

Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band: 12 (1959)
Heft: 4

Artikel: Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes
Autor: Schaer, Jean-Paul
Kapitel: Stratigraphie
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-739076>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 29.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

STRATIGRAPHIE

LES SCHISTES LUSTRÉS.

La connaissance des Schistes lustrés n'a pas encore été renouvelée dans le Valais central comme elle le fut dans la Zone Sion-Courmayeur (R. Trümpy, 1951 et 1954) ou en Vanoise (F. Ellenberger, 1958a).

Nous n'avons que peu de chose à dire de cette formation qui n'affleure que très peu dans le secteur envisagé ici. Faute de pouvoir apporter des précisions nouvelles, nous garderons le terme de « Schistes lustrés » pour les calcaires et les calcschistes du synclinal des Chèques. Dans notre région ils sont par trop mal représentés pour que l'on puisse y créer une stratigraphie de détail. Ils furent déjà étudiés par J.-M. Vallet (1950); nous nous contenterons de reprendre quelques points particuliers.

On peut admettre un âge mésozoïque de cette formation sans pouvoir prétendre à plus de précisions pour le moment. La plus grande partie des roches sont des calcaires de teinte grise en cassures fraîches, mais qui, à l'altération, prennent une patine brune caractéristique. Les lits ont presque toujours un aspect satiné; on y remarque parfois, près des zones de mouvement, le développement d'assez grands micas blancs. Il n'est pas rare que les plans de stratification soient également recouverts d'une pigmentation charbonneuse.

Si l'ensemble de la formation offre des caractères distinctifs très nets par rapport aux formations encaissantes, ce qui fait croire à sa monotonie, un examen attentif révèle que les Schistes lustrés du synclinal des Chèques offrent de nombreuses variations de faciès parmi lesquels on peut noter:

- des brèches à éléments dolomitiques,
- des grès calcaires parfois siliceux,
- des marbres beige clair ou gris clair,
- des horizons très riches en substances charbonneuses.

Alors que plus à l'E les Schistes lustrés sont en contact avec les roches du Trias (C. E. Wegmann, 1923), dans notre région

ils se trouvent entièrement emprisonnés dans la formation des Schistes de Casanna supérieurs (Permien). A l'intérieur de cette langue mésozoïque, les glissements de couche à couche qui ont accompagné les plissements disharmoniques, ont détruit la superposition originelle.

LE TRIAS.

Les étages du Trias sont représentés dans l'ensemble du domaine pennique par des formations très différenciées qui ne présentent que peu de variations latérales de faciès. On peut de ce fait, malgré les complications, donner un âge relatif aux roches rencontrées.

Le long du synclinal des Chèques, on trouve les roches suivantes :

- a) les quartzites (Trias inférieur);
- b) le gypse et l'anhydrite (Trias moyen);
- c) les calcaires dolomitiques et les dolomies (Trias supérieur);
- d) les cornieules (formation tectonique).

Les actions tectoniques ont souvent bouleversé la succession normale des couches; elles ont provoqué des amincissements qui peuvent aller jusqu'à la disparition de certains horizons; en d'autres endroits, on voit des accumulations et des redoublements de séries.

Les quartzites.

Dans toute la région, les Schistes de Casanna supérieurs prennent un faciès plus quartzitique lorsqu'on se rapproche du synclinal des Chèques. Cependant on aboutit rarement aux quartzites massives à grain fin qui devraient caractériser la base du Trias. D'autre part, des roches quartzitiques homogènes, blanches et fines, présentant beaucoup d'analogie avec les faciès réputés typiques du Trias inférieur, se rencontrent parfois assez loin du synclinal des Chèques. Pour rendre compte de ces faits, on doit considérer les possibilités suivantes :

- a) Le faciès des grès quartzitiques assez purs et homogènes n'est pas développé partout; il a peut-être disparu de certains secteurs par des érosions anciennes;
- b) Des faciès de quartzites à grain fin se sont développés pendant le Permien déjà (Schistes de Casanna supérieurs);

- c) Les actions tectoniques ont entraîné des masses de quartzites triasiques typiques et les ont placées dans des positions assez anormales. Il est très difficile de reconnaître ces masses qui se seraient perdues dans les Schistes de Casanna supérieurs où l'on rencontre certainement des roches autochtones présentant un aspect semblable.

Ces considérations nous engagent à grouper, dans les remarques qui vont suivre, toutes nos observations sur les faciès de quartzites à grain fin; ce sont certainement pour la plupart des roches triasiques, mais certaines peuvent être permienes.

Les quartzites typiques du Trias forment la petite pyramide du Mont-Carré, l'arête entre le Mont-Carré et le Mont-Rouge en alternance avec des cornieules; de là, on les suit dans les premiers contreforts du Mont-Loéré. Vers le SE, comme le signale Calame (1954), les quartzites se retrouvent entre la Meina et le Pt 2494. Plus au SE encore, elles n'apparaissent plus de façon typique qu'aux Dents-Rousses où elles forment la base de ces sommets de cornieules. Vers le Pt 2741,8 on peut encore leur rattacher une bande prise entre des cornieules. Dans la région de La Chaux (SE de Verbier), signalons deux affleurements: un au N du Pt 2106, l'autre au-dessous des cornieules à l'W du Pt 2184. On retrouve des quartzites assez typiques mais très écrasées dans la gorge du torrent de Lourtier, au-dessous du Pt 1618.

En dehors de cette série d'affleurements qui ne posent pas de problèmes particuliers, des quartzites existent qui, soit par leur aspect pétrographique, soit par leur position tectonique, pourraient se rattacher aux quartzites du Trias. Dans le Val d'Hérémence, entre les cornieules du Trias et la bande des Schistes lustrés, une zone de quartzites compactes blanches apparaît entre la « Fenêtre Essertse » de la conduite forcée Dixence-Tion et des affleurements situés au NE du Pt 1702. J.-M. Vallet, qui décrit ces roches, les compare aux grès des Prasses ¹.

¹ Grès des Prasses: d'après J.-M. Vallet: roche quartzitique massive qui s'intercalerait stratigraphiquement entre le Permo-Carbonifère et le Trias dans les unités tectoniques plus frontales de la nappe du Grand-Saint-Bernard.

Dans le Val de Nendaz, au-dessus des chalets de Siviez, un affleurement assez important de quartzites blanches repose sur des gneiss; elles présentent toutes les caractéristiques et particularités du Trias inférieur. On y reconnaît quelques horizons d'anciens conglomérats. La position particulière de cet affleurement de 10 à 15 m de puissance pris entre les Casannas inférieurs et l'imposante série détritique du Mont-Gond, probablement permienne, nous conduit à envisager avec prudence un âge triasique.

Toujours dans le Val de Nendaz, un peu plus au S, dans la région de Pra-Comoun, à la partie inférieure de l'étroite bande non boisée qui traverse les forêts du Mont-Gond, on trouve des quartzites massives fines en bancs de 20 à 30 cm d'épaisseur, soit blanches, soit blanc verdâtre. Ces assises passent sans transitions marquées aux faciès généralement plus grossiers de la série du Mont-Gond. Par rapport aux quartzites typiques du Trias, elles se distinguent par le fait qu'elles laissent souvent apparaître, sur les surfaces légèrement altérées, des dépôts d'oxydes de fer qui soulignent la stratification; cette coloration provient de résidus de la dissolution de lits légèrement carbonatés (ankérite ?). Des faciès de quartzites fines, blanc verdâtre, se rencontrent en allant vers le SW jusque près du Pt 2741,8 où ils sont toujours associés à la série du Mont-Gond. Il est possible que les quartzites des chalets de Siviez soient également en relations avec ces roches.

Tout au long du synclinal des Chèques, et principalement dans le Val de Bagnes, où les faciès typiques du Trias inférieur font défaut, on note, près des cornieules, de minces horizons quartzitiques de teinte gris verdâtre, légèrement phylliteux; on y reconnaît parfois d'anciens galets roses.

Les quartzites massives très pauvres en éléments phylliteux ne semblent pas se prêter à des effets de laminage importants; par contre, elles furent broyées et on constate, que dans les affleurements du Mont-Carré et du Mont-Rouge, elles sont réduites en des amas de petits parallélipèdes, voire de sable. D'autres quartzites plus riches en phyllites sont écrasées et laminées, mais par suite de la présence fréquente de petits plis ou de gaufres, de leur granulométrie hétérogène, on n'aboutit

presque jamais à la formation de quartzites en plaques comme il en existe à Evolène.

Contrairement à ce qu'a pu constater Ellenberger en Vanoise, dans le synclinal des Chèques, on ne peut pas opposer un Trias quartzitique local, à un Trias dolomitique et gypseux exotique.

En résumé, nous rattachons au Trias inférieur, les assises de quartzites relativement pures qui font suite, sans trace de discontinuité, aux formations quartzo-feldspathiques des Schistes de Casanna supérieurs; la granulométrie, la composition (teneur en minéraux phylliteux), la couleur varient passablement sur de faibles distances.

Les calcaires dolomitiques et les dolomies.

Ces masses de roches carbonatées se rencontrent en de nombreux points du synclinal des Chèques, principalement là où la puissance des autres formations mésozoïques est assez importante. Elles sont donc surtout représentées dans le Val d'Héremence, alors qu'elles apparaissent rarement dans le Val de Nendaz et qu'elles sont pratiquement inexistantes dans le Val de Bagnes. Comme J.-M. Vallet le signale, le plus bel affleurement se situe au S d'Artseno. Là, la roche est compacte, massive, de teinte beige blond. La paroi qui forme l'affleurement a quelque 20 m de puissance; elle repose sur des gneiss albitiques qu'on peut rattacher aux Casannas supérieurs ou inférieurs.

J.-M. Vallet (1950) et J.-J. Calame (1954) signalent un affleurement à la base des cornieules de l'arête allant du Mont-Rouge au Mont-Carré. Il est formé de calcaires dolomitiques bleu foncé et de dolomies beiges. De ce point-là et en suivant le synclinal des Chèques en direction du SW, les dolomies et les calcaires ne se rencontrent plus qu'en tant qu'éléments de la brèche tectonique des cornieules.

Lorsque la trituration du matériel s'intensifie (cf. p. 493), on perd petit à petit toute trace certaine de la roche de départ, il ne reste que la cornieule. Les brèches dolomitiques et les cornieules attestent l'extension beaucoup plus grande des faciès

carbonatés. Les brèches à éléments dolomitiques se rencontrent en suivant le synclinal des Chèques d'E en W, aux endroits suivants: dans le Val de Nendaz, torrent de Tsacha, près de Combartseline, au S de l'alpe de Noveli, à l'E des Dents-Rousses, puis dans les « combes triasiques » qui se trouvent de part et d'autre du col situé au S du Pt 2741,8.

Le gypse

est rare dans le synclinal des Chèques; J.-J. Calame (1954) décrit les affleurements du Mont-Carré et du Mont-Rouge, où la roche est remarquable par sa blancheur, sa cristallinité. Nous avons également rencontré un peu de gypse (env. 1 m d'épaisseur) à l'altitude de 1900 m le long du ruisseau passant au S de l'alpage de Noveli; ce gypse est intimement lié aux cornieules.

Les cornieules.

Dans le secteur étudié, ces roches sont celles qui présentent le plus de continuité dans la série des formations mésozoïques. Grâce à leur teinte ocre facilement reconnaissable¹ et à la végétation particulière qui leur est associée, elles dessinent d'une façon admirable les grandes lignes de la structure géologique. Malheureusement elles représentent plus un horizon tectonique qu'un niveau stratigraphique défini; elles peuvent recouper des plis, s'injecter dans les formations voisines; au Mont-Rogneux (E de Verbier), elles se trouvent en petites quantités dans les Schistes de Casanna inférieurs.

Pour expliquer la formation de ces roches particulières, on doit toujours s'en référer au travail fondamental de W. Brückner (1941) qui a montré l'effet du gypse et de l'anhydrite sur les dolomies ou les calcaires dolomitiques. F. Ellenberger (1958a) a souligné combien les actions tectoniques devaient être importantes dans ce schéma. Dans le synclinal des Chèques, les cor-

¹ Des dépôts morainiques fins particulièrement riches en magnétites (qui proviennent des roches vertes des Schistes de Casanna inférieurs) s'installent sur les replats du synclinal des Chèques. Ils peuvent donner des sols de teinte assez comparable à ceux des cornieules mais ils présentent, par contre, une végétation différente.

nieules ne forment que rarement des masses imposantes (à l'exception du Mont-Rouge), elles sont souvent réduites à quelques mètres de puissance et subissent constamment des variations importantes d'épaisseur. Comme les autres roches mésozoïques, c'est dans le Val d'Hérémence qu'elles sont le mieux représentées; dans le Val de Nendaz on les suit relativement facilement sur tout le flanc W de la vallée jusqu'au S de l'alpage de Noveli. Sur l'autre versant, elles n'apparaissent en

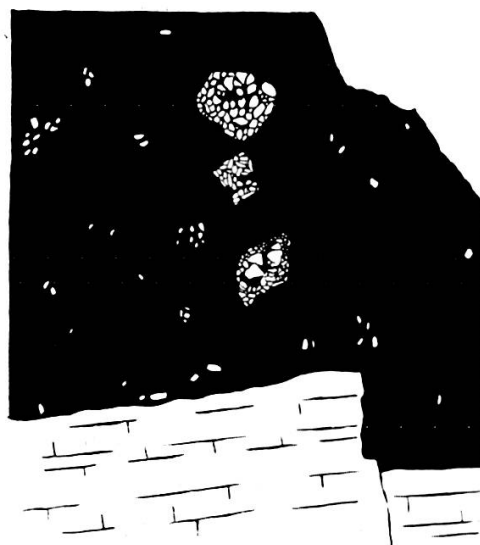


Fig. 2.

Contact entre les quartzites du Trias et les cornieules (en noir) aux Dents Rousses.

En arrière d'une petite faille, paquets de quartzites bréchifiées plus ou moins assimilés par la cornieule.

affleurements qu'au-dessus de 2200 m. Après les deux gendarmes des Dents-Rousses formés par cette roche, la puissance de la bande de cornieules tend à diminuer vers le SE: Lac des Vaux, alpe de la Chaux, les Slieurons, le Pt 1618 au-dessus du torrent de Lourtier. Dans la galerie de l'E.O.S., en aval de Fionnay, elles furent traversées lors des travaux de percement, sans qu'on y prenne garde; ce n'est que par des reconnaissances ultérieures attentives, qu'on a pu constater leur présence, matérialisée par une couche de 20 à 50 cm qui recoupait obliquement la galerie (aimablement communiqué par M. Welti, géologue à Grande Dixence).

Presque partout où elles affleurent dans notre région, les cornieules sont très riches en éléments exotiques qu'elles emballent et qui donnent à la roche un aspect de brèche à gros éléments. On y reconnaît des quartzites du Trias, des dolomies et calcaires dolomitiques, des quartzites et gneiss des Schistes de Casanna supérieurs, quelques roches vertes des Schistes de Casanna inférieurs. J.-J. Calame (1954) signale une prasinite rencontrée dans les cornieules du Mont-Rouge. Aux Dents-

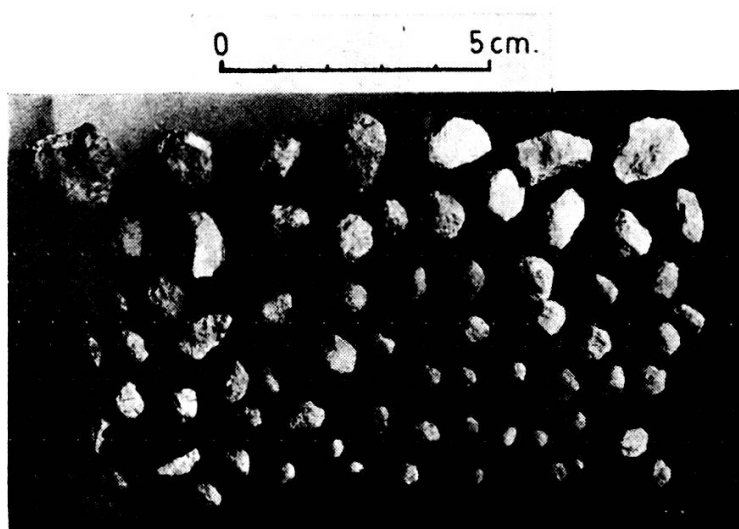


Fig. 3.

Morceaux de calcaires dolomitiques, plus ou moins arrondis, extraits de la cornieule des Mayens de Riddes.

Rousses, des conditions d'affleurement particulièrement favorables permettent de suivre le processus de la formation de ces brèches (fig. 2). Les quartzites qui forment le soubassement de ces sommets sont affectées par une petite faille. En arrière de celle-ci, on voit des paquets de quartzites nager dans la cornieule; plus loin la cornieule semble avoir digéré presque complètement ces amas de blocs de quartzites qu'on ne retrouve plus que sous la forme de morceaux anguleux répartis presque au hasard dans la masse de la roche. En de nombreux endroits nous avons rencontré dans les cornieules des roches qui évoquent une origine sédimentaire (sables fins bien lités, apparence de graded bedding avec galets de calibres et de teintes diffé-

rents, très bien arrondis). A part quelques rares cas, toutes ces roches doivent leurs caractères à des actions tectoniques. Dans la galerie Lourtier-Mayens de Riddes, des Forces Motrices de Mauvoisin, le Trias situé tectoniquement dans des unités plus extérieures que celles que nous avons étudiées, offrait de très beaux affleurements de ce type de cornieule.

La figure 3 montre des galets extraits de cette roche; certains sont anguleux, d'autres assez arrondis; ils sont tous dolomitiques. Une assez forte proportion de la roche dont ils sont extraits (10-20%) est formée de gypse et nous avons constaté que les galets arrondis qui présentent parfois un aspect poli, sont toujours en contact avec ces masses gypseuses. La forme des galets est due à une action mécanique jointe à une action chimique du gypse.

Pour expliquer l'allure sédimentaire de certaines cornieules, nous pensons qu'il a pu se produire, par dissolution des gypses, de petites cavernes, où les éléments de la brèche se sont sédimentés. Ces roches ne peuvent avoir qu'une très faible importance.

En résumé, nos observations concordent très bien avec celles d'Ellenberger (1958a) en Vanoise, qui écrit (p. 210): «Toute bande de cornieule, aussi minime soit-elle, implique presque inévitablement une discontinuité mécanique quelconque, une surface listrique, ou un charriage. La chose ne se comprend que si l'on remplace par la pensée la cornieule par une masse de roche concassée, emballée dans l'anhydrite avec ou sans sel gemme. »

LES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES.

Pennique inférieur (E. Argand, 1934).

Dans son étude géologique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hérémente, J.-M. Vallet (1950) fait une revue historique de l'emploi du terme de «Schistes de Casanna» (pp. 331-334), c'est pourquoi nous nous contenterons de résumer les renseignements donnés par cet auteur. Le terme de Schistes de Casanna fut créé par G. Theobald (1866) et introduit en Valais par Gerlach en 1871. Il désigne dans le pennique valaisan un complexe de la nappe du Saint-Bernard. Les roches groupées sous cette dénomination comprennent un vaste éventail pétro-

graphique; elles étaient, au départ, de compositions différentes et ont subi des actions métamorphiques assez variables suivant les endroits. Pour le moment, des corrélations entre les différentes zones de Schistes de Casanna sont difficiles. Pour cette raison, il ne nous paraît pas judicieux d'abandonner ce terme dont nous connaissons les inconvénients (sa signification change suivant les auteurs) mais il a au moins l'avantage de ne pas prétendre à trop de précision.

Il est admis, par tous ceux qui ont travaillé depuis de nombreuses années dans le domaine pennique, que ces roches sont antétriasiques. C'est C.-E. Wegmann (1923) qui a divisé les Schistes de Casanna en deux groupes d'âge différent:

- 1° les Schistes de Casanna supérieurs vont du Carbonifère à la base du Permien; ils sont essentiellement quartzitiques;
- 2° les Schistes de Casanna inférieurs sont carbonifères ou plus anciens, ils contiennent beaucoup de roches vertes.

Nous allons adopter cette classification qui, dans la région que nous avons étudiée, offre de nombreux avantages.

Les Schistes de Casanna supérieurs.

Les Schistes de Casanna supérieurs sont un complexe de roches quartzophyllitiques où les quartzites albitiques séricitochloriteuses sont dominantes. Ces anciens sédiments détritiques, tantôt fins, tantôt grossiers, passent des grès aux arkoses et aux conglomérats. La formation a subi principalement les effets du métamorphisme alpin caractérisé par la cristallisation dans le faciès des schistes verts (Green schist facies d'Eskola) mais surtout par un dynamométamorphisme intense. Les Schistes de Casanna supérieurs ou plus simplement les Casanna supérieurs se distinguent par le fait qu'ils ne contiennent pas de prasinites (C.-E. Wegmann, 1923). J.-M. Vallet (1950) et J.-J. Calame (1954) adoptèrent cette classification.

La limite supérieure.

Les Schistes de Casanna passent sans transition aux quartzites du Trias. Au sommet des formations permienes, on remarque un appauvrissement de la teneur en chlorite et séricite,

en même temps que la concentration en quartz augmente. Nous avons considéré comme triasiques, les quartzites homogènes, à grain fin, relativement pures qui couronnent ce cycle sédimentaire détritique. Au-dessous de ces assises, on trouve assez souvent des formations à niveaux conglomératiques où se rencontrent des galets de quartz rose.

La limite inférieure.

La limite inférieure de la série est plus délicate à tracer. Cependant, lorsqu'on remonte le Val de Nendaz jusqu'au barrage de Cleuson, on est frappé par les changements de couleur et de forme du paysage rocheux. En aval les teintes claires dominant, mais dès qu'on atteint la moitié du petit lac artificiel, tous les affleurements sont plus sombres, les sommets et les arêtes, quoique plus élevés, sont moins découpés; les roches sont souvent couvertes par des lichens de couleur orange qui ajoutent leurs taches à celles produites par les oxydes de fer. Lorsqu'on cherche à préciser cette limite, les caractères distinctifs manquent. Cependant, dans une grande partie de notre secteur, nous avons eu la bonne fortune de rencontrer, dans cette zone de transition, un horizon repère formé par une bande de porphyres quartzifères que nous avons pu suivre depuis le Val des Dix jusqu'au Val de Bagnes, près de la cabane Mont-Fort du C.A.S. (J. P. Schaer, 1959). Nous rattachons encore cette assise aux formations des Schistes de Casanna supérieurs parce qu'elle se trouve, par places, encadrée par des formations conglomératiques qui gardent les principaux caractères des Casanna supérieurs. Au-dessus de cette limite, les prasinites sont rares.

Situation, caractères et division des Schistes de Casanna supérieurs.

Nous divisons les Schistes de Casanna supérieurs de la région étudiée en deux séries qui représentent plus des unités tectoniques différentes que des complexes strictement stratigraphiques.

La masse principale se situe entre le synclinal des Chèques et les porphyres quartzifères qui limitent la formation vers le S

(Pralong-Clocher de Noveli - Cleuson - Col de Chassoure - cabane Mont-Fort). C'est la *série du Greppon-Blanc*.

Plus au N, sous le même synclinal des Chèques, on retrouve un complexe de roches des Schistes de Casanna supérieurs, dont la plus grande partie dérive d'anciens conglomérats. C'est la *série du Mont-Gond*.

Les Schistes de Casanna supérieurs sont formés de *roches détritiques monométamorphiques* quartzo-séricitiques; elles contiennent un peu de chlorite, et très peu de carbonates. La teinte générale est claire, un peu verdâtre, parfois légèrement bleutée. Le grain est très variable et dépend à la fois des constituants originels, de la recristallisation et des actions tectoniques postérieures. J.-M. Vallet (1950) et J.-J. Calame (1954) y ont décrit différentes variétés pétrographiques qui furent assimilées à des horizons stratigraphiques. Nous pensons qu'une stratigraphie n'est possible dans cette formation que par la mise en évidence de niveaux précis possédant une extension assez large, alors que celle basée sur les caractères pétrographiques est illusoire, tant les récurrences sont fréquentes.

LA SÉRIE DU GREPPON-BLANC.

Sont compris dans cette série:

Les schistes séricitiques du Montset,

Les schistes séricitiques et grès sériciteux des pointes d'Essertse,

Les grès et schistes séricitiques du Mont-Loéré,

Le groupe des phyllites,

La plus grande partie des schistes et gneiss du Mondra, des divisions introduites par Vallet (1950) (pp. 366-370 et 346), de même que la série intermédiaire introduite dans ce complexe par J.-J. Calame (1954) (pp. 15-16).

Ces roches furent décrites en détail par J.-M. Vallet surtout et par J.-J. Calame. Dans un travail précédent (J.-P. Schaer, 1959), nous avons donné des informations sur la limite inférieure de la formation et sur la position des porphyres quartzifères qui s'y rencontrent. C'est pourquoi nous nous contenterons ici de quelques renseignements généraux.

On observe une des coupes les plus complètes en longeant le chemin qui suit l'ancien bisse du Chervé, entre l'alpage de la Meina et Cleuson (Val de Nendaz) ou mieux encore en suivant les crêtes entre le Mont-Rouge et la Pointe-de-la-Rosette. Au Mont Loéré, on débute dans des roches très quartzitiques qui se rapprochent beaucoup des quartzites en plaquettes d'Argand; en se dirigeant vers le S, les formations contiennent de plus en plus de séricite, puis de chlorites, sans que ces minéraux parviennent à former la majeure partie de la roche. On retrouve ensuite des quartzites séricitiques parfois très schisteuses (schistes sériciteux des Pointes d'Essertse de Vallet). Plus au S encore la roche redevient un peu plus chloriteuse et souvent plus gneissique; des faciès semblables se poursuivent jusqu'aux porphyres quartzifères.

La série offre toutes les transitions entre les quartzites pures et les gneiss séricito-albitiques. Les minéraux ferromagnésiens sont le plus souvent en concentration assez faible, mais localement, ils peuvent conduire à la formation d'ovardites, parfois même de prasinites à albites, chlorites, épidotes, qui contiennent une forte proportion de minerais (leucoxène, ilménite). D'une manière générale, on peut dire que les termes les plus quartzitiques se trouvent vers le N (donc près du Trias), alors que les termes les plus gneissiques sont au S, près des Schistes de Casanna inférieurs. Dans certaines régions comme au Mondra, les chlorites sont uniformément réparties dans toute la roche alors qu'ailleurs (E du lac des Vaux, par exemple), elles sont surtout concentrées dans de minces niveaux qui alternent avec des roches feldspatho-quartzitiques beaucoup plus claires. On obtient une sorte de gneiss rubanné dont la figure n° 2, planche III, de la publication de C.-E. Wegmann de 1931, donne une très bonne représentation. Le «graded bedding» rencontré confirmerait la position renversée de la plus grande partie de la série du Greppon-Blanc.

La nature détritique, la granulométrie originelle du sédiment se laissent reconnaître en de nombreux endroits. Assez souvent on voit d'anciens niveaux conglomératiques (parfois polygéniques), alors qu'ailleurs quelques galets de quartz sont mêlés à du matériel quartzo-séricitique. Les roches riches en

minéraux phylliteux (séricite surtout, accompagnée parfois de chlorite) représentent le matériel plus fin, plus argileux (schistes sériciteux des Pointes d'Esserts, gneiss du Mondra). En certains endroits, une pigmentation charbonneuse peut devenir suffisamment intense pour tacher les doigts (entre col de Chassoure et Pt 2784).

A l'E du Lac des Vaux, au N du Pt 2784, on rencontre quelques minces niveaux dolomitiques qui permettent de considérer la série du Greppon-Blanc comme la continuation vers le NE de la série du Mont-Laget (A. de Szepessy, 1949; J.-P. Schaer, 1959). Nous ne disposons pour le moment d'aucune donnée qui nous permette d'expliquer la très grande différence de cristallinité et peut-être de métamorphisme qui existe entre ces deux séries que ne sépare qu'une vallée.

Les porphyres quartzifères qui forment la base de notre série du Greppon Blanc (J.-P. Schaer, 1959) sont des tufs. Un échantillon de ces roches récolté près du barrage de Cleuson (pl. I, fig. 1) en illustre la nature composite (présence de nombreux rognons vert sombre, sériciteux, riches en minerais, qui représentent probablement d'anciennes projections volcaniques actuellement fortement déformées).

La foliation et surtout le microplissement sont très développés dans la série du Greppon-Blanc. Les plis y sont très fréquents. Les lentilles de quartz sont abondantes surtout dans les faciès les plus acides; elles représentent parfois d'anciens galets déformés, mais le plus souvent ce sont des veines d'exsudation (C.-E. Wegmann, 1931, pl. V, fig. 6).

La nature détritique de la série du Greppon-Blanc ne fait aucun doute, mais il est probable qu'il s'y mêle une composante volcanique importante formée de tufs acides plus ou moins remaniés. Ainsi l'abondance de l'albite dans certains horizons s'explique-t-elle aisément (A. Amstutz, 1954).

LA SÉRIE DU MONT-GOND.

La série du Mont-Gond pose une série de problèmes stratigraphiques, tectoniques et pétrographiques assez complexes. Nous devons reconnaître objectivement que nous n'avons pas

pu consacrer assez de temps et d'efforts à ce sujet qui paraît, à première vue, assez ardu.

La série du Mont-Gond telle que nous la définissons est un complexe quartzitique, peu métamorphique, situé tectoniquement en avant de la zone triasique du synclinal des Chèques. C'est donc avant tout une unité tectonique composée, de roches qui possèdent de nombreux caractères des Schistes de Casanna supérieurs. La particularité la plus frappante est une granulométrie originelle très grossière et très largement répandue.

Il est souvent difficile de délimiter précisément cette unité tectonique (cf. partie tectonique). Indiquons ici simplement que, du Val d'Hérémence au Val de Bagnes, on rencontre presque toujours entre les Schistes de Casanna inférieurs et le synclinal des Chèques, des roches quartzitiques peu métamorphiques; entre le Val de Nendaz et le Lac des Vaux, elles prennent un développement assez considérable puisque leur puissance peut atteindre et dépasser 500 m. Sur la rive gauche de la Printse, le Mont-Gond est formé uniquement de roches appartenant à ce complexe. C'est entre ce sommet et l'arête située au S du Mont-Rogneux (E de Verbier), soit sur une distance qui, à vol d'oiseau, ne dépasse pas 5 km, que le complexe garde une puissance et une individualité qui nous conduit à le ranger dans un groupe à part: la série du Mont-Gond ¹.

A nouveau, on ne constate pas une limite précise entre la série du Mont-Gond et le Trias. Aux Dents-Rousses, après les quartzites massives et fines qui supportent les cornieules, on arrive par transitions graduelles à d'autres roches quartzitiques plus grossières, dans lesquelles on observe fréquemment des galets de quartz roses. Ces horizons, qui peuvent être à moins de 10 m des faciès typiques du Trias, passent à d'autres assises quartzitiques de plus en plus riches en micas blancs. L'aspect de la roche altérée est beige gris; on voit une très grande quantité de rognons de quartz (galets écrasés, produits d'exsudation). On reconnaît par place des horizons conglomératiques.

¹ Un complexe épais de roches détritiques grossières, qui sur la rive W de la vallée de Bagnes se trouve sous la série du Mont-Laget, semble se rattacher pétrographiquement et tectoniquement à la série du Mont-Gond.

Des quartzites assez massives, bien litées, se rencontrent principalement au S de la formation, parfois en contact avec les cornieules.

Dans la région même du Mont-Gond, les seuls éléments phylliteux rencontrés sont des micas blancs, parfois assez bien développés. Lorsqu'on se dirige vers l'W, la proportion des chlorites augmente. Près du Lac des Vaux, on trouve plusieurs horizons ovarditiques. Les albites recoupent en général le fond chloriteux à l'emporte-pièce et sont toujours chargées d'inclusions charbonneuses, de séricite et d'un peu d'épidote. Avec ces faciès verts, on a parfois de la peine à situer avec précision la limite entre la série du Mont-Gond et les Schistes de Casanna inférieurs composés de prasinites, d'ovardites et de gneiss chloriteux.

Dans la série du Mont-Gond, les faciès chloriteux, comme les niveaux conglomératiques présentent une extension latérale assez réduite. Ce sont des lentilles plutôt que des horizons. Ils contribuent à nous faire admettre que la série du Mont-Gond représente un complexe deltaïque à sédimentation très rapide et très changeante.

Signalons encore que dans la série du Mont-Gond comme dans la série du Greppon-Blanc, des horizons de quartzites albitiques peuvent représenter le remaniement des formations volcaniques acides. On rencontre, en association avec des galets de quartz roses, une concentration de quartz très limpides qui rappellent beaucoup ceux des porphyres quartzifères; ils peuvent former près de 40% de la roche.

Les galets de la série du Mont-Gond.

Nous avons examiné en lames minces, quelques galets de la série du Mont-Gond dont la nature nous paraissait particulièrement intéressante.

Seuls les galets les plus résistants aux actions d'écrasement et de laminage apparaissent nettement dans les affleurements. Les galets de quartz eux-mêmes, qui devaient former la majeure partie de la formation au moment de son dépôt, sont parfois fortement déformés. Toutes les roches plus plastiques (roches

vertes éventuelles, schistes, calcaires, etc.) n'ont laissé que des traînées qui ne permettent plus des investigations microscopiques précises.

Dans l'ensemble de la série du Mont-Gond, on peut récolter de-ci de-là, des galets sombres, gris noir, parfois un peu bleutés; ils ne présentent presque jamais de traces de déformation. Ce sont des tourmalinites qui peuvent contenir une proportion de tourmaline qui dépasse 80%. Le pléochroïsme des cristaux bien développés est très marqué; la couleur et l'intensité peuvent varier dans un même individu; les teintes les plus sombres vont du bleu vif au brun presque noir. Dans quelques cas on voit des sections prismatiques très bien zonées, formées par des couronnes successives d'un bleu plus ou moins intense.

Nous avons, dans cette série du Mont-Gond, récolté quelques galets qui évoquaient d'anciens granites ou gneiss. Au microscope, on est frappé par l'absence totale de minéraux ferromagnésiens (amphiboles ou biotites); la muscovite est souvent en faible proportion. Les minerais sont abondants et finement cristallisés. La roche est composée de quartz et surtout de feldspaths. Dans tous les cas examinés, on reconnaît des perthites (feldspaths potassiques plus ou moins albitisés). Ces anciens cristaux d'orthoses sont assez souvent cassés et traversés par des veines de quartz. Nous retrouverons en place des roches très semblables dans les Schistes de Casanna inférieurs (granitogneiss du type Tion), mais il est évident que cette analogie pétrographique n'implique pas nécessairement une relation de parenté.

Résumé.

Du Val d'Héremence au Val de Bagnes, on trouve sous les formations mésozoïques du synclinal des Chèques des formations détritiques très quartzitiques qui sont probablement l'équivalent des Schistes de Casanna supérieurs. C'est la série du Mont-Gond. Elle repose en discordance tectonique sur les Schistes de Casanna inférieurs, alors qu'il doit y avoir passage graduel aux quartzites du Trias. La série serait renversée.

LE PERMO-CARBONIFÈRE.

En 1911, E. Argand, introduit l'expression de Permo-Carbonifère dans le Pennique valaisan. Mais c'est C.-E. Wegmann, en 1923, qui est le premier à présenter une étude détaillée des formations qui sont réunies sous cette dénomination.

J.-M. Vallet (1950) et J.-J. Calame (1954) reprennent ce terme pour les conglomérats de Tion, d'Hérémence, de la Dent-de-Nendaz et les roches qui leur sont associées.

Comme J.-M. Vallet l'indique, ce sont (p. 389) « des formations détritiques plus grossières que les Schistes de Casanna en général. Elles en diffèrent encore par leur métamorphisme moins intense et par une absence totale de roches à porphyroblastes d'albite et de roches basiques et acides ».

Pour notre part, nous n'avons entrepris qu'une étude partielle de cette zone, qui suit la bordure N du territoire que nous avons prospecté, depuis le village d'Hérémence jusqu'à l'W de Sarreyer dans le Val de Bagnes. Le plus souvent, la limite entre cette formation et les Schistes de Casanna inférieurs qui la surmontent, est nette. Ce n'est que dans le Val de Bagnes que la présence de roches très schistifiées dans les deux formations rend la cartographie délicate.

J.-M. Vallet (1950), qui fait entrer dans cette formation les gneiss de Tion, a divisé, grâce à une étude minutieuse, la région comprise entre Hérémence, Tion et Vex, en sept secteurs, caractérisés chacun par un type pétrographique particulier qui se trouve, à son tour, divisé en sous-types. J.-J. Calame ne reprend, pour la région de Nendaz, que trois termes de la classification de J.-M. Vallet :

- 1° la série de la Dent-de-Nendaz (équivalent partiel de la série conglomératique de Tion);
- 2° les faciès schisteux et dolomitiques (Verrucano);
- 3° les arkoses de Tion (gneiss de Tion de C.-E. Wegmann).

Il nous paraît préférable, par droit d'ancienneté, de garder le nom de série conglomératique de Tion, plutôt que de prendre le terme nouveau créé par J.-J. Calame.

Pour des raisons que nous développerons par la suite (p. 518), nous pensons que les gneiss de Tion ne font pas partie des formations permo-carbonifères. D'autre part, nous estimons que les nombreux faciès introduits par J.-M. Vallet ne peuvent pas, pour le moment, contribuer à clarifier la connaissance de cette zone, parce qu'ils ont une signification par trop locale. Seule la mise en évidence d'horizons précis ayant une extension latérale importante permettra de débrouiller à la fois la forme de ces masses et leur stratigraphie. Nous ne garderons, dans la zone permo-carbonifère, que les divisions suivantes:

- a) la zone des conglomérats de Tion;
- b) les faciès schisteux et dolomitiques, en précisant que la majeure partie de nos observations se rapporte à la première des divisions.

La série permo-carbonifère est renversée. Stratigraphiquement, sa base repose en discordance sur les formations des Schistes de Casanna inférieurs, alors qu'à son sommet on passe par lente transition aux quartzites du Trias.

Comme J.-J. Calame (1954) l'indique, l'ensemble du Permo-Carbonifère est affecté par une tectonique très complexe, qu'il est malaisé de débrouiller par manque de repères stratigraphiques précis. Cette série peut avoir environ 1,5 km de puissance dans la région d'Hérémence, près de 2 km ou plus dans le Val de Nendaz, alors qu'elle tend à se réduire à nouveau dans le Val de Bagnes (1 km). Il est presque certain que des plis créent des redoublements par place, alors que les efforts tectoniques ont contribué presque partout à un écrasement important. Près de l'alpe de Tion, on peut facilement observer ces deux phénomènes; l'écrasement est très marqué dans le Val de Bagnes.

Discordance entre la série de Siviez et le Permo-Carbonifère.

Le contact entre les Casanna inférieurs de la série de Siviez et le Permo-Carbonifère est affecté par la tectonique qui a étiré les roches; on peut tout de même y faire les observations suivantes: les niveaux détritiques du Permo-Carbonifère reposent

sur les termes très variés des Schistes de Casanna inférieurs (granito-gneiss de Tion, roches vertes, gneiss albitiques, etc.). Les roches vertes qui forment une bonne partie de la série de Siviez sont absentes du Permo-Carbonifère où elles ne se rencontrent que sous forme de galets écrasés dans les premiers horizons conglomératiques (Col des Mines); sur le versant E du Val de Nendaz, à 1900 m d'altitude, au SW du Pt 2022, les roches vertes rubannées (prasinites) de la série de Siviez, passent, sans laisser de place à des dislocations tectoniques, à un conglomérat gris, typique de la formation permo-carbonifère. En plus, les deux séries se distinguent par le degré de métamorphisme qu'elles ont atteint.

Ces remarques nous engagent à penser que le Permo-Carbonifère a été transgressif sur les Schistes de Casanna de la série de Siviez, à l'époque où ceux-ci étaient déjà plissés et métamorphisés.

Signalons qu'en certains points (Vacheret, SE de Verbier), on rencontre dans les premiers horizons conglomératiques, des accumulations de galets de roches éruptives acides (avec phénocristaux de quartz et plagioclases).

La série des conglomérats de Tion.

Base stratigraphique des formations permo-carbonifères, la zone des conglomérats de Tion est formée par un puissant ensemble de roches détritiques. On y rencontre de nombreuses assises conglomératiques qui, souvent, laissent apparaître leur nature polygénique (conglomérats d'Hérémente, de Tion, de la Dent-de-Nendaz). Ces horizons passent à des faciès plus gréseux, gris, souvent assez foncés. Les roches détritiques grossières sont surtout abondantes dans la chaîne de la Dent-de-Nendaz, alors qu'à l'W et à l'E (vallée de Bagnes et Val d'Hérémente) elles sont plus rares. La coloration sombre est souvent due à une pigmentation charbonneuse. C.-E. Wegmann (1923) signale la présence de petits morceaux d'anthracite, le long du bisse d'Hérémente, au-dessus du village du même nom. J.-M. Vallet indique qu'il n'a pu retrouver ces affleurements. Ces roches sont certainement en relation avec les schistes gris

et noirs qu'on peut suivre depuis le hameau d'Ayer jusqu'au dessus d'Hérémente. La substance charbonneuse est souvent assez abondante pour tacher les doigts. C'est surtout dans la partie E de la formation conglomératique de Tion qu'on trouve un grand nombre d'horizons gris sombre ou noirs. Dans la région de Nendaz, ces faciès sont rares, alors qu'ils réapparaissent moins typiques, il est vrai, dans la vallée de Bagnes.

Ceux qui ont étudié cette formation avant nous, avaient été également frappés par son aspect peu métamorphique, qui l'oppose aux Schistes de Casanna inférieurs et supérieurs. Le développement des albites, dans toute la série, est faible; les traces de structures sédimentaires sont très souvent visibles. Cependant, par endroits, comme dans la région d'Hérémente, dans celle du Sapey (Val de Nendaz) ou près de l'usine électrique de Champsec (Val de Bagnes), on note des débuts de remobilisation de la substance feldspathique et quartzitique pouvant conduire en des points privilégiés à la formation de véritables gneiss albitiques, où la structure sédimentaire primitive tend à s'effacer.

Les faciès schisteux et dolomitiques.

Dans les unités tectoniques inférieures (stratigraphiquement supérieures) du Permo-Carbonifère, l'aspect général de la formation change, sans qu'il soit possible de placer une limite très précise ou de situer une discordance quelconque.

Dans un ensemble constitué essentiellement par des sédiments relativement fins (grès) ou très fins (schistes et phyllites) de teinte grise souvent assez claire, on distingue quelques horizons qui contiennent des lentilles et des galets de calcaire dolomitiques. Le métamorphisme est faible.

On sait que les roches dolomitiques (brèches et horizons continus) sont assez peu fréquents dans le paléozoïque de la nappe du Saint-Bernard. On peut se demander si cette constatation permet d'attribuer un même âge à toutes les formations antétriasiques qui en contiendraient et, de plus, d'en faire, par analogie avec les roches permienes du Glaronnais, du Verrucano (Vallet, Jäckli, Calame).

Nous pensons qu'on peut suggérer les rapprochements suivants: Permo-Carbonifère à brèches dolomitiques = ? série du Laget (formation volcanique avec brèches et horizons dolomitiques) = ?? éventuellement Permien glaronnais. Pour les horizons valaisans, il faut par contre renoncer à la dénomination de Verrucano, puisqu'il a été prouvé que le Verrucano typique est un sédiment carnien (L. Trévisan, 1955) et que cette appellation ne convient nullement aux sédiments alpins d'âge permien.

LES SCHISTES DE CASANNA INFÉRIEURS.

Ce sont des formations gneissiques *polymétamorphiques* qui contiennent beaucoup de roches vertes, des prasinites surtout (C.-E. Wegmann, 1923). Très souvent, elles sont riches en feldspaths et possèdent une cristallinité plus marquée que les Schistes de Casanna supérieurs. A l'affleurement, elles sont plus massives et plus sombres que ces derniers. Dans le secteur que nous avons étudié, on distingue deux zones formées par de telles roches:

- a) au S, la zone du Métailler décrite par N. Oulianoff en 1955;
- b) au-dessous du synclinal des Chèques, la zone de Siviez, qui fut étudiée successivement par C.-E. Wegmann (1923), J.-M. Vallet (1949) et J.-J. Calame (1954).

Ces deux complexes tectoniques sont formés de roches qui au départ pouvaient être semblables. Actuellement, on y observe des différences sensibles, dues aux transformations qu'elles ont subies depuis leur dépôt ou leur mise en place. Cela va nous obliger à les traiter séparément. Considérons tout d'abord leurs traits communs.

Dans les Schistes de Casanna inférieurs, on rencontre de grandes quantités de roches vertes, dont les représentants les plus fréquents sont les prasinites et les ovaridites (sur le terrain la distinction de ces deux types n'est pas toujours possible). A côté de ces formations, dont une bonne partie dérive d'anciens tufs ou de leurs produits de remaniement, on constate des gabbros métamorphisés qui apparaissent toujours en len-

tilles dans un complexe d'autres roches vertes. Ces anciennes masses éruptives se reconnaissent par la présence de gros cristaux trapus (qui peuvent atteindre jusqu'à 2 cm); ce sont d'anciens pyroxènes actuellement transformés en amphiboles ou même en chlorites. Ils forment près du 50% du volume de la roche et sont répartis sans ordre dans une masse chloriteuse où apparaît de l'albite et de l'épidote. Dans les affleurements typiques, la roche est massive sur une épaisseur qui peut atteindre plus de 50 m. Sur les bords de la lentille, on remarque peu à peu l'apparition de plans de déformation qui tendent à aligner et à écraser les gros cristaux puis à les faire disparaître totalement. On aboutit à des chloritoschistes, à des ovaridites, ou des prasinites si l'albite reste en quantité suffisante. Nous n'avons jamais pu observer que les limites actuelles de ces masses gabbroïques correspondaient à leur disposition primitive; nous pensons même que ces gisements sont toujours quelque peu exotiques.

On reconnaît, dans les Schistes de Casanna inférieurs, des roches détritiques, souvent conglomératiques, mais qui, à l'inverse des formations semblables des Schistes de Casanna supérieurs, contiennent le plus souvent une assez forte proportion de chlorites qui leur donne un aspect plus sombre. Ces niveaux détritiques sont souvent accompagnés d'assises où la proportion de substances carbonneuses est suffisante pour tacher les doigts.

A part quelques niveaux de schistes qui n'occupent qu'un volume limité (chloritoschistes, séricitoschistes, schistes à chloritoïdes, schistes graphiteux), le reste des Schistes de Casanna inférieurs est formé de gneiss, principalement de gneiss albitochloritiques avec ou sans amphiboles.

LA SÉRIE DU MÉTAILLER.

Le territoire qui s'étend entre la zone du Combin et l'horizon de porphyres quartzifères limitant au N les Schistes de Casanna inférieurs, est occupé par un vaste complexe où dominant des roches chloritiques d'aspect sombre. N. Oulianoff (1955) figure schématiquement cette zone dans sa note et la baptise du nom d'un des sommets importants qu'elle forme: *zone du Métailler*.

Nous appellerons série du Métailler les formations des Schistes de Casanna inférieurs dont se compose la presque totalité de cette zone. Si, en gros, nous assimilons actuellement sa limite S avec la zone du Combin, nous devons reconnaître que nos investigations dans cette direction n'ont pas été assez poussées. Il semble, en particulier, que des formations se rattachant aux complexes des Schistes de Casanna supérieurs, séparent le Trias de la zone du Combin, des Schistes de Casanna inférieurs. La tectonique de cette région est complexe et les recherches doivent être poursuivies pour préciser la succession et la forme des différentes écaillés.

Ces dernières années, aucune description de détail n'a été entreprise dans la zone du Métailler. Le travail d'Oulianoff (1955), groupe un ensemble de considérations sur les Schistes de Casanna et sur le métamorphisme. E. Witzig (1948) n'a fait qu'effleurer l'étude des Schistes de Casanna. Il faut remonter aux années 1910-1925 pour signaler les études pétrographiques de T. I. Woyno (1911) et de H. Tschopp (1923) qui précisent les recherches de Duparc (1896, 1901) et celles de U. Grubermann (1906). En 1931, C.-E. Wegmann publie, dans un travail consacré à des problèmes tectoniques, des remarques sur les Schistes de Casanna et en particulier sur les roches de la série du Métailler. La note de T. Hagen de 1951 qui se rapporte à l'étude de la zone du Combin sur le flanc E de la vallée de Bagnes, ne fait que mentionner les Schistes de Casanna.

La série du Métailler est formée d'un ensemble de roches qui se laissent difficilement classer avec précision, tant les transitions sont fréquentes. Des apports volcaniques importants (tufs, agglomérats, laves, sills), se sont mêlés en quantité variable à une sédimentation détritique normale. A l'origine, le gros de la série devait déjà être peu différencié. Les actions tectoniques, le métamorphisme complexe, ont renforcé l'impression de désordre. Dans une bonne partie de la zone, les conditions de pression et de température ont permis la mobilité en grand, du quartz, de l'albite, des carbonates. Il n'est, de ce fait, pas étonnant de constater, qu'il est souvent impossible de parvenir à l'identification de la roche de départ.

Sans entrer dans des considérations par trop pétrographiques, que nous développerons encore par la suite, nous présentons ici une revue des principaux types de roches qu'on peut distinguer sur le terrain :

- les gabbros métamorphiques,
- les pillow lava,
- les prasinites,
- les prasinites à glaucophane et autres roches à glaucophane,
- les gneiss albitiques à chlorites et séricites,
- les gneiss à amphiboles, chlorites et séricites,
- les roches à carbonates
- les roches nettement détritiques (conglomérats),
- les horizons charbonneux,
- les schistes et gneiss à chloritoïdes,
- les serpentines,
- les gneiss à grenats.

On voit dans notre énumération que nous avons mêlé des termes génétiques avec d'autres qui caractérisent les associations minéralogiques. Pour le géologue de terrain, le terme génétique s'impose souvent comme une simplification pour des roches qui peuvent présenter de très grandes variabilités pétrographiques. Ainsi dans les pillow lava, on rencontre presque tous les types de roches vertes (prasinites, prasinites à glaucophane, ovardites, schistes chloriteux, prasinites carbonatées, gneiss albitiques, etc.). Les descriptions minutieuses peuvent apporter des éclaircissements sur l'évolution pétrographique de ces séries, mais ne fourniront que peu de renseignements sur les grandes lignes de l'histoire géologique et stratigraphique de l'ensemble de la région. Pour ces raisons, nous avons préféré la terminologie génétique, toutes les fois qu'il nous était possible de l'appliquer.

C'est dans sa partie N, au contact des Schistes de Casanna supérieurs, que la série du Métailler se présente sous son aspect le plus différencié. Nous allons examiner deux profils que nous avons relevés dans ces formations, en essayant tout d'abord de faire ressortir les complications et diversités, pour dégager ensuite les grands traits.

Profil entre le Bec-de-la-Montau et le Métailler.

Ce profil se situe dans les crêtes qui séparent le Val de Nendaz du Val d'Hérémence. Les assises qui sont verticales ou voisines de cette position dans la partie N (avec un plongement encore nettement S dans les parties basses: Cleuson, Orchera) se renversent et se couchent peu à peu; elles plongent de 25° vers le N près du sommet du Métailler (cf. profils, planche X).

Au S du Bec-de-la-Montau, nous trouvons les termes inférieurs (stratigraphiquement parlant) de la série des Schistes de Casanna supérieurs. Ce sont des quartzites albitiques sériciteuses, parfois un peu chloriteuses avec quelques niveaux conglomératiques. Entre le Pt 2827 et la Pointe-de-la-Rosette se situe un sommet intermédiaire où les horizons de porphyres quartzifères forment de très beaux plis. C'est là que nous situons la base des Casanna supérieurs. Au S d'un petit couloir herbeux, on remarque des roches plus sombres, tachées de rouille: ce sont des ovardites très tectonisées et des gneiss chloritiques, associés probablement avec d'anciens conglomérats (fig. 29).

Pour éviter les affleurements très altérés des crêtes, il est préférable de suivre le fond de la vallée de Crouye Grandze. Les porphyres quartzifères se situent là, un peu au-dessus de 2600 m. De part et d'autre de ces roches, on rencontre des horizons conglomératiques quartzitiques de teinte très claire. Nous les rattachons encore à la formation des Casanna supérieurs.

Plus au S, on traverse des schistes et des gneiss chlorito-sériciteux (alt. 2660 m); dans ces roches, contenant parfois des chloritoïdes, se situent des horizons riches en carbonates avec quelques rares taches d'azurite et de malachite. Le ton gris bleuté de la plupart des gneiss et des schistes est dû, pour une bonne part, à l'abondance d'hématite et d'ilménite qui s'y trouvent dispersées sous forme de fines paillettes (des roches semblables se rencontrent en Vanoise méridionale et dans le massif d'Ambin, « Gneiss albitiques et schistes bleus » décrits par Ellenberger, 1958a). Dans notre coupe, en remontant la vallée, on parvient ensuite à des ovardites (dont certaines sont conglomératiques), puis à des prasinites qui alternent avec des faciès de roches vertes très riches en carbonates. Ensuite des

schistes sériciteux se rencontrent jusqu'à l'altitude de 2750 m où l'on traverse des schistes et des gneiss albitochloritiques mouchetés de taches de chlorite sombre. L'expérience nous a montré que ces chlorites représentent souvent d'anciens grenats transformés.

A cette même altitude on remarque également un horizon schisteux assez riche en substance carbonneuse pour tacher les doigts. Des schistes à chlorites et séricites, puis une roche très riche en carbonates suivie de prasinites massives et très typiques, nous conduisent jusqu'à 2780 m où un nouvel horizon carbonneux précède des horizons prasinitiques à albitisation en miches (cf. partie pétrographique, p. 603 et pl. VII, fig. 24). Des gneiss et des prasinites nous mènent jusqu'au petit lac du Pt 2997. Peu au-dessus, une épaisse formation de prasinite à épidote et glaucophane, représente un amoncellement important de pillow lava, relativement peu déformés (pl. I, fig. 2); la forme des coussins confirme que, dans ces couches redressées, les assises stratigraphiquement supérieures se trouvent au N. Ces anciennes laves se poursuivent jusqu'à l'W du Pt 3088. De là, jusqu'au sommet du Métailler, nous avons une suite de gneiss et de prasinites. En allant jusque près du petit lac au SE du Pt 2932, on traverse des roches vertes dont certaines sont riches en glaucophane et d'autres montrent des gabbros transformés. Un peu au S du Pt 2932, un petit col est couvert par des débris de roches plus ou moins « graphiteuses ». Dans le flanc E de ce sommet, on peut compter cinq horizons carbonneux dans les schisto-gneiss chloritosériciteux. De là, en descendant sur la Gouille, on remarque des affleurements très affectés par les efforts tectoniques; on se trouve dans la charnière du grand pli du Métailler¹. On reconnaît vaguement d'anciens pillow lava qui, comme à l'ordinaire, sont formés de prasinites à glaucophane.

En dehors de ce profil, dans la même région, on rencontre quelques roches particulières.

Sur le bord E du glacier qui descend du sommet 3028, de larges cristaux de chloritoïdes (4 à 5 mm) apparaissent dans

¹ Cf. profils, planche X.

des roches carbonatées. D'autres schistes à chloritoïdes à gros cristaux sont particulièrement bien représentés dans le flanc N de la Pointe-de-la-Rosette.

Plus au S encore, dans les parois que domine le sommet 3088, on peut observer des roches vertes du type prasinitique peu à peu envahies par des minéraux clairs (albite et quartz) qui transforment la roche en gneiss très leucocrate. Dans les régions situées plus au S, cette transformation prend une très grande extension (cf. partie pétrographique: albitisation, p. 598).

Profil entre le col des Vaux et le col des Gentianes.

Une autre traversée d'accès relativement facile permet de se faire une idée de la diversité des formations des Schistes de Casanna de la série du Métailler; elle se situe entre le Col des Vaux et le Col des Gentianes, où l'on retrouve le pli du Métailler.

Après les porphyres quartzifères qui forment un petit affleurement à l'altitude de 2770 m, peu au S du Col des Vaux, se dresse la paroi sombre du Mont-Gelé. Ce sommet domine le pays des Schistes de Casanna supérieurs de plus de 300 m. Il est formé par un empilement de couches qui plongent au S. Schématiquement on y observe la succession suivante:

Formations chloritosériciteuses riches en quartz,
Prasinites et prasinites à glaucophane (on reconnaît d'anciens pillow lava),
Gneiss et schistes à chloritoïdes,
Roches vertes dont certaines avec albitisation en miche, parfois transformation en gneiss albitiques,
Gneiss à chloritoïdes et à grenats (surtout bien développés dans les pentes au SE du Col du Mont-Gelé).

Au sommet on retrouve des roches vertes, avec quelques beaux faciès à glaucophane et épidote, et sur la face S, des gabbros transformés.

Du Col du Mont Gelé vers le Pt 2943, on peut reconnaître, particulièrement dans les couloirs au NW, la succession suivante:

Schistes à chloritoïdes,
Gneiss,
Quartzites charbonneuses,
Anciens pillow lava assez déformés,
Quartzites charbonneuses,
Gneiss quartzitiques (anciens conglomérats).

Des gneiss, des roches vertes à glaucophane et à carbonates nous conduisent jusqu'au Pt 2960 où l'on retrouve des gneiss à chloritoïdes. C'est dans ce secteur que se situe la charnière du pli du Métailler. Peu après, on reconnaît des gneiss à grenats, souvent chloritisés, et des quartzites. Le sommet 3007 se situe dans les gneiss albitiques massifs qu'accompagnent des roches vertes à glaucophane; le dernier sommet des Monts-de-Sion est formé de roches vertes fortement albitisées (développement spectaculaire dans les flancs du Pt 2990). Au col on retrouve des roches riches en substance charbonneuse, puis un complexe de roches vertes dont certaines à glaucophane. Là également on reconnaît des pillow lava. Jusqu'au Col des Gentianes, on traverse des roches vertes et des gneiss à grenat où ce minéral peut avoir un diamètre de plus de 1 cm. Ensuite ce sont de nouvelles roches vertes avec des traces évidentes d'albitisation.

On voit par la présentation de ces deux profils, qu'en dehors de petites différences, les grandes divisions semblent se retrouver. Un profil théorique qui correspondrait aux principales formations rencontrées dans la zone du Métailler pourrait s'établir ainsi:

Porphyres quartzifères,
Roches détritiques des Casanna supérieurs,
Roches détritiques des Casanna inférieurs,
Roches vertes, prasinites avec pillow lava,
Gneiss albitiques et gneiss à chloritoïdes,
Roches vertes,
Gneiss à chloritoïdes et horizons charbonneux,
Groupe important de pillow lava (surtout dans la partie E
de notre territoire),
Gneiss et roches vertes,
Pillow lava et horizons charbonneux.

Comme il n'est pratiquement pas possible de suivre un horizon stratigraphique repère dans la zone du Métailler, des particularités tectoniques que nous n'avons pas pu mettre en évidence peuvent être la cause du désordre apparent que nous avons cru reconnaître. Il est à remarquer qu'il nous était souvent impossible de comparer deux profils que nous avions relevés sur les deux flancs opposés d'un même sommet. Les difficultés rencontrées sont partiellement dues aux transformations qu'ont pu subir ces roches et au fait qu'il est souvent difficile de faire une diagnose très précise sur le terrain. Mais il est probable que les schistes de Casanna de la zone du Métailler n'offraient, au moment de leur dépôt déjà, que peu d'horizons repères et que l'extension de deux-ci était souvent limitée.

Partie S de la zone du Métailler.

Au S du Métailler et du Col des Gentianes, les transformations dues à la grande mobilité de l'albite, rendent plus difficile encore l'établissement de profils et l'essai d'identification du matériel primitif. En gros signalons que les roches vertes semblent plus abondantes encore. On les rencontre sous la forme de prasinites à carbonates, à épidote et à glaucophane. On reconnaît quelques beaux affleurements d'anciens pillow lava, dans le haut de la vallée de Louvie, entre les Rochers-de-Momin et le Bec-d'Aget. Il y a également passablement d'anciens gabbros (Louvie, région du Pt 2251, la Rionde, le Toueno, les Grands-Bandons, etc.) dont certaines parties passent à des faciès serpentineux (E du Col de Prafleuri, flancs SE des rochers de Momin sous Pt 2959).

Dans cette partie de la zone du Métailler, avec l'augmentation du volume des roches vertes, on remarque une diminution des faciès détritiques et des horizons charbonneux. L'un d'eux est très bien visible et il souligne la structure entre les Rochers-de-Momin et la base de la Rosablanc, près du Col de Cleuson. A d'autres endroits, les albites charbonneuses riches en inclusions deviennent sombres. Dans la vallée de Sevrux sur le flanc NW, des quartzites albitiques très claires représentent probablement d'anciens grès ou conglomérats. Parfois, comme

au Bec-d'Aget, des schistes, des gneiss à chloritoïdes et des gneiss à grenats accompagnent des horizons charbonneux. Des roches semblables comprenant des quartzites, des horizons charbonneux, des pillow lava, des quartzites à chloritoïdes se situent à la sortie de la vallée de Prafleuri, au-dessous et dans les environs du Pt 2371. Dans toutes les roches vertes, mais surtout dans les veines pegmatitiques à albite et quartz qui recoupent ces formations, on rencontre de la tourmaline. Dans un gneiss albitique sombre, provenant d'un affleurement situé au haut du torrent de Lourtier, au N de Rapoué, nous en avons observé en concentration particulièrement importante (50% du volume de la roche). Cet échantillon et les amas rencontrés dans les veines acides nous semblent susceptibles de fournir des galets de tourmalinites comparables à ceux de la formation du Mont-Gond et du Permo-Carbonifère d'Hérémence et de Bramois (cette dernière localité signalée par J.-M. Vallet, 1950).

Insistons encore sur le fait qu'une grande partie des Schistes de Casanna de la zone du Métailler est transformée en gneiss albitiques par les phénomènes d'albitisation (cf. partie pétrographique, fig. 35 et pl. VII, fig. 23 à 25). Les régions du Mont-Fort, du Bec-des-Étagnes, du Mont-Calme semblent particulièrement touchées par ce phénomène qui, sans aboutir à une homogénéisation totale, conduit souvent à la formation de gneiss rubannés.

LA SÉRIE DE SIVIEZ.

Série de Mâche (C.-E. Wegmann, 1923).

Série d'Eyson (C.-E. Wegmann, 1923).

Série de La Garde (C.-E. Wegmann, 1923).

Comprise entre les formations permo-carbonifères au N, le synclinal des Chèques et les Schistes de Casanna supérieurs de la série du Mont-Gond au S, la zone de Siviez ¹ est une entité structurale formée par des Schistes de Casanna inférieurs. Nous

¹ Alpage du Val de Nendaz, rive gauche de la Printse, où sont représentées un certain nombre de roches typiques de cette série.

n'avons pas pu trouver, dans ce complexe, des horizons repères nous permettant de saisir la géométrie interne de cette masse, ni de fil conducteur qui nous conduise à proposer une stratigraphie même approximative. La tectonique complexe de cet ensemble, les actions métamorphiques anciennes, le métamorphisme alpin, la qualité médiocre de beaucoup d'affleurements, leur situation dans un paysage couvert de moraines ou de forêts, rendent les recherches particulièrement difficiles. Il est fort probable que l'on y rencontre plusieurs séries différentes, mais en l'absence de données précises, nous nous contenterons de considérer comme un tout l'ensemble des Schistes de Casanna de cette unité tectonique.

Les Schistes de Casanna inférieurs de la zone de Siviez offrent une très grande variété de roches. On y retrouve, à quelques exceptions près, toutes celles qui formaient la zone du Métailler, auxquelles s'ajoute un certain nombre de gneiss et de granites qui ont gardé les traces d'un métamorphisme ancien.

Dans la partie SE de cette zone, dans les environs de Mâche, nous rencontrons les formations les moins métamorphiques du secteur. La succession des assises, leur composition, évoquent des roches sédimentaires relativement peu transformées. En descendant la vallée de la Dixence, et en suivant le bisse d'Hérémence et de Vex, on peut observer au S d'Artseno, des alternances très bien stratifiées de prasinites et de gneiss albitiques. Ces affleurements sont moins spectaculaires que ceux des gorges de la Pontille décrits et figurés par F. Ellenberger (1958a, pp. 166-167); ils les rappellent cependant par bien des points. Des horizons quartzitiques avec des lits charbonneux, des gneiss à albites sombres (inclusions de substances organiques) représentent d'anciens grès charbonneux qui sont actuellement lardés de lits prasinitiques d'épaisseur variable, mais le plus souvent assez faible. Ces roches vertes doivent provenir de la transformation d'anciens sills ou de tufs. C'est à cette série peu transformée que C.-E. Wegmann (1923) avait appliqué le nom de la « série de la Garde ».

En allant vers les crêtes de Tion, on passe rapidement à des roches plus métamorphiques qui furent groupées par

C.-E. Wegmann (1923) sous le nom de « série de Mâche ». On y rencontre des alternances de gneiss et de micaschistes plus ou moins charbonneux et des roches vertes (prasinites amphibolites, etc.). Dans les crêtes de Tion, les types gneissiques deviennent dominants; on passe en certains points à des masses qui ne sont pas très éloignées de véritables granites.

Les gneiss de Tion

C.-E. Wegmann (1923) qui signala pour la première fois la présence des gneiss de Tion (orthogneiss de Tion) les place dans le complexe des Schistes de Casanna inférieurs, dans la série de Mâche. J.-M. Vallet publie en 1948, une note consacrée spécialement à l'étude de cette formation, dans laquelle il voit une arkose qui serait d'âge permien, éventuellement permocarbonifère. (Idem M. Gysin et J.-M. Vallet (1949) et J.-M. Vallet (1950)). Pour nous, l'association minéralogique de ces roches ne paraît pas due aux conditions de sédimentation, mais elle est la conséquence des actions métamorphiques (cf. p. 580). Nous renonçons de ce fait à la dénomination d'arkose, même si les gneiss et granites résultaient de la transformation de telles roches.

Les gneiss de Tion ont, dans le Val de Nendaz, une extension que J.-J. Calame (1953) ne sut pas reconnaître. Ils sont assez bien développés tout au long du flanc E de la vallée et particulièrement le long de l'ancien bisse de Chervé entre la Combire et la Tsa, ainsi qu'au SW de la Meina. A partir du torrent de Tsacha, les actions tectoniques ont par trop transformé ces roches pour qu'on puisse les identifier à coup sûr. Sur le flanc W de la vallée, plus au S encore, ils forment de très beaux affleurements au-dessous de Siviez entre les Pts 1982 et 1736,6.

Il est très souvent difficile de se faire une idée exacte du matériel dont sont formés ces gneiss et plus encore de reconnaître sur le terrain les transformations qu'ils ont subies, tant les affleurements sont mauvais. On ne voit, le plus souvent, qu'un enchevêtrement de plans de cassures où la roche est très altérée. On se trouve en présence d'une sorte de kakirite

P. (Quensel, 1916), vaste brèche tectonique formée de fragments peu déplacés, de forme orthorhombique ou même triclinique. Les travaux nécessités par la construction des ouvrages militaires des crêtes de Tion ont permis de dégager quelques blocs qui ont une allure granitique typique. Aux endroits où J.-M. Vallet signale des conglomérats (que nous n'avons malheureusement pas retrouvés) (J.-M. Vallet, 1950, p. 393, fig. 13, lettre *d*), nous avons rencontré des roches qui montrent des traces évidentes de transformation. (pl. II, fig. 5 et 6).

Les roches vertes

Les roches vertes occupent un volume important de la série de Siviez, mais les différents faciès sont très inégalement répartis. Les gabbros métamorphiques furent reconnus par C.-E. Wegmann (1923) entre le Val d'Héremence et le Val d'Hérens. Nous en avons peu retrouvé sur la rive W du Val d'Héremence, alors qu'ils sont fréquents dans le Val de Nendaz. Dans la région de Siviez, ils forment de beaux affleurements le long du chemin qui va du Pt 1727 au Pt 2071. Dans certaines des roches basiques qui les accompagnent, on trouve des concentrations assez importantes de magnétite titanifère (près du 50%). Dans la vallée de Bagnes, on retrouve des faciès de gabbros métamorphiques près du contact entre les Schistes de Casanna inférieurs et les formations permo-carbonifères. Les affleurements forment des lentilles préservées dans des roches extrêmement schistifiées.

Dans la série de Siviez, ce sont les prasinites et les amphibolites qui forment la plus grande partie des roches vertes. Elles sont particulièrement abondantes près de l'alpage de Siviez, où elles constituent la presque totalité des affleurements jusque sur les crêtes entre les Pts 2439 et 2524. Au-dessous de ce dernier sommet, dans les pentes qui dominent le Rosey, on constate, dans ces mêmes roches, des gneiss albitiques. Sans beaucoup de changement, on retrouve l'association de prasinites, d'amphibolites, de roches vertes parfois albitisées jusque dans les pentes du Mont-Rogneux (E de Verbier), et de là jusqu'à Champsec.

Dans la zone de Siviez, nous n'avons jamais reconnu d'anciens pillow lava. La mauvaise qualité des affleurements ne favorise pas de telles découvertes. Nous pensons cependant que comme dans la zone du Métailler, une bonne partie des roches vertes sont des roches volcaniques transformées. Les roches à glaucophane y sont assez rares. Sur le terrain, nous n'avons reconnu la présence de ces amphiboles sodiques que dans les torrents de la rive droite du Val de Nendaz. Le glaucophane se trouve généralement dans des prasinites, parfois dans des gneiss clairs. En lames minces, nous avons pu constater que ce minéral était plus fréquent qu'il ne le semblait à première vue. Ainsi dans les crêtes de Tion on le trouve dans les roches montrant des traces de granitisation.

Les gneiss.

En dehors des gneiss de Tion et des gneiss albitiques dont une bonne part résulte de migration tardive d'albite¹, on rencontre un certain nombre de gneiss dont les plus fréquents sont certainement les gneiss à grenats.

Au N du Mont-Gond, dans les premiers affleurements des Schistes de Casanna inférieurs, on reconnaît des taches chloriteuses dont la forme et l'éclat évoquent des pseudomorphoses de grenats. A partir de cet endroit, en se dirigeant vers le SW, on peut observer très fréquemment des gneiss à grenat où ce minéral est parfois chloritisé, mais très souvent très bien conservé. Dans le Val d'Hérémence et dans la partie E du Val de Nendaz, les gneiss à grenat existent, mais ne se reconnaissent que lors des études de lames minces (cf. J.-M. Vallet, 1950, p. 344, fig. 4). La présence de gneiss à grenat nous a permis de préciser la limite Casanna inférieurs-zone permocarbonifère dans le Val de Bagnes où les faciès extrêmement écrasés des deux formations se confondent très facilement.

Dans la région de Sarreyer, en association avec les grenats, on reconnaît quelques affleurements de gneiss à biotite. Ils

¹ Il est souvent difficile de reconnaître ce faciès avec certitude en dehors des lieux où il apparaît dans les roches vertes.

sont le mieux représentés dans le torrent au SE du village, au-dessus du Pt 1128.

Les gneiss et schistes à chloritoïde sont rares dans la zone de Siviez et nous n'en avons pas découvert d'autres que ceux signalés par J.-M. Vallet (1950, p. 363-364) (Val d'Hérémence, près de Riau).

Les gneiss et schistes graphiteux, souvent associés avec des gneiss à albites sombres, ne manquent pas dans la zone de Siviez. C'est dans le Val d'Hérémence qu'ils sont le mieux représentés et le plus fréquents. Déjà rares dans le Val de Nendaz, nous n'avons retrouvé que des horizons à albites sombres dans le Val de Bagnes.

Résumé.

La zone de Siviez est formée d'un complexe de roches gneissiques montrant des traces évidentes de métamorphisme et d'une tectonique complexe. Dans la partie SE, où ces actions furent le moins marquées, on peut admettre que les roches sont formées à partir de sédiments détritiques argilogrèseux, souvent riches en substances organiques, lardés de roches volcaniques (tufs et sills). Il est probable qu'on peut appliquer ce schéma à l'ensemble de la zone.

Les transformations dans la zone de Siviez sont de trois types:

- 1° feldspathisation potassique aboutissant aux granito-gneiss de Tion,
- 2° formation de gneiss à grenat et à biotite,
- 3° albitisation et rétromorphose.

Nous reprendrons plus en détail l'étude de ces métamorphismes dans la partie consacrée à la pétrographie (p. 580). Remarquons encore, qu'une bonne partie du matériel de la zone de Siviez, offre beaucoup de similitudes avec celui de la zone du Métailler. Les divergences qui apparaissent de nos jours pourraient être, pour la plupart, attribuées à l'évolution différente qu'ont subie les deux complexes de même âge depuis leur formation.

REMARQUES GÉNÉRALES SUR LES SCHISTES DE CASANNA
INFÉRIEURS ET SUR L'ÂGE PRÉSUMÉ DE LA FORMATION.*Historique.*

Si chacun admet de nos jours que les Schistes de Casanna inférieurs sont antétriasiques et que les Schistes de Casanna supérieurs (tels que nous les avons définis) représentent probablement le Permien, on doit reconnaître que l'accord s'arrête là. Dans les différentes tentatives faites pour dater les Schistes de Casanna inférieurs, trois courants principaux se sont développés avec toute une gamme de variantes:

- a) Argand, E. (1911, 1934), Wegmann, C.-E. (1923) considèrent ces formations comme carbonifères et plus anciennes. Ellenberger, F. (1958a) admet, pour sa part, qu'il n'y a probablement pas de matériel antécarbonifère en Vanoise, dans les séries équivalentes, de même que Müller (1958) et Plas (1959) aux Grisons.
- b) Woynó T. J. (1912), Tschopp, H. (1923) admettent un âge paléozoïque sans se prononcer avec plus de précision. N. Oulianoff (1955 et 1957) qui a repris la chronologie des roches de la nappe du Grand-Saint-Bernard, pense que les Schistes de Casanna inférieurs ne peuvent en aucun cas être contemporains ou plus jeunes que les assises reconnues comme carbonifères de la zone frontale de cette nappe.¹
- c) Pour Staub, R. (1948, 1955 et 1956) et tous ses élèves qui entreprirent des études géologiques régionales en Valais, les Schistes de Casanna sont des formations très anciennes, l'équivalent des assises jotniennes, jatuliennes et caléviennes du Bouclier baltique.

Pour clore cette trop rapide revue, ajoutons que J.-M. Vallet, (1950) reste très prudent. Il ne semble pourtant pas refuser d'attribuer un âge carbonifère aux Schistes de Casanna inférieurs de la zone de Siviez. J.-J. Calame, (1953) pour sa part préfère ne pas se prononcer.

¹ En cours d'impression, nous avons pris connaissance que N. Oulianoff, dans la notice explicative de la feuille Grand-Saint-Bernard, de l'*Atlas géologique de la Suisse au 1:25.000*, se rallie à l'opinion de R. Staub.

Nos remarques.

Les deux zones formées de Schistes de Casanna inférieurs sont-elles de même âge? Il n'est pas facile de répondre à cette première question, du fait qu'à l'époque des derniers mouvements alpins, elles se sont trouvées dans des conditions très différentes. Nous avons vu cependant, qu'on y retrouve de grandes analogies, dont la plus marquante est l'importance des roches vertes associées à des roches détritiques souvent charbonneuses. Du point de vue stratigraphique proprement dit, la série du Métailler repose sans trace apparente de discordance sur les formations permienes des schistes de Casanna supérieurs. La série de Siviez, repose en discordance sur les formations permo-carbonifères. Près du contact, on trouve dans les deux cas, dans les roches les plus jeunes, des éléments de volcanisme acide (bancs de porphyres quartzifères dans l'une, galets de roches volcanique acide dans l'autre). Nous avons vu que le matériel érodé de la série de Siviez a certainement servi à l'alimentation de la formation permo-carbonifère.

Nous résumons en disant:

La série de Siviez est plus ancienne que les roches de la série permo-carbonifère.

La série du Métailler est anté-Schistes de Casanna supérieurs et anté-porphyles quartzifères.

Manquant d'arguments plus précis dans notre région, nous allons essayer d'établir des comparaisons avec la Vanoise, où, dans des roches semblables par leur chimisme et leur position tectonique, F. Ellenberger, a présenté un essai de stratigraphie très attrayant.

Le Paléozoïque en Vanoise.

En Vanoise, F. Ellenberger, (1958a), a montré qu'en l'absence d'une chronologie précise basée sur des fossiles, qui ne se réalisera peut-être jamais dans les formations anté-triasiques de la zone pennique, nous ne pouvons avoir recours qu'à des suppositions. Cet auteur a eu l'amabilité de venir examiner pendant quelques jours nos problèmes valaisans, puis

de nous guider avec une générosité dont nous lui sommes reconnaissant, dans une grande partie de la Vanoise. Dans ces courses, j'ai été frappé de voir combien les faciès de la Vanoise étaient semblables à ceux du Valais, même si, dans certains cas, les superpositions stratigraphiques des différents termes n'y sont pas totalement comparables. F. Ellenberger nous a fait constater, ainsi qu'il le montre très clairement dans son étude, combien les roches du Paléozoïque de même âge sont différentes lorsqu'on se déplace perpendiculairement à la chaîne. Bearth, (1952, p. 344) faisait des remarques un peu semblables avec le matériel cristallin ancien qu'on trouve entre la vallée du Rhône et Zermatt.

Dans les Alpes françaises, les essais de parallélisme se sont faits en comparant les roches des différents secteurs avec celles qu'on trouve dans la Zone houillère où la chronologie est basée sur des arguments paléontologiques. D'après J. Fabre, (1955) on y trouve la succession suivante, de bas en haut:

- 1° les grès de la Pra, stériles, correspondant au Westphalien inférieur;
- 2° l'assise de Tarentaise, schisteuse, avec gisements d'anthracite datant du Stéphanien basal et du Westphalien D.
- 3° l'assise de Courchevel (Stéphanien moyen): arkoses et conglomérats polygéniques abondants (pratiquement stériles);
- 4° le Stéphanopermien à faciès versicolore.

Ces formations contiennent de faibles quantités de roches basiques.

De position plus interne, la Vanoise septentrionale est caractérisée, suivant Ellenberger, par une puissante série carbonifère gorgée de sills basiques qui est surmontée par les « schistes bleus » permien; il y a par place discordance entre le Permien et le Carbonifère. Au sommet se place le Permo-Trias, sans discordance.

Encore plus à l'intérieur de la chaîne, dans le massif d'Ambin, une série grise, assimilable à un Carbonifère stéril, passe sans discontinuité apparente vers le haut, à un complexe de « schistes bleus » et d'arkoses transformées en gneiss albitiques (F. Ellenberger, 1958a, p. 147).

*Le Paléozoïque dans la partie frontale
de la nappe du Saint-Bernard en Valais.*

Grâce à une communication de W. J. Jongmans de 1956, citée par N. Oulianoff, (1957), il est prouvé que les assises productives du Valais sont le Westphalien D et le Stéphanien inférieur. (L'analogie reconnue depuis longtemps avec les Alpes françaises correspond donc à une identité). Ces formations carbonifères ne contiennent que très peu de roches basiques (E. Argand, 1911).

A la hauteur de Sion, la Zone houillère est surmontée par une bande de Trias (Trias bordier), dont les quartzites permotriasiques passent sans trace de discordance aux schistes, grès et conglomérats du Permo-Carbonifère. Stratigraphiquement au-dessous, en discordance, se trouvent les Schistes de Casanna de la zone de Siviez.

Plus au S, le Permo-Trias du synclinal des Chèques est suivi par les Schistes de Casanna supérieurs du Greppon-Blanc, puis par les Casanna inférieurs du Métailler. Nous n'avons pas reconnu de discordance dans les parties internes, mais C. E. Wegmann (1923 et communication orale) a observé immédiatement à l'E de notre région (massif d'Artsinol et Pas-de-Lona), le recoupement des Casanna inférieurs avec pegmatites à muscovite, par les sédiments des Casanna supérieurs.

Nous ferons encore remarquer qu'en Valais, beaucoup plus qu'en Vanoise, sous l'effet de la tectonique, les formations contemporaines se chevauchent et se retrouvent sur une même verticale.

L'opinion de N. Oulianoff.

N. Oulianoff (1955, 1957), dans deux études récentes, énumère les raisons qui le conduisent à penser que les Schistes de Casanna ne peuvent représenter l'équivalent de ce Houiller productif et des séries éventuellement plus jeunes. Nous résumons brièvement les objections de cet auteur:

- 1° Différence de faciès minéralogiques: les Schistes de Casanna sont atteints d'un métamorphisme profond et total, alors

que le Carbonifère existe à l'état de roches sédimentaires recimentées, mais très peu métamorphiques;

- 2° L'une des formations, le Carbonifère, est exempt de roches carbonatées;
- 3° Les Schistes de Casanna, en opposition avec l'autre formation, sont pauvres en roches conglomératiques, alors qu'elles contiennent des assises carbonatées;
- 4° On constate qu'il n'existe pas sur le terrain de transitions graduelles entre les schistes cristallins et les roches du Carbonifère.

Le métamorphisme dans la Zone houillère.

Dans les profils perpendiculaires à l'axe de la nappe du Saint-Bernard, on constate une différence de cristallinité entre les formations de la Zone houillère et celles des Schistes de Casanna (exemple profil Sion-Dixence). Si l'on considère, par contre, l'ensemble des roches de la partie frontale, on voit qu'il est à peu près impossible de tracer une limite unique qui marquerait une discontinuité dans le métamorphisme des terrains paléozoïques. Si, en partant de Sion, on suit les formations de la Zone houillère en direction de l'W, on se rend compte qu'elles présentent des traces évidentes d'un métamorphisme ancien assez marqué; Fr. Ellenberger (1958*a*, p. 97, note infra-paginale et 1958*b*) signale qu'il a pu observer sur la route entre Liddes et Bourg-Saint-Pierre une série où l'on voit des schistes et conglomérats gris ou versicolores, envahis de lames de biotites, d'yeux feldspathiques, alors que le métamorphisme de l'ensemble paraît relativement faible. Ces affleurements qu'Ellenberger nous a fait visiter, se situent, d'après la carte jointe à la note de N. Oulianoff (1957), dans la Zone houillère. La carte géologique de la Suisse au 200 000, feuille Sion, les situe dans les gneiss associés aux Schistes de Casanna. Nos observations, trop sommaires dans cette région, nous font penser qu'ils pourraient être l'équivalent de certaines parties de la série permo-carbonifère ou appartenir à des unités plus frontales rangées actuellement dans la Zone houillère. Nous avons rencontré des roches tout à fait semblables dans le Val

de Bagnes, en remontant le torrent de Montagnier. Là, les faciès gneissiques accompagnent des assises détritiques et de faibles horizons charbonneux qui ont toujours été considérés comme carbonifères. La roche est en général très peu métamorphique et montre une faible recristallisation, alors que la structure détritique reste nettement visible. A l'altitude de 1170 m, on peut observer la présence dans cette suite de roches, de gneiss œillés dont certains yeux ont plus de 1,5 cm de diamètre. Il n'y a pas de place pour des lames tectoniques. On reconnaît sous le microscope des yeux formés de fragments de feldspaths potassiques que la cataclase a partiellement écrasés, mais pas totalement détruits. Nous avons trouvé également de la biotite non détritique dans des roches qui avaient un aspect peu métamorphique (cf. p. 575).

En Valais, dans la Zone houillère, et les zones situées immédiatement au S, de nouvelles investigations sont nécessaires; on peut espérer trouver des traces de métamorphisme ancien dans les assises que les gisements fossilifères dateraient. Pour le moment, si on ne peut être encore très affirmatif sur le métamorphisme ancien dans la Zone houillère en Suisse, il ne semble pas toujours possible d'utiliser le degré de cristallinité pour séparer stratigraphiquement les Schistes de Casanna et le Houiller. Nous insisterons dans la partie pétrographique sur le fait que les gneiss des Schistes de Casanna doivent beaucoup au métamorphisme alpin, surtout dans la zone du Métailler.

Les roches carbonatées.

Les roches carbonatées sont en faible quantité dans les Schistes de Casanna. On peut en distinguer deux types:

- a) les roches carbonatées sédimentaires. Dans les schistes de Casanna supérieurs (série du Greppon-Blanc et surtout du Mont-Laget), de même que dans la série permo-carbonifère, on rencontre des roches dolomitiques qui forment de minces horizons qui sont certainement sédimentaires. Ces roches sont souvent intimement liées aux formations volcaniques;

b) les roches carbonatées liées à la circulation des solutions.

Les carbonates sédimentaires, de même que le carbonate des roches vertes (pillow lava, Vuagnat 1946, 1951) ont eu la possibilité de migrer et de se concentrer dans des zones particulières, au cours du métamorphisme alpin (cf. albitisation, p. 606).

L'absence de roches carbonatées dans la Zone houillère pourrait s'expliquer par leur pauvreté en roches volcaniques. Dans des bassins de sédimentation qui à l'époque carbonifère devaient être beaucoup plus éloignés qu'ils ne le sont actuellement, l'apport volcanique a pu être extrêmement différent.

Les roches détritiques.

Nous avons vu que l'on rencontre dans les Schistes de Casanna inférieurs une forte proportion de roches qui dérivent d'anciens grès ou de conglomérats.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS.

Nous pensons que les raisons invoquées par R. Staub (1948) pour établir un parallélisme entre les Schistes de Casanna et les roches antécambriennes du Bouclier baltique, sont très fragiles et peu de faits nous engagent pour le moment à rechercher aussi loin des comparaisons que n'envisagent pas ceux qui ont travaillé dans les pays nordiques et en Valais (communication orale C.-E. Wegmann).

Les roches que l'on rencontre en Valais et leur succession présentent de nombreuses analogies avec celles de la Vanoise. Nos Schistes de Casanna inférieurs sont semblables en position et en composition à des roches qui sont tenues, avec de bonnes raisons, pour carbonifères.

Faute d'arguments plus précis, nous admettons que les Schistes de Casanna inférieurs que nous avons étudiés sont carbonifères et nous doutons même qu'une partie puisse être plus ancienne dans la zone du Métailler.

Nous pensons ainsi que le pennique valaisan se trouve dans la continuation de ce que F. Ellenberger (1958a) nomme le

«géosynclinal briançonnais archaïque». Les différents témoins que nous pouvons observer actuellement nous montrent qu'une sédimentation détritique se poursuit pendant une très longue période (en Suisse depuis et peut-être avant le Westphalien D, jusqu'au Permien). Différents bassins secondaires ont, déjà à cette époque, une sédimentation particulière, continue en certains endroits, entrecoupée ailleurs par des discordances. Reprises par la tectonique alpine, ces zones de sédimentation pourraient présenter un parallélisme avec les zones tectoniques que nous avons définies (cf. également R. Trümpy, 1958).

LE VOLCANISME BASIQUE DES SCHISTES DE CASANNA.

Nous avons traité ailleurs (J.-P. Schaer, 1959) le volcanisme acide qui se rencontre dans les Schistes de Casanna supérieurs et nous avons dans cette étude-ci ajouté quelques remarques nouvelles (cf. p. 499).

Dans sa conférence sur le rôle des roches basiques dans les Alpes, M. Vuagnat (1952) pose trois questions au sujet des roches vertes des Schistes de Casanna :

- 1° Quel est l'âge du sédiment ?
- 2° Quelle est la nature primaire des roches basiques ?
- 3° Quel est l'âge de la mise en place et du métamorphisme ?

Par la découverte de plusieurs horizons de pillow lava dans les Schistes de Casanna de la zone du Métailler, nous pouvons répondre que les roches vertes dérivent de laves contemporaines de la sédimentation; elles seraient donc carbonifères, si l'on admet nos conclusions stratigraphiques. L'activité volcanique de cette époque s'est très certainement manifestée par des dépôts de tufs, transformés actuellement en prasinites, ovardites, etc. et par des sills dont dérive une partie des gabbros métamorphiques. Les roches qui présentent actuellement des traces d'albitisation en miches (pl. VII, fig. 24) dérivent d'anciens tufs ou d'anciens agglomérats et brèches dont certaines parties furent particulièrement sensibles à l'albitisation (la métasomatose mettrait en évidence des différences

qu'on ne peut souvent plus reconnaître dans les formations ordinaires; elle agirait ainsi comme un révélateur).

Certains affleurements de pillow lava (particulièrement ceux du fond de la vallée de Crouye-Grandze et ceux au SE du Bec-d'Aget) nous prouvent que les laves formaient des accumulations dont l'épaisseur devait certainement dépasser 50 m et peut-être même 100 m (l'étirement de ces masses et les transformations métamorphiques nous empêchent de faire des appréciations précises). La disposition spatiale de ces laves dans les Schistes de Casanna prouve que les coulées furent nombreuses (au moins six importantes dans le profil col des Vaux-Bec-d'Aget-Rosablanc). Elles furent séparées par des dépôts de tufs et par des sédiments détritiques normaux.

Dans les schistes de Casanna, nous n'avons trouvé que rarement, sur le terrain, des roches portant les traces d'anciens cristaux de plagioclases. F. Ellenberger nous a fait remarquer un bloc erratique, peu au-dessus du barrage de Cleuson; les albites y forment des taches à contour rectangulaire de 1 cm à 0,5 cm de côté; dans l'albite se trouvent de très nombreuses inclusions d'épidote et de séricite. En coupe mince, on reconnaît parfois dans les roches vertes des cristaux d'albite qui doivent dériver d'anciens phénocristaux. Nous avons également constaté la présence, dans la série de Siviez (Mont-Rogneux), d'anciennes roches volcaniques acides qui forment de minces lits dans les complexes basiques. On est étonné de constater que les plagioclases qui nagent dans une pâte finement cristallisée, sont de l'oligoclase basique.

Il nous semble difficile de nous prononcer avec certitude sur la composition primitive de tous les types de roches vertes rencontrées dans les Schistes de Casanna, tant les évolutions ont pu être nombreuses.

Les roches des Schistes de Casanna inférieurs forment une « association spilitique » qui s'accorde bien avec l'idée du géosynclinal briançonnais archaïque.

La plupart des idées que nous développons ici au sujet des roches vertes des Schistes de Casanna, sont basées sur des observations faites dans la zone du Métailler; par analogie nous y avons associé les roches basiques de la série de Siviez.

Le tout est à rattacher à ce que F. Ellenberger (1958*a*) nomme le deuxième cycle des roches vertes penniques. En Suisse, la phase magmatique basique la plus ancienne, se trouverait représentée par les amphibolites des massifs hercyniens (cf. entre autres J. Bellière, 1957-1958); les roches vertes des Schistes lustrés formeraient le troisième cycle. L'apport volcanique basique a été très important dans la série du Métailler, nous pensons que le 50% au moins de l'ensemble est d'origine volcanique.