasiques sont chevauchées par la masse des schistes cristallins du Mont-Blanc et sont le plus souvent, très tectonisées. Les niveaux gypseux sont ici, assez souvent représentés. Ils se concentrent en grosses amandes, sous l'effet des efforts tectoniques, dans certaines zones préférentielles telles que le ravin de la Gria ou la combe de la Frasse au-dessus des Contamines-Montjoie.

La série charriée de l'Aiguille de Roselette repose sur un coussinet de cargneules qui affleurent de manière discontinue tout autour du massif. Il paraît probable que le décollement tectonique s'est produit à ce niveau, dans la série originelle et que les cargneules ont servi de "lubrifiant" au charriage en marche.

D - LES FORMATIONS LIASIQUES.

Les formations liasiques de la partie S-W du Mont-Blanc, largement représentées, ne fournissent en règle générale que très peu de fossiles qui sont le plus souvent en très mauvais état. Ce Lias a fait l'objet d'études très poussées de la part de E. RITTER tout d'abord puis, de Ed. PAREJAS. Nous rappellerons brièvement les conclusions de ces auteurs en ce qui concerne les formations du synclinal complexe de Chamonix, et nous nous contenterons de rapporter les éléments nouveaux que nous avons pu recueillir, éléments qui portent essentiellement sur des séries affleurant dans le Sud de la feuille.

Si la stratigraphie du Lias a pu, dans cette région être établie de façon relativement précise, le recouvrement quaternaire les similitudes de faciès et les complexités structurales font qu'il est impossible, sur le terrain, de suivre la limite entre les étages définis. Nous nous sommes donc bornés, sur nos levés au 1/20,000^e à différencier un Lias inférieur, un Lias moyen et un Lias supérieur. Nous avons suivi, ce faisant, l'exemple de MM. P. CORBIN et N. OULIANOFF.

I^o - LE LIAS DU SYNCLINAL DE CHAMONIX.

Le synclinal de Chamonix entre dans la région étudiée, au niveau des Houches et se suit facilement vers le S-W jusqu'au niveau des Contamines Montjoie. Compris entre les massifs du Frairion à l'Ouest et du Mont-Blanc à l'Est, il atteint son extension latérale maximum entre col de Voze et Mont Lachat. Les formations liasiques qui le constituent forment, plus au Sud, le mont Vorassay et le mont Truc avant de disparaître sous les alluvions de la vallée du Bon Nant. La série s'y présente de la façon suivante.

a) Le Lias Inférieur.

- Rhétien : Il affleure principalement dans le vallon des Arandellys, au-dessus des Houches. Ed. PAREJAS en donne la coupe suivante :

- 0,60 m de calcaire siliceux subquartzitique, contenant des galets arrondis de calcaire dolomitique.
- 0,60 m de calcaire gréseux plaqueté devenant marneux.
- 0,40 m de marnes noires rouillées.
- 6 m de calcaires gréseux noirs, durs, devenant quartzitiques avec des intercalations de minces lits de schistes argileux noirs.
- Marnes schisteuses de l'Hettangien.

- Hettangien : Il est représenté par des marnes schisteuses noires ou des calcaires marneux alternant avec des argiles noires. Quelques rares fossiles, tous pyriteux y ont été découverts et E. PAREJAS a pu déterminer :

- *Schlotheimia angulata*
- " " " *charmassei*
- *Caloceras specie*
- *Rhynchonella deffneri*.

Cet étage est bien représenté dans le ravin de la Gria, au mont Lachat, au col de Tricot et sur les pentes du Mont Truc.

- Sinémurien : Toujours selon Ed. PAREJAS, cet étage est représenté par des marnes schisteuses noires passant vers le Sud à des calcaires marneux parfois échinodermiques.

b) Le Lias moyen.

Au-dessus des séries schisteuses viennent de puissantes assises de calcaires souvent gréseux et parfois échinodermiques

Le quartz, toujours présent peut parfois envahir complètement la roche au point de donner un calcaire quartzitique comme celui qui constitue la falaise terminale de la face Nord du Vorassay. Ces formations renferment fréquemment des rostrés de belemnites, le plus souvent mal conservés ou tronçonnés. Ces belemnites sont particulièrement nombreuses dans l'affleurement situé à l'aval immédiat du glacier de Bionnassay. Leur état de conservation ne permet cependant pas d'en déduire un âge précis pour les formations qui les contiennent.

c) Le Lias supérieur.

Au-dessus des séries calcaro-gréseuses, on trouve un épais complexe de schistes plus ou moins marneux, noirs brillants, très fissiles et qui donnent dans la topographie les pentes molles du col de Voze. Ces schistes sont friables ; ils présentent des surfaces finement ridées, chagrinées, parfois irisées et ils se partent de brun clair à l'affleurement. On y trouve fréquemment des nodules pyriteux. Au col de Voze même, cette formation a fourni *Posidonomya Bronni* (Toarcien)

P. CORBIN et N. OULIANOFF estiment que le Dogger est lui aussi représenté dans ce complexe schisteux.

II° - LE LIAS DU NANT DE L'ARETE. (Pl. N° V) (SW N° de la Gorge)

Le torrent de l'Arête qui entaille profondément la couverture mésozoïque du claveau de Montjoie permet de relever une assez bonne coupe de la série liasique. Ici, le Lias se superpose normalement aux formations triasiques et il ne semble pas que les mouvements tectoniques l'aient beaucoup affecté. La série se présente comme suit, de la base au sommet :

Rhétien.

- 0,50 m de calcaire gréseux gris clair à éléments de bivalves.

- 0,50 m de marnes très argileuses de couleur rouille.
- 3 m de grès fins, très diaclasés à ciment calcique.

Ces grès forment un ressaut clair bien visible dans la falaise.

Hettangien⁴

- 8 m de calcaires marneux noirs, mats, en bancs de 0,50 m séparés par des joints de schistes noirs. Ces calcaires fournissent assez fréquemment de médiocres échantillons de Limes parmi lesquelles a pu être déterminée : Lima Valoniensis.

- 1 m de calcaire coquiller lumachellique noir qui se termine par un hard ground.

- 15 m de calcaires marneux noirs à patine rousse en gros bancs de 1 m d'épaisseur avec, en assez grand nombre, des petits Lytoceras pyriteux. Nous y avons également rencontré une petite rhynchonelle que nous avons malheureusement détruite en tentant de la dégager et deux exemplaires de Pecten indéterminables.

- 1 m de schistes noirs très fins, fissiles.

- 1 m de calcaire noir massif en un seul banc.

- 35 m de schistes très fins, délitables avec miches calcaires. Ils prennent en surface une patine ocre et ont fourni quelques mauvais fossiles parmi lesquels ont pu être déterminées les espèces suivantes :

. Schlotheimia Sp. (2 exemplaires)

. Psiloceras Helmstedtense, de la zone à

psiloceras Jhonstoni, ce qui correspondrait à l'Hettangien inférieur.

- 3 m de calcaires marneux noirs en plaquettes, en bancs de 0,30 m séparés par de petits lits de schistes noirs.

En l'absence de tout fossile d'âge Sinémurien il est difficile de fixer avec précision la limite supérieure de l'Hettangien

L'Hettangien constitue ainsi le seul étage ^{à peu près} défini paléontologiquement.

Sinémurien et Lias Moyen.

Au-dessus de l'Hettangien se développe, sur 60 m d'épaisseur une série monotone de calcschistes gris jaunes, finement lités, friables, assez souvent quartzeux. Le quartz, dans certains niveaux envahit complètement la roche qui prend alors un caractère nettement détritique et se débite en plaquettes. Les placages glaciaires des pâturages de Roselette recouvrent directement cette formation.

En raison de leur position stratigraphique, il semble normal d'attribuer une partie ou même la totalité de la série schisteuse jaunâtre au Sinémurien. Mais il est possible également que l'envahissement local des schistes par des éléments détritiques relève du même processus que celui observé par Ed. PAREJAS dans les calcaires siliceux gris et bleu du Lias moyen du synclinal de Chamonix. S'il en est ainsi, le sommet de la série serait à rapporter au Lias moyen.

Le glacier recouvre directement ces schistes où s'arrête donc notre coupe. Il est cependant possible que le charriage de Roselette qui vient se superposer à la couverture du Montjoie ait rabaissé le sommet de la série liasique originelle dont le développement était sans doute plus considérable.

III° - LE LIAS DU COL DU BONHOMME.

Nous décrirons successivement deux coupes très rapprochées l'une de l'autre.

a) La coupe du sentier. (Pl. IV bis)

Elle a été levée au niveau de la rupture de pente qu'emprunte, environ 400 m avant le col, le sentier montant du Plan Jovet au col du Bonhomme. Pour des raisons tectoniques le Lias et le Trias sur lesquels ce sentier serpente, sont en position de

séries renversées. De l'Est à l'Ouest nous avons relevé :

- Les gneiss du socle.
- Les cargneules triasiques.
- Rhétien :
 - 1,50 m de quartzites gréseuses à ciment calcique.
 - 4 m de calcaires gris sombre, finement cristallins et plus ou moins lumachelliques.
- Hettangien, Sinémurien. :
 - 8 m de calcschistes noirs ternes.
 - 2,50 m d'une microbrèche gris clair, à éléments arrondis de dolomie rousse compris dans un calcaire gris plus ou moins cristallin. Cette brèche se présente en petits bancs de 0,20 à 0,30 m d'épaisseur alternant avec des lits plus gréseux. On y observe la trace de nombreux débris organiques ainsi que quelques ammonites malheureusement indéterminables.
 - 2 m de calcschistes noirs.
 - 12 m à 15 m de calcaire sombre, compact, en gros bancs de 0,80 à 1 m.
 - 15 à 20 m de calcschistes noirs alternant avec des bancs de calcaire noir à éclat mat et contenant de nombreux restes de bélemnites, des débris de pentacrines et quelques rhynchonelles.

Ce niveau correspond certainement au "niveau bréchiforme" riche en belemnites et contenant des niveaux de calcaire dolomitique que RITTER signale au Plan des Dames (sous le col du Bonhomme) et que Ed. PAREJAS qui y a déterminé : *Belemnites zieteni* attribue au Domérien. ~~XXXXXXXXXXXX~~

- Les Grès singuliers.

- 20 à 30 m de grès assez rarement conglomératiques, les fameux grès singuliers de H.B. de SAUSSURE. Ils forment une

barre, redressée à 50°, qui borde, à main droite, le sentier montant au col du Bonhomme, sur 1 km de long. La granulométrie de ces grès est ici relativement fine et assez régulière, contrairement à ce que nous verrons plus loin, au Rocher du Bonhomme. Les niveaux de microbrèches sont encore visibles à la base de ces grès ainsi que quelques bélemnites.

Il est difficile de préciser la position stratigraphique de ces grès tant que les niveaux immédiatement inférieurs ne sont pas exactement définis. Ils semblent cependant se situer assez haut dans le Lias comme le pensent H. SCHOELLER ou bien encore M. GIGNOUX et L. MORET. Ils pourraient se rapporter au Sinémurien voire au Lias moyen.

b) La coupe du Rocher du Bonhomme. (Pl. IV)

Au-dessus du Trias nous trouvons :

- Rhétien :

- 1 m de grès fins à aspect huileux, à cassure chiffonnée.

- 3 m de calcaires gris bleu, en plaquettes, avec traces de lumachelle.

- Hettangien, Sinémurien :

- 3 m de calcschistes noirs siliceux.

Nous avons trouvé dans les éboulis du Rocher du Bonhomme un exemplaire, en mauvais état, de Lime contenue dans des calcaires gris bleu sombre. Nous pouvons penser, par analogie avec la coupe du Nant de l'Arête, que l'Hettangien est également représenté ici.

- 30 à 40 m de grès et conglomérats qui constituent le sommet du Rocher du Bonhomme. Ils ont ici le faciès classique décrit par de SAUSSURE. Il s'agit de grès conglomératiques gris brun, à ciment calcique et patine brune. Ils renferment de nombreux éléments roulés, parfois de forte taille et dans lesquels se trouvent des galets de protogine et des éléments de

dolomie capucin. Au microscope, outre la présence de quartz détritique en galets de taille très variable, on remarque quelques rares feldspaths souvent séricitisés ainsi qu'un peu de muscovite dans le ciment.

Sur le versant S-E de la Tête des Fours, ces grès affleurent en surface structurale. La dissolution des éléments carbonatés donne à la surface un aspect grumeleux et vacuolaire.

Si nous comparons cette coupe à la précédente, nous remarquons tout d'abord :

- que les formations infra-liasiques comprises entre le Trias et les Grès singuliers, épaisses de 35 m à la coupe du sentier, se réduisent à un niveau de 7 à 8 m au Rocher du Bonhomme distant de 500 m.

- que cette réduction porte essentiellement sur les formations que nous avons attribuées à l'Hettangien (calcschistes, microbrèches, calcaires noirs à belemnites). Les niveaux inférieurs, imputables au Rhétien (grès fins, calcaires lumacheliques) conservent, eux, une épaisseur constante (4 à 5 m).

Sur le versant S-E de la Tête des Fours, on voit les ~~grès~~ ^{grès} singuliers ^{reposer directement sur les bancs dolomitiques eux} du Trias. Nous pouvons également constater qu'à ce niveau la formation détritique présente son épaisseur maximale (40 m au minimum, l'érosion ayant très certainement arasée la partie supérieure) et qu'elle est composée d'éléments grossiers irrégulièrement disposés, alors que nous avons vu son épaisseur se réduire et sa granulométrie s'affiner dans les affleurements situés à l'aval du col du Bonhomme. Ce processus d'amincissement d'une formation détritique très localisée allant de pair avec une granulométrie devenant sans cesse plus fine et plus régulière donne à penser que nous sommes vraisemblablement en présence d'un épanchement de type "épandage torrentiel".

IV - PALEOGEOGRAPHIE DU LIAS DANS LA REGION DU COL DU BONHOMME.

Nous avons vu qu'il ne semble pas y avoir eu dépôt d'évaporites dans la région du col du Bonhomme au cours du Trias supérieur. La mer a du envahir la lagune au Rhétien comme le montre le caractère transgressif des formations infra-liasiques. A l'Hettangien correspond peut-être un approfondissement de cette mer car la sédimentation prend alors un caractère nettement plus fin. Ce phénomène est d'ailleurs la règle sur tout le pourtour du Mont-Blanc. Puis les fonds marins commencent à se relever et une émer-sion doit se produire à l'emplacement du Rocher du Bonhomme, alors que plus à l'Ouest (coupe du sentier) les zones toujours immergées continuent à voir se déposer des sédiments de bordure, parfois bréchiques, avec débris d'organismes tels que Pentacrines et Belemnites. Cette émer-sion pourrait annoncer le soulèvement général des fonds marins de la zone de Chamonix, soulèvement qu'Ed. PAREJAS rend responsable des faciès détritiques du Lias moyen dans les régions situées plus au Nord (Mont Vorassay, Mont Truc ...). Pendant ce temps, l'érosion qui a attaqué la zone émergée du Rocher du Bonhomme en fait disparaître les séries infra-liasiques et décape les formations triasiques jusqu'au niveau des dolomies capucins. A partir de ce moment, on peut supposer qu'un matériel détritique d'origine torrentielle, commence à s'épandre et que, l'émer-sion se poursuivant, ce matériel recouvre au fur et à mesure de leur apparition et avant que l'érosion ait pu les faire disparaître, les formations schisto-calcaires infra-liasiques. Le coeur de cette zone d'épandage a dû se situer à l'emplacement même du Rocher du Bonhomme où les dépôts sont les plus épais et les plus grossiers. Les petits matériaux, entraînés plus loin par les eaux se sont étalés en couches moins épaisses, à l'aval de cette zone de dépôts grossiers.

Les grès singuliers du col du Bonhomme seraient donc à rapporter à une zone du Lias plus haut placée dans la série qu'on ne

Le pensait jusqu'alors. Les dépôts ont probablement débuté au cours du Sinémurien et ils ont pu se poursuivre au début du Lias moyen. S'il est vrai que les fossiles infra-liasiques découverts par Ch. LORY et l'abbé VALLET viennent à l'encontre de notre explication, on ne peut cependant écarter l'idée d'un remaniement de ces fossiles.

Des formations comparables sont décrites par P. GIDON (thèse) dans le Trias du lac de l'Eychauda, sur la bordure orientale du massif du Pelvoux. Elles se situent toujours en bordure des massifs cristallins et la présence dans les grès du col du Bonhomme de galets de protogine peut être considérée comme une preuve de l'émersion du massif du Mont-Blanc au cours du Lias inférieur et du Lias moyen. L'affleurement de protogine le plus proche du col du Bonhomme se trouvant au Mont Blanc lui-même, soit à plus de 15 km, on peut supposer qu'alors, le Mont Blanc représentait déjà un relief suffisamment important pour que l'on puisse concevoir que des roches qui en proviennent aient pu être transportées sur une telle distance.

E - LA SERIE SEDIMENTAIRE CHARRIEE
DE L'AIGUILLE DE ROSELETTE.

A l'Est du col du Joly, la série sédimentaire charriée qui constitue le soubassement de la klippe cristalline de Roselette, vient se superposer à la couverture liasique du Montjoie. Le contact est souligné par un niveau de cargneules. R. TRUMPY, effectuant en 1952, la coupe qui mène du col du Joly au pied de l'aiguille de Roselette, donne de cette série une description très détaillée. Par analogie avec les faciès helvétiques et en s'appuyant sur quelques rares fossiles douteux (Calpionelles), il établit une succession continue allant du Trias à la base, au Crétacé inférieur au sommet.

Le laminage intense subit par ces formations, le degré de recristallisation élevé qui affecte les divers faciès, autant que l'absence totale de fossiles ne nous ont pas permis de recueillir suffisamment d'éléments pour confirmer ou pour infirmer l'hypothèse de R. TRUMPY. La stratigraphie de cette série, reste donc mal connue et, de ce fait l'origine du charriage de Roselette reste très délicate à préciser.

La coupe levée sur l'arête qui mène du col du Joly à l'aiguille de Roselette se présente de la façon suivante :

- Une quarantaine de mètres de cargneules ocres succédant à un banc d'argilites rousses.
- Une quarantaine de mètres d'une série schisteuse aux faciès très divers (schistes noirs siliceux, ferrugineux, à patine jaunâtre) (schistes "carton" sériciteux...) contenant des bancs peu épais de calcaire en plaquettes. R. TRUMPY croit pouvoir distinguer dans cette formation le Rhétien, le Lias inférieur et moyen, l'Aalénien, le Dogger, le Callovo-Oxfordien, et l'Argovien. Il nous a été totalement impossible de retrouver ces différents niveaux.

- Une barre épaisse d'une quinzaine de mètres d'un calcaire bleu à patine gris clair veiné de calcite. Cette barre forme un ressaut bien visible sur l'arête. R. TRUMPY l'attribue au Malm.

- 30 m de calcschistes bruns à patine grise, bien lités formant dépression au-dessus de la barre précédente. R. TRUMPY y a trouvé des calpionelles très douteuses et il rattache ce niveau au Bérriasien Valanginien avec peut-être des niveaux plus récents néocomiens.

- 20 m de calcaire bleu à patine gris blanc, très diaclasé et qui représenterait l'Urgonien. Cette barre supporte directement le cristallin de l'aiguille de Roselette. Elle affleure pratiquement de façon continue sur le pourtour du massif Aiguille de Roselette-Tête de la Cicle.

Vers le S-E la série sédimentaire constituant les abrupts des Roches Franches de l'Aiguille de la Pénaz est également d'âge inconnu. Elle se compose grossièrement de deux barres calcaires alternant avec deux niveaux schisteux.

- Les calcaires sont de couleur gris-bleu, compacts à patine grise terne et leur cassure est grumelleuse. En lame mince on remarque la présence de quelques amandes de quartz entièrement recristallisé.

- Les schistes sont noirs ou gris sombre. Ils sont très fins et très délitables. Ils prennent par endroit une patine beige claire. De nombreux filonnets de calcite les recourent.

Nous n'avons relevé dans cette série, très recristallisée, aucune trace de fossile et l'espoir de découvrir une microfaune dans les lames minces s'est révélé vain. En l'absence de tout critère paléontologique et devant les aléas que peuvent présenter les tentatives de corrélations de faciès avec les formations des nappes helvétiques, nous nous en sommes tenus, sur la carte au 1/20 000°) à différencier des terrains autochtones les séries charriées de l'ensemble "Roselette-La Pénaz". A l'intérieur de ces séries, nous avons séparé pour les levés de terrain, les faciès schisteux et les faciès calcaires.

Un certain nombre d'écaillés cristallines d'importance variable sont fichées dans cette série. Cl. BORDET y distingue :

- L'Ecaille du Plan de la Fenêtre :

Elle affleurerait au pied même de l'aiguille de Roselette entre cette dernière et le plan des Dames. D'après Cl. BORDET, elle reposerait sur le même berceau sédimentaire que l'Aiguille de Roselette.

Nous n'avons trouvé à l'endroit indiqué qu'une grande abondance de formations quaternaires (éboulis remaniés par les névés) constituées en totalité de blocs cristallins en provenance de l'aiguille de Roselette. Nous n'avons pu relever aucune formation cristalline en place et la réalité de cette écaille ne nous semble pas évidente.

- Les écaillés de la Balme :

La première, petite et mal visible affleure dans les éboulis au pied des Roches Franches. Elle a été traversée par la galerie E.D.F. qui va du Plan Jovet au lac de la Girotte.

La seconde, plus importante, se situe au pied de l'aiguille de la Pénaz, au-dessus des chalets de Balme. Sa couleur rouge et la végétation qui la recouvre par place contrastent vivement avec le gris clair de l'aridité des calcaires et des schistes.

- Les écaillés de la Pénaz :

Déjà remarquées par RITTER, elles affleurent dans les schistes du pied de la Pénaz, au-dessus des chalets du Plan Jovet et jalonnent d'amandes d'importance variable une ligne qui se poursuit vers le Sud-Ouest et qui franchit l'arête Sud de la Pénaz à environ 500 m du sommet de l'aiguille. La dimension de ces écaillés ne dépasse jamais 75 m de longueur.

F - LES FORMATIONS QUATERNAIRES.

Elles occupent de très importantes surfaces sur l'ensemble de la feuille, et ceci au détriment des conditions d'observation qui en souffrent évidemment beaucoup. Nous distinguerons par ordre d'importance décroissante :

1°- Les formations glaciaires.

Les formations les plus anciennes recouvrent les vastes zones à topographie molle et donnent en général d'excellents pâturages d'été. Il en est ainsi des pentes situées à l'aval du col du Joly et du col de Voze, du flanc oriental du Prarion et de la région de St Nicolas de Véroce. Entre les Houches et le village de Bionnassay, les schistes argileux du synclinal de Chamonix, en s'imbibant d'eau favorisent la formation de nappes superficielles en mouvement lent et le recouvrement glaciaire est ici très affecté par ces phénomènes de solifluction.

Sur le versant oriental de la vallée du Bon Nant, les formations glaciaires sont le plus souvent remaniées par l'activité torrentielle ou bien encore mêlées à des éboulis. Elles portent en général une couverture forestière.

L'activité récente des glaciers de Tré la Tête, Miage ou Bionassay, qui se trouvent actuellement dans une phase de recul, se traduit par de belles moraines fraîches, aux crêtes pures. Enfin, au pied des abrupts, la reprise par les névés du matériel éboulé donne naissance à une topographie tourmentée où les vallums morainiques en fer à cheval bordent des entonnoirs parfois profonds de plusieurs mètres. Ce phénomène est particulièrement développé à l'Envers du Truc ainsi qu'au pied des faces Nord et Est de l'aiguille de Roselette.

2° - Les éboulis.

Ils sont nombreux. Leur formation est particulièrement active à l'aval occidental de la crête des Fours, sur le pourtour de l'aiguille de Roselette et sur la bordure du massif du Mont-Blanc, au-dessus de la côte 1500.

Les éboulis du Prarion, de la vallée de l'Arve (entre Servoz et les Houches), ainsi que ceux de la vallée du Bon Nant sont en grande partie stabilisés et recouverts par la végétation.

3° - Les alluvions.

Entre N.D. de la Gorge et son confluent avec l'Arve, le Bon Nant s'est constitué une plaine alluviale large parfois de 500 à 600 m, de part et d'autre de laquelle, les affluents viennent bâtir leurs cônes de déjection. Ces alluvions sont formés de cailloux roulés aux dimensions extrêmement diverses, de graviers et de sable englobant du matériel glaciaire remanié. Les cônes de déjection torrentielle sont fréquents et parfois fort importants.

4° - Les tourbières.

En général de petites dimensions, elles sont assez fréquentes en particulier dans la région comprise entre Vaudagne et les Houches.



TECTONIQUE.

[Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page]

II° TECTONIQUE.

A la lumière des travaux les plus récents, ceux de P. CORBIN et N. OULIANOFF ou encore ceux de Cl. BORDET, nous pouvons dire que la région étudiée se situe au point de rencontre des massifs cristallins du Prarion - Aiguilles Rouges, au Nord, de la terminaison septentrionale de Belledonne à l'Ouest, et de la bordure occidentale du massif du Mont-Blanc à l'Est. Ces massifs cristallins encadrent de toute part une zone sédimentaire très tourmentée, le synclinal complexe de Chamonix.

Nous résumerons sommairement les principaux caractères de ces grandes unités et nous tenterons de préciser quelques points de tectonique locale ayant pu échapper à l'attention des précédents observateurs.

A - LA BORDURE S.W. DU MASSIF DU MONT-BLANC

La série cristallophyllienne de la bordure occidentale du Mont-Blanc occupe toute la partie orientale de la région étudiée. Les formations, orientées de N 30° à N 40° E, ce qui représente à ce niveau la direction maîtresse de l'orogénèse alpine, viennent chevaucher les séries mésozoïques du synclinal complexe de Chamonix. La ligne de contact passe par le ravin de la Gria, le col du Lachat et, le col de Tricot ; elle se poursuit à l'Est des chalets de Truc, est encore visible au bas de la combe de la Frasse, au dessus du Cugnon, puis vient se perdre sous les alluvions

du Bon Nant au niveau de N.D. de la Gorge. Les formations triasiques qui jalonnent cette ligne de contact, très affectées par les effets de pression voient leurs éléments plastiques (gypses et cargneules) se concentrer localement en grosses amandes allongées selon la direction alpine. C'est le cas au ravin de la Gria ou bien encore dans la combe de la Frasse. Ailleurs, le Trias, laminé, a complètement disparu et le contact s'établit directement entre les schistes cristallins et les formations liasiques. Il en est ainsi dans les gorges du torrent d'Armancette. A peu près rectiligne jusqu'au niveau de N.D. de la Gorge, la bordure occidentale du massif du Mont-Blanc se poursuit vers le S.S.W. par trois dents de scie dont il semble possible d'expliquer l'origine par le simple jeu d'une tectonique cassante à deux directions préférentielles.

1° - LE SYSTEME PREPONDERANT D'ACCIDENTS ORIENTE N.30°E ET LES TROIS UNITES TECTONIQUES DU SUD OUEST DU MONT-BLANC.

Ce système semble être le principal responsable de la structure terminale du massif du Mont-Blanc vers le Sud-Ouest.

a) Le compartiment de N.D. de la Gorge.

La dent de scie la plus septentrionale, formée des deux unités que Cl. BORDET nomme "les claveaux de N.D. de la Gorge", voit son contour Sud souligné par le torrent de Tré la Tête. Elle est limitée vers l'Ouest par la vallée du Bon Nant qui correspond à ce niveau, à la terminaison Sud de la zone synclinale de Chamonix, réduite ici à une simple fracture. Au Nord-Ouest, les deux claveaux de N.D. de la Gorge semblent s'envoyer sous la couverture sédimentaire qui affleure immédiatement au S.W. de l'hôtel de Nant Borrant. Les contacts du cristallin avec cette couverture sont masqués par le recouvrement quaternaire.

La limite Est de cette dent de scie correspond à la fracture interne du fossé d'effondrement de Combe Noire. Un second fossé d'effondrement parallèle à celui de Combe Noire s'ouvre au lieu dit La Rosière. Un remplissage de cargneules triasiques qui affleurent uniquement dans les gorges du torrent de Tré la Tête occupe le fond de ces grabens (Pl. N°6).

b) Le compartiment des Monts Jovets

La seconde des trois dents de scie correspond au claveau de Jovets de Cl. BORDET. Elle semble limitée à l'Ouest par la prolongation de la cassure déterminant la lèvre orientale du fossé de Combe Noire. La prolongation de cette cassure pourrait être responsable du cours rectiligne du Bon Nant entre les chalets de la Balme et l'hôtel de Nant Borrant.

Au S.S.W., ce compartiment disparaît sous la masse charriée des séries sédimentaires d'âge incertain. Il conserve localement (Plan Jovet) quelques lambeaux de sa couverture triasique.

c) Le compartiment du Bonhomme.

Sa limite occidentale constitue le bord interne du graben des lacs Jovet, graben qui le sépare du compartiment des Monts Jovets. (Pl.6). Il correspond au claveau du Bonhomme de Cl. BORDET qui comprend le Mont Tondu, la Tête de Belleval et son arête S.S.W et qui se prolonge jusqu'à la Tête Nord des Fours.

Ce compartiment disparaît vers le Sud, sous la couverture sédimentaire par ennoyage périclinal (Pl. 7). Sa limite occidentale correspond à la fracture interne du graben des lacs Jovet, fracture qui se prolonge jusqu'au col du Bonhomme et semble se poursuivre bien au-delà vers le Sud.

d) Le graben des lacs Jovets. (Pl.6)

Compris entre le compartiment du Jovet et celui du Bonhomme, le graben des lacs Jovet, large de 500 m au niveau du grand

lac est limité à l'Ouest par un système de deux failles parallèles, verticales et orientées N 30°E. Elles sont bien visibles en photos aériennes.

L'accident qui constitue la limite orientale de ce Graben, également orienté N 30°E, semble de plus grande envergure. Il est légèrement incliné vers l'Est.

Vers le Nord, ces fractures semblent s'amortir rapidement et on perd leur trace dans les éboulis de la grande combe transversale située au Nord des lacs Jovet.

Vers le Sud, la prolongation des deux accidents de la lèvre externe, est masquée par le recouvrement quaternaire du Plan Jovet.

Nous avons vu que l'accident le plus interne se prolonge au moins jusqu'au col du Bonhomme. Au niveau de ce col et dans le prolongement du graben, la série de couverture autochtone du Mont Blanc se présente en position renversée, les séries de l'infra-lias surmontant la barre des grès singuliers. Le tout plonge vers l'Est à 45°. On peut penser que le compartiment effondré a basculé vers l'Ouest et que sa couverture, décollée s'est renversée en glissant.

Plus au Nord, le fossé est rempli de formations triasiques localement surmontées de calcaires liasiques. Protégées de l'érosion par l'effondrement du graben, ces formations affleurent largement (notamment les cargneules) en amont des lacs.

II° - LE SYSTEME D'ACCIDENTS TRANSVERSES D'IMPORTANCE SECONDAIRE.

Moins important pour l'architecture de la région que le système précédent, il ne fait qu'apporter localement quelques retouches à l'édifice précédemment décrit.

Nous signalerons du Nord au Sud :

- Une faille verticale, visible en vue aérienne, orientée N 145° E, et qui recoupe orthogonalement la direction des schistes cristallins. Très nette au pied Sud de Tête Noire (à

l'hôtel de l'Ouest de Tré la Tête) elle traverse la Combe Blanche, suit en enfilade la combe située au pied de la face S W de l'arête de la Palissade et semble franchir la crête pour se poursuivre sur le versant oriental.

- Un accident vertical, orienté N 170° E. Il se suit depuis un point situé à environ 900 m à l'Est de l'hôtel de Nant Borrant, jusqu'à la hauteur du grand lac Jovet. Il recoupe à cet endroit, et le décale quelque peu vers l'Est, l'un des deux accidents déterminant le rebord externe du graben des lacs Jovets(1)

- Entre la Tête des Fours et le Rocher du Bonhomme un système d'au moins trois failles affecte le compartiment du Bonhomme au moment où il disparaît sous sa couverture sédimentaire.

Du Nord au Sud :

. Une faille orientée N 160° E. Elle passe pratiquement par le sommet de la Tête Nord des Fours et affecte la série de couverture. Son rejet ne semble guère excéder quelques mètres.

. Une faille orientée N 120° E. Elle passe immédiatement au Nord de la Tête Sud des Fours. Elle décroche verticalement la série sédimentaire sur une quarantaine de mètres. Cet accident est bien visible à partir du Plan des Dames. Il semble se poursuivre très loin vers l'Est.

. Une faille orientée N 10° E et qui passe à 300 m environ à l'Est du rocher du Bonhomme. Elle semble peu importante.

(1) Malgré sa direction sub-méridienne nous avons rangé cet accident dans les accidents transverses parce qu'il recoupe le système de fractures orienté N 30° E.

B - LA TERMINAISON NORD DE BELLEDONNE. Pl.6

Cl. BORDET considère que les migmatites du Montjoie et les schistes satinés du petit compartiment des Granges représentent les termes les plus septentrionaux de la chaîne de Belledonne. Il pense que ces formations doivent se rattacher, vers le Sud, par dessous la série charriée de Roselette, aux séries cristallines du massif des Enclaves.

Le Montjoie domine la vallée du Bon Nant, sur sa rive gauche, à la hauteur de N.D. de la Gorge. Il est constitué des migmatites de la série satinée, orientées N 20° à N 30° E et très fortement inclinées vers l'Est. Il disparaît vers le Sud sous sa couverture de Trias et de Lias. Vers le Nord, l'érosion arase progressivement cette couverture ne laissant tout d'abord subsister qu'une mince couronne de cargneules et de quartzites, couronne qu'elle enlève plus loin pour attaquer le cristallin lui-même. Deux failles parallèles orientées N 150° E recouperont transversalement le Montjoie en abaissant chaque fois le compartiment Nord au rejet assez faible.

La première se situe à environ 500 m au N de N.D. de la Gorge et passe à peu près au lieu dit l'Etape- La seconde semble responsable de la brutale falaise terminant le Montjoie au dessus du Baptieu. Le compartiment Nord abaissé serait alors complètement enfoui sous les alluvions du Bon Nant et du Nant Rouge. Le rejet de cette faille serait au minimum de 270 m puisque la côte du cristallin à l'Etape est de 1450 m alors que le Baptieu est à 1178 m d'altitude.

Immédiatement à l'Ouest de N.D. de la Gorge, un accident orienté N 20 à 25° E est légèrement chevauchant sur l'Ouest décale les migmatites du Montjoie qu'il abaisse et les schistes satinés des granges qu'il soulève. La couverture mésozoïque du Montjoie se trouve pincée entre les deux compartiments (Pl.6). Le fait est très visible au coude principal du torrent de l'Arête (afflu-

ent de la rive gauche du Bon Nant à 300 m en amont de N.D. de la Gorge). Vers le Sud on peut suivre sur environ 200 m le contact entre le cristallin des Granges et les calcschistes noirs de l'Hettangien. Il disparaît ensuite sous la série charriée de Roselette. Vers le Nord, les placages glaciaires du replat des Granges le recouvrent. Il demeure cependant très net en vue aérienne et on peut facilement le suivre jusqu'à la plaine alluviale du Bon Nant.

Dans la vallée du Bon Nant, à hauteur de la Sainte Chapelle, le flanc oriental du compartiment des Granges se juxtapose à la bordure cristalline du Mont Blanc. Seul, un joint tectonique comblé de formations triasiques (qui représentent le dernier élément visible du synclinal de Chamonix vers le Sud) les sépare.

C - LE MASSIF DU PRARION

Les formations cristallines du massif du Prarion occupent toute la partie N W de la région étudiée. D'Est en Ouest on les trouve depuis le pavillon du Prarion, au-dessus du col de Voze, jusqu'à St Gervais. Dans la direction N. S. elles affleurent depuis l'usine de Chedde au Nord jusqu'au niveau de la Gruve et même des Contamines où elles constituent, en rive gauche, le socle du Mont Joly. Depuis Michel-LEVY le massif du Prarion est considéré comme le prolongement décroché du massif des Aiguilles Rouges. Les directions des couches cristallines s'y inscrivent entre N 20° W et N. 20° E. Les pendages sont uniformément dirigés vers l'Est.

I° - LA BORDURE ORIENTALE ET LE FOSSE DE SERVOZ.

Le massif du Prarion est séparé de celui des Aiguilles Rouges par une vaste dépression que l'Arve emprunte comme vallée. Il semble que cette dépression doive son existence à un synclinal comme t~~endrait~~^{en} à le prouver les placages de quartzites de base du Trias qui reposent au Nord des Chavants sur les schistes houillers ou sur le socle cristallin, en l'occurrence le complexe du granite de Servoz-Les Houches. Ce Trias manifeste sa présence jusqu'à la hauteur de Servoz où un petit lambeau de quartzite est visible sur la colline supportant les ruines de la tour St Michel. Comme l'avait soupçonné LUGÉON et comme le pensent P. CORBIN et N. OULIANOFF il a du exister ici un synclinal dépendant de la zone sédimentaire de Chamonix et dont l'Arve, en y creusant sa vallée a érodé et entraîné la majeure partie des formations sédimentaires mésozoïques. Ce synclinal mésozoïque n'aurait fait que se superposer à une structure hercynienne. En effet entre Servoz et Chamonix MMrs CORBIN et OULIANOFF distinguent quatre plis principaux des formations carbonifères qui, durant l'orogénèse hercyn-

nienne se sont trouvées ^{coincées} ~~entre~~ entre les massifs de Pomenaz et du Prarion.

Plus au Sud, la limite orientale du massif du Prarion s'établit à son contact avec le synclinal complexe de Chamonix. Ce contact, souvent souligné par des amandes ou des lambeaux de Trias passe ~~au-dessus~~ au-dessus du col de Voze, et franchit la vallée du torrent de Bionnassay un peu à l'aval de ce village. Il passe à l'Est du Champel et se dirige ensuite sur la Gruve où il commence à être totalement masqué par les formations superficielles.

Il est à noter cependant que l'on trouve, à l'Ouest du pavillon du Prarion des lambeaux de formations triasiques localement surmontées de Lias et qui reposent transgressivement sur le socle ou sur le houiller. Ces lambeaux, tout d'abord sub-horizontaux prennent un pendage Ouest de plus en plus accentué au fur et à mesure que l'on se dirige vers le Sud. P. CORBIN et N. OULIANOFF en déduisent que la crête cristalline du Prarion "représente le noyau d'un large anticlinal qui par sa direction N 10° W ne correspond nullement à l'axe du plissement alpin.... car il coupe cet axe approximativement à 45°".

II° - LA BORDURE OCCIDENTALE ET LES TERMINAISONS NORD ET SUD DU MASSIF DU PRARION (Pl. 8 et 9).

a) Les accidents longitudinaux.

Un important accident affecte le flanc occidental ~~du~~ du massif du Prarion. Il est très visible dans sa partie Nord où il détermine les falaises abruptes qui dominent l'usine électrique de Chedde. Le compartiment occidental s'est effondré au point que les formations permo-triasiques viennent en contact avec le socle du compartiment oriental. (Pl.8). A cet endroit, le rejet vertical n'est certainement pas inférieur à 600 m.

Vers le Sud, cette faille se distingue encore très facilement en vue aérienne, et cela malgré le recouvrement quaternaire

important du flanc occidental du Prarion. Il semble cependant qu'elle aille en s'amortissant. Elle est visible au-dessus de MONTFORT, passe au lieu dit le Mont Forchet, traverse la vallée du torrent de Bionnassay et vient se perdre sous les alluvions de la plaine du Bon Nant. Le compartiment occidental abaissé que détermine cette faille correspond au claveau de St Gervais de Cl. BORDET. Ce claveau est recouvert de Trias depuis Montfort au Nord jusqu'à Mont Forchet au sud (en ce qui concerne la rive droite du Bon Nant) et depuis le Fayet jusqu'à St Nicolas de Véroce (en ce qui concerne la rive gauche).

Un autre accident, également de direction N-S affecte légèrement les quartzites du Permo-Trias au-dessus de St Nicolas de Véroce, ^{et} traverse la vallée du Bon Nant où il semble responsable de la terminaison Ouest rectiligne du bec cristallin de Champel. (Pl. 9). On peut ensuite le suivre quelque temps sur le flanc Ouest du Prarion avant que le recouvrement quaternaire ne le masque totalement.

b) Les accidents obliques de la terminaison Sud.

Le système d'accidents méridiens que nous venons de décrire recoupe vers le Sud un système de failles d'orientation moyenne N 30° E. Les accidents de ce système oblique sont décalés par les accidents du système de direction N-S.

L'accident oblique principal est bien visible au Nord de la Gruve. Il passe au pied de la falaise de schistes houillers supportant les chalets du Cey et vient buter contre la grande faille du Prarion immédiatement sous le village du Champel. Le compartiment occidental est effondré et les schistes houillers qui affleurent aux alentours de la Gruve se trouvent à une côte inférieure de 200 m à celle des schistes houillers de Cey (Pl. 9). Le toit de ce compartiment se relève en pente douce vers l'Ouest et le cristallin affleure entre la Villette et la vallée du Bon Nant.

Les deux accidents méridiens précédemment décrits recourent cette faille au-dessous du Champel et la décale vers le S.W avec un rejet horizontal de 100 m environ. Au-delà et en direction Nord Ouest, la vallée rectiligne du Bon Nant se trouve exactement dans le prolongement de la faille de la Villette. Il est vraisemblable d'imaginer que cette faille s'y poursuit et qu'elle est au moins en partie responsable du coude brusque que fait le Bon Nant à la hauteur du Champel.

Un accident parallèle au précédent, passe exactement par le bourg de St Nicolas de Véroce. Il affecte les quartzites du Trias dans lesquelles il détermine une multitude de diaclases parallèles à sa direction, ce qui leur donne localement un débit en plaquettes. Le rejet de cet accident ne semble pas dépasser 5 à 6 m. (Pl.9).

c) Les accidents transverses de la terminaison Nord (Pl.8)

A partir de l'usine électrique de Chedde et en allant vers le Nord, la grande faille du Prarion est recoupée par 4 failles sub-parallèles orientées N 115° à 130° E. Chacune de ces failles décroche l'accident longitudinal vers l'Est avec des rejets horizontaux pouvant atteindre 100 à 150 m, et abaissent à chaque fois le compartiment Nord. On voit ainsi la grande faille du Prarion se terminer au Nord en 3 marches d'escalier tandis que le socle (cristallin et houiller) de Tête Noire s'abaisse vers la vallée de l'Arve en Trois gradins successifs.

- L'accident ~~est~~ méridional se marque dans la topographie par une gorge très aigue, profonde de quelques mètres, qu'emprunte le torrent qui se jette dans l'Arve 600 m environ en aval de l'usine électrique de Chedde. Il est incliné à 45° vers le N-E. Il coupe à mi-hauteur la falaise produite par l'accident méridien et entraîne vers l'Est un bloc aigu de permo-trias et sans doute également de houiller, bloc qui vient de ficher comme un coin entre deux compartiments du socle qui sont :

= le compartiment Est, surmonté de houiller et avec lequel il est en contact par l'intermédiaire de l'accident Nord-Sud.

= le compartiment Sud avec lequel il est en contact par l'intermédiaire de l'accident transverse.

- La faille située immédiatement au Nord est légèrement inclinée vers le Sud. Elle provoque dans la topographie le replat de Mont Coutant et détermine les profonds ravinements que l'on peut voir dans la falaise bordant la route, à l'aplomb de la Centrale de Chedde.

- L'accident suivant détermine la grande dépression qu'emprunte la route nationale de Chamonix. Au niveau du Chatelard, il se divise en deux branches; l'une conserve la direction initiale, l'autre, orientée E-W traverse la vallée de l'Arve à hauteur de Servoz et se perd sous les formations sédimentaires des Fiz et sous leur recouvrement quaternaire.

- Le dernier accident est suivi par l'Arve. Il correspond à la partie N-W - S-E du cours de cette rivière.

D - LE SYNCLINAL COMPLEXE DE CHAMONIX

Il forme une bande continue de terrains sédimentaires depuis Martigny au Nord jusqu'aux Contamines Montjoie au Sud. Seule sa terminaison sud, entre les Houches et N.D. de la Gorge intéresse notre étude.

La direction générale des formations qui composent le synclinal de Chamonix s'établit aux alentours de N 45° E pour la partie septentrionale de la région étudiée. Elle devient N. 35° E vers le Sud et ceci à partir du col de Tricot.

La zone synclinale de Chamonix atteint son maximum de développement au niveau du col de Voze où elle s'étale, entre le Prarion et le col du Lachat sur 3 km d'épaisseur. A sa terminaison Sud, dans la vallée du Bon Nant, à N.D. de la Gorge, elle se réduit à un simple joint tectonique, comblé par des formations triasiques, ~~qui~~ coincées entre le massif du Mont-Blanc, (représenté par les claveaux de N.S. de la Gorge à l'Est) et la terminaison Nord de la chaîne de Belledonne, (représentée par les claveaux de Montjoie et des Granges à l'Ouest).

Sous l'avancée des schistes cristallins du Mont-Blanc qui les chevauchent tout au long de la bordure orientale, les formations mésozoïques de la zone de Chamonix ont pris une structure grossièrement synclinale. Un profil passant par le col de Voze révèle l'existence de deux anticlinaux très aigus tout près du flanc renversé du Mont-Blanc (N. OULIANOFF et P. CORBIN. "Le massif du Prarion et le synclinal complexe de Chamonix"). L'un de ces anticlinaux est déjà annoncé dans le ravin de la Gria par la digitation de Trias qui s'aventure au milieu des schistes du Lias inférieur. Il est d'autre part probable que les schistes du Lias supérieur se replient un certain nombre de fois sur eux-mêmes, ce qui expliquerait leur énorme épaisseur à ce niveau. On peut d'ailleurs observer très nettement une double charnière à environ 600 m au Sud du col de Voze.

Cette structure se conserve vers le Sud dans le Mont Vorassay. A partir de là, P. CORBIN et N. OULIANOFF remarquent^{que} le nombre de plis au contact de la bordure cristalline, augmente sensiblement. Sur le versant Sud du Vorassay, ils distinguent 5 replis dans le Lias. Au vallon des Granges il y aurait 7 anticlinaux différents et le Trias cette fois semble participer à la structure.

Outre la prolifération des replis de la série liasique, P. CORBIN et N. OULIANOFF notent, au Sud du col de Tricot, une tendance de ces plis à s'orienter progressivement Nord-Sud, au fur et à mesure que l'on se rapproche des Contamines Montjoie. Les lignes maitresses de la structure tendent donc à devenir parallèles à la vallée du Bon Nant, dont nous avons vu plus haut l'origine tectonique. Ce changement de direction s'expliquerait par le rajeunissement au cours de l'orogénèse alpine des plis hercyniens du matériel paléozoïque qui occupe le fond de la vallée du Bon Nant.

E - L'ENSEMBLE CHARRIÉ DES AIGUILLES DE ROSELETTE
ET DE LA PENAZ

Entre le col du Bonhomme et le col du Joly, les masses charriées qui constituent les aiguilles de Roselette et de la Pénaz, viennent recouvrir les structures de la terminaison SW du Mont-Blanc à l'Est et celles de la terminaison NE de Belledonne à l'Ouest.

1° - DESCRIPTION DES STRUCTURES.

Le contact entre la masse charriée et les séries autochtones passe immédiatement à l'Est de la Tête de Roselette (entre le col du Joly et l'aiguille de Roselette. De là il rejoint les chalets de l'Anery en formant une boucle vers le Nord jusqu'au point coté "Montjoie 1875". Il traverse ensuite longitudinalement les pâturages de la Balme, à l'aval du Plan de la Fenêtre, passe au pied de la Pénaz, au plan Jovet et bifurque vers le SSW en direction du col du Bonhomme. Ce contact est jalonné par un coussinet de cargneules, bien visibles au pied de la Tête de Roselette et aux chalets de l'Anery où elles recouvrent la série liasique autochtone. Ces cargneules réapparaissent également dans la partie Nord des pâturages de la Balme.

Cette série charriée se compose d'éléments cristallins en relation avec des formations sédimentaires.

a) La série orientale et ses écailles cristallines.

1°/ La série sédimentaire des Roches Franches et de la Pénaz.

A l'Ouest du col du Bonhomme s'élève une série sédimentaire composée en gros, de deux barres calcaires séparées par deux assises schisteuses. Cette série prend tout d'abord un style iso-

clinal et jusqu'au niveau de l'arête Sud de l'aiguille de la Pénaz, les formations plongent uniformément vers le SE. Au delà de l'arête, la série se replie sur elle-même pour donner l'aiguille de la Pénaz et les abrupts des Roches Franches. De belles charnières sont visibles sur le flanc NE de l'Aiguille de la Pénaz. Cette série vient buter au Nord contre le cristallin de la Tête de la Cicle. Le contact est bien visible au col de la Cicle où l'on voit les couches calcaires rebroussées contre le cristallin.

2°/ Les écailles cristallines.

Sur le flanc NE de la Pénaz affleurent quelques blocs cristallins emballés dans les schistes. On en retrouve quelques autres sur le flanc Est de cette aiguille au-dessus du Plan des Dames. Ils jalonnent une ligne grossièrement orientée SSW et qui franchit la crête Sud de la Pénaz à environ 500 m du sommet, pour retomber par la suite dans la vallée de la Citte (Cl. BORDET). Ces blocs cristallins sont généralement peu épais et ne dépassent guère 200 m de longueur.

Au-dessus des chalets de la Balme, au pied des Roches Franches et à la naissance de la moraine très fraîche qui, plus bas, supporte ces chalets, existent deux écailles cristallines :

- L'écaille de la Balme.

Elle forme une amande longue de 400 m et large de 200 qui tranche nettement par sa couleur rousse sur le gris des calcaires.

- L'écaille des Roches Franches.

Située au pied des Roches Franches, elle affleure dans les éboulis sur 100 m de long et 30 m de large.

b) Le massif aiguille de Roselette-Tête de la Cicle.

Il est constitué d'un bloc cristallin grossièrement allongé suivant une direction NNE-SSW, long de 3 km large de 400 à 600 m et épais de 200 à 400 m. Il forme deux sommets distincts,

séparés par le col de la Fenêtre : l'aiguille de Roselette (2384m) au Nord et la Tête de la Cicle (2552) au Sud. Ce massif cristallin repose sur une série sédimentaire en fond de bateau. La barre calcaire supérieure de cette série affleure pratiquement sur tout le pourtour du Massif.

II° - INTERPRETATION.

Remarquée pour la première fois par PAREJAS, la position charriée du cristallin de Roselette et des séries sédimentaires associées, ne fait plus aujourd'hui de doute pour personne. Le seul problème en suspend, mais il est de taille, consiste à préciser l'origine de ces formations charriées.

A ce jour le cristallin de l'aiguille de Roselette n'a pu être rapporté avec certitude à aucune des séries du socle. Il s'agit d'un gneiss rubanné, parfois légèrement migmatisé et toujours très fortement cataclastique. Cl. BORDET a relevé quelques échantillons pouvant rappeler les roches volcaniques métamorphosées de la série verte.

Les arguments de R. TRUMPY, lorsqu'il fait des formations étirées laminées et recristallisées du soubassement sédimentaire de l'aiguille de Roselette une série normale, comparable à celles des nappes helvétiques, paraissent véritablement très discutables et notoirement insuffisants pour trancher définitivement le problème. D'autre part, l'âge des séries de la Pénaz et des Roches Franches reste toujours inconnu.

En fait, il ressort essentiellement de cet aperçu que le style tectonique de l'ensemble charrié "Roselette-la Pénaz" est très différent du style général des couvertures de Belledonne et du Mont-Blanc. Nous en sommes donc réduits aux hypothèses et il semble que l'origine de ces masses charriées soit à rechercher à proximité des cicatrices cristallines du Mont Chétif ou encore des lames cristallines du Val Ferret (RABOWSKI) (Ultrahelvétique s.l.).

La série sédimentaire formant le soubassement de la klippe de Roselette pourrait constituer une première nappe charriée par dessus la couverture du Sud du Mont-Blanc et dont les Klippes triasiques, récemment mises en évidence par MENNESSIER dans la région du col de Véry représenteraient les éléments avancés. La klippe de Roselette pourrait alors représenter la base d'une seconde unité tectonique charriée par dessus la première et qui aurait transporté, fichés dans sa masse sédimentaire des blocs de cristallin arrachés au socle et qui sont devenus les écaillés de la Balme, des Roches Franches et de la Pénaz.

F - CHRONOLOGIE DES PRINCIPAUX ACCIDENTS.

On peut distinguer, dans la région étudiée, les accidents imputables à l'orogénèse ^{hercynienne} ~~alpine~~ et ceux qui résultent des plissements alpins.

I° - LES ACCIDENTS HERCYNINIENS.

Ils s'orientent, d'après P. CORBIN et N. OULIANOFF selon des directions comprises entre N 25)E et N 20° à 30° W. Ils affectent les formations du socle, le houiller et le faciès "verrucano" que nous avons attribué au Permien. Ils sont surtout représentés dans le quart N W de la région étudiée, c'est à dire sur le flanc Ouest du Prarion et au-dessous de St Nicolas de Véroce.

Certains de ces accidents ont pu rejouer au cours de l'orogénèse alpine. Il en est ainsi, par exemple, de la faille passant à St Nicolas de Véroce; d'orientation typiquement hercynienne (N 20° W) elle affecte tout de même les formations triasiques.

Au niveau du bec du Champel, nous avons vu les accidents NS recouper et décaler les accidents NNW-SSE. On peut penser que les accidents méridiens relèvent d'une phase terminale de l'orogénèse hercynienne, phase postérieure à celle également hercynienne qui a pu être responsable des accidents obliques. Mais il n'est pas exclu que ce décalage résulte d'un rejeu à l'alpin des fractures de direction méridienne. Il est difficile de choisir entre les deux hypothèses. Nous pencherions plutôt en faveur de la première en remarquant que les fractures obliques sont décalées vers le SSW. Si ce décalage résultait de la poussée alpine, il serait plus logique de penser à un décrochement vers le NW.

II° - LES ACCIDENTS ALPINS.

Dans toute la partie Est de la feuille, l'avancée vers le N W du massif du Mont-Blanc impose une direction générale alpine tant à la bordure cristalline qu'aux formations sédimentaires du synclinal de Chamonix. Au nord du parallèle de Saint Nicolas de Vérocce ces directions s'établissent autour de N 45° E. Elles deviennent N 25° E au Sud de ce parallèle.

Dans la partie Sud de la feuille, les grabens comblés de Trias (Combe Noire-La Rosière-fossé des lacs Jovet) sont imputables à l'orogénèse alpine ainsi que le système d'accidents transverse orientés N 150 à 170° E qui recoupe les fractures précédentes (à hauteur du grand lac Jovet). Les failles qui affectent la couverture sédimentaire du Mont-Blanc entre la Tête Nord des Fours et le Rocher du Bonhomme sont également d'âge alpin.

Les accidents de la terminaison Nord de Tête Noire, qui décrochent la grande faille du Prarion semblent résulter du contre coup de l'orogénèse alpine, contre coup accusé par le massif relativement stable du Prarion-Tête Noire.

G - CONCLUSIONS.

Il ressort principalement de cette étude :

- Qu'il faut admettre pour la vallée du Bon Nant une origine tectonique et ce, sur toute la longueur du torrent.

- Que, dans un contexte plus général, le bourg des Contamines Montjoie semble être situé à l'emplacement d'un "ombilic tectonique" où viennent converger les grandes unités alpines que sont le massif du Mont-Blanc (à l'Est et au Sud) la chaîne de Belledonne (au Sud) le synclinal de Chamonix (au NE) et le môle hercynien du Prarion (au Nord).

- Que la masse charriée de Roselette-la Pénaz représente un élément de style tectonique rappelant celui des Préalpes, tout à fait insolite dans la région, et qui pourrait trouver son origine, par dessus le Mont-Blanc, dans la zone de racines du val Ferret ou du Mont Chétif.

METALLOGENIE

On trouvera dans le volume annexe une description systématique et détaillée de tous les indices minéralisés que nous avons pu visiter. Dans le chapitre, nous nous attacherons plus spécialement à rappeler les différents caractères de ces indices et à tenter d'en dégager les éléments susceptibles de nous éclairer sur l'histoire métallogénique de la province considérée.

A - RAPPEL DES PRINCIPAUX CARACTERES DES DIFFERENTS FILONS.

I° - SAINTE MARIE DU FOUILLY.

a) Morphologie.

Le filon de Sainte Marie du Fouilly, puissant de 1 à 3 m, est orienté N 170° E ; il pend de 55° vers l'Est. Il est interstratifié dans la série métamorphique (chloritoschistes, quartzites et leptynites) du complexe de Pormenaz. Ses épontes sont en général nettes et souvent matérialisées par un plan de frottement, ce qui indique que nous sommes probablement en présence d'un gîte de fracture. Cependant le processus de silicification, voire de minéralisation (pyrite, chalcopyrite...) des schistes encaissants aux épontes, témoigne de phénomènes de remplacement.

A l'échelle du filon les influences tectoniques se traduisent surtout par l'existence d'un brouillage, oblique par rapport à la ligne de plus grande pente du filon. Ce brouillage est visible dans la galerie Royale au niveau du travers-banc d'accès et dans la galerie Espérance Sud, à quelques mètres au-delà du puits

Majeur. Il se retrouverait, d'après OLRV dans l'amorce de traçage Sud de la galerie Ste Thérèse.

D'autre part, à l'extrémité du traçage Sud de la galerie Royale, le filon entre en contact avec des formations carbonifères représentées par un banc d'anthracite qui s'injecte aux épontes et par des schistes ardoisiers noirs, qui appartiennent probablement à un synclinal carbonifère. Il est probable qu'il s'agit d'un synclinal houiller pincé dans le socle comme il est classique d'en rencontrer dans la région des Houches.

Le très mauvais état de la galerie en cet endroit ne permet pas d'observer de façon satisfaisante les rapports des différentes formations. Il semble que le filon se poursuive dans les terrains houillers et que le niveau anthracifère, très plastique se soit trouvé, sous l'effet de pressions orogéniques, injecté aux épontes du filon.

En résumé, ce filon est de direction hercynienne, représente un remplissage de fracture et développe à ses épontes un phénomène de substitution dans les schistes encaissants.

b) Minéralisation.

1°/ Son allure.

Macroscopiquement on peut distinguer :

- les schistes des épontes, souvent silicifiés et minéralisés .
- au contact immédiat des épontes, des zones de quartz laiteux minéralisé en blende, galène et chalcopryrite et présentant une structure tachetée.
- au coeur de la caisse filonienne une veine de minéral massif, terne, de couleur gris-bleu.

Au microscope, il semble que l'on puisse isoler au moins deux associations distinctes :

+ Une minéralisation de type B.P.G.C.

La pyrite y est en général abondante. Elle se présente en cristaux corrodés, anisotropes, parfois enserrés dans un réseau de chalcopryrite ou bien encore en agrégats plus ou moins disloqués.



qu'entoure un fouillis de petits débris pyriteux. Ce dernier caractère indique nettement un laminage. Cette pyrite est primaire.

A cette pyrite succède une venue assez fraîche de blende avec de la chalcopryrite en exsolution et de la galène, le tout donnant une structure à limites mutuelles (galène et blende semblent avoir cristallisé en même temps).

+ Une venue tardive essentiellement cuivreuse et qui comprend :

- . de la bournonite abondante, bien mâclée en "lames de parquet". Les lamelles de ces mâcles sont parfois tordues ce qui impliquerait des phénomènes de recristallisation ou tout au moins de cristallisation sous tension avec actions mécaniques.

- . du cuivre gris, des plombs antimoniés et de la galène en liaison étroite avec la bournonite.

Cette dernière venue, dont les éléments sont dans un état de fraîcheur remarquable remplace ou corrode indifféremment tous les minéraux de la venue primaire. Des mouches de covelline se développent classiquement sur le pourtour des minéraux cuivreux.

+ La chalcopryrite.

Elle recoupe indifféremment tous les minéraux et de ce fait nous la mettrons à part. On la retrouve :

- . en filets parallèles ou en réseau dans la pyrite primaire

- . en exsolution dans la blende.

- . en plages résiduelles dans les golfes des gangues

- . en plages dans les minéraux de première venue.

- . en trainées ou en bourrage de fissures dans les minéraux de seconde venue.

2°/ Sa signification.

La paragenèse est assez complexe à interpréter.

La première venue qui présente des traces de laminage (tout au moins en ce qui concerne la pyrite) est peut-être à rapporter à

l'hercynien. Mais il n'existe aucun indice susceptible d'établir cette hypothèse de façon péremptoire.

Les minéraux de seconde venue semblent provenir d'un dépôt syncinématique ou immédiatement postérieur (lamelles tordues des mâcles de la bournonite). Cette venue tardive est certainement en liaison avec les filons de barytine à bournonite et cuivre gris signalés non loin de là, sur la rive droite de l'Arve^{et} qui sont de direction alpine (N 50° E). Comme les venues cuivreuses tardives de Ste Marie du Fouilly se présentent de plus, dans un état de fraîcheur remarquable, nous leur attribuerons un âge alpin.

Une succession de remise en mouvement a pu ensuite affecter essentiellement la chalcopryrite. On peut voir, en effet cette chalcopryrite recouper tous les minéraux existants.

Dans une gangue de quartz, l'ordre apparent de dépôt semble s'établir ainsi :

Pyrite - Blende, galène, chalcopryrite - cuivre gris, galène, bournonite, plombs antimoniés - chalcopryrite - covelline supergène.

Tant du point de vue de la nature même des minéraux qui la composent (quartz laiteux, sulfo antimoniures, B.P.G.C.) que de l'ordre apparent du dépôt de ces minéraux, (ordre qui constitue une succession normale), cette paragenèse se situe dans les zones de températures correspondant au régime mésothermal. Les caractères morphologiques de ce filon bien réglé, aux épontes silicifiées et parfois pyritisées prèchent également en faveur de cette hypothèse.

3°/ Conclusions.

On peut considérer le filon de Sainte Marie du Fouilly comme un gîte mixte de remplissage et remplacement où se sont mises en place à deux époques différentes deux minéralisations de type mésothermal :

- une minéralisation ancienne (hercynienne ?) de type B.P.G.C.

- une réjuvenation tardive (alpine) à base de minéraux cuivreux.

II° - N.D. DE LA GORGE.

a) Morphologie.

Le filon principal de N.D. de la Gorge est un filon faille qui s'est développé dans une fracture subverticale orientée N 25°E. Il est en contact

- au toit avec les chloritoschistes du claveau des Granges.

- au mur avec les calcschistes noirs (Hettangien) du Lias de couverture du claveau de Montjoie. Ces calcschistes se trouvent pincés dans la fracture.

Ce filon affleure sur 250 m de long dans les gorges du Nant de l'Arête. Il est assez irrégulier et sa puissance varie de 0,05 à 0,40 m. Un accident transverse, d'importance purement locale, le décroche d'une dizaine de mètres vers l'Est. La masse charriée de la série de Roselette dissimule une éventuelle prolongation vers le Sud.

Ce filon-faille détermine l'existence d'un certain nombre de filons secondaires qui s'écartent de lui en "arêtes de poisson"

- le filon du travers-banc de l'Oratoire, orienté N 55° E et qui pend de 80° vers le N.W. Il est encaissé dans les calcaires dolomitiques gris du Trias. Une salbande argileuse se développe au mur.

- les ou le filon des Rieux, qui sont inaccessibles et sur lesquels nous ne possédons aucun renseignement.

- les petits filons du Nant de l'Arête qui sont interstratifiés dans les schistes satinés du claveau des Granges et orientés N 40° E à N 15° E.

- le filon de l'Anery qui est orienté N 135° E et qui pend de 35° vers le NE. Il présente une caisse filonienne mal définie et puissante de 0,50 m. Les épontes sont constituées des schistes satinés du claveau des Granges. Elles sont généralement silicifiées sur une faible épaisseur.

En résumé, nous sommes en présence d'un système filonien dépendant étroitement d'une fracture alpine. Le mode de formation des différents filons relève d'un type mixte : remplissage de cassure et remplacement.

b) Minéralisation.

1°/ Son allure.

A vue, le minerai se présente inégalement réparti en films, amas ou nuages dans une gangue de quartz (essentiellement) avec de la calcite et un peu de barytine (les Rieux).

Au microscope on peut distinguer une minéralisation de type B.P.G.C. avec parfois un peu de cuivre gris.

La pyrite, assez rare se présente le plus souvent en cristaux automorphes arrondis et parfois corrodés par de la blende ou même de la galène. Elle semble primaire.

La blende est en grandes plages avec généralement de la chalcopryrite en exsolution.

Il semble bien qu'il y ait eu deux venues distinctes de galène. La première semble contemporaine du dépôt de blende avec laquelle elle s'accorde d'une structure à limites mutuelles. La seconde est souvent associée à de la chalcopryrite. Elle corrode en doigt de gant les plages de blende. Au Nant de l'Arête et aux galeries des Rieux, du cuivre gris en faible quantité est lié à cette venue tardive.

Des mouches de covelline supergène se développent un peu partout sur le pourtour des minéraux cuivreux.

2°/ Sa signification.

Nous sommes en présence d'une minéralisation hydrothermale du type B.P.G.C. Il semble que le dépôt ait eu lieu dans des conditions de température caractéristiques du régime mésothermal. La cristallisation paraît être terminée par une récurrence de galène (essentiellement) avec de la chalcopryrite et du Cuivre gris.

c) Conclusions.

Les indices de N.D. de la Gorge sont tributaires d'une fracture affectant le Lias. Il semble que l'on puisse leur attribuer un âge alpin.

Les filons appartiennent au type mixte : remplissage et remplacement.

Les minéralisations présentent un caractère B.P.G.C. mésothermal.

III° - LE LAC.

a) Morphologie.

Il s'agit d'un système filonien encaissé dans les schistes chloriteux du complexe du granite de Servoz-les Houches. Nous distinguerons :

- le filon de la Maisonette, orienté N 75°E et pendant de 70° vers le Sud.
- le filon du puits noyé, orienté N 125° à N 140°E et subvertical.
- le filon de la Chapelle St Jean, orienté N 150°E et pendant de 55° vers l'Est.

Le premier de ces filons est carrément recoupant, les deux derniers sont subconcordants.

b) Minéralisation.

+ Le filon de la Maisonette présente deux veines distinctes, l'une de barytine stérile, l'autre de quartz. Cette dernière est minéralisée en galène et sidérose. Un entre-deux de schistes silicifiés épais de 0,20 m sépare ces deux veines.

+ Le filon du puits noyé est formé de quartz laiteux avec de la galène brillante, en gros cristaux et des amandes de pyrite, chalcoppyrite, blende et cuivre gris mêlés. Une zone broyée argileuse recoupe obliquement le filon. Au toit se développe une zone de calcite et de barytine stériles.

Au microscope, on peut distinguer :

De la blende en plages immenses et craquelées

De la galène corrodant quelque peu la blende et baignant de petites plages de plombs antimoniés.

Du cuivre gris, abondant, craquelé et contemporain de la galène.

Malachite et azurite supergènes se développent dans les craquelures.

+ Le filon de la Chapelle St Jean est une veine de barytine blanche parcourue de filonnets de galène centimétriques et parallèles aux épontes.

c) Conclusions.

Nous sommes en présence d'un système filonien mis en place dans des fractures d'âge indéterminé. Il s'y développe des minéralisations à caractère B.P.G.C. mésothermal. Il est à remarquer que la présence de cuivre gris semble liée aux venues de barytine. Le fait que la plupart des minéraux soient cassés ou craquelés donne à penser que ces filons ont été affectés par des mouvements tectoniques.

IV° - VAUDAGNE.a) Allure du filon.

Il s'agit d'un filon couche de direction N 165° à N 15°E, pendant de 60° vers l'Est et interstratifié dans les schistes ardoisiers noirs du Carbonifère. La minéralisation peut envahir ces schistes encaissants sur une épaisseur atteignant parfois plusieurs mètres. Aucune trace de fracture n'est observable et il semble bien que nous soyons en présence d'un gîte de substitution comme le pensent P. CORBIN et N. OULLANOFF.

b) Minéralisation.

Le filon a été, jadis, très dépilé et nous n'avons jamais pu observer la minéralisation en place dans de bonnes conditions. La pyrite semble en constituer l'élément majeur. La gangue est quartzreuse.

Au microscope on peut distinguer :

- de la pyrite, très abondante, en filonnets disloqués ou en agrégats veinés d'oxyde de fer.
- de la blende, commune, en plages bourrées de petits cristaux automorphes de pyrite fraîche et contenant des inclusions graphiques de chalcopryrite en exsolution.
- des petits cristaux assez rares de mispickel, épars dans la blende ou dans les gangues.
- un peu de galène, fraîche en général et qui baigne de très rares plages de cuivre gris. Cette galène peut corroder parfois les plages de blende.

L'ordre de dépôt semble pouvoir s'établir ainsi :

Pyrite et mispickel - Blende - Chalcopryrite - Cuivre gris - Galène

c) Conclusions.

Nous concluerons à un gîte de substitution (minéralisation

des épontes) de direction hercynienne et dont la paragenèse correspond à un dépôt du type B.P.G.C. dans les conditions de température du régime mésothermal chaud (présence de mispickel). Il est possible que l'existence de ce gîte soit liée à l'intrusion post-carbonifère du granite monzonitique de Servoz-les Houches.

V - LA GRUVE.

a) Allure du filon.

Le filon de la Gruve est orienté N-S sur presque toute sa longueur. A son extrémité Nord, il s'infléchit de 30° vers l'Est. Son pendage varie entre 30 et 60° Est. Il est encaissé dans les chloroséricitoschistes du Prarion que surmontent ici les formations schisteuses et psammitiques du Houiller. Le filon n'atteint jamais ces formations et il semble logique de lui attribuer de ce fait un âge ante-carbonifère. Ce filon dont la puissance peut atteindre 0,80 m est régulier mais haché de diaclases parfois importantes et qui peuvent localement provoquer la disparition de la minéralisation. Aux épontes, les schistes encaissants sont plus ou moins minéralisés et toujours fortement silicifiés.

b) Minéralisation.

A vue, la minéralisation est essentiellement constituée d'une masse métallique gris sombre en grains très fins et dans laquelle on distingue parfois la trame du schiste-hôte. Cette masse est constituée de galène, pyrite et blende étroitement associées. La pyrite, partout disséminée, se rassemble parfois en filonnets de 2 à 3 cm d'épaisseur. La gangue est essentiellement quartzreuse avec toutefois un peu de calcite et de rares reliques phylliteuses provenant des encaissants. Au coeur de la caisse filonienne, le quartz est laminé et moucheté de chalcopryrite.

Au microscope, on peut distinguer une paragenèse B.P.G.C. classique comportant une venue primaire à base de pyrite en cristaux corrodés, effrangés et anisotropes. Cette pyrite semble avoir été disloquée par une venue postérieure de blende qui s'étale en larges plages bourrées de chalcopryrite en exsolution. De la galène assez fraîche contenant de très rares îlots de cuivre gris baigne ces plages de blende. Enfin, les mouches de covellines sont nombreuses autour des minéraux cuivreux.

L'ordre de dépôt paraît être le suivant :

Pyrite - Blende, -chalcopryrite - Cuivre gris, galène.

c) Conclusions.

Avec ses épontes silicifiées et imprégnées et sa minéralisation où l'on distingue parfois la trame du schiste-hôte, le filon de la Gruve semble bien résulter d'un processus de substitution. La direction hercynienne du filon et le fait qu'il ne "monte" apparemment pas dans le Carbonifère nous incite à lui attribuer un âge ante-houiller. La paragenèse appartient au type B.P.G.C; mésothermal.

VI - LA BERANGERE.

a) Allure du filon.

Le filon de la Bérangère est orienté N 95°E. Il pend de 80° vers le Sud. Il est encaissé dans les gneiss et micaschistes de la bordure Sud-Ouest du Mont-Blanc, orientés N.30°E et qui sont ici très fortement cataclastiques. Le filon est régulier, ses épontes sont la plupart du temps bien marquées par des plans de diaclase. Dans les deux galeries supérieures, on peut voir sa puissance diminuer régulièrement et passer de 1,30 m à l'entrée à 1 m au front de taille.

b) Minéralisation.

A vue, la minéralisation semble se concentrer aux épontes. Il s'agit d'un minerai massif, lourd, de couleur gris foncé, constitué d'une association intime de blende, galène et pyrite. La gangue est quartzreuse.

Au microscope, on peut distinguer :

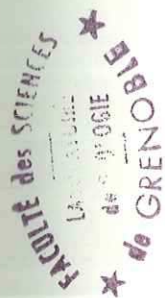
- de la pyrite, abondante, en cristaux automorphes légèrement arrondis.
- de la blende, très abondante.
- de la galène, très fraîche.
- du mispickel, rare, en petits cristaux automorphes très frais ou en agrégats.
- de la chalcopyrite et du cuivre gris très rares et généralement associés.
- des mouches de covelline supergène sur le pourtour des minéraux cuivreux.

Cette minéralisation très fraîche, présente une belle structure à limites mutuelles. Seuls sont à noter quelques remplacements de la pyrite par de la blende généralement et plus rarement par de la galène. Il semble que tous les minéraux aient cristallisé en même temps ou dans un laps de temps très court. L'ordre de succession des minéraux semble être le suivant:

Pyrite et mispickel - Blende - Galène, chalcopyrite et cuivre gris.

Il semble que nous soyons en présence d'une paragenèse sage comportant une seule venue. La présence de mispickel indique que le dépôt a eu lieu dans des conditions de température assez élevée.

Bien que située dans une zone de roches très cataclasées, la minéralisation est très fraîche et totalement exempte de traces d'actions mécaniques. Ce qui suggère l'idée d'une mise en place récente en tout cas post-orogénique.



c) Conclusions.

Le filon de la Bérangère semble être un gîte de remplissage de fracture où s'est déposée après l'arrêt des mouvements tectoniques alpins une minéralisation du type B.P.G.C. constituée d'une venue unique dans l'ordre normal de succession des minéraux et présentant un caractère mésothermal profond.

VII - TRE LES CHOSALS.a) Allure du filon.

Le filon emprunte une petite fracture qui met en contact, dans les schistes cristallins de la bordure S-W du Mont-Blanc.

- au mur une migmatite à biotite et muscovite
- au toit un chloritoschiste très laminé.

Puissant de 5 à 25 cm, ce filon est orienté N 55°E et pend de 70° vers le Nord Ouest. Il est environné de veines stériles de quartz d'exudation, veines qui lui sont parallèles mais qui, à l'instar des formations cristallophylliennes encaissantes pendent uniformément vers le Sud-Est. Le pendage du filon minéralisé "anormal" dans la zone considérée pourrait trouver son origine dans l'existence de la grande faille transverse (orientée N 145°E) qui passe immédiatement au Sud du gîte et qui a pu provoquer localement un gauchissement du plan de fracture emprunté par le filon de Tré les Chosals.

b) Minéralisation.

La minéralisation est régulièrement distribuée en veines parallèles aux épontes sans que pour cela on puisse qualifier de "zonée" la structure du filon. A vue, une blende massive concentrée aux épontes semble en constituer l'élément majeur. Le coeur du filon est occupé par de la galène et du quartz.

Au microscope on peut distinguer :

- de la blende, en grandes plages uniformes aux craquelures remplies d'oxyde de fer.

- de la galène parfois associée à de la chalcopryrite et qui corrode profondément la blende.

- de rares cristaux très frais de mispickel.

La gangue est constituée essentiellement de quartz avec parfois un peu de calcite.

Il existe deux générations de quartz :

- une génération primaire où le minéral se présente en grandes plages craquelées à extinction ondulante et, corrodées par des individus plus jeunes.

- une génération plus jeune à cristaux automorphes et extinction franche et qui corrode les quartz de première venue.

La calcite de la gangue et la minéralisation elle même semblent liées à ce quartz de seconde venue dont la mise en place est probablement récente.

Près du mur, quelques plagioclases accompagnés de séricite peuvent se développer dans la gangue.

c) Conclusions.

Le filon de Tré les Chosals apparait comme un gîte de remplissage de cassure où s'est mise en place une minéralisation de type B.P.G.C. mésothermal chaud (mispickel). Le dépôt semble s'être produit à la fin des mouvements orogéniques alpins ou tout de suite après ceux-ci.

B - MÉTALLOGÉNIE.I - CARACTÈRES GÉNÉRAUX.a) Allure des gisements.

Tous les gîtes étudiés sont du type filonien. Nous pouvons distinguer :

- les gîtes de remplissage (La Bérangère)
- les gîtes de substitution (Vaudagne)
- les gîtes de type mixte, remplissage et substitution (Ste Marie, la Gruve ...)

Dans la majorité des cas, ces gîtes sont étroitement liés à l'existence de fractures de directions diverses. Ste Marie du Fouilly, la Gruve, le filon du Puits Noyé aux indices du Lac s'orientent selon les directions maîtresses de l'orogénèse hercynienne. Les filons de la Bérangère, de N.D. de la Gorge, de Tré les Chosals... relèvent de directions alpines longitudinales ou transverses.

La nature des roches encaissantes ne semble pas influencer beaucoup sur les caractères de la minéralisation. Que nous soyons en présence de micaschistes (Ste Marie, la Gruve, le Lac, le Nant de l'Arête) de schistes houillers (Vaudagne) de gneiss ou migmatites cataclastiques (la Bérangère, Tré les Chosals) ou de calcaire dolomitique (Travers-banc de l'Oratoire) nous verrons que les associations minéralisées restent pratiquement les mêmes.

Les phénomènes de substitution sont relativement développés. Le filon de Vaudagne, dans son ensemble, en est un exemple. Ailleurs les épontes sont très souvent silicifiées et même minéralisées

b) Allure des minerais.1°/ Les gangues.

- le quartz en est l'élément dominant.

- la calcite assez fréquente semble liée aux venues tardives de quartz.

- la barytine est assez abondante dans les filons du Lac. Elle semble former une venue distincte liée aux filons barytiques signalés sur la rive droite de l'Arve.

- les silicates sont très rares. Les phyllites rencontrées à la mine de la Gruve représentent certainement des reliques du schiste encaissant. Les rares feldspaths et micas de Tré les Chosals, témoignent d'une température de cristallisation assez élevée.

2°/ Les minéralisations.

Elles se rattachent toutes au type classique :
Blende - Pyrite - Galène - Chalcopyrite.

- la pyrite semble primaire dans l'immense majorité des cas. A Sainte Marie ou à la Gruve où elle présente des traces de laminage elle est très certainement de beaucoup, antérieure aux venues métalliques essentielles.

Une recristallisation postérieure a parfois pu intervenir mais le phénomène est toujours très localisé.

- La blende est abondamment représentée dans l'ensemble des indices. Elle est en général assez ferrifère et contient la plupart du temps de la chalcopyrite en exsolution. Elle semble avoir cristallisé après la pyrite et avant la galène.

- La galène est, elle aussi, très largement représentée. Elle peut être contemporaine de la blende et donner avec elle des structures à limites mutuelles, ou bien encore relever d'une venue nettement postérieure qui corrode franchement la pyrite et la blende. Une récurrence de ce type peut s'observer à N.D. de la Gorge.

- La chalcopyrite se trouve communément :
= en exsolution dans les blends au sein desquelles elle se développe en films, pointillés ou inclusions graphiques.

= liée aux venues de galène.

A Sainte Marie du Fouilly elle semble avoir subi un certain nombre de remaniements et son histoire est certainement très complexe.

A Ce quatuor fondamental vient s'ajouter un certain nombre de minéraux :

- le mispickel (Vaudagne, la Bérangère, Tré les Chosals)
Il se rencontre indifféremment dans les gangues ou au sein des minéraux métalliques. Il se présente en petits cristaux automorphes très frais ou en agrégats.

- la bournonite et les plombs antimoniés.

Ils forment, aux indices de Sainte Marie du Fouilly de du Lac, une venue tardive liée à du cuivre gris et accompagnant une récurrence de galène.

A Sainte Marie, on peut voir, dans les cristaux de bournonite, des mâcles polysynthétiques tordues sous l'effet d'actions mécaniques ou d'une recristallisation sous tension.

- le cuivre gris.

Déjà cité à propos des indices du Lac et de Sainte Marie il est également présent à N.D. de la Gorge, Vaudagne, la Gruve et la Bérangère. Dans tous ces gîtes il est lié aux galènes les plus récentes.

c) Conclusions.

En résumé, les paragéneses des filons que nous avons étudiés paraissent relativement sages, mis à part, toutefois, l'existence toujours possible de phénomènes de recristallisation ou de venues minéralisées multiples et qui ont pu échapper à notre observation.

On peut cependant noter qu'à Sainte Marie, les venues de bournonite, cuivre gris, plombs antimoniés et galène sont nettement postérieures aux minéralisations B.P.G.C. Il convient éga-

lement de remarquer à N.D. de la Gorge, une venue récurrente à base de galène avec chalcopyrite et cuivre gris.

La composition des gangues, la nature même des minéralisations qui les habitent et le mode de mise en place qui voit les différentes espèces minérales se succéder dans le temps selon l'ordre normal de recristallisation, permettent de classer ces gisements parmi les B.P.G.C. hydrothermaux à caractère de profondeur mésothermal.

II - AGE ET ORIGINE DES MINERALISATIONS.

Il nous reste à parler de l'âge et de l'origine de ces gîtes. Notre étude n'est évidemment pas suffisante pour éclairer un problème qui n'a jusqu'alors, jamais été véritablement abordé. Nous tenterons cependant, dans un contexte général, d'avancer ou de reprendre quelques idées susceptibles de fournir, avec l'appui des faits d'observation, une explication métallogénique logique à l'existence des minéralisations décrites plus avant.

Tous les gîtes que nous avons vu ont une origine hydrothermale. Ils sont donc liés, de manière plus ou moins directe à un plutonisme quelconque. Or, il n'existe pas de plutonisme d'âge alpin dans le domaine externe et le plus récent que l'on connaisse se rapporte à l'époque hercynienne. C'est donc à cette dernière époque ou dans les temps qui l'ont suivie que nous rechercherons l'origine de nos minéralisations.

Les filons de Sainte Marie, la Gruve, et Vaudagne, encaissés dans les formations paléozoïques, matérialisant des directions sub-méridiennes semblent provenir de l'époque hercynienne. Le caractère souvent défraîchi des minéraux de leur paragenèse est en outre un élément favorable à cette hypothèse. Les laminages observés principalement dans la pyrite, à Sainte Marie et à la Gruve et les nombreuses diaclases qui hachent ces filons seraient les seules traces visibles des coups portés à ces gîtes par l'orogénèse alpine. Etant donné l'ampleur qu'a eu cette orogénèse, cela paraît peu, mais il est permis de supposer que ces gisements se sont alors trouvés dans des zones de calme orogénique relatif ; ce qui semble être le cas puisque les structures hercyniennes de la vallée de l'Arve (entre Servoz et les Houches) et du Sud du Prarion ne semblent guère avoir été affectées par les plissements alpins.

Dans d'autres cas, par contre, des minéralisations ont une origine indubitablement ~~alpine~~, plus récente :

- Bien qu'encaissé dans des roches très cataclasées (à l'alpin) le filon de la Bérangère présente une minéralisation d'une grande fraîcheur et tout à fait vierge d'actions mécaniques. Nous avons conclu à un dépôt réalisé après l'arrêt des mouvements alpins.

- Parmi les filons de N.D. de la Gorge, deux ont pour encaissements des terrains sédimentaires mésozoïques :

+ le filon de l'Oratoire dans les calcaires dolomitiques du Trias.

+ le filon qui jalonne la cassure principale alpine et qui admet des calaschistes liasiques à l'une de ses épontes.

Nous avons attribué à ces gîtes un âge alpin.

- Nous avons vu que les venues antimoniées de Sainte Marie du Fouilly sont à rapprocher des filons barytiques de la rive droite de l'Arve, filons orientés N 50°E et qui recoupent le système des filons sub-méridiens. Pour cette raison et en tenant compte du caractère très frais des minéraux de cette venue, nous avons conclu à un dépôt d'âge alpin. Les lamelles tordues des mâcles de la bournonite donnent à penser que ce dépôt a été synclématique.

Il existe donc des minéralisations contemporaines de l'orogénèse alpine ou postérieures à cette orogénèse. En l'absence de tout plutonisme récent auquel relier ces minéralisations, nous en sommes réduits aux hypothèses. Il semble qu'il faille voir une remobilisation de matériel métallique, préexistant (hercynien ?) déposé à nouveau durant l'orogénèse alpine, dans des conditions équivalentes à celles du régime mésothermal. On peut alors penser à des phénomènes d'hydathogénèse et imaginer une circulation, à travers les nombreux réseaux de fractures, de solutions aqueuses d'origine inconnue empruntant leurs métaux aux roches traversées pour aller les déposer dans des sites privilégiés. Les sources sulfurées de Saint Gervais les Bains pourraient être des manifestations rémanentes de cette activité hydrothermale.

C - CONCLUSIONS

Les filons minéralisés que nous avons étudiés sont tous du type B.P.G.C. mésothermal.

Nous distinguerons :

- des filons anciens peut-être hercyniens, et qui subsistent dans les zones de calme orogénique. Ils ont pu être rajeunis par des venues tardives (alpines).

- des filons plus récents, alpins ou post-alpins et provenant d'une remobilisation de matériel minéralisé préexistant.

T A B L E A U

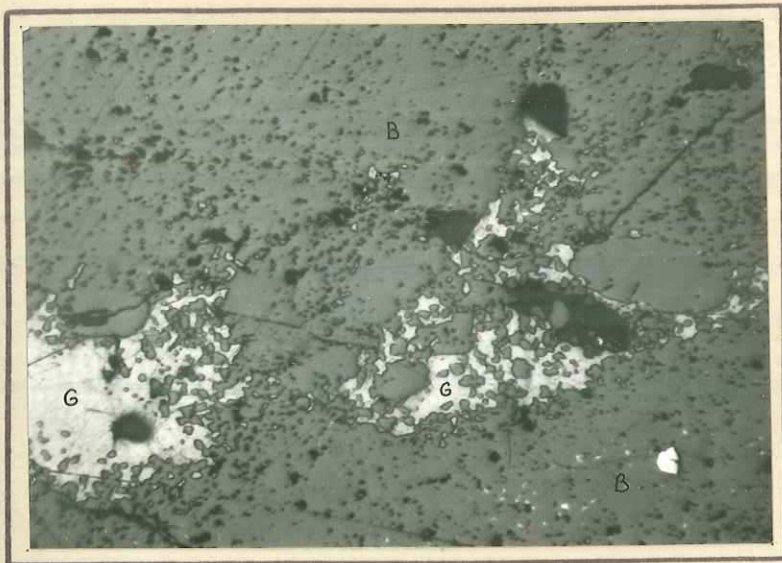
R E C A P I T U L A T I F

Indice	Ste Marie du Fouilly	Notre-Dame de la Gorge				Le Lac	Vaudagne	La Gruve	La Bérangère	
		Travers-banc de l'Oratoire	Les Rieux	Nant de l'Arête	L'Anery					
Roches encaissantes	Complexe de Pormenaz (chloritoschistes Quartzites Leptynites).	Calcaire dolomitique du Trias	Schistes satinés (?)	Schistes satinés	Schistes satinés	Schistes chloriteux du complexe du granite de Servoz - Les Houches	Schistes ardoisiers noirs du Houiller	Micaschistes chloriteux du Prarion	Gneiss et micaschistes de la bordure SW du Mt-Blanc	Mign mice de l SW c
Épaisseur moyenne	1 à 3 m.	0,80 m	?	0,05 à 0,40 m	0,50 m	0,10 - 1 m.	1 à 1,50 m	0,05 - 0,80 m	0,40 - 1,30 m	0,05
Directions (D) et Pendages (P)	D = N 170° E P = 55° E	D = N 55° E P = 80° N-W	?	N 40° > D > N 15° E P = subverticaux	D = N 135° E P = 35° N-E	D = N 75° E) P = 70° S) 1 D = N 125 à 150° E P = Subvert. à 55° E	D = N 165° à N 15° E P = 60° E	D = N.S à N 30° E P = 30 à 60° E	D = N 95° E P = 80° S	D = P =
Allongement (apprécié).	350 à 400 m		800 m			?	250 m	80 m	?	
Les minéraux les plus abondants sont soulignés.	Gangue	<u>Quartz</u>	<u>Quartz</u> Calcite.	<u>Quartz</u> Calcite Barytine	<u>Quartz</u>	<u>Quartz</u> Barytine Calcite	<u>Quartz</u>	<u>Quartz</u> Calcite. Phyllites	<u>Quartz</u>	S
	Minerai	<u>Blende</u> <u>Pyrite</u> <u>Galène</u> <u>Chalcopryrite</u> <u>Bournonite</u> <u>Cuivre gris</u> <u>Plombs antimoniés</u> <u>Covelline</u>	<u>Blende</u> <u>Pyrite</u> <u>Galène</u> <u>Chalcopryrite</u> <u>Covelline</u>	<u>Blende</u> <u>Pyrite</u> <u>Galène</u> <u>Chalcopryrite</u> <u>Cuivre gris</u> <u>Covelline</u>	<u>Blende</u> <u>Pyrite</u> <u>Galène</u> <u>Chalcopryrite</u> <u>Covelline</u>	<u>Blende</u> <u>Pyrite</u> <u>Galène</u> <u>Chalcopryrite</u>	<u>Blende</u> <u>Pyrite</u> <u>Galène</u> <u>Chalcopryrite</u> <u>Cuivre gris</u> <u>Malachite</u> <u>Azurite</u>	<u>Blende</u> <u>Pyrite</u> <u>Galène</u> <u>Chalcopryrite</u> <u>Cuivre gris</u> <u>Mispickel</u>	<u>Blende</u> <u>Pyrite</u> <u>Galène</u> <u>Chalcopryrite</u> <u>Cuivre gris</u> <u>Covelline</u>	<u>Blende</u> <u>Pyrite</u> <u>Galène</u> <u>Chalcopryrite</u> <u>Cuivre gris</u> <u>Mispickel</u> <u>Covelline</u>

T A B L E A U

R E C A P I T U L A T I F

Ste Marie du Fouilly	Notre-Dame de la Gorge				Le Lac	Vaudagne	La Gruve	La Béragère	Tré les Chosals.
	Travers-banc de l'Oratoire	Les Rieux	Nant de l'Arête	L'Anery					
Complexe de Pormenaz chloritoschistes Quartzites Leptynites).	Calcaire dolomitique du Trias	Schistes satinés (?)	Schistes satinés	Schistes satinés	Schistes chloriteux du complexe du granite de Servoz - Les Houches	Schistes ardoisiers noirs du Houiller	Micaschistes chloriteux du Prarion	Gneiss et micaschistes de la bordure SW du Mt-Blanc	Migmatites et micaschistes de la bordure SW du Mt-Blanc
1 à 3 m.	0,80 m	?	0,05 à 0,40m	0,50m	0,10 - 1 m.	1 à 1,50 m	0,05 - 0,80m	0,40 - 1,30 m	0,05 à 0,25 m
D = N 170°E P = 55° E	D = N 55° E P = 80° N-W	?	N 40° > D > N 15°E P = subverticaux	D = N 135° E P = 35° N-E	D = N 75° E) P = 70° S) } 1 D = N 125 à 150° E P = Subvert. à 55°E	D = N 165° à N 15°E P = 60° E	D = N.S à N 30° E P = 30 à 60°E	D = N 95° E P = 80° S	D = N 55° E P = 70° N-W
350 à 400 m	800 m				?	250 m	80 m	?	?
Quartz	Quartz Calcite.	Quartz Calcite Barytine	Quartz	Quartz	Quartz Barytine Calcite	Quartz	Quartz Calcite. Phyllites	Quartz	Quartz Calcite. Silicates.
Blende Pyrite Galène Chalcopryrite Bornonite Civre gris Sulfures antimonies Covelline	Blende Pyrite Galène Chalcopryrite Covelline	Blende Pyrite Galène Chalcopryrite Cuivre gris Covelline	Blende Pyrite Galène Chalcopryrite Covelline	Blende Pyrite Galène Chalcopryrite	Blende Pyrite Galène Chalcopryrite Cuivre gris Malachite Azurite	Blende Pyrite Galène Chalcopryrite Cuivre gris Mispickel	Blende Pyrite Galène Chalcopryrite Cuivre gris Covelline	Blende Pyrite Galène Chalcopryrite Cuivre gris Mispickel Covelline	Blende Pyrite Galène Chalcopryrite Mispickel

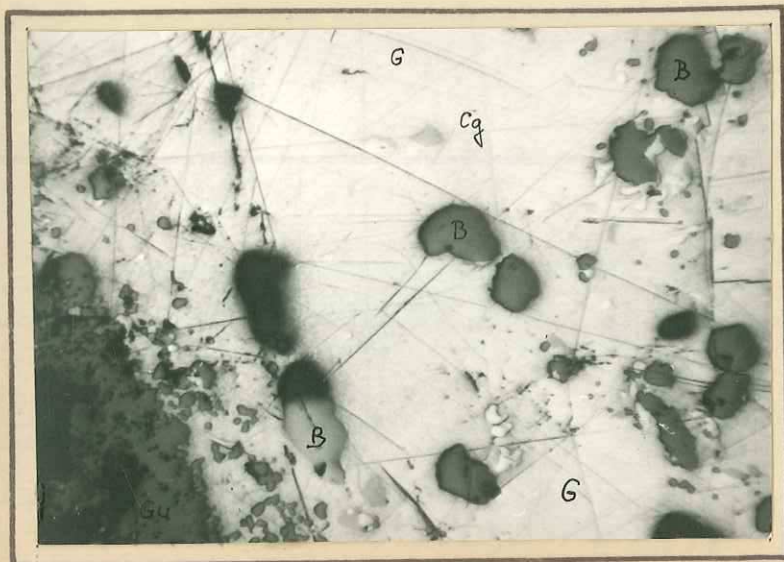


G = Galène.

B = Blende.



Photo N° 1. Golfes de corrosion de la galène dans la blende. (Lumière naturelle.Grossissement Leitz - 5.6)



G = Galène

B = Blende

Cg = Cuiivre gris Gu = Gangue

La galène remplace complètement la blende qui ne subsiste qu'à l'état d'îlots. Remarquer la plage de cuiivre gris accompagnant la venue de galène.

Photo N° 2. Ilôts témoins de blende dans de la galène de remplacement.
(Lumière naturelle.Grossissement Leitz - 5.6)

SAINTE MARIE DU FOUILLY. (Section S.M. V)



P = Pyrite G = Galène
Cg = Cuivre Pb = Plombs
 gris antimoniés
Gu = Gangue

Photo N° 5. Venue cuivreuse tardive.

(Lumière polarisée, Grossissement Leitz - 9,6)

SAINTE MARIE DU FOUILLY. (Section S.M. I)

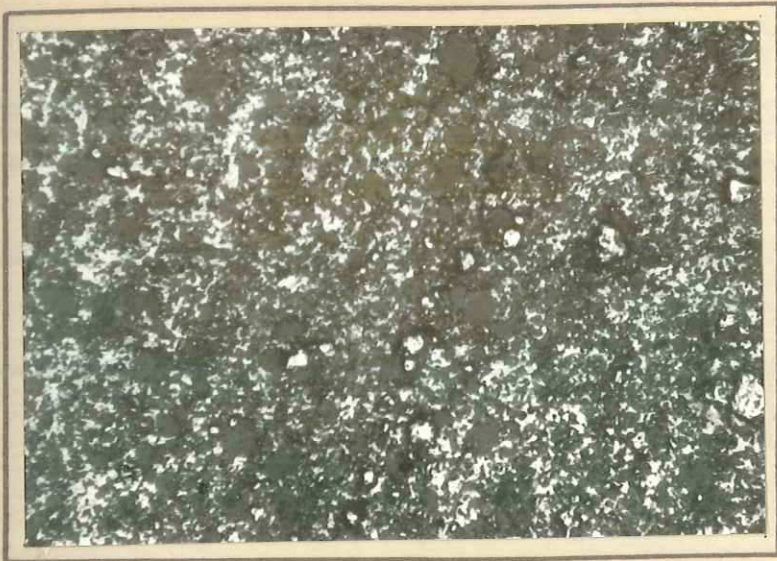


P = Pyrite
C = Chalcopyrite

La bordure noire entourant les cristaux de pyrite résulte d'effets optiques dus à la grande différence de dureté qui existe entre la pyrite et la chalcopyrite.

Photo N° 4. Cristaux de pyrite primaire enserrés dans un réseau de chalcopyrite.

(Lumière naturelle, Grossissement Leitz - 9,6)



1 /

Photo N° 5. Imprégnation de chalcopyrite dans les schistes encaissants. Grains de pyrite résiduelle.

(Lumière naturelle. Grossissement Leitz - 16)

P = Pyrite

C = Chalcopyrite

1 / La chalcopyrite envahit la roche. Il est encore possible de distinguer l'ancienne schistosité (oblique par rapport à la photo: 1 - 1).

NOTRE DAME DE LA GORGE. (Section N.D.G. XI).



Photo N° 6. Chalcopyrite en exsolution dans de la blende.

(Lumière naturelle. Grossissement Leitz - 16)

NOTRE DAME DE LA GORGE. (Section N.D.G. VII)



P = Pyrite
G = Galène

Photo N° 7. Remplacement d'un cristal de pyrite
par de la galène.
(Lumière naturelle. Grossissement Leitz - 5.6)

LA BERANGERE. (Section B. II)



P = Pyrite
G = Galène
B = Blende
M = Mispickel
Gu = Gangue

Photo N° 8. Une paragénèse sage.
(Lumière naturelle. Grossissement Leitz - 15)

BIBLIOGRAPHIE

Principales abréviations.

- B.S.G.F. = Bulletin de la Société géologique de France et des topographies souterraines - Paris.
- C.R.A.S. = Compte rendu hebdomadaire des séances de l'Académie des Sciences - Paris.
- C.R.S.G.F. = Compte-rendu sommaire des séances de la Société géologique de France - Paris.
- T.L.G. = Travaux du Laboratoire de Géologie et minéralogie de Grenoble.



BARBIER (R) (1962)

Quelques réflexions sur le Trias des zones externes des Alpes Françaises. Colloque du Trias. Annales du BRGM

BERTRAND (M) (1900)

L'extrémité du Mont-Blanc et le Mont-Joly (Livre guide, congrès géol. intern. Paris Excursion 13a)

BERTRAND (M) et RITTER (E) (1896)

Sur la structure du Mont-Joly.

C.R.A.S. t. CXXII, p. 289

BERTRAND (P) (1926)

Gisement à Mixoneura de la région de Saint Gervais-Chamonix. B.S.G.F., t; XXVI p. 381.

BERTRANEU (J) (1955)

Contribution à l'étude géologique des Monts du Hodna. Le massif de Bon Taleb.

Public. du Serv. de la carte géol. de l'Algérie. Bulletin n°4.

BORDET (Cl) (1952)

Observations sur la tectonique du cristallin à l'aiguille de Roselette, Tête de la Ciclé, Aiguille de la Pénaz. C.R.A.S t. CCXXXIV, p. 450

BORDET (Cl) (1957)

Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne. Thèse. Paris

CLAVEL (M) (1963)

Contribution à l'étude métallogénique de la région d'Allemont. (Massif de Belledonne - Isère). Thèse Nancy

COLLET (LW) (1924)

Aperçu sur la géologie du massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges - Guide Vallot -

CORBIN (P) et OULIANOFF (N) (1923)

Sur le mésozoïque du Prarion (Vallée de l'Arve).

C.R.A.S., t. CLXXVI, p. 1171.

- CORBIN (P) et OULIANOFF (N) (1923)
 Recherches géologiques sur le Sud-Ouest des Aiguilles
 Rouges (environs de Chamonix-Servoz).
 C.R. Congrès géol. intern. Belgique p. 435.
- CORBIN (P) et OULIANOFF (N) (1923)
 Sur certains caractères du plissement hercynien dans
 la région de Servoz-Les Houches (Vallée de l'Arve).
 C.R.A.S., t. CLXXVI, p. 1561
- CORBIN (P) et OULIANOFF (N) (1927)
 Notice explicative de la feuille Servoz-Les Houches
- CORBIN (P) et OULIANOFF (N) (1927)
 Sur les "Bésimaudites" du Prarion (Hte Savoie)
 C.R.A.S., t. CLXXXIV, p. 892
- CORBIN (P) et OULIANOFF (N) (1928)
 Le massif du Prarion et le synclinal complexe de Cham-
 onix. C.R.A.S., t. CLXXXVIII, p. 51
- CORBIN (P) et OULIANOFF (N) (1930)
 A propos de la note de M. A. MICHEL LEVY intitulée :
 "Débris microscopiques de végétaux silicifiés dans les
 sérécito-schistes du Prarion".
 C.R.S.G.F., t. XXX, p. 53.
- CORBIN (P) et OULIANOFF (N) (1959)
 Notice explicative de la feuille de Miage au 1/20 000°
- DEBELMAS (J) (1963)
 Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-
 italiennes. T.L.G., t. 39
- DEBELMAS (J) et LEMOINE (M) (1964)
 La structure tectonique et l'évolution paléogéographique
 de la chaîne alpine d'après les travaux récents.
 (L'Information Scientifique N°1)
- DEICHA (G) (1948)
 Voies de minéralisation post-triasiques en bordure S-W
 du Mont-Blanc.
 C.R.S.G.F., t. XVIII, p. 230

DEICHA (G) (1948)

La faille de l'Arve au viaduc Ste Marie (Les Houches).
B.S.G.F., t. XVIII, p. 583

DUPARC (L) (1894)

Prolongement supposé de la chaîne de Belledonne.
C.R.A.S., t. CXXII, p. 634

ELTER (G) (1960)

La zona ~~permi~~idica dell'alta e media valle d'Aosta e le
unita limitrofe.
Mem. Inst. géol. miné. Univ. Padoue.

FAVRE (A) (1867)

Recherches géologiques dans les parties de la Savoie,
du Piémont et de la Suisse, voisines du Massif du Mont
Blanc. Paris - Genève - Atlas- Chap. XXIII

GIDON (P) (1954)

Les rapports des terrains cristallins et de leur cou-
verture sédimentaire dans les régions orientales et
méridionales du massif du Pelvoux. Thèse, Grenoble.

GIGNOUX (M) (1946)

Rapport sur les conditions géologiques d'un projet
d'aménagement hydro-électrique de l'Arve (et de ses
affluents) entre les Houches et la plaine de Chedde.
Archives E.D.F.

GIGNOUX (M) (1946)

Discordance hercynienne et métamorphisme en bordure des
massifs cristallins de la zone alpine externe.
B.S.G.F. p. 631

GIGNOUX (M) et MORET (L) (1929)

Observations à propos de deux notes récentes de géolo-
gie alpine "grès singuliers du col du Bonhomme et Trias
à Equisetites du Briançonnais"
C.R.S.G.F., t. XXIX

GIGNOUX (M) et MORET (L) (1948)

Le Permien des zones externes françaises. CRAS t. CCXXVI
p. 853

GRASMUCK (K) (1961)

Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont-Blanc Massivs. Eclogae vol.54 Nr.2

LORY (Ch) et Abbé VAILLET (1866)

Carte géologique de la Maurienne et de la Tarentaise. B.S.G.F.; 2° série t. XXIII

LUGEON (M) (1946)

A propos du prétendu métamorphisme du Trias autochtone alpin.

B.S.G.F. p. 609

MICHEL (R) (1957)

Etude pétrographique des schistes cristallins de la feuille de Moustiers au 1/50 000°.

B.S.G.F. t. 57 N°252 fasc. B, p. 167

MICHEL LEVY (A) (1892)

Note sur la prolongation vers le Sud de la Chaîne des Aiguilles Rouges-Montagnes de Formenaz et du Prarion.

B.S.G.F. N°27 t. III, p. 393

MENNESSIER (G) (1964)

Les klipptes triasiques du Mont-Joly (Savoie) et leur signification.

C.R.S.G.F. Fasc. N°2 p. 70

MORET (L) (1947)

Deuxième note sur les conditions géologiques de la chute de Passy (Hte Savoie) avec centrale souterraine.

(Archives E D F.)

PAREJAS (E) (1920)

Géologie de la zone de Chamonix (Genève)

PAREJAS (E) (1920)

La partie Sud-Ouest du synclinal de Chamonix.

Soc. phys. et Hist. Nat. Genève. Vol. 37, N°2

PAREJAS (E) (1922)

La structure de l'extrémité Sud-Ouest du Mont-Blanc Arch. Soc. phys. et Hist. Nat. Genève vol.39 N°1

PAREJAS (E) (1923)

Sur quelques points de la tectonique de Mont-Joly
Eclogae vol. XVIII N°2

PAREJAS (E) (1925)

La tectonique du Mont Joly. Eclogae vol. 19 N°2

PAREJAS (E) (1926)

Nouvelles observations sur le soubassement du Mont Joly
Soc. phys; et Hist. Nat. Genève. Suppl. au vol.43 N°3

RABOWSKI (MF) (1917)

Les lames cristallines du Val Ferret et leur analogie
avec les lames de la bordure N-W du Mont-Blanc et de
l'Aar. Bull. Soc. vaud. Sc. Nat. 51, p. 195

REVIL (J) (1896)

Note sur le vallon de Roselend et le Col du Bonhomme.
B.S.G.F., t. VIII, p. 188

RICOUR (J) (1950)

Coupes géologiques relevées dans les travaux d'aména-
gement de la chute de Passy (Hte Savoie).
Annales du B.R.G.M.

RITTER (E) (1895)

Terminaison du Mont-Blanc au Sud et de Belledonne au
Nord. B.S.G.F. t.XLIV p. 144

RITTER (E) (1896)

L'extrémité méridionale du Mont-Blanc et le Mont-Joly
B.S.C.G.F. t.VIII, p. 190

RITTER (E) (1897)

La bordure Sud-Ouest du Mont-Blanc et le Mont-Joly.
B.S.C.G.F. t. IX, p. 445

ROUTHIER (P) (1963)

Les gisements métallifères. Masson et Cie.

SAUSSURE (de) (H.B) (1786)

Voyage dans les Alpes. T II, p. 171.

SCHOELLER (H) (1928)

Note préliminaire sur la stratigraphie dauphinoise en
Tarentaise. C.R.S.G.F. t.15, p. 248

TATARINOV (P.M) (1955)

Conditions de formations des gisements de minerais (mé-
talliques et non métalliques)

Annales du B.R.G.M

TRUMPY (R) (1952)

Présence probable du Jurassique supérieur et du Créta-
cé inférieur au Sud Ouest du massif du Mont-Blanc.

C.R.S.G.F. t.II p. 149

YPMA (P.J.M) (1963)

Rejunction of one deposits as exemplified by the Belle-
donne metalliferous province.

Thèse Leyden.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION

A - Situation géographique..... p. 1
B - Historique sommaire p. 2

STRATIGRAPHIE p. 5

A - Les formations cristallines et cristallo-
phylliennes..... p. 6
B - Les terrains carbonifères p. 8
C - Le Permo-Trias p. 10
 I - Les formations triasiques indifférenciées. p. 10
 II- Les formations triasiques proprement dites p. 16
D - Les formations liasiques p. 23
E - La série sédimentaire charriée de l'Aiguille
 de Roselette p. 33
F - Les formations quaternaires p. 36

TECTONIQUE p. 38

A - La bordure S.W du massif du Mont-Blanc p. 39
B - La terminaison Nord de Belledonne p. 44
C - Le massif du Prarion p. 46
D - Le synclinal complexe de Chamonix p. 51
E - L'ensemble charrié des aiguilles de Roselette
 et de la Pénaz p. 53

F - Chronologie des principaux accidents p. 57
G - Conclusions p. 59

METALLOGENIE p. 60

A - Rappel des principaux caractères des
divers filons p. 61
I - Ste Marie du Fouilly p. 61
II - N.D. de la Gorge p. 65
III - Le Lac p. 67
IV - Vaudagne p. 69
V - La Gruve..... p. 70
VI - La Bérangère p. 71
VII - Tré les Chosals p. 73

B - Metallogénie p. 75
I - Caractères généraux p. 75
II - Age et origine des minéralisations p. 79

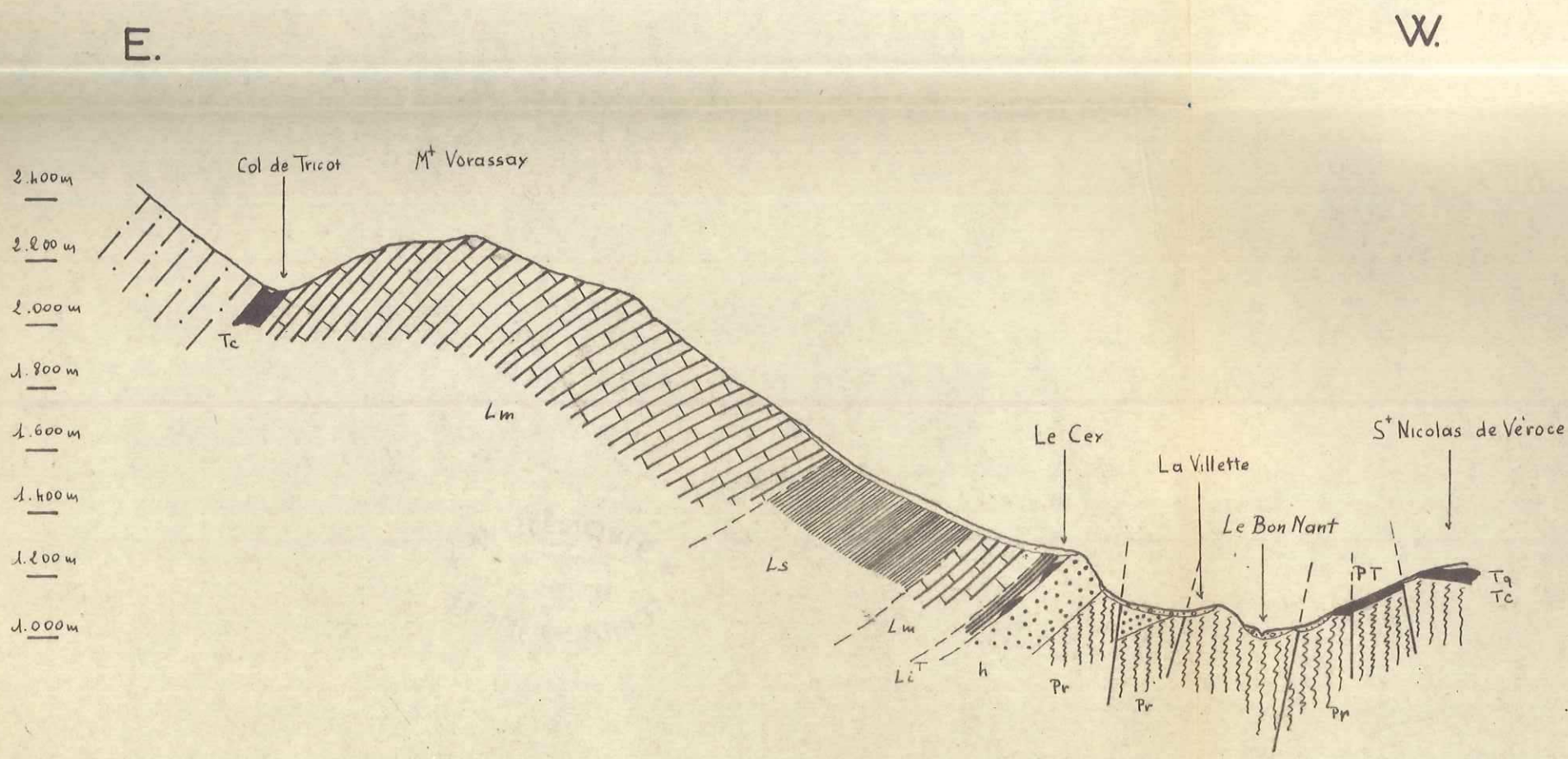
C - Conclusions p. 81

Tableau récapitulatif

Bibliographie (7 feuilles)

COUPE DE LA VALLEE DU BON NANT

à la hauteur de Saint-Nicolas de Véroce



Légende

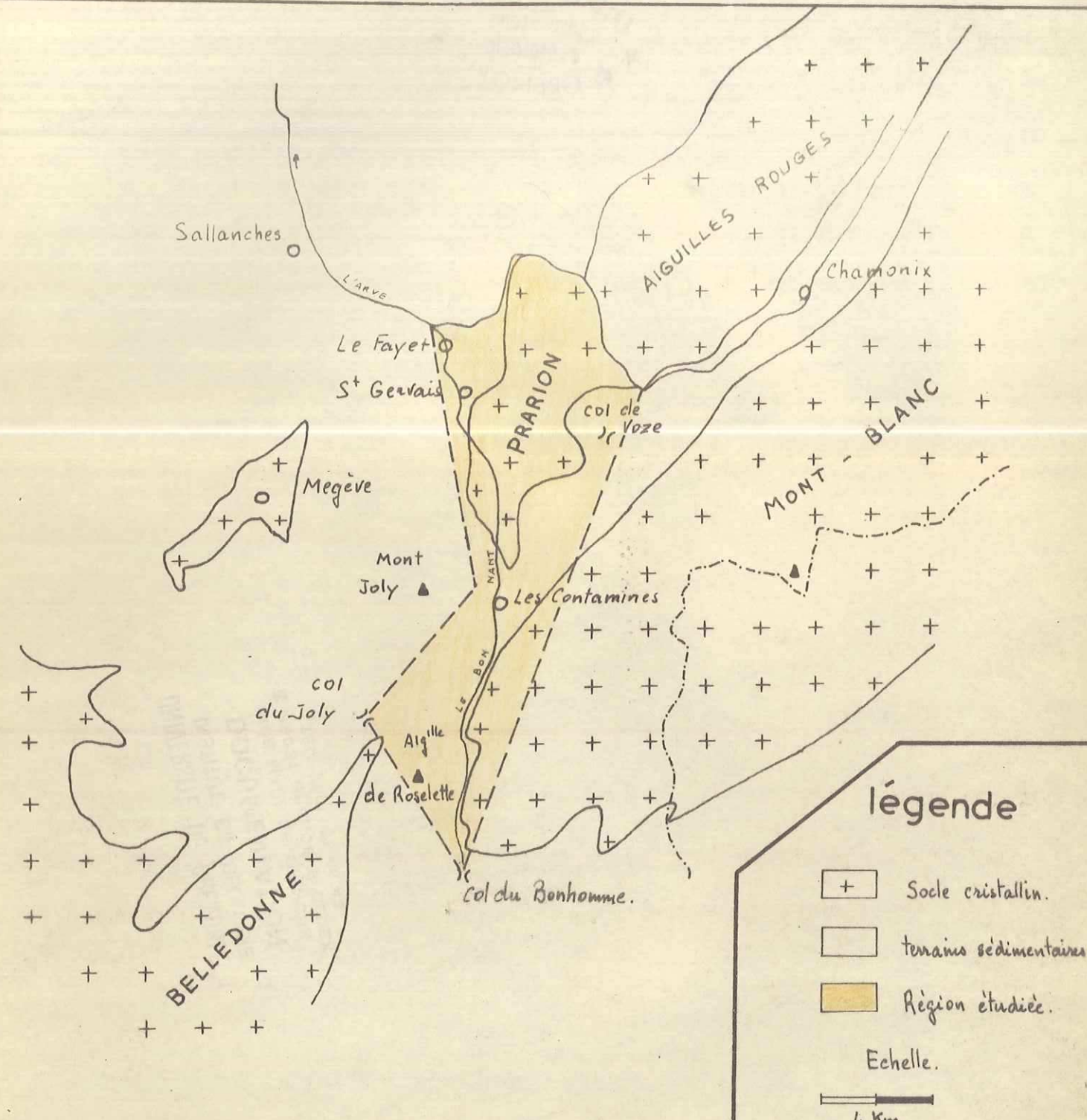
- Eboulis
 - Glaciaire
 - Alluvions
 - Lias supérieur
 - Lias moyen.
 - Lias inférieur
 - Permo-Trias
 - Houiller.
 - Cristallin du Prarion.
 - " " " Mont-Blanc.
- P.T = Permo-Trias
 Tq = Quartzites (Trias)
 Tc = Cargneules (Trias)

Echelle 1/20.000^e

CONTEXTE GEOLOGIQUE

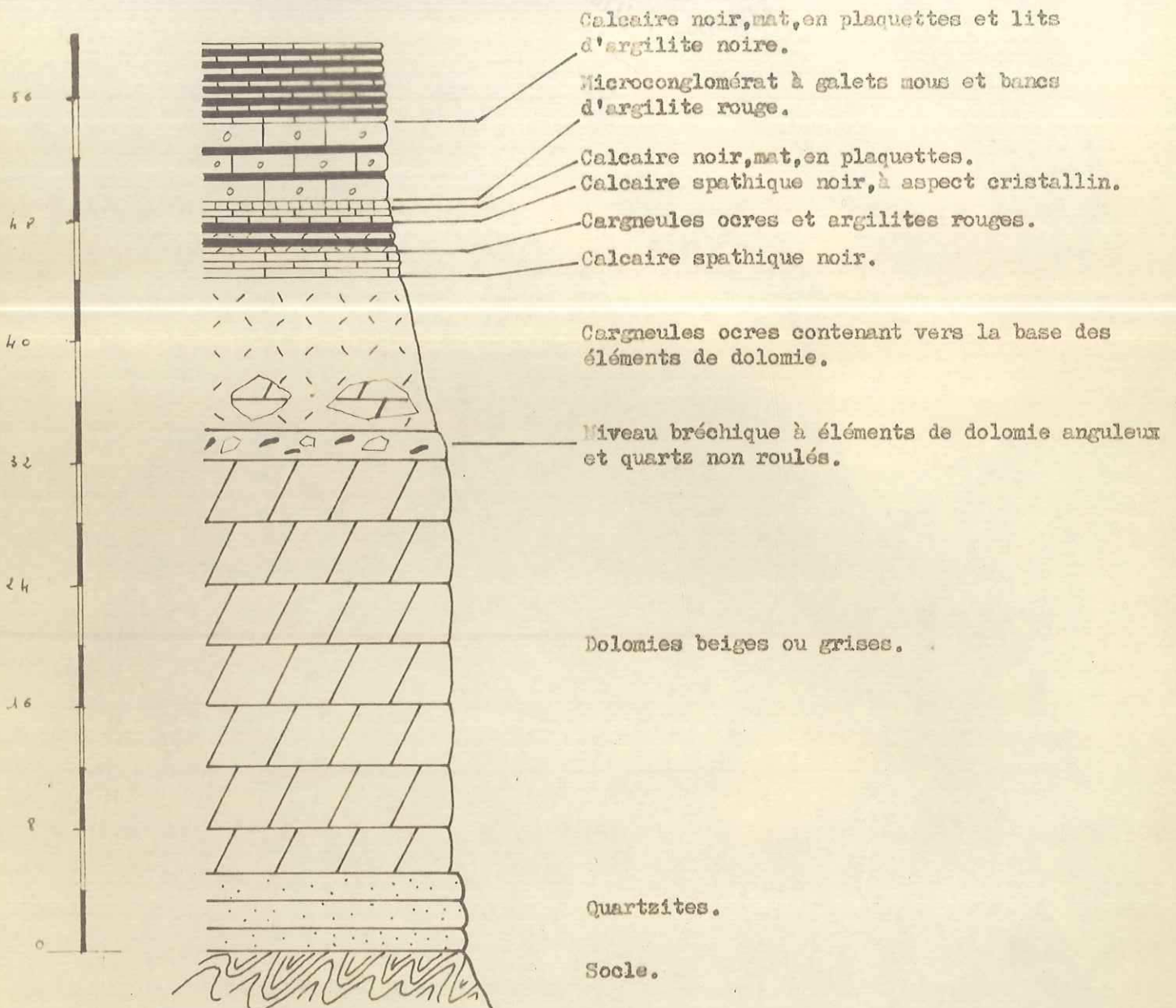
de la région étudiée

Planche N° I

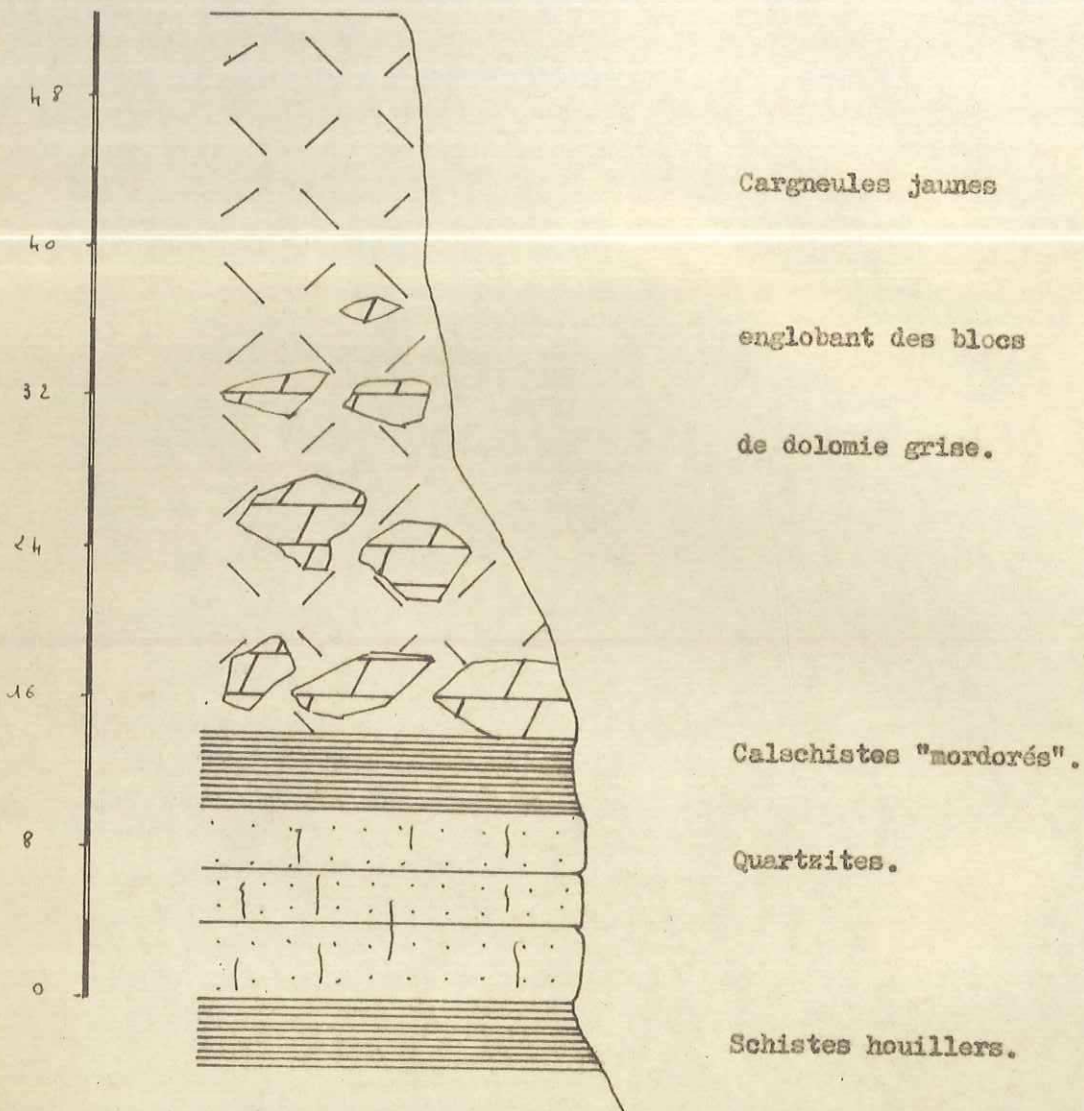


D'après L. Moret . 1928.

LE TRIAS DU NANT DE L'ARETE



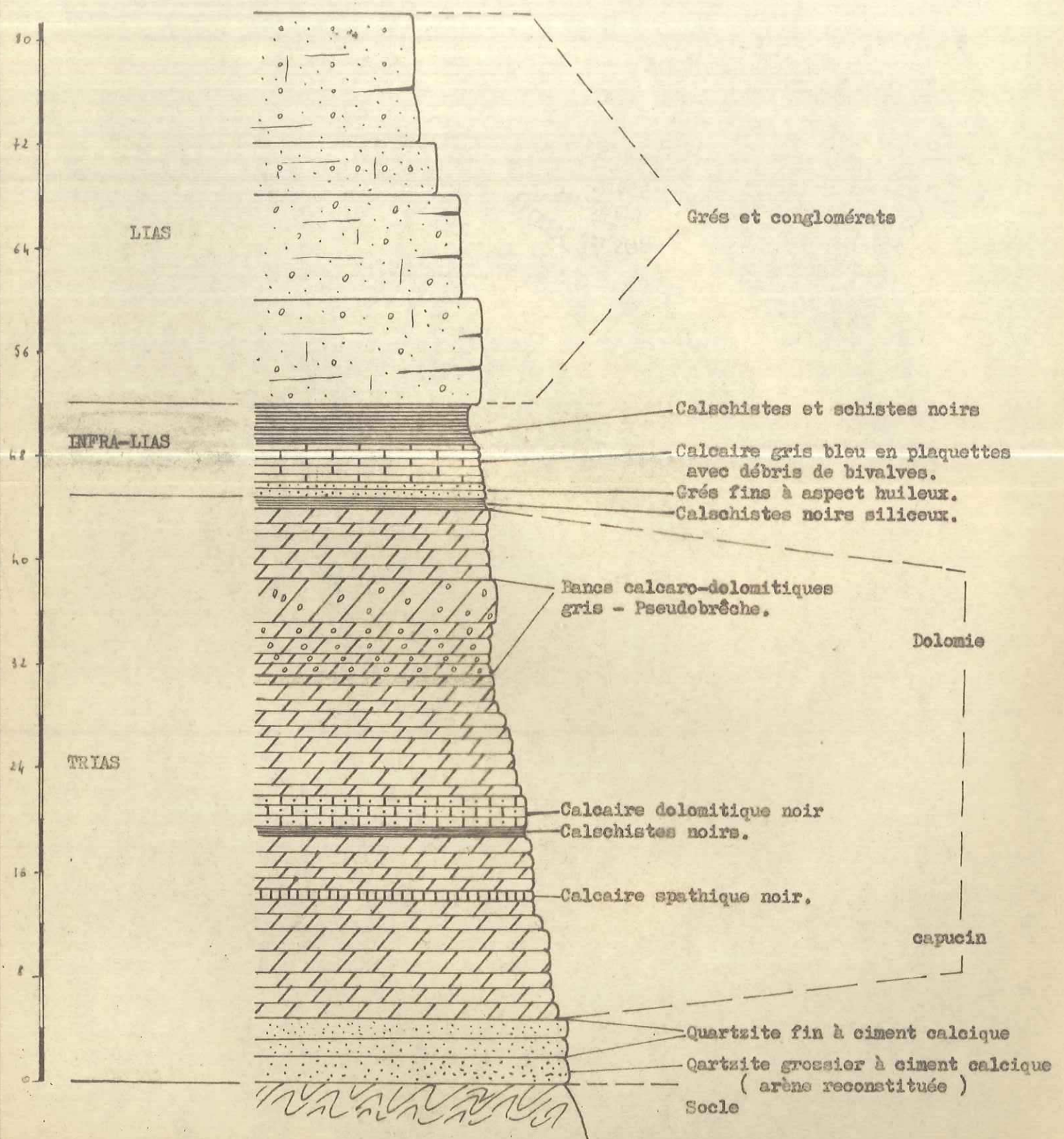
LE TRIAS DU COL DE VOZE (Coupe prise au long de la voie du T.M.B.)



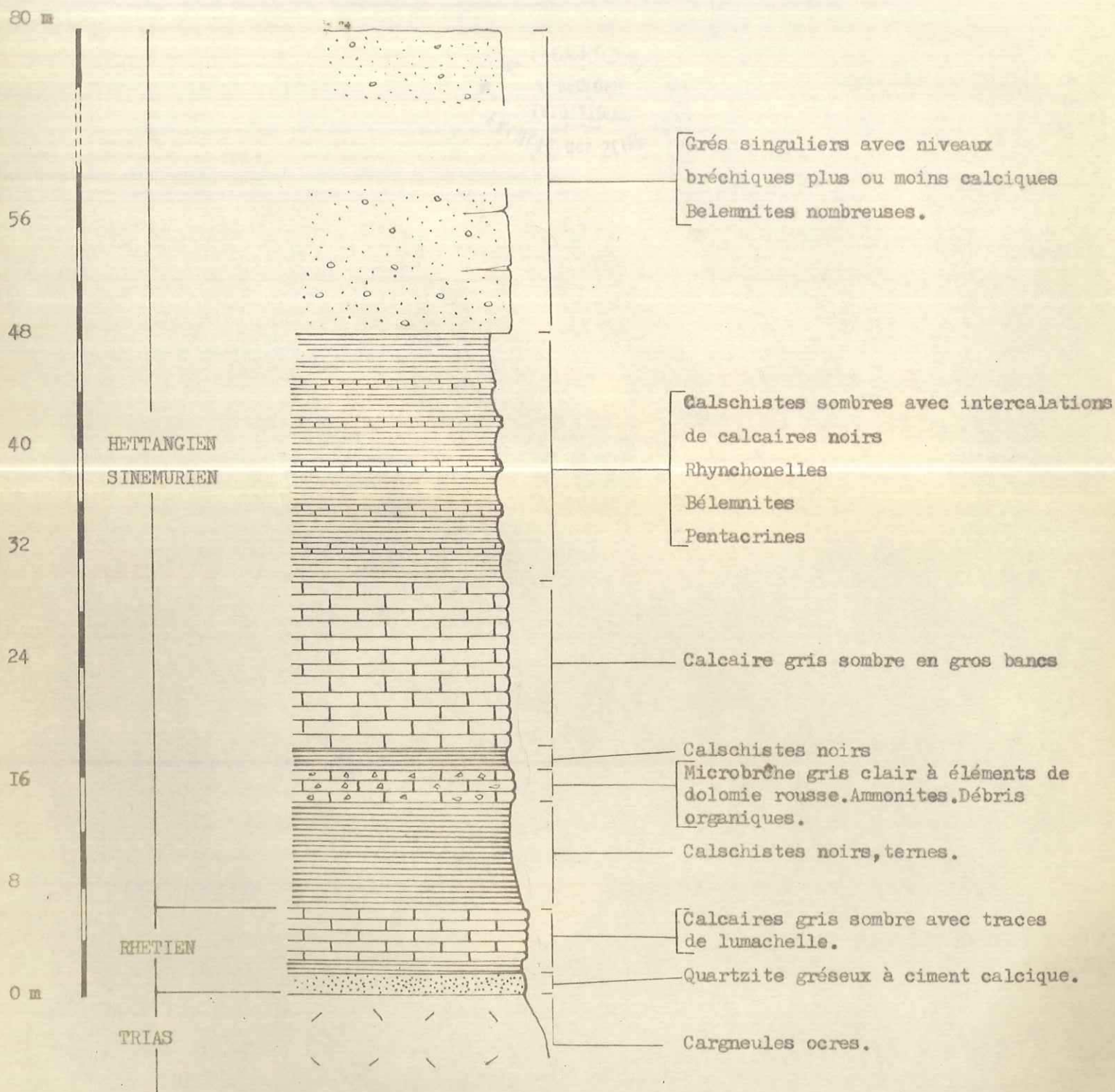
COUPE DE LA SERIE SEDIMENTAIRE DU COL DU BONHOMME

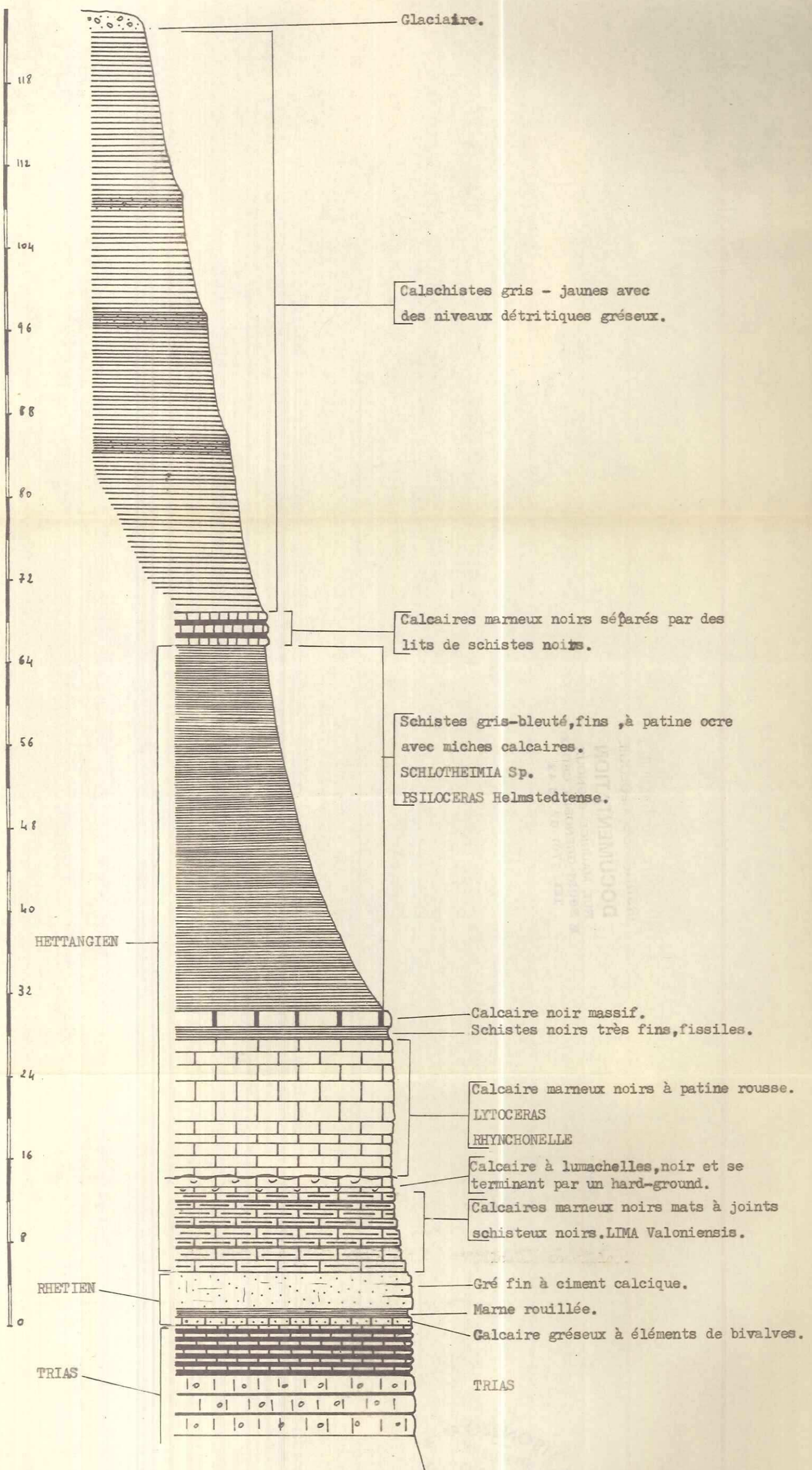
(entre col Bonhomme et rocher de V.S.)

Planche N° IV.



Coupe du sentier





Glaciaire.

Calschistes gris - jaunes avec des niveaux détritiques gréseux.

Calcaires marneux noirs séparés par des lits de schistes noirs.

Schistes gris-bleuté, fins, à patine ocre avec niches calcaires.
 SCHLOTHEIMIA Sp.
 PSILOCERAS Helmstedtense.

HETTANGIEN

Calcaire noir massif.
 Schistes noirs très fins, fissiles.

Calcaire marneux noirs à patine rousse.
 LYTOCERAS
 RHYNCHONELLE

Calcaire à lamelles, noir et se terminant par un hard-ground.

Calcaires marneux noirs mats à joints schisteux noirs. LIMA Valoniensis.

RHEPIEN

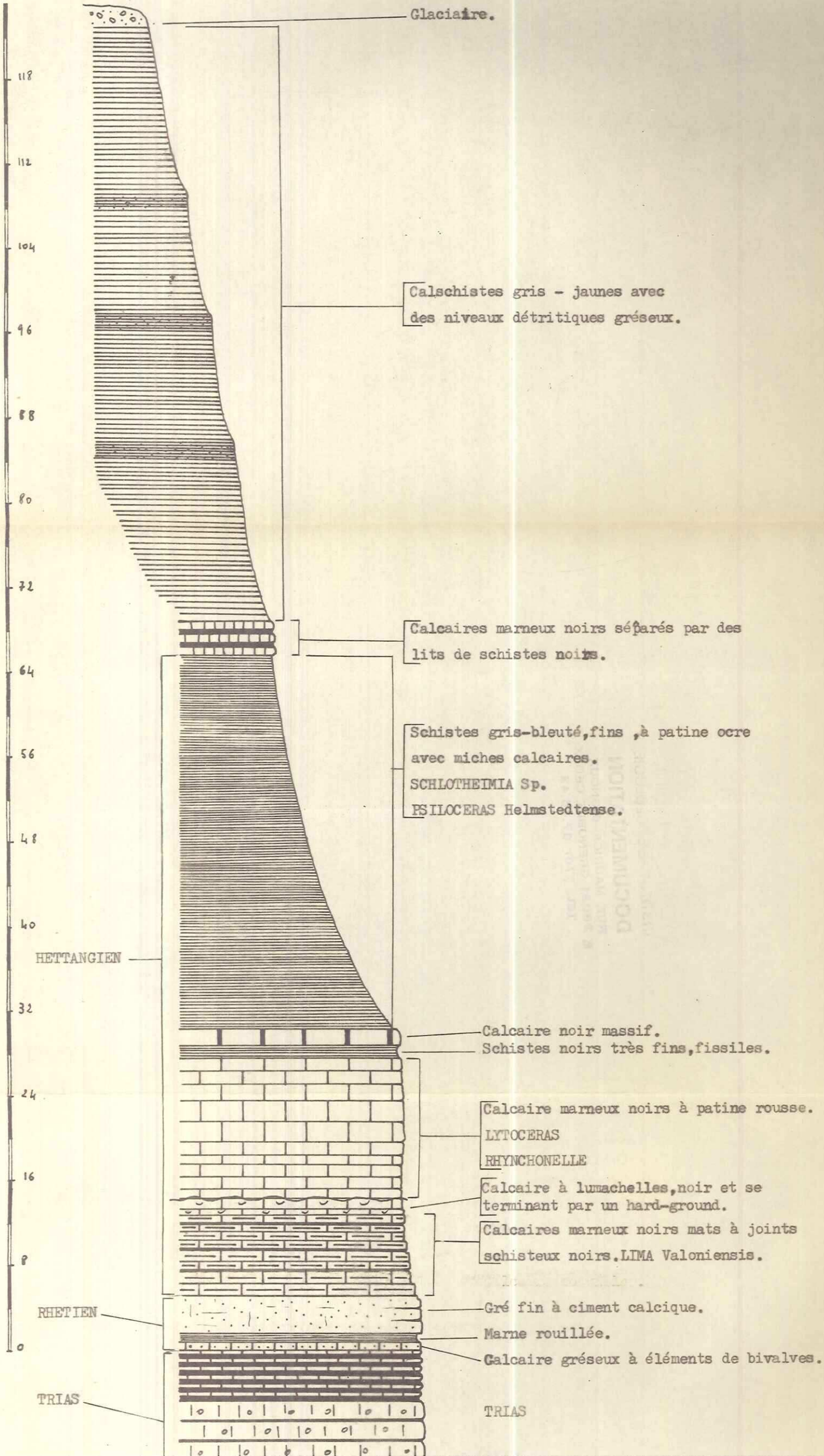
Gré fin à ciment calcique.

Marne rouillée.

Calcaire gréseux à éléments de bivalves.

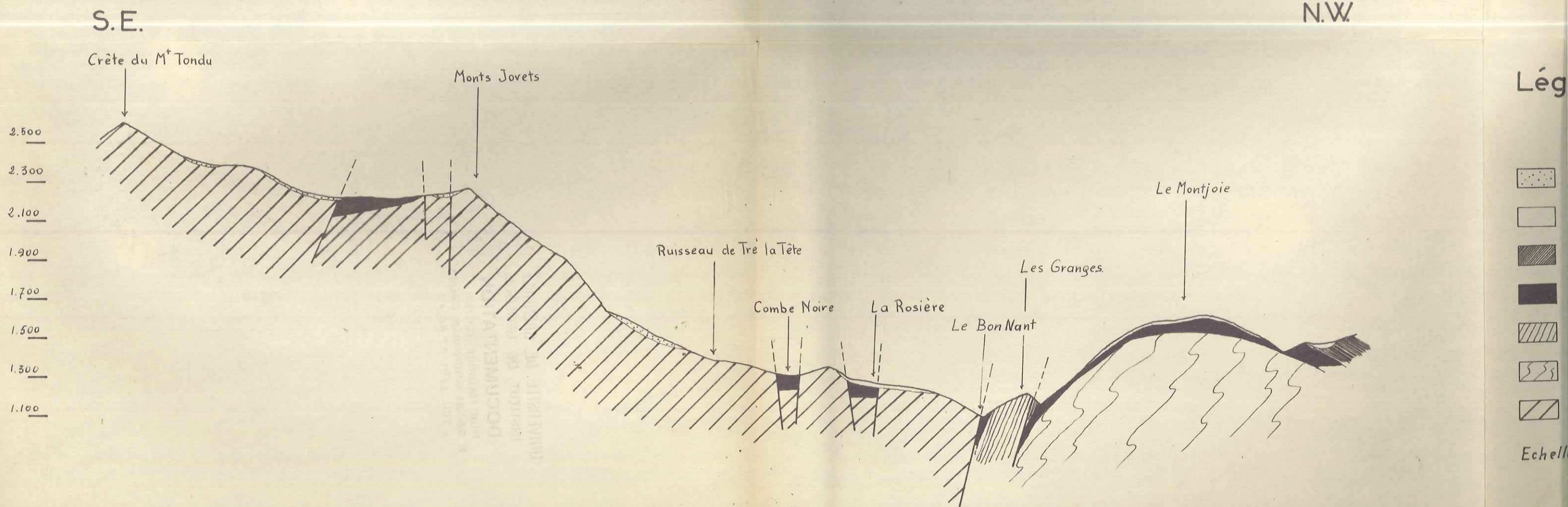
TRIAS

TRIAS



COUPE DE LA VALLEE DU BON NANT

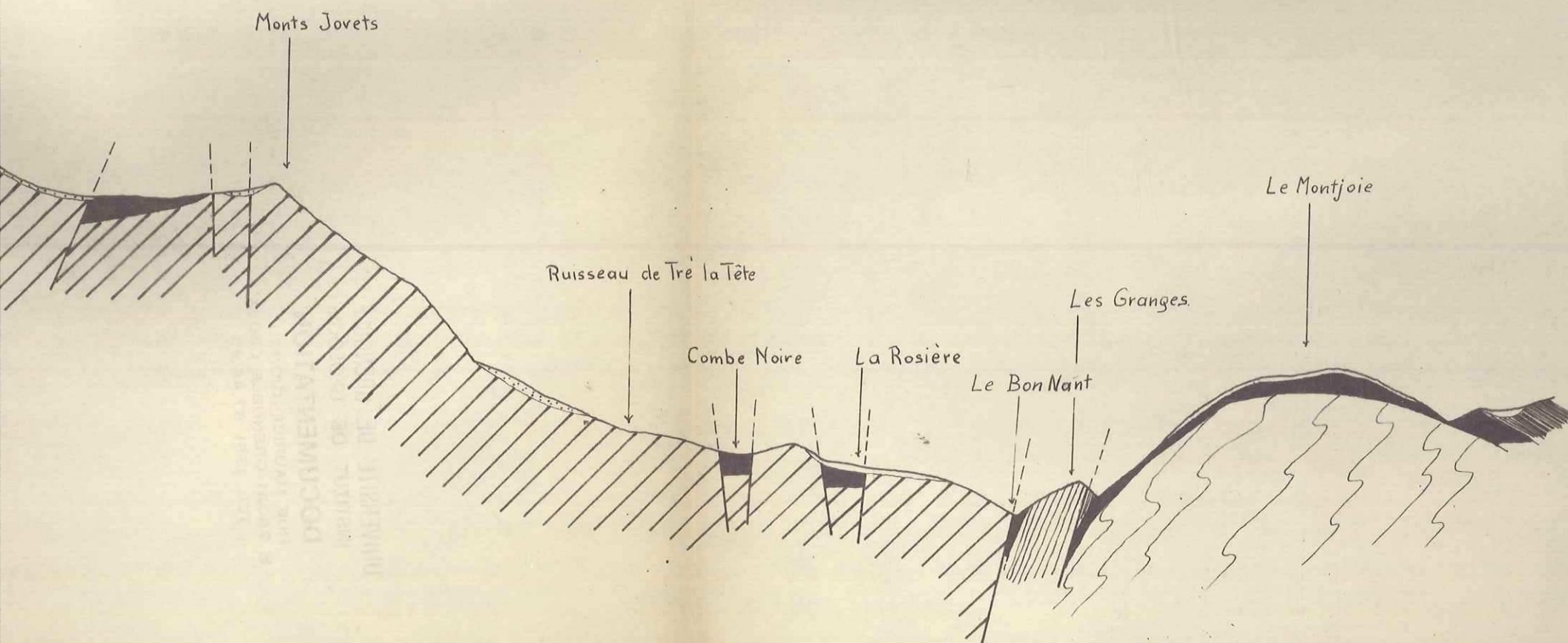
à 300m. en amont de N.D. de la Gorge










VALLÉE DU BON NANT

de N.D. de la Gorge

N.W

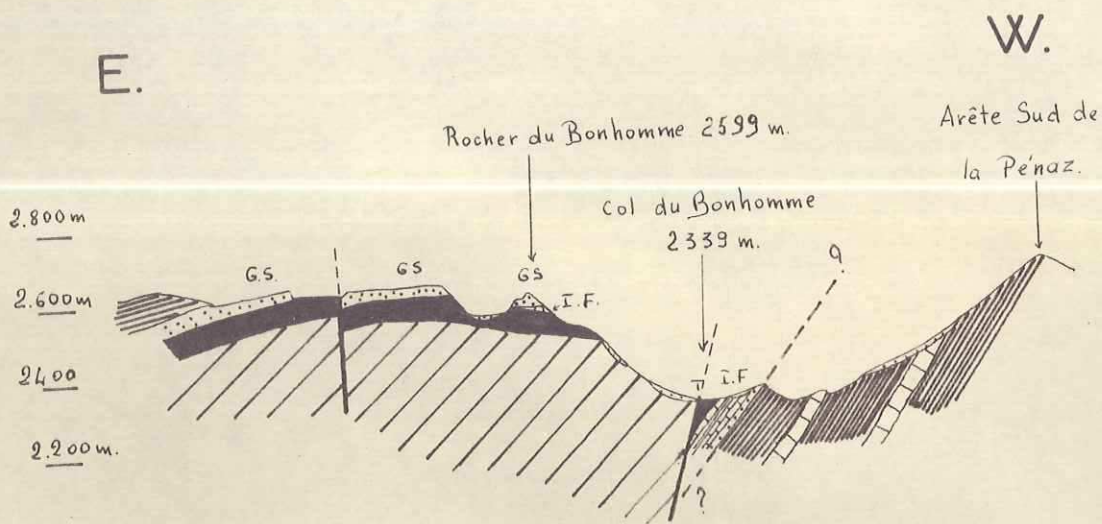


Légende






-  Eboulis
 -  Glaciaire
 -  Lias inférieur
 -  Trias
 -  Ectinites
 -  Migmatites
 -  Cristallin du Mont-Blanc.
- } Série satinée

Echelle: 1/20.000.



COUPE DU ROCHER DU BONHOMME



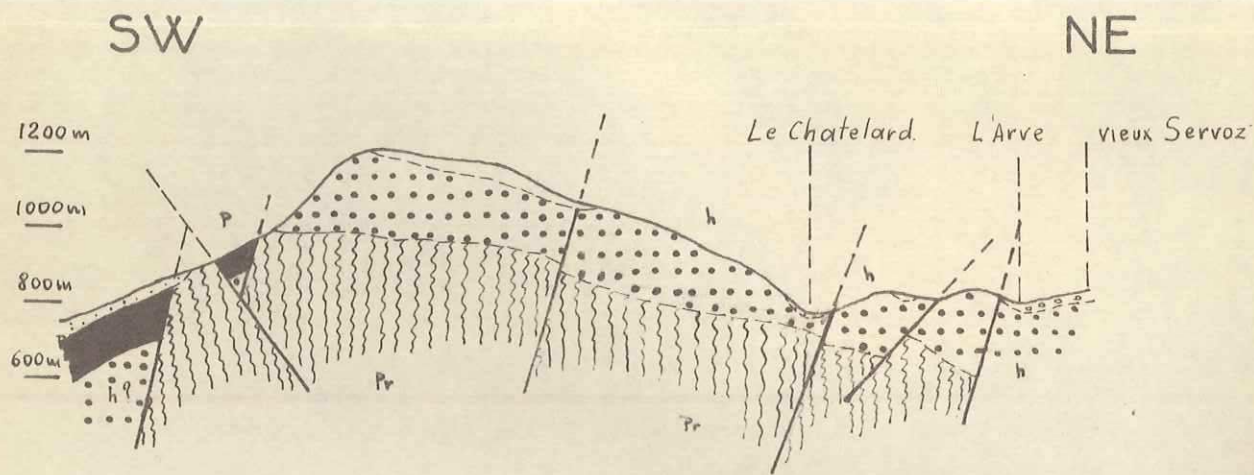
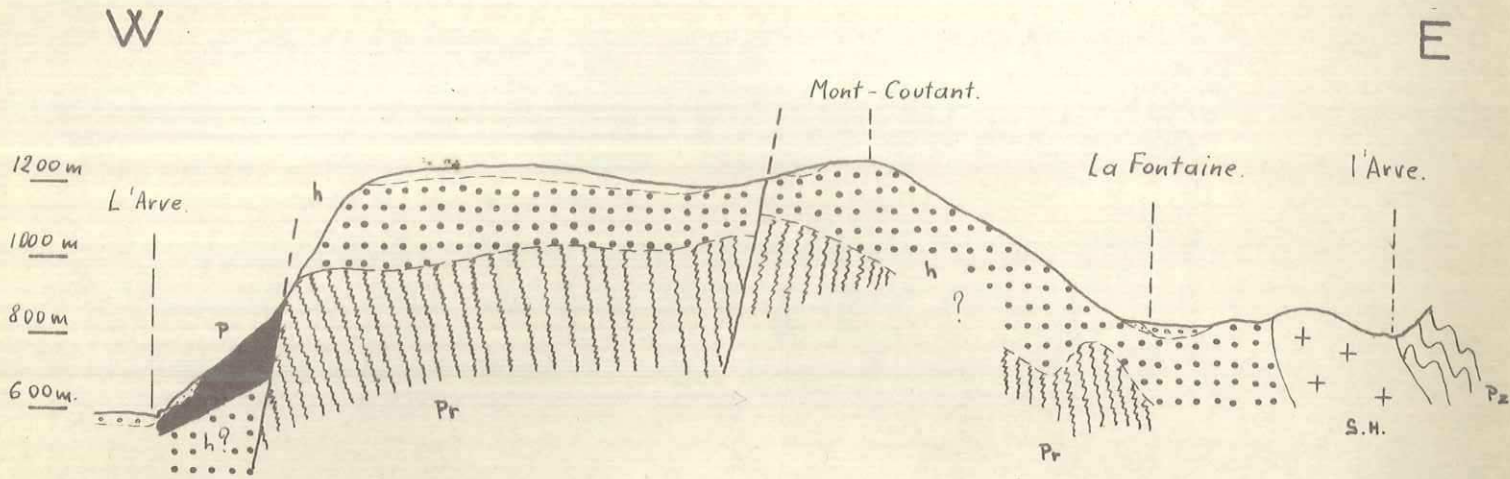
Légende

-  Eboulis
-  Grès singuliers GS
-  Infra-Lias (Rhétien . Hettangien) I.F.
-  Trias T.
-  Socle du Mont-Blanc

Série de Roselette

-  Schistes
-  Calcaires

Echelle : 1/20.000^e



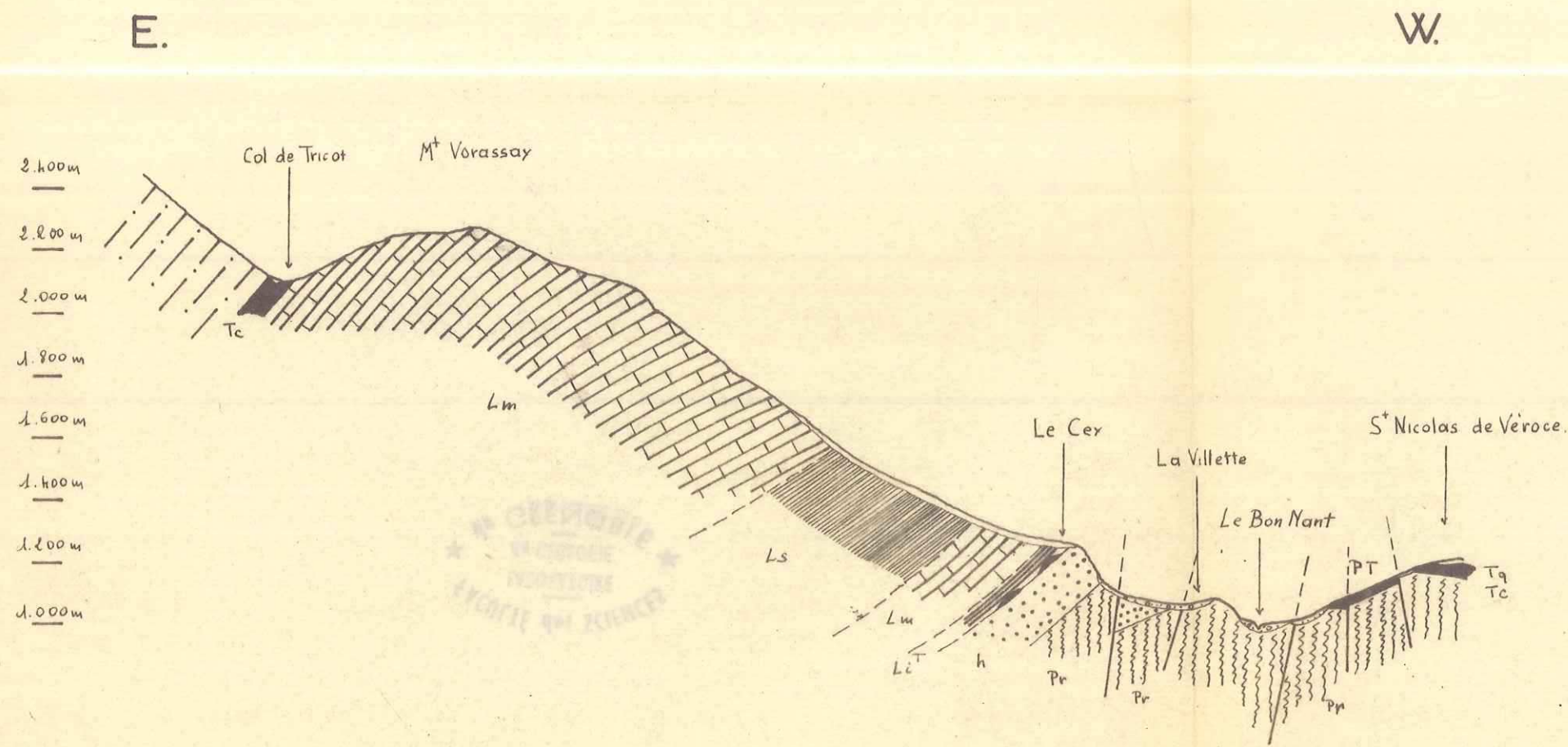
Légende

Echelle 1/20.000^e











- | | | | | | |
|--|-----------|--|-----------------|--|--------------------------------|
| | Eboulis | | P Permo-trias | | Pr Complexe du Prarion. |
| | Glaciaire | | h Houiller | | S.H. " " de Servoz-les Houches |
| | Alluvions | | Pz " " Pormenaz | | |

COUPE DE LA VALLEE DU BON NANT

à la hauteur de Saint-Nicolas de Véroce



Légende

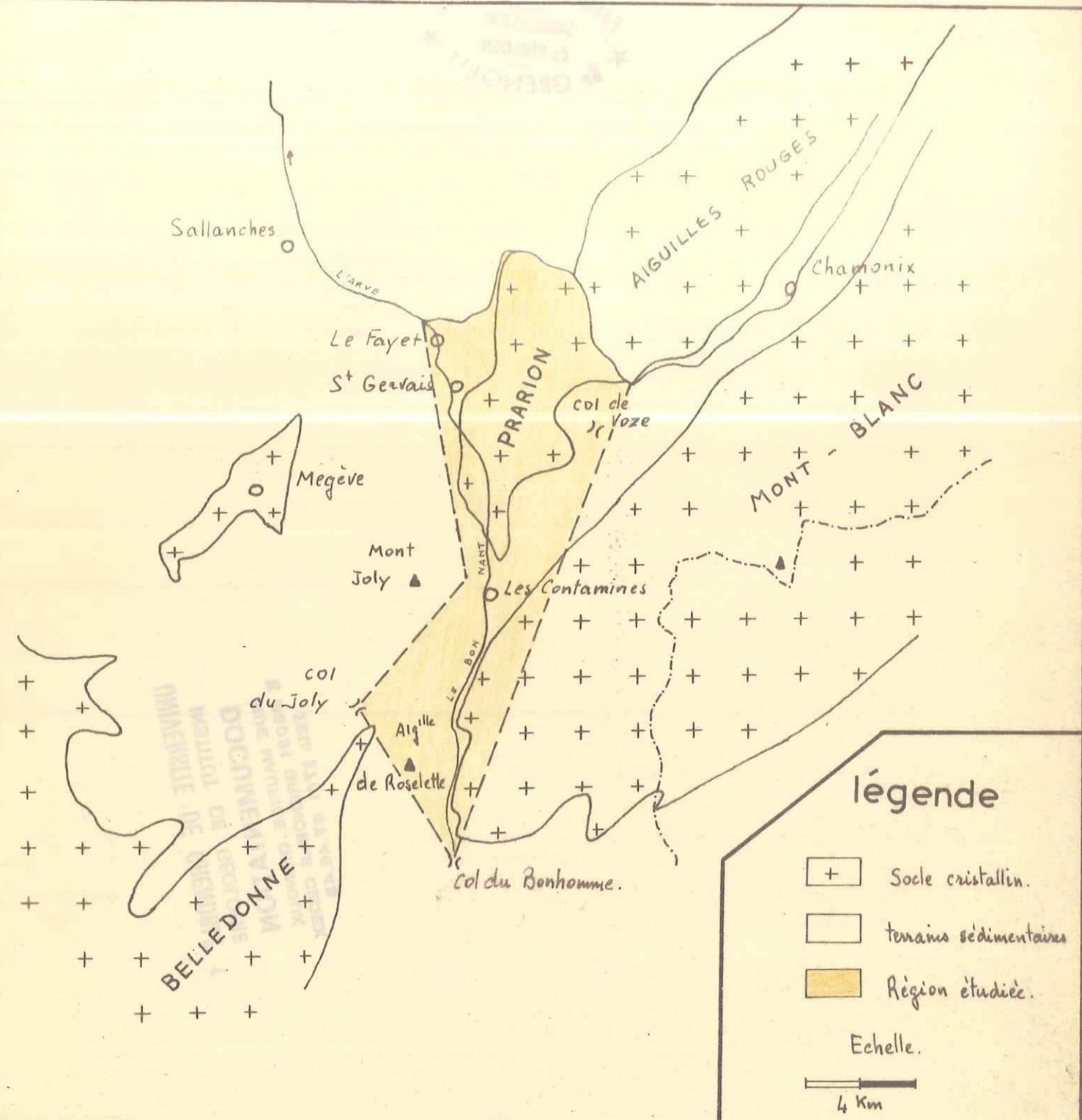
-  Eboulis
 -  Glaciaire
 -  Alluvions
 -  Lias supérieur
 -  Lias moyen.
 -  Lias inférieur
 -  Permo-Trias
 -  Houiller.
 -  Cristallin du Prarion.
 -  " " " Mont-Blanc.
- P.T = Permo-Trias
 Tq = Quartzites (Trias)
 Tc = Carnéules. (Trias)

Echelle 1/20.000^e

CONTEXTE GEOLOGIQUE

de la région étudiée

Planche N° I



légende

- + Socle cristallin.
 - terrains sédimentaires
 - Région étudiée.
- Echelle.
- 4 Km

D'après L. Moret . 1928.