

Geologischer Atlas der Schweiz Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Feuille:

1346 Chanrion

avec partie nord de la feuille **1366 Mont Vélán**

Topographie: Carte nationale de la Suisse 1:25 000

(Feuille 101 de l'Atlas)

Notice explicative

par

MARCEL BURRI, GIORGIO V. DAL PIAZ, GUY DELLA VALLE,
YVES GOUFFON et ANTONIO GUERMANI

Avec 4 figures et 1 planche

1999

Herausgegeben von der Landeshydrologie und -geologie
Publié par le Service hydrologique et géologique national

Recommandation pour la citation en bibliographie:

Carte:

BURRI, M., ALLIMANN, M., CHESSEX, R., DAL PIAZ, G. V., DELLA VALLE, G., DU BOIS, L., GOUFFON, Y., GUERMANI, A., HAGEN, T., KRUMMENACHER, D. & LOOSER, M.-O. (1998): Feuille 1346 Chanrion, avec partie nord de la feuille 1366 Mont Vélán. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 101.

Notice explicative:

BURRI, M., DAL PIAZ, G. V., DELLA VALLE, G., GOUFFON, Y. & GUERMANI, A. (1999): Feuille 1346 Chanrion, avec partie nord de la feuille 1366 Mont Vélán. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 101.

Diffusion: Office fédéral de topographie, CH-3084 Wabern

© 1999, Service hydrologique et géologique national, CH-3003 Berne. – Tous droits réservés. Toutes traductions ou reproductions de ce document ou partie de celui-ci, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (analogique ou digital), et qui ne sont pas d'un usage exclusivement privé, ne sont autorisées qu'avec l'accord de l'éditeur.

ISSN 1420-2913
ISBN 3-906723-32-1

TABLE DES MATIÈRES

Préface	4
Introduction	6
Stratigraphie et pétrographie	11
Pennique	11
Nappe de Siviez-Mischabel	11
Socle cristallin polycyclique	11
Couverture permo-triasique	11
Nappe du Mont Fort	13
Unité du Mont Fallère	13
Unité du Métailler	14
Nappe du Tsaté	20
Unité de Madzeria	20
Lambeaux triasiques	24
Unité de Mauvoisin	24
Unité du Pleureur	26
Unité de la Luette	27
Austroalpin	30
Nappe de la Dent Blanche	30
Socle cristallin	31
Série de Valpelline	31
Série d'Arolla	33
Couverture sédimentaire	43
Quaternaire	44
Tectonique	48
Succession des nappes	48
Phases de déformation	52
Métamorphisme	57
Matières premières exploitables	62
Hydrogéologie	63
Excursions	64
Excursion 1 (Cabane Brunet – Mont Rogneux)	64
Excursion 2 (Bonatchiesse – Fenêtre de Durand)	67
Excursion 3 (Dzovenno – Refuge de Crête Sèche – Mont Gelé)	70
Excursion 4 (Combe du Grand Chamen – Combe de Sassa)	72
Bibliographie	74

PRÉFACE

La recherche de matières premières minérales est l'un des aspects de la géologie qui a suscité l'intérêt des hommes depuis fort longtemps. Dans la vallée de Bagnes, c'est par la pierre ollaire qu'ont débuté les études géologiques. Les premières preuves d'exploitations de cette roche remontent ici à la seconde moitié du 17^{ème} siècle. Il faudra encore attendre environ 150 ans pour que l'on s'intéresse à d'autres côtés de cette science. Dès lors, la vallée de Bagnes ne cessera de voir passer ces chercheurs qui, un marteau à la main, tenteront inlassablement d'élucider les mystères de la création des nombreuses roches formant les reliefs de cette région. N'oublions pas que c'est dans cette vallée de Bagnes que naquit la théorie de l'expansion des glaciers.

La région couverte par la feuille Chanrion - Mont Vélan figure en bonne partie sur la carte géologique «Grand Combin» que E. Argand publia en 1934 sur la base de levés réalisés entre 1905 et 1920. Bien que cet auteur eût déjà tout compris de la structure de ce secteur des Alpes, des études plus détaillées sont venues depuis ce temps-là accroître les connaissances pétrographiques, litho- et chronostratigraphiques de cette région, mais aucune carte n'a été publiée depuis celle d'Argand.

C'est cette lacune que vient combler la publication de la feuille Chanrion - Mont Vélan, tout en complétant l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000 d'une grande feuille.

En 1957, M. Burri amorça le levé géologique détaillé du versant gauche de la vallée de Bagnes; il fut suivi en 1964 par R. Chessex en rive droite. Ils poursuivirent ce labeur à un rythme variable jusqu'à la fin des années 80. Pendant les deux étés 1967-1968, D. Krummenacher leva toute la partie suisse de la feuille où affleure la nappe de la Dent Blanche.

Un effort particulier a été fourni dans les années 88-90 pour terminer le levé de la feuille Chanrion, sous l'impulsion de M. le professeur M. Burri. Il demanda au Service hydrologique et géologique national (SHGN) de mandater Y. Gouffon pour réviser la partie «nappe du Mont Fort» de la feuille ainsi que pour l'aider à dessiner l'original. Ce qui fut fait, avec prolongation du mandat afin d'inclure la partie nord de la feuille Mont Vélan jusqu'à la latitude la plus méridionale de la frontière italo-suisse. Les levés en Italie furent repris du travail de diplôme de L. Du Bois et M.-O. Looser pour la nappe du Tsaté, alors que ceux concernant la nappe de la Dent Blanche ont été effectués par nos collègues italiens G. V. Dal Piaz et A. Guermani.

Les levés de D. Krummenacher avaient été repris, mais en essayant d'en réinterpréter la légende en fonction des nouvelles connaissances acquises au cours du levé de la feuille voisine Matterhorn (par K. Bucher et R. Oberhänsli, en préparation). Lors des travaux de contrôle et de rédaction au SHGN, il est apparu qu'une révision sur le terrain serait néanmoins souhaitable, ce qui a été entrepris en été 1993 par G. Della Valle (mandaté par le SHGN) et l'un des collaborateurs du

Service (Y. Gouffon). Ce travail a permis de mieux comprendre le levé de Krummenacher, mais en même temps il est apparu qu'une étude complète (tectonique, métamorphique et magmatique) devrait être entreprise pour parfaire la connaissance géologique de cette partie de la nappe de la Dent Blanche.

Comme cela n'était pas possible dans le cadre de la rédaction de cette feuille – un travail de l'ampleur d'une ou deux thèses de doctorat serait nécessaire, sans compter avec les difficultés naturelles: glaciers, parois très raides, chutes de pierres et de séracs – le SHGN a néanmoins décidé de publier cette feuille en son état, pour faire connaître au public l'important travail effectué dans le Pennique et pour montrer de nouvelles interprétations concernant la nappe de la Dent Blanche. Ainsi certains contacts ou attributions lithologiques au sein de cette nappe sont interprétés, et donc peut-être pas toujours exacts. Le lecteur voudra bien comprendre ces quelques imprécisions.

Juillet 1999

Service hydrologique et géologique national

INTRODUCTION

Orographie

La région couverte par la feuille Chanrion - Mont Vélan est à cheval sur les bassins du Rhône et du Pô. La ligne de séparation des eaux sert de frontière politique entre la Suisse (Valais) et l'Italie (vallée d'Aoste). Du côté suisse, une grande partie de la carte est occupée par le haut val de Bagnes, drainé par la Drance de Bagnes. Ce torrent est retenu par le barrage de Mauvoisin, formant le lac du même nom, alimenté par les nombreux glaciers de son bassin versant: glaciers d'Otemma, du Brenay et du Giétro en rive droite, glaciers du Mont Durand et de la Tsessette en rive gauche, pour ne citer que les principaux. De plus, une galerie y amène les eaux de fonte du glacier de Corbassière et de ceux de la face nord du Petit Combin.

L'angle nord-est de la feuille couvre une partie du val d'Arolla et l'extrémité du val d'Hérémence. Dans ce dernier se trouve le barrage de la Grande Dixence et son lac de retenue - le lac des Dix - juste visible à la bordure nord de la carte, alimenté entre autres par les glaciers de ces deux vals. Ceux-ci sont dominés et séparés du val de Bagnes par le Pigne d'Arolla (3796 m), le Mont Blanc de Cheilon (3869 m) et le Pleureur (3703 m).

La bordure ouest de la feuille appartient au val d'Entremont, séparé du val de Bagnes par le massif des Combins, dont le point culminant est le Grand Combin (4314 m).

La crête frontière, du Mont Vélan (3731 m) à la Pointe de Boette (3541 m), en passant par la Grande Tête de By (3587 m), le Mont Gelé (3518 m), le Bec d'Epicoûne (3529 m) et l'Aouille Tseuque (3554 m), limite les bassins se déversant vers le nord de celui de la Doire Baltée qui s'écoule vers le sud. Cette crête domine le haut val d'Ollomont dans sa partie occidentale, et la Valpelline plus à l'est. Le haut val d'Ollomont est un vaste cirque, subdivisé dans la partie qui apparaît sur notre feuille en deux «conche»: Conca di By et Conca dell'Acqua Bianca. Le versant droit de la Valpelline est entaillé par des petites combes perpendiculaires. Le Buthier d'Ollomont draine le premier val, et le Buthier de Valpelline le second.

Historique

La vallée de Bagnes a connu une heure de célébrité au début du 19^{ème} siècle: un glacier régénéré à la base du glacier suspendu du Giétro obstruait la vallée, un peu en amont du barrage actuel de Mauvoisin (MUSÉE DE BAGNES 1988). En 1818, le passage des eaux étant devenu impossible, un important lac prit naissance, ce qui inquiéta à juste titre les habitants. Sous la direction d'I. Venetz (1788-1859), ingénieur de l'Etat du Valais, ils réussirent à faire baisser le niveau de l'eau de plusieurs mètres avant la rupture du barrage. Malgré cela, les dégâts furent importants jusqu'à Martigny et l'accident défraya toutes les chroniques de l'époque. A l'occasion de ces travaux, Venetz rencontra un habitant de la vallée de Bagnes,

J.-P. Perraudin, qui lui démontra que les glaciers, dans le passé, étaient descendus au moins jusqu'à Martigny. Quelques années plus tard (1829, mais publié en 1861) VENETZ avançait l'hypothèse du transport des blocs erratiques par les glaciers: la théorie glaciaire était née.

ARGAND publia en 1908 et 1934 les cartes au 1:50 000 de la Dent Blanche et de la région du Grand Combin sur la base de levés effectués entre 1905 et 1920 (voir Assemblage des cartes géologiques publiées, en marge de la feuille). Plus d'un demi-siècle après leur parution, ces cartes suscitent toujours l'admiration. Sur le secteur italien de la feuille Chanrion - Mont Vélan, les relevés de V. Novaresse et, plus marginalement, ceux de A. Stella furent à la base des feuilles Aosta (N° 28, 1912) et Monte Rosa (N° 29, 1912) de la carte géologique d'Italie au 1:100 000.

La deuxième vague des recherches fut dominée par les géologues alémaniques qui commencèrent très tôt à parcourir la région pour des travaux de thèse. TSCHOPP (1923) étudia les «Schistes de Casanna» du haut val de Bagnes, puis plusieurs zurichois vinrent compléter le travail d'Argand en territoire italien: MASSON (1938) et STUTZ (1938) dans la nappe de la Dent Blanche, DIEHL (1938) dans la zone du Combin. Leurs travaux, qui datent d'avant la guerre, ne se matérialisèrent par une carte en couleurs qu'une fois le conflit terminé (dans DIEHL et al. 1952). Les études reprennent alors, concernant la nappe de la Dent Blanche (HAGEN 1948) ou les Schistes lustrés et leurs subdivisions (WITZIG 1948, SZEPESSY SCHAURECK 1949, HAGEN 1951); le second de ces auteurs consacra également une large part de son étude aux «Schistes de Casanna». La construction du barrage de Mauvoisin, dans les années cinquante, a nécessité des études de détail dont les résultats ont été aimablement mis à notre disposition par Electrowatt à Zurich, et dont quelques-uns furent publiés (GYSIN 1968).

Plus récemment, divers auteurs apportèrent de nouvelles informations précieuses: HUCHANT (1984) et KRINGS (1984) sur la nappe du Grand St-Bernard, BUGNON & HAARPAINTNER (1979), BESSON (1986), DU BOIS & LOOSER (1987), ALLMANN (1990), VOGEL (1995), RIST (1997), BAILLIFARD (1998) en ce qui concerne la zone du Combin, et KIÉNAST & NICOT (1971), NICOT (1977), BUGNON & HAARPAINTNER (1979), AYRTON et al. (1982), JACQUEMIN (1990), GUERMANI (1992), PENNACCHIONI & GUERMANI (1993) pour la nappe de la Dent Blanche.

Pour terminer cette énumération, il faut encore citer la publication, en 1992, de la feuille voisine 1345 Orsières de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000.

Certains levés de cette carte ont plus de 20 ans, et la nomenclature alors utilisée a dû être révisée: ce fut un travail quasi permanent avec nos collègues actifs dans les Schistes lustrés du Valais central, A. Escher, M. Sartori et M. Marthaler. Pour la nappe de la Dent Blanche, la conformité avec la feuille voisine (Matterhorn) a été assurée avec l'aide de R. Oberhänsli et G. V. Dal Piaz. La publication simultanée de la feuille Chanrion et de la feuille Mont Vélan jusqu'au parallèle le plus méridional du territoire suisse n'a été possible que grâce à une heureuse collaboration transfrontalière.

Introduction géologique

En ce qui concerne la lithostratigraphie régionale et la tectonique, ARGAND (1909, 1911a et b) reconnaissait déjà, dans sa synthèse des Alpes pennines, les trois grandes unités présentes sur la feuille Chanrion - Mont Vêlan :

- La *nappe du Grand St-Bernard*, cœur gneissique d'un grand anticlinal complexe comprenant des synclinaux très pincés de Schistes lustrés.
- La *zone du Combin* englobant l'ensemble des séquences mésozoïques pincées entre la nappe du Grand St-Bernard et celle de la Dent Blanche.
- La *nappe de la Dent Blanche*, pli couché complexe constitué d'un cœur de parashistes du Paléozoïque inférieur (série de Valpelline), et d'une enveloppe de granitoïdes de la fin du Paléozoïque, d'orthogneiss et de gneiss fins (série d'Arolla).

Par la suite, le modèle d'Argand fut affiné par de nombreux auteurs. Les gneiss de la nappe du Grand St-Bernard furent subdivisés par WEGMANN (1923) en deux groupes: les Schistes de Casanna inférieurs et supérieurs. Puis SCHAEER (1959) les répartit en plusieurs ensembles structuraux, et finalement ESCHER (1988) attribua ces ensembles à quatre unités tectoniques distinctes: la zone Houillère et les nappes des Pontis, de Siviez-Mischabel et du Mont Fort.

Si Argand localisa tectoniquement les Schistes lustrés dans la zone du Combin, c'est HAUG (1894, 1925) qui les situa paléogéographiquement au sein de son géosynclinal piémontais. Ultérieurement des variations de faciès permirent de définir, dans les sédiments issus de ce bassin, plusieurs zones caractérisées par des séries stratigraphiques différentes. Ainsi les unités d'affinités briançonnaises (ELLENBERGER 1953) purent être séparées du reste des Schistes lustrés plus typiquement piémontais, et de nouvelles unités tectoniques furent définies (MARTHALER 1983, SARTORI 1987, 1988). Une partie des Schistes lustrés fut considérée tout d'abord comme couverture autochtone de certains gneiss du Grand St-Bernard, formant ainsi la nappe du Mont Fort (ESCHER et al. 1987, ESCHER 1988). Ils sont maintenant tous déclarés allochtones et regroupés au sein de la nappe du Tsaté (SARTORI & MARTHALER 1994).

En ce qui concerne la nappe de la Dent Blanche, ARGAND (1909) nia la discontinuité tectonique prétendue par SCHMIDT (1906) entre les gneiss de cette nappe et les Schistes lustrés sous-jacents. STUTZ & MASSON (1938), DIEHL (1938), DIEHL et al. (1952) démontrèrent l'existence d'une surface de charriage à la base de la nappe de la Dent Blanche qui perdit ainsi son statut de pli couché piémontais – à couverture de Schistes lustrés – et devint une nappe exotique, composite, rattachée au domaine Austroalpin, confirmant ainsi l'hypothèse de SCHMIDT (op. cit.; voir aussi HAGEN 1948, STAUB 1957). Au sein de la nappe, les mêmes auteurs mirent en évidence un horizon mylonitique continu entre les séries d'Arolla et de Valpelline, discontinuité qui permet d'attribuer aux deux complexes lithologiques d'Arolla et de Valpelline des significations tectoniques indépendantes.

La succession des unités tectoniques comme elle se présente actuellement sur la feuille Chanrion - Mont Vêlan est la suivante, de l'extérieur vers l'intérieur de l'arc alpin :

1. La *nappe de Siviez-Mischabel*, tout au nord-ouest de la carte, comporte un cœur de gneiss polymétamorphique (*zone de Siviez*) et une enveloppe permotriasique (*zone de la Ly*). Le premier est réduit ici à une dizaine de mètres d'épaisseur, alors que la seconde, constituée de divers quartzites, est bien développée et montre encore quelques anciennes structures sédimentaires et volcaniques. La couverture mésozoïque de cette nappe (séries briançonnaises du Barrhorn et du Toûno), réduite à un mince niveau de cornieules dans l'est du val de Bagnes, n'affleure pas sur la feuille Chanrion - Mont Vêlan.
2. La *nappe du Mont Fort* n'est représentée ici que par son cœur gneissique antétriasique; son enveloppe permotriasique n'affleure que plus au nord. Deux ensembles lithologiques sont distingués: l'*unité du Mont Fallère* et l'*unité du Métailler*.
3. La *nappe du Tsaté* correspond à la zone du Combin d'ARGAND (1909, 1911a), à l'exclusion de la couverture de la nappe de Siviez-Mischabel et de la zone de Zermatt - Saas Fee. Elle est composite et, sur la feuille Chanrion - Mont Vêlan, découpée en une série d'unités cartographiques:
 - a) L'*unité de Madzeria* comprend des quartzites et roches carbonatées mésozoïques, prises parfois en lames au sein de la nappe du Mont Fort.
 - b) L'*unité de Mauvoisin* contient des marbres à bandes siliceuses, souvent bréchiques, et des marbres phylliteux.
 - c) L'*unité du Pleureur* comprend surtout des calcschistes et quelques niveaux bréchiques identiques à ceux de l'unité précédente.
 - d) L'*unité de la Luette*, calcschisteuse, contient des roches ophiolitiques et des radiolarites lui assignant un caractère franchement océanique.
 - e) Des *lambeaux triasiques* jalonnent des plans de chevauchement au sein de l'unité de la Luette, ou qui séparent cette unité de celles du Pleureur et de Mauvoisin.
4. La *nappe de la Dent Blanche* surmonte le tout de sa masse imposante. Elle est formée de deux unités distinctes. La *série d'Arolla* se compose surtout de grani-toïdes, porteurs ici de la seule couverture mésozoïque austroalpine connue en Valais (série du Mont Dolin, tout au nord-est de la carte - HAGEN 1948, WEIDMANN & ZANINETTI 1974, AYRTON et al. 1982). La *série de Valpelline* comprend des roches qui ont gardé les traces d'un métamorphisme de degré élevé, probablement varisque.

Du point de vue géométrique, le territoire de la feuille Chanrion - Mont Vêlan est marqué par deux grandes structures: l'éventail de Bagnes et la fenêtre de Bous-sine, déjà reconnus par GERLACH (1869, 1871, 1883). Le premier est souligné par la schistosité principale, qui varie d'un plongement vers le SE en aval de Fionay, à

un plongement vers le NW de plus en plus faible en amont de cette localité (voir fig. 3). La fenêtre de Boussine est une réapparition des gneiss de la nappe du Mont Fort entourés par les Schistes lustrés de la nappe du Tsaté, à la faveur d'une voute anticlinale recoupée par le val de Bagnes, à l'amont du lac de Mauvoisin.

Morphologie

La Drance de Bagnes a taillé une vallée oblique sur les grandes structures alpines qu'elle recoupe presque à angle droit dans la partie aval. C'est l'intérêt de cette vallée: elle fournit ainsi une coupe continue qui va des massifs cristallins externes (Mont Blanc, feuille Sembrancher) à l'Austroalpin. Cette obliquité de la vallée, surtout avec les schistosités principales, détermine une morphologie structuralement peu typée. Par contre, les vallons affluents peuvent localement suivre des lignes directrices imposées, telle la Dyure de Sery dans son parcours rectiligne, parallèle à la schistosité.

La morphologie glaciaire est dominante, mais peu accentuée. Le barrage de Mauvoisin est construit un peu en amont d'un verrou modelé dans des brèches calcaires particulièrement massives, et incisé d'une gorge profonde. En amont du barrage, les contrastes qui existent entre les différentes assises des Schistes lustrés permettent de suivre dans le paysage la structure de la fenêtre de Boussine, où réapparaissent les gneiss de la nappe du Mont Fort. Le trait dominant de la partie supérieure de ce val de Bagnes est l'imposante muraille que forme la nappe de la Dent Blanche, dans laquelle sont taillés les sommets qui ferment la vallée, du Mont Blanc de Cheilon au Mont Gelé. Une succession de cols jalonne la base de cette nappe: col de Cheilon, col du Mont Rouge, col de Lire Rose, Fenêtre de Durand.

Sur territoire italien, la vallée glaciaire de la Valpelline suit la direction tectonique NE-SW du grand pli postnappe de la Dent Blanche. Le versant droit, très raide, est entaillé de petites vallées transversales qui, dans la combe de Sassa et la haute combe d'Orein, tournent en direction du NE le long du contact mylonitique qui sépare les séries de Valpelline et d'Arolla. Au sud-ouest de la carte, les hauts du val d'Ollomont montrent des caractéristiques tout à fait différentes. La morphologie douce de leur partie centrale résulte de l'action érosive des glaciers sur les calcschistes tendres de la nappe du Tsaté, et plus particulièrement ceux de l'unité de la Luette. Les reliefs les plus élevés sont relativement riches en roches vertes plus résistantes. Les crêtes qui délimitent ce vaste cirque sont taillées dans le soubassement des nappes du Mont Fort (Mont Vélán) et de la Dent Blanche (Mont Gelé, Mont Morion) et dans les calcschistes à roches vertes qui les séparent (Grande Tête de By, Mont Avril).

STRATIGRAPHIE ET PÉTROGRAPHIE

PENNIQUE

NAPPE DE SIVIEZ - MISCHABEL

Socle cristallin polycyclique

(Zone de Siviez)

G_S Gneiss parfois amphibolitiques

Ces gneiss ne forment qu'une bande épaisse d'une vingtaine de mètres à l'angle nord-ouest de la feuille. Il s'agit de paragneiss fortement étirés, soit très clairs, soit sombres et amphibolitiques. Il y en a de beaux échantillons dans les éboulis sur le sentier dominé par la paroi juste à la bordure de la carte (585.0/97.8).

Couverture permo-triasique

(Zone de la Ly)

Tout l'angle nord-ouest de la carte montre des terrains attribués au Permo-Trias. Vu la complexité des déformations et le peu de continuité des faciès, il est impossible de définir exactement les relations entre les roches de cette zone et celles de la série du Mont Gond, série qui affleure plus au nord, dans la même position tectonique. SCHAEER (1959), suivi par DERRON & JACQUOD (1994), voyait une relation stratigraphique entre les deux séries, celle du Mont Gond étant plus vieille et donc située sous la série du Mont Laget (notre zone de la Ly).

Bien différenciés vers 2500–3000 m d'altitude, les faciès décrits ci-dessous perdent leur individualité vers 2000 m. En effet, au bord nord de la feuille Chanrion - Mont Vêlan, on ne reconnaît plus guère que des quartzites massifs et des quartzites feuilletés plus ou moins chloriteux.

pt_a Quartzites albitiques à ovaridites et chloritoschistes

Quartzites feuilletés, d'une centaine de mètres, où les albites sont en grands cristaux maclés, légèrement séricitisés. A partir de 30 % d'albite, les quartzites prennent un aspect granuleux dû à la présence de grandes ocelles d'albite, riches en inclusions orientées de même manière d'une ocelle à l'autre. La roche est souvent colorée par la présence d'un mica blanc légèrement verdâtre et pléochroïque. La chlorite peut former la totalité des phyllosilicates, donnant naissance à une ovardite, toujours riche en oxyde de fer et contenant généralement de l'épidote, du sphène et de la calcite.

Quartzites conglomératiques

Apparemment au-dessus vient une formation épaisse de plusieurs dizaines de mètres, où alternent des bancs métriques de conglomérats et de quartzites. Sont également présents quelques niveaux décimétriques de dolomie à patine rouille et des niveaux de porphyre quartzifère. Les galets des conglomérats ne dépassent guère 1 cm et sont constitués de quartz, quartzites, gneiss, porphyre quartzifère, dolomie à patine rouille, qui tous semblent provenir du remaniement de la série elle-même. Des figures de sédimentation observables (stratification entrecroisée, chenaux, granoclassement) montrent que la série est normale dans la partie externe (Goli du Rogneux) et renversée dans la partie interne (Goli d'Aget).

pt Quartzites plus ou moins micacés et feuilletés

Ces quartzites, qui pourraient dépasser 150 à 200 m, semblent surmonter les assises conglomératiques, mais il pourrait s'agir de la même formation. A l'échelle de l'affleurement, il est fréquent d'observer le passage d'un conglomérat à un quartzite; il pourrait en être de même à une échelle plus régionale. Les quartzites se présentent en bancs décimétriques à métriques d'une roche à grain relativement fin, contenant toujours une certaine quantité d'albite, de mica blanc, de chlorite, de carbonate et d'épidote. Les plus beaux affleurements se trouvent dans les rochers qui dominent le Goli des Otanes. Ils ont livré quelques pistes et de douteuses traces de dessiccation.

pt_v Quartzites à vulcanites acides

Au sud du Goli d'Aget, la zone de transition entre les quartzites conglomératiques et les quartzites plus ou moins micacés et feuilletés est large d'une vingtaine de mètres. Elle montre des roches relativement fines et sombres alternant avec des niveaux verts à pâte porcelanique, dans lesquels on peut reconnaître parfois de petits quartz rhyolitiques. Des microconglomérats y sont également identifiables, malgré la déformation qui a aussi préservé des cristaux de quartz et d'albite, vaguement idiomorphes, des anciens tufs volcaniques.

La crête qui borde la dépression du Goli d'Aget au sud-est est à ce sujet le meilleur affleurement de la région. DERRON & JACQUOD (1994) y ont observé une succession de quatre séquences sédimentaires dans lesquelles les différents faciès décrits ci-dessus sont répétés. La plus élevée de ces séquences contient un niveau de métarhyolite à structure ignimbritique visible à l'œil nu (586.05/96.10/2460 m). Ces assises rappellent celles du Permien de Névache, dans les Alpes françaises (SCHADE 1989). Les zircons de la métarhyolite ont fourni un âge U - Pb d'environ 270 Ma (BUSSY et al. 1996b).

NAPPE DU MONT FORT

La nappe du Mont Fort repose ici directement sur les assises quartzitiques de la couverture de la nappe de Siviez - Mischabel; seul son socle antétriasique apparaît sur la feuille Chanrion - Mont Vélán. En Valais central, ce socle montre une structure anticlinale, avec un cœur de gneiss riche en prasinites (*unité du Métailler*) entouré de quartzites feuilletés relativement minces au flanc normal, mais très épais au flanc renversé où ils constituent la série du Greppon Blanc (SCHAER 1959). Cette série s'amincit en direction de l'ouest, puis disparaît vers le sud avant la région couverte par cette carte. En revanche, le socle se complète vers le sud par des assises plus profondes (*unité du Mont Fallère*, GOUFFON 1991) qui se prolongent jusqu'en Vanoise septentrionale. L'âge de ces séries est controversé. Classiquement, elles ont été attribuées au Paléozoïque supérieur, voire au Permo-Carbonifère, parce que les quartzites feuilletés qui en forme le sommet passent sans discontinuité apparente aux quartzites massifs du Trias inférieur, qui passent eux-mêmes au Trias carbonaté daté (ELLENBERGER 1958). D'autres auteurs ont envisagé des âges plus anciens (BOCQUET 1974, GUILLOT et al. 1993).

ESCHER et al. (1987) avaient attribué à la nappe du Mont Fort trois séries de roches carbonatées mésozoïques. L'autochtonie de cette couverture a été contestée, et ces séries sont maintenant regroupées au sein de la nappe du Tsaté (SARTORI & MARTHALER 1994).

UNITÉ DU MONT FALLÈRE

P_F Schistes gris-bleu

Ces roches sont repérables de loin grâce à leur patine rouille prononcée. Elles n'affleurent que dans le secteur Mont Vélán - glacier de Valsorey (coin sud-ouest de la carte) et dans la fenêtre de Boussine, en amont du lac de Mauvoisin. Leurs surfaces de schistosité gris foncé avec des zones argentées ou mordorées dues à la concentration de mica blanc sont fréquemment ponctuées de taches rouilles plurimillimétriques, fantômes d'anciens cristaux de pyrite oxydés et lessivés. Les autres plans de cassure ont une teinte gris-bleu et sont souvent ponctués de petits porphyroblastes d'albite blancs à noirs.

Ces schistes peuvent présenter un rubanement millimétrique parallèle à la schistosité, alternance de lits blanchâtres et gris-bleu. La schistosité principale est plus ou moins bien marquée selon la quantité de phyllosilicates et le degré de déformation et recrystallisation. Cependant ces schistes sont en moyenne plus friables que les gneiss albitiques des autres unités, avec souvent un débit en «crayons» et formant des éboulis presque pulvérulents.

Les constituants principaux sont le quartz, l'albite, le mica blanc et la chlorite. Le quartz est en grains de taille modeste, dispersés dans toute la roche ou concentrés en microlits ou en lentilles monocristallines. L'albite porphyro-pœciloclastique se présente en ocelles légèrement allon-

gées ou totalement xénomorphes, amiboïdes. Les fines paillettes de mica blanc et de chlorite pâle, souvent accolées pour former des microlits riches en phyllosilicates, soulignent la(les) schistosité(s). Ces schistes contiennent systématiquement des trainées noires de matière organique, ainsi que du sphène en gros grains subautomorphes ou en petits grains brunâtres et allongés associés à la matière organique. Le grenat est presque toujours présent, en gros individus fracturés et souvent partiellement chloritisés, ou en nombreux petits cristaux automorphes et parfois zonés; mais tous contiennent des inclusions de matière organique. L'amphibole bleue, très pâle, présente parfois un début de rétro-morphose chloriteuse.

Ces schistes, passablement riches en quartz et en albite, passent parfois à de véritables micaschistes qui, outre les minéraux déjà cités, peuvent contenir des bâtonnets de chloritoïde pâle.

Dans ces schistes s'intercalent de nombreux bancs de prasinites identiques à celles de l'unité du Métailler (voir ci-dessous). Beaucoup plus rares sont les bancs clairs de roches décrites sous le terme de quartzites dans l'unité du Métailler; de telles roches peuvent contenir ici un peu de matière organique.

GP_F Alternance de gneiss albitiques, de prasinites, de gneiss et schistes noirâtres

Entre la Dyure du Brenay et le glacier du Mont Durand (bordure sud-est de la fenêtre de Boussine) affleure une alternance métrique à décamétrique de toutes les roches des unités du Métailler et du Mont Fallère, sans ordre logique apparent: des schistes gris-bleu et des prasinites, mais également des bandes de micaschistes à chloritoïde et grenat ainsi que de gros bancs de gneiss albitiques. L'échelle du 1:25 000 ne permet pas de distinguer chacun de ces bancs. Au nord de la Dyure du Brenay, une alternance de micaschistes mordorés (difficiles à distinguer des schistes gris-bleu hors de leur contexte lithologique respectif), de prasinites et de gneiss albitiques pourrait représenter la suite de cette série. Mais dans la partie nord de la fenêtre de Boussine, ces roches passent à une série plus typique de l'unité du Métailler.

UNITÉ DU MÉTAILLER

GP_M Gneiss et schistes grossiers souvent carbonatés, à lentilles d'ovardites et de dolomies

Le bord nord de la fenêtre de Boussine (à mi-distance des extrémités du lac de Mauvoisin) est occupé par des roches quartzo-micacées à grain grossier, de teinte blanchâtre à verdâtre clair, ponctuées de taches orangées (carbonate ferrique). Elles contiennent par places des lentilles de dolomies et d'ovardites faites d'albite, de chlorite, de carbonate et de minéraux opaques.

Ces roches affleurent de part et d'autre du lac de Mauvoisin; les galeries de la route longeant le lac, en amont de l'Ecurie de la Lia, sont taillées dans cette série. Celle-ci est coupée en deux parties par une bande de roches broyées prenant par

endroits un aspect de cornieule; cette séparation, large de 5 à 10 mètres, traverse la route exactement à la sortie amont de la galerie sud.

Les deux minéraux principaux de ces roches sont le quartz et le mica blanc; la quantité d'albite porphyro-pœciloclastique varie beaucoup d'un échantillon à l'autre (1 à 35% environ); la proportion de chlorite est assez constante (10-15%), le carbonate n'est pas seulement interstitiel mais forme également des grains de bonne taille, et sa proportion est plus élevée que dans la plupart des autres roches de l'unité du Métailler. Quelques minéraux opaques complètent la composition avec, dans certains cas, des pseudomorphoses chlorito-albitiques de glaucophane s. l. ainsi que de rares petits grains d'épidote, zircon et sphène.

P_M Micaschistes mordorés

Dans la région de Sery (angle nord-ouest de la carte), les micaschistes à chloritoïde contiennent des bandes schisteuses à patine rouille qui leur donne de loin des reflets mordorés. La cassure grise ou noire de ces micaschistes mordorés est due à de fines particules de matière organique. Ils se différencient des micaschistes à chloritoïde par la présence de ces trainées opaques de matière organique, par le pléochroïsme toujours très faible des minéraux colorés, et par la présence d'albite lorsque le chloritoïde est absent. La chlorite est souvent oxydée, ce qui lui confère une couleur brune peu pléochroïque et des teintes de biréfringence élevée, proches de celles de la biotite.

De tels micaschistes mordorés forment également des bandes au sein des gneiss albitiques et des prasinites, où ils peuvent contenir du grenat et/ou du glaucophane s. l., comme les micaschistes à chloritoïde.

P_{cd} Micaschistes à chloritoïde et parfois grenat

Ce sont des roches riches en mica blanc, très schisteuses, à surfaces de schistosité soyeuses à reflets argentés sur lesquelles se détachent des minéraux millimétriques verts presque noirs (chloritoïde). La cassure est gris verdâtre et de gros grenats rosés y apparaissent parfois. Ces micaschistes sont fréquemment associés aux micaschistes mordorés (voir plus haut).

Ils forment une masse importante en bordure externe de l'unité du Métailler, dans la région de Sery - cabane Brunet (angle nord-ouest de la carte). Vers le sud-ouest, cette masse perd de son importance, se scinde en deux bandes réparties de part et d'autre des gneiss albitiques et des prasinites des Capucins (586.0/95.5).

Ces micaschistes à chloritoïde apparaissent également en lits au sein des gneiss albitiques et prasinites; leur épaisseur varie de quelques décimètres à 100-200 m. Les lits importants ont été reportés sur la carte; ils affleurent aux alentours du Mérignier (585.4/91.0), à l'ouest du Brecholat (590.4/97.0), ainsi qu'à l'est et au sud de Bonatchiesse où ces micaschistes contiennent des gisements de pierre ollaire (voir p. 19).

Le mica blanc admet plusieurs habitus: petites paillettes soit larges et trapues, soit beaucoup plus fines, ou alors relativement longues mais très effilées et accolées les unes aux autres. Il

est le constituant principal dans lequel se dispersent les autres minéraux. Le quartz, second constituant principal, se concentre en lits souvent bien délimités et n'acceptant que peu d'autres minéraux. Le chloritoïde est moyennement à très pléochroïque dans les verts tirant sur le bleu ou le brun, jusqu'au jaunâtre pâle. En bâtonnets ou en plages millimétriques grossièrement rectangulaires, à macles polysynthétiques longitudinales, ses cristaux sont généralement allongés selon la schistosité principale. La chlorite peut être abondante; elle apparaît en grandes plages ou en paillettes mêlées à celles du mica blanc. L'épidote est presque toujours présente, mais en faible quantité, sous forme d'allanite brune ou de pistachite quasi incolore, ou encore d'un assemblage des deux, avec un cœur brun et une bordure incolore. La taille et l'habitus de ses cristaux varient fortement d'un échantillon à l'autre: petits ou gros grains xénomorphes, en fuseaux, pas ou très fracturés. Des paillettes opaques d'hématite (HUCHANT 1984), de petits sphènes et des apatites relativement grandes et arrondies sont omniprésents dans ces mica-schistes. La tourmaline existe parfois, mais elle n'a jamais été observée en présence du grenat. Le grenat et le glaucophane s.l. ne sont présents que dans quelques lits mêlés aux gneiss et prasinites. Les grenats (1–3 mm) rosés, automorphes, contiennent de rares inclusions de chloritoïde, hématite, apatite et quartz. L'amphibole bleue, moyennement à très pléochroïque, automorphe, peut atteindre 1 cm de long; elle est souvent affectée par un début de rétro-morphose en chlorite.

Un fait à relever est l'apparente incompatibilité entre le chloritoïde et l'albite; ce dernier minéral n'a en effet pas été observé dans les mica-schistes à chloritoïde, alors qu'il représente une part importante des roches environnantes.

G_M Gneiss albitiques

Les roches formant la majeure partie de l'unité du Métailler sont des gneiss gris verdâtre compacts et homogènes, à grain moyen et à surfaces de schistosité légèrement argentées. L'albite porphyroblastique forme de petits points blancs millimétriques ronds ou elliptiques suivant le degré de déformation atteint. Les surfaces altérées, d'une teinte brun clair à bronze, présentent de très rares caries dues à des carbonates dissous. Par endroits apparaissent des veines ou veinules discontinues de quartz ou des aiguilles bleu sombre de glaucophane s.l.

La texture microscopique et surtout les proportions des minéraux varient beaucoup d'un échantillon à l'autre. L'albite est généralement porphyro-pœciloclastique, en grains globuleux ou allongés de 1 mm de diamètre en moyenne, rarement maclés, dont les bords sont parfois peu nets en raison de l'interpénétration de paillettes de mica blanc. La quantité d'albite peut être très importante et la texture est alors semblable à celle de l'albitite chlorito-micacée (p. 18). Le mica blanc est toujours en fines paillettes souvent mêlées à de la chlorite. Le quartz tend à se séparer des autres minéraux et constitue parfois de véritables lentilles ou veines disposées parallèlement à la schistosité principale. L'amphibole bleue est localement présente, partiellement ou entièrement rétro-morphosée en amas microcristallins de chlorite + albite ± actinote. Son pléochroïsme, comme celui de la chlorite, est toujours très intense. L'épidote apparaît généralement en petits fuseaux plus ou moins fracturés; elle est parfois zonée, avec un cœur brunâtre allanitique et une large bordure limpide de pistachite. Les grenats sont rares dans ces roches. Les minéraux opaques (hématite, plus rarement magnétite ou pyrite – HUCHANT 1984) y sont en quantités très variables, souvent entre 2 et 3 %, mais peuvent dépasser 15 %.

Dans la plupart des cas, les gneiss albitiques alternent avec des bancs de prasinites d'épaisseur variant du décimètre au décamètre. Seuls les plus importants ont été reportés sur la carte.

Certains niveaux de ces gneiss sont franchement conglomératiques, à galets de quartz essentiellement. Ils ont été observés notamment au bord nord de la feuille, entre Fionay et la Pointe du Vasevay (Les Corbes, Les Rosemontets).

P_k Schistes gris bleuté carbonatés

Quelques larges bandes se démarquent des gneiss albitiques par une teinte grise plus sombre et une patine plus rouille. Lorsqu'ils sont altérés, ces gneiss se désagrègent en fins copeaux dont les amas peuvent être qualifiés de pulvérulents; dans le cas contraire, ils sont compacts. Ils contiennent suffisamment de carbonate pour réagir systématiquement à HCl et pour permettre la croissance d'edelweiss sur certains de leurs affleurements, par exemple sur la crête reliant le col des Pauvres (590.1/95.6/2666 m) au col des Otanes (590.1/94.2/2846 m).

Quartz, albite porphyro-pœciloclastique et mica blanc sont les composants principaux. La chlorite et le glaucophane s.l. sont tous deux très pâles, le second étant parfois rétrotransformé en chlorite ± albite. La calcite est accompagnée de nombreux sphènes et de quelques traînées de fines particules de matière organique noire. De grosses apatites brunâtres et des grenats sont rares.

Ces roches ressemblent beaucoup aux schistes gris-bleu de l'unité du Mont Fallère, mais en plus carbonatées.

Quartzites

Des roches claires, blanchâtres forment des bancs de quelques mètres ou décimètres d'épaisseur au sein des gneiss et prasinites. Certains se suivent sur plusieurs centaines de mètres, dépassant même le kilomètre; le plus long se suit depuis le Folié (590.1/96.7) jusqu'au Valsorey, soit sur une dizaine de kilomètres. A l'affleurement, le terme de quartzite s'impose, avec quelques précisions possibles (fin, grossier, conglomératique, albitique). L'examen au microscope montre que ces roches ne sont pas toutes des quartzites et permet de distinguer les types suivants:

Les *quartzites s. str.* sont des roches compactes à grain plutôt fin, blanches ou grises et associées à des lits de micaschistes mordorés.

Ils sont constitués de plus de 95 % de quartz en grains engrenés à extinction roulante d'environ 0,2 mm de diamètre, entre lesquels s'intercalent par places de petites paillettes de mica blanc. Zircon, sphène, épidote, chlorite, opaques et parfois tourmaline en sont les minéraux accessoires; lorsque ceux-ci sont très rares, la roche est blanche, comme sous la cabane de Valsorey (587.0/86.5/3000 m), alors que s'ils sont plus abondants, la roche prend une teinte grise, par exemple au nord-ouest du Petit Combin (585.8/93.0/3235 m).

Il existe aussi des *quartzites micacées* (590.0/95.8/2749 m), à grain grossier et mica blanc visible sur les surfaces de schistosité frustes, qui peuvent passer à des *quartzites conglomératiques*. Des *quartzites albitiques à épidote* (585.3/88.4) verdâtres, clairs, compacts et homogènes, parcourus de quelques veinules de quartz

blanc, sont constitués de grains de quartz légèrement engrenés, d'albites xénomorphes pœciloblastiques, de petites épidotes subautomorphes et, comme minéraux accessoires: sphène, zircon, mica blanc, chlorite et carbonate interstitiel.

Des roches blanches fines et compactes, associées à d'autres types de quartzites, pourraient être des *métatufs volcaniques*. Elles sont porphyriques et à patine beige (à l'est de Bonatchiesse – 592.3/96.9/2080 m) ou homogènes à patine rouille (barre rocheuse au centre du glacier des Follats – 587.90/93.25/2980 m).

Elles sont composées de grains de quartz, de paillettes de mica blanc, de cristaux de microcline, ainsi que d'albite soit en gros grains millimétriques amiboïdes et très pœciloblastiques, soit en plus petits grains limpides à macles polysynthétiques. Ces minéraux sont inclus dans une matrice quartzo-feldspathique très fine (5–10 µ). Comme minéraux accessoires: zircon, sphène, opaques, rutile, épidote et carbonate.

Un *gneiss albitique blanc*, à grain moyen, est caractérisé par de petites taches verdâtres trahissant la présence d'un mica incolore au microscope.

Constituant principal, l'albite est parfois porphyroblastique et contient de très nombreuses inclusions de quartz surtout; elle est accompagnée de quartz et de mica blanc, rarement de chlorite, avec comme minéraux accessoires une épidote brunâtre et quelques sphènes, zircons, apatites, opaques et du carbonate interstitiel.

Ce gneiss albitique blanc est toujours associé à d'autres types de quartzites (s. l.) et affleure notamment aux environs du col des Pauvres (589.9/95.9/2749 m), entre les deux langues du glacier de Challand (585.85/89.00), dans la barre rocheuse du milieu du glacier des Follats (588.0/93.3) ainsi que dans la fenêtre de Boussine, en rive droite du lac de Mauvoisin (593.95/90.35).

Un *gneiss fin blanc* se distingue du précédent par son grain plus fin et par son type de gisement; il n'affleure en effet qu'en bancs décimétriques isolés dans les gneiss.

Une *albitite chlorito-micacée* est associée aux prasinites riches en glaucophane s. l. dans lesquelles elle forme de rares bancs plurimétriques, par exemple au col ouest de Lâne (585.00/93.25/3035 m) ou à l'extrémité du glacier de Corbassière (588.6/95.7). C'est une roche grisâtre à blanchâtre compacte, ponctuée de nombreuses taches vert sombre chloriteuses.

Les grains xénomorphes d'albite très riches en inclusions de quartz sont accompagnés de paillettes de mica blanc et de chlorite très pléochroïque, ainsi que de nombreux minéraux accessoires: épidote, opaques, sphène, apatite, tourmaline, carbonate et surtout grenat.

Prasinites

Ensemble de roches sombres généralement vertes et à mouchetures blanches d'albite. Elles peuvent être très massives, compactes, difficilement altérables, par exemple à l'ouest du Petit Combin (585.8/92.9), ou au contraire plus tendres, friables et dans ce cas riches en carbonates, p. ex. aux environs de la Maye (587.9/96.8); le cas extrême est représenté par une bande de «marbre» chlorito-albitique affleurant au sud-ouest du Beaufort (585.0/87.8/2700 m). Ces prasinites forment des

bancs intercalés dans les gneiss albitiques, ou plus rarement de grosses masses comme au front du glacier de Corbassière.

La composition minéralogique de ces roches varie énormément d'un banc à l'autre et parfois au sein du même banc. Cela se traduit généralement par des différences d'aspect (teinte, compacité par exemple). Pétrographiquement, certaines de ces roches sont des *ovardites*, composées d'albite porphyro-pœciloblastique dans un fond de chlorite avec, selon les cas, de l'épidote, du carbonate, du quartz et du mica blanc. D'autres roches sont de véritables *prasinites* constituées d'albite, en plus petits porphyro-pœciloblastes que dans les *ovardites*, dans une matrice fine de chlorite et amphibole verte, avec parfois des grains d'épidote (zoïsité, clinozoïsité ou pistachite) relativement grands, du sphène et quelques rares grenats. Dans bien des cas, l'amphibole verte est absente mais des cristaux de taille moyenne de glaucophane s.l. peuvent constituer une part importante de la roche; ce sont alors des *glaucophanites* bleu sombre et souvent compactes. Parfois l'albite est en très faible quantité ou même totalement absente, et la roche peut atteindre une densité élevée. L'amphibole bleue présente souvent différents stades de rétromorphose: simple bordure d'amphibole verte ou transformation totale en un mélange symplectique fin de chlorite et d'albite. Il existe beaucoup de termes intermédiaires entre les gneiss albitiques et les différents types de prasinites décrits ici.

Au col du Mérigner (585.5/90.9/3198 m), au sein d'un banc de prasinite, affleure une roche constituée presque uniquement de grandes aiguilles de glaucophane s.l.

Les analyses de ces prasinites, discutées par CHESSEX (1995) et THÉLIN et al. (1993), montrent qu'on a affaire originellement à des magmas basaltiques de type transitionnel à subalcalin, avec une tendance alcaline pour certains d'entre eux. Géochimiquement, ils se rattachent aux basaltes intra-plaques (WPB = «Within Plate Basalts»). La présence de structures en coussins variolitiques montre que leur mise en place s'est produite sous l'eau à grande profondeur. On peut imaginer leur environnement comme celui d'un bassin à évolution rapide, ou comme celui d'un rift – avec amincissement de la croûte continentale – qui avorte juste avant son océanisation.

Pierre ollaire

Des lentilles de pierre ollaire affleurent en rive gauche de la Drance de Bagnes, au sud de Bonatschiesse (591.1/95.9). Leur encaissant est une étroite bande de micaschistes mordorés, bordée elle-même à l'est par des micaschistes à chloritoïde, parfois à grenat et glaucophane, et à l'ouest par une grosse masse de prasinites. Il s'agit d'une pierre ollaire à carbonate, roche homogène constituée de quantités égales de talc et de magnésite, avec 1 à 2 % de chlorite, sans orientation apparente. La bordure de ces lentilles, beaucoup plus riche en chlorite, présente une nette schistosité. De plus la serpentine peut s'y trouver, soit dispersée dans la roche, soit concentrée, donnant une vraie serpentinite.

NAPPE DU TSATÉ

SARTORI (1987) avait défini la nappe du Tsaté comme l'élément structuralement le plus élevé de la zone du Combin (au sens d'ARGAND 1909), alors que les séries situées plus bas avaient été attribuées à la nappe du Mont Fort (voir p. 8 et 13). Ces séries s'étant toutes avérées allochtones, elles ont été regroupées au sein de la nappe du Tsaté (SARTORI & MARTHALER 1994). Cette nappe correspond donc à la *zone du Combin* d'ARGAND (1909, 1911a) sans la couverture de la nappe de Siviez-Mischabel (séries du Barrhorn et du Toûno) et la zone de Zermatt - Saas Fee. Ses roches proviendraient de l'ancien océan piémontais, avec son plancher océanique de métagabbros et serpentinites, et ses métasédiments marno-gréseux (Schistes lustrés) lardés de coulées metabasaltiques (prasinites). Les Schistes lustrés ont livré des faunes du Crétacé supérieur (MARTHALER 1981). Des sédiments plus anciens, présents ici sous forme de lentilles ou niveaux discontinus pris dans les Schistes lustrés, ont été datés, dans les Alpes françaises où ils constituent la «base» de la série, de l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien moyen (DE WEVER & CABY 1981).

Cette nappe est tectoniquement complexe, non seulement par le fait des déformations liées à l'édification des Alpes (voir chap. tectonique), mais également à cause de sa structuration primaire sous forme de prisme d'accrétion (MARTHALER & STAMPFLI 1989). Des écailles de faible extension, comportant une stratigraphie de type «piémontais externe», sont incluses dans cette nappe du Tsaté; elles sont regroupées au sein de l'unité de Madzeria. Seule l'unité de la Luette contient des roches ophiolitiques.

UNITÉ DE MADZERIA

Cette unité rassemble des écailles ou lames de roches quartzitiques et carbonatées (fig. 1), situées soit à la base de la nappe du Tsaté, soit au sein des gneiss de l'unité du Métailler (nappe du Mont Fort). La mise en place de ces dernières doit être précoce, car elles semblent avoir subi les mêmes déformations que les gneiss. Elles pourraient être considérées comme autochtones comme le proposait STAUB (1942b), mais elles ont été regroupées ici avec les autres unités mésozoïques vu l'absence de critères convaincants.

Ces écailles, parfois de modestes dimensions, sont localisées:

- A Madzeria, en aval de Mauvoisin. C'est la plus importante; elle affleure de part et d'autre de la vallée, sur plus de 3 km². Cachée par les formations récentes dans le fond de la vallée, elle est bien visible dans les parois qui dominent le talweg de 200 m environ, ainsi que dans les verrous du Tsepi et de Mauvoisin. Les relations avec les unités voisines (gneiss du Métailler au nord et Schistes lustrés de l'unité du Pleureur au sud) sont partout tectoniques.
- A la Pointe du Vasevay (594.4/977).
- Au-dessus de l'Ecurie du Vasevay (592.8/96.9/2450 m).

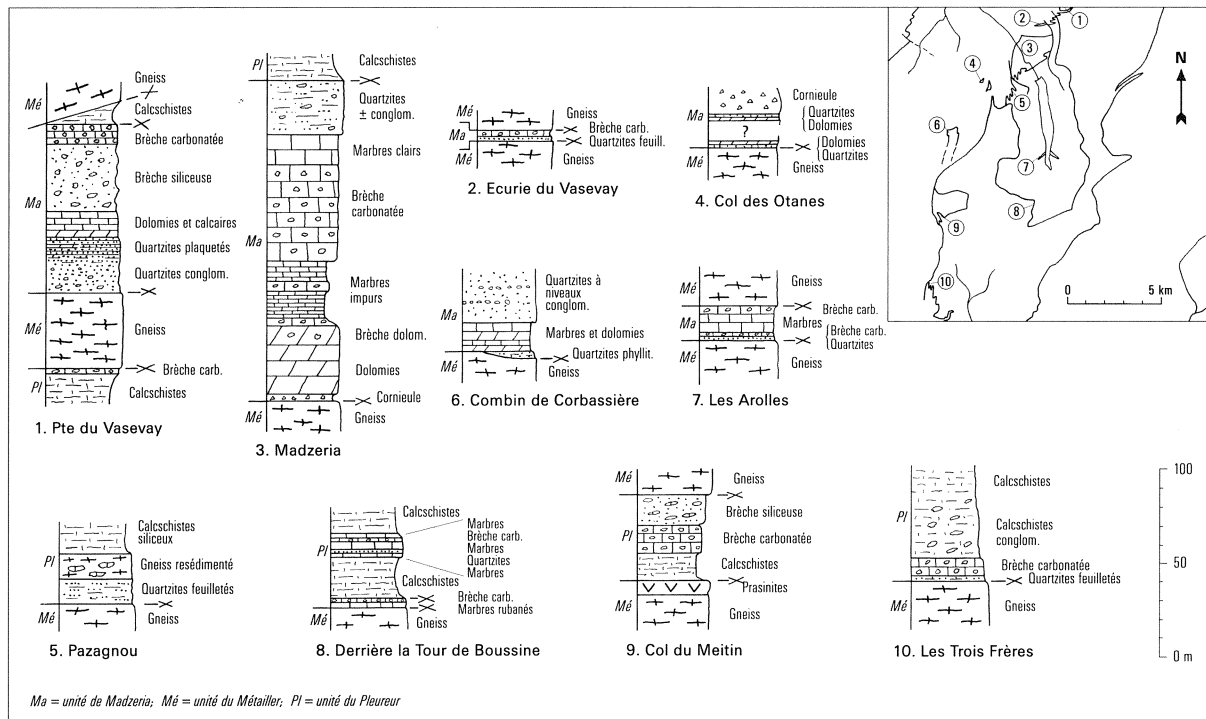


Fig. 1: Profils lithostratigraphiques des différentes écailles de l'unité de Madzeria et de quelques segments du complexe de base de l'unité du Pleureur.

- Au col des Otanes (590.05/93.95).
- Au flanc oriental du Combin de Corbassière (588.5/91.0), entre 3000 et 3200 m, où elle est malheureusement en bonne partie couverte par le glacier.
- Près du pâturage des Aroles, à l'amont du lac de Mauvoisin (593.2/90.0). Cette lame est visible des deux côtés du lac, mais en grande partie noyée actuellement (fenêtre de Vingt-Huit, ARGAND 1911a et b).

On pourrait encore rattacher à cette unité les parties des complexes de base des unités de Mauvoisin et du Pleureur qui comportent la même lithologie que les écaillés citées ci-dessus.

pt_q Quartzites phylliteux jaunâtres plus ou moins albitiques

Ce sont des quartzites blancs à patine jaunâtre, feuilletés mais assez compacts, quelquefois plaquetés, souvent riches en plagioclases (arkosiques), contenant de petits galets de quartz et de rares lentilles d'ovardites. Ils sont présents dans tous les affleurements signalés ci-dessus, le plus souvent réduits à 1 m d'épaisseur, sauf à la Pointe du Vasevay où ils atteignent une cinquantaine de mètres. A Madzeria, ils déterminent de vastes affleurements au-dessus de la vallée mais ne forment, dans le verrou de Mauvoisin, qu'une assise d'une dizaine de mètres d'épaisseur; l'hôtel est construit sur ces quartzites. Ils rappellent en tous points les faciès attribués au Permien: quartzites argentés, légèrement verdâtres, feuilletés, riches en mica blanc, avec quelques galets de quartz et passant vers le haut à des quartzites plus massifs. Il pourrait se faire que ces quartzites soient entièrement régénérés, donc qu'ils soient plus jeunes que le Trias (voir p. 23 et 67).

t_q Quartzites massifs

Même remarque que pour l'assise précédente quant à la présence de ces quartzites dans les divers affleurements, mais atteignant leur plus grande épaisseur au Combin de Corbassière (où ils sont répétés tectoniquement). Massifs, relativement pauvres en phyllosilicates, souvent très jaunes à la patine, ils sont identiques aux quartzites attribués à la base du Trias.

t_m Marbres bleus et marbres dolomitiques jaunes

Les dolomies jaunes, souvent sériciteuses, dominent à la base et sont surmontées d'une alternance de niveaux centimétriques à décimétriques de marbres bleus et de marbres gris ou jaunes. Le tout atteint à peine 10 m à la Pointe du Vasevay, au glacier de Corbassière et à l'amont du lac de Mauvoisin en rive droite. Des affleurements de mauvaise qualité existent aussi au sud du Vasevay, au contact avec le socle (593.2/96.3).

Par contre, ils affleurent bien sur le versant droit de la vallée, à la Lui Dzaune (593.0/95.8). Il s'agit là d'une alternance de bancs décimétriques de marbres bleus

et de dolomies jaunes, visible sur une vingtaine de mètres. Juste au nord, séparée de ces marbres par un grand cône de déjection, de la cornieule émerge de la couverture quaternaire, jalonnant peut-être le prolongement local de ce Trias.

i Brèches, marbres bleus

Ces brèches sont le plus souvent bleues, à dominance calcaire. Les galets sont constitués de marbres, dolomies et quartzites triasiques, et parfois de gneiss et de prasinites; leur taille varie normalement du centimètre à quelques décimètres. Lorsque les galets viennent à manquer, on a affaire à un marbre bleu ou presque noir, très souvent à cassure fétide, localement plus marneux et déterminant des vires foncées, comme sous Grand Tita (591.8/95.4). Ces marbres semblent surmonter les brèches.

Ces roches constituent la majeure partie des affleurements de l'écaille de Madzeria. Elles sont bien repérables dans le paysage, déterminant toute la partie inférieure des parois de la rive droite, le verrou de Grand Tita – Le Tseppi et celui de Mauvoisin. Grâce à ces nombreux affleurements et malgré la complexité locale du plissement, il est possible de dire que ces marbres et ces brèches sont en contact avec les quartzites feuilletés, sans intermédiaire de Trias carbonaté (sauf à la Lui Dzaune). Les assises triasiques se retrouvent dans cette série à l'état de blocs, souvent très volumineux, de quartzites et de marbres bleus ou jaunes. Il semble que les éléments quartzitiques soient particulièrement abondants à la base (ou au sommet ?) de la série, c'est-à-dire à proximité du contact avec les quartzites. Il n'est pas absurde d'envisager une plus forte abondance d'éléments quartzitiques au sommet de la série bréchique: c'est seulement lorsque l'érosion atteint les quartzites que ces éléments deviennent abondants. Lorsque tous les calcaires sont érodés, les conditions sont réalisées pour la résédimentation des quartzites.

Dans l'écaille des Arolles, à l'amont du lac de Mauvoisin, des brèches à petits galets de dolomie noire accompagnent le Trias carbonaté sur une épaisseur de 2 m. Ces brèches prennent un faciès très particulier à la Pointe du Vasevay: épaisseur de plusieurs dizaines de mètres, couleur générale jaune, ciment quartzitique légèrement carbonaté et présence d'un fin rubanement avec des marbres jaunes. Les galets, des quartzites ou des marbres jaunes un peu pulvérulents, parfois des prasinites ou des gneiss albitiques, peuvent atteindre 1 m. Localement le carbonate domine et peut constituer toute la pâte de la roche où nagent des éléments quartzitiques massifs de la taille d'un ballon de football.

Ces brèches et marbres bleus sont absents des écailles du Combin de Corbasière et du col des Otanes.

R Cornieule

De la cornieule est parfois présente dans les écailles de l'unité de Madzeria. Elle peut être monomictite, à galets dolomitiques clairs, comme à la Lui Dzaune (593.0/95.8), ou polymictite, comme à la Pointe du Vasevay où elle pourrait n'être

qu'une formation quaternaire (JEANBOURQUIN 1986). Celle du col des Otanes dépasse 10 m d'épaisseur, mais est limitée par des contacts mécaniques qui empêchent de connaître sa véritable puissance. Les éléments qu'elle contient sont issus des roches avoisinantes: gneiss et quartzites feuilletés.

LAMBEAUX TRIASIQUES

Un chapelet de très minces niveaux triasiques jalonne des contacts tectoniques au sein de l'unité de la Luette, ou entre cette unité et celles du Pleureur et de Mauvoisin. Il correspond probablement à la série du Frilhorn (MARTHALER 1983, SARTORI 1987, ESCHER 1988), parfois élevée au rang de nappe (ESCHER et al. 1993).

t_d Marbres dolomitiques

Le plus souvent il s'agit de lentilles de 1 à 2 m d'épaisseur, mais qui peuvent atteindre quelques dizaines de mètres d'extension. Lorsqu'elles surmontent une unité dont la série se termine par des marbres blancs, la confusion est possible. De telles lentilles sont observables dans les plis orientaux du Pleureur, le long de l'arête sud de ce même Pleureur, sur l'arête sud-est du Tournelon Blanc, sous les Mulets de la Tsessette, au nord et à l'est de la Tour de Boussine, dans la face méridionale du Grand Combin et sur le flanc oriental des Aiguilles de Valsorey. Il est probable que cette formation de modeste épaisseur existe également ailleurs, mais il faut les conditions particulièrement favorables des arêtes ou des faces dénudées pour la repérer.

t_r Marbres écrasés, cornieule

Une importante masse de marbres jaunes écrasés et partiellement cornieulisés, dans le Bay d'Ardzintaire (594.3/93.0), totalise une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Environ 30 m de marbres dolomitiques bréchiques y surmontent un coussinet de cornieule et supportent 20 m de dolomies pulvérulentes. Cet affleurement est le résultat d'un bourrage très localisé car, dans les environs immédiats, lorsque le contact entre l'unité de la Luette et celle de Mauvoisin est visible, il ne montre guère que 1 à 2 m de marbres dolomitiques jaunes fortement laminés.

UNITÉ DE MAUVOISIN

L'unité de Mauvoisin porte le barrage du même nom. Elle affleure de part et d'autre de la vallée à la manière d'une couverture du socle dans la fenêtre de Boussine. En fait, elle repose en discordance tectonique sur ce socle. Les marbres

de cette unité sont très épais dans la zone du barrage, puis s'amincissent vers le sud et finissent par disparaître.

CB_M Complexe de base

Le complexe de base comprend des *quartzites* et une *brèche calcaire*. Les quartzites, qui dépassent rarement 1 à 2 m, sont phylliteux, jaunes, toujours intensément laminés: ils pourraient être d'origine mylonitique. Ils n'existent qu'à la base des parois des Bornes du Diable (592.95/90.25 à 91.2) et dans les rochers dominant le Jardin des Chamois en bordure gauche du glacier de la Tsessette.

La brèche, nommée «Brèche de Torrembey» par ARGAND (1911b), n'affleure malheureusement que très mal dans son toponyme (Torrembet - 593.7/91.7), difficile à visiter depuis la mise en eau du lac. L'assise de 10 m environ est réduite à 3 ou 4 m en rive gauche du lac, où la route l'a mise à nu: dans une matrice calcaire, les galets peuvent atteindre 10 cm; ce sont des calcaires, des quartzites (triasiques ?) et de rares ovardites.

S_{Mb} Marbres phylliteux roux à bandes siliceuses, souvent bréchiques

Il s'agit du composant principal de l'unité de Mauvoisin. Dans la région du barrage, ces marbres atteignent plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

Minéralogiquement, ces roches sont composées en proportion variable de calcite, quartz, mica blanc, albite et d'une chlorite très pâle. L'épidote est rare, la matière organique présente partout, de même que les minéraux opaques; accessoires: tourmaline, apatite, sphène.

Dans les niveaux siliceux, le quartz peut constituer plus de 80 % de la roche. Les niveaux bréchiques, quasi invisibles quand la roche est altérée, sont bien réperables dans les coupes fraîches, le long des routes actuelles par exemple; les galets, petits, sont surtout des marbres noirs, accompagnés de marbres gris ou bleus. Ces marbres à bandes siliceuses rappellent de nombreux Lias des Alpes; quelques fossiles liasiques viennent d'être découverts dans des assises très semblables du val d'Hérens voisin (KRAMAR 1996).

S_{Mk} Calcschistes

Au sein des marbres, quelques niveaux plus schisteux, plus tendres, déterminent des vires où ils affleurent mal. La route de la rive gauche du lac recoupe un tel niveau en amont de l'Ecurie de la Lia. Il s'agit de niveaux schisto-quartzitiques avec quelques bancs d'aspect ovarditique. Les composants sont les mêmes que dans les marbres, mais la calcite n'y dépasse jamais 10 %. Les petites taches sombres visibles sur les surfaces altérées sont des amas de chlorite, qui semblent remplacer une biotite brunâtre; mais il y a aussi des albites poëciloblastiques riches en matière organique. Cette dernière est abondante dans toutes les lames minces. Les minéraux opaques et la tourmaline sont également une constante de ces roches.

S_M Marbres phylliteux clairs

Le sommet de la série voit la matière organique disparaître, les marbres deviennent alors blancs, sans pour autant perdre leurs phyllosilicates et leurs grains de quartz. Comme les marbres sous-jacents, ceux-ci peuvent être localement conglomératiques. Ces marbres clairs soulignent bien les plis de la Pierre à Vire (592.8/93.6) ou de l'alpage du Giétro (594/93) et déterminent un plateau, paysage un peu exceptionnel dans ce pays, au nord-ouest du lac de Tsofeiret (595.2/89.5/2600 m), avant de disparaître au droit du glacier du Brenay.

UNITÉ DU PLEUREUR

L'unité du Pleureur n'affleure bien qu'au-dessus de 2500 m. Dans le verrou de Mauvoisin, au niveau de la vallée, une mince bande de calcschistes coincée entre les unités de Madzeria et de Mauvoisin est attribuée à l'unité du Pleureur par analogie de faciès.

CB_P Complexe de base

Des *quartzites phylliteux jaunâtres* jalonnent très souvent la base de cette unité. HAGEN (1951) les a notés à la partie inférieure des parois du Pleureur. Au Grand Tavé (590.4/93.5), ces quartzites, très albitiques, atteignent plus de 20 m d'épaisseur et de là se suivent vers le sud, par le col de Bocheresse, la base de l'Aiguille de Bocheresse sur son flanc oriental jusqu'aux Mortays (592.0/90.5). On leur suppose une origine mylonitique, au moins partiellement.

Par-dessus viennent de très minces *marbres bleus et jaunes* (3 m) localement un peu pulvérulents, se terminant par 1 m de brèche à galets dolomitiques (voir fig. 1) à la base des parois dominant le lieu-dit Derrière la Tour de Boussine (592.4/86.3/2850 m).

Des *brèches* très semblables à celles de la Pointe du Vasevay (p. 23) affleurent localement à la base de cette unité du Pleureur. Elles sont accompagnées de brèches à matrice carbonatée, plutôt dolomitique, au sud du col du Meitin (587.9/86.8) et au sud-ouest des Mulets de la Lia (591.5/92.8).

S_{Pk} Calcschistes roux

Ce sont des bancs métriques, à cassure souvent bleutée, à patine rousse et rugueuse où l'altération met en relief les grains de quartz et les micas, alternant avec des bancs plus détritiques, gris sombre, schisteux. Par comparaison avec les marbres phylliteux roux de l'unité de Mauvoisin, ceux de cette unité donnent l'impression d'une plus grande monotonie. Vers leur base, ces assises sont localement très quartzitiques, à patine brunâtre; en l'absence du complexe de base, la limite avec le socle sous-jacent est alors difficile à localiser. Très épais dans les

parois du Pleureur, ces calcschistes marmorisés se réduisent à quelques dizaines de mètres dans le Grand Combin où ils déterminent, en face sud, une paroi rousse visible de loin.

S_{pb} Marbres bréchiques bleus à éléments calcaires et dolomitiques

Ces marbres bréchiques sont identiques à ceux des unités de Madzeria et de Mauvoisin. Absents dans la région du Pleureur, ils affleurent largement au toit de la série dans les parois du Tournelon Blanc, alimentant de leurs blocs caractéristiques les moraines des glaciers de Corbassière et de Bocheresse. L'épaisseur de ces marbres bréchiques est ici de l'ordre de la centaine de mètres. Dans une matrice calcaire et micacée, des galets dolomitiques et calcaires fortement déformés donnent une assise résistante qui arme les parois. Ils se retrouvent de part et d'autre du glacier du Mont Durand, bien visibles dans les roches moutonnées que ledit glacier vient de mettre à nu sur sa rive droite.

S_p Marbres phylliteux clairs, parfois bréchiques

Lorsque les marbres bréchiques manquent, la série de l'unité du Pleureur se termine souvent par un mince niveau de marbre blanc qui peut être bréchique ou, plus souvent, microbréchique. Ces marbres ressemblent aux marbres phylliteux clairs de l'unité de Mauvoisin, ne dépassant pas quelques mètres au Pleureur et dans les Mulets de la Lia, mais prenant de l'importance sous le Mont Avril. La série est aussi particulièrement claire en son sommet dans la face sud du Grand Combin.

UNITÉ DE LA LUETTE

L'unité de la Luette est la plus interne des unités de la nappe du Tsaté. Ses calcschistes riches en roches vertes déterminent des pentes monotones et souvent couvertes d'éboulis.

O_s Serpentinites

Les serpentinites affleurent sous forme de lentilles plus ou moins oblongues, de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, la plupart d'entre elles noyées tectoniquement dans la masse des Schistes lustrés. Des serpentinites relativement massives jalonnent le contact entre l'unité de la Luette et les unités sous-jacentes. Par ailleurs un chapelet de lentilles particulièrement importantes, voire des niveaux continus se suivent dans la partie interne de cette unité, de la cabane des Dix (avec ophicalcites) par le col de Cheilon, le Mont Rouge du Giédro, le col de Lire Rose. Dans les collines des environs de la cabane de Chanrion, ces serpentinites envahissent toute la série et, dès le Mont Avril, elles semblent plutôt occuper la partie

frontale de l'unité. Elles sont particulièrement bien exposées à droite du sentier de la Fenêtre de Durand (594.0/85.4) entre 2700 et 2800 m, alors que la pyramide du Mont Avril est taillée dans des calcschistes qui surmontent ces serpentinites. La même disposition se retrouve en Italie où les serpentinites longent à peu près la frontière politique jusqu'à l'Aiguille Verte et aux replats situés à l'est des Aiguilles de Valsorey. A noter que dans cette position, les lentilles de serpentinites sont accompagnées de blocs de marbres plus ou moins dolomitiques, épais de 5 m au maximum et longs de 10 à 20 m. Ils sont particulièrement bien visibles dans le flanc nord du Mont Avril.

O_{γα} Métagabbros

La roche est vert pâle, massive ou schisteuse, à mouchetures ou fin litage blancs dus à l'albite. Normalement ces métagabbros sont composés d'albite, épidote (clinozoïsité et pistachite), amphibole (hornblende brune primaire et actinote alpine), mica blanc, chlorite, carbonates, sphène et minéraux opaques. Des métagabbros massifs affleurent uniquement le long du sentier de la cabane des Dix, sur quelques centaines de mètres, au nord des serpentinites de cette cabane (598.2/96.0). Mais il en existe d'autres qui sont dispersés dans les calcschistes et apparaissent comme des prasinites particulièrement riches en épidote. Seule une étude microscopique permet de les reconnaître, et ils n'ont pas été individualisés sur la carte.

O_p Prasinites

Les prasinites sont ici aussi prises au sens large qui est celui du terrain: des lits d'épaisseur métrique, plus ou moins continus, d'une roche sombre, presque noire, parsemée de petites mouchetures blanches. L'étude microscopique montre que certaines d'entre elles sont dépourvues d'amphibole (albite, chlorite, épidote, mica blanc, carbonate, sphène, quartz, opaques) et devraient être appelées *ovardites*, alors que d'autres contiennent jusqu'à 10 % d'amphibole, ce qui en fait de véritables *prasinites*. Toutes présentent les mêmes textures poëciloblastiques, avec les grands porphyroblastes d'albite qui forment les mouchetures blanches visibles à l'œil nu.

Un niveau relativement continu de prasinites accompagne les serpentinites du sentier de la Fenêtre de Durand (594.1/85.7): on y devine des fantômes de structure en coussins. Sur le sentier de la cabane de Chanrion (595.2/87.7), on peut observer, associés à des serpentinites et des prasinites, des brèches de pillow très déformées, de couleur violacée, riches en crossite et en épidote. Ailleurs il existe des termes de passage entre les prasinites et les roches environnantes, suggérant une origine volcano-sédimentaire pour certaines d'entre elles.

Coulées sous-marines, résédiments ou filons-couches dans les sédiments, les prasinites sont actuellement disposées de manière quelconque dans les Schistes lustrés. Dans de nombreux cas, cette répétition de prasinites stratoïdes et de méta-sédiments est le résultat de processus tectoniques.

Les études géochimiques des prasinites n'ont été conduites que dans la Conca di By (DU BOIS & LOOSER 1987). Elles montrent que les basaltes à l'origine de ces roches sont tholéitiques. Leur contexte géotectonique serait celui d'une ride médio-océanique (T-MORB) avec des traces précoces de l'ouverture de l'océan (WPB = «Within Plate Basalts»).

i-c_k Marbres jaunes ou bleus à pâte fine, localement bréchiques

Surmontant directement les serpentinites du sentier de la Fenêtre de Durand, des marbres bleus, épais de 1 m, à pâte fine, contiennent des galets de serpentinites et passent vers le haut à une brèche à éléments de dolomies et de calcaires triasiques qui peut atteindre quelques mètres d'épaisseur. Une telle lithologie se retrouve à plusieurs endroits de la partie interne de l'unité de la Luette: au col de Cheilon (596.8/94.1), les brèches atteignent environ 20 m d'épaisseur; dans les crêtes du Mont Rouge du Giétro, brèches et marbres déterminent une paroi bien visible de la route du lac de Mauvoisin; derrière la cabane de Chanrion, ces assises sont plus discrètes et seuls des marbres bleus affleurent le long de la route de la prise d'eau (595.64/87.85); enfin à la Fenêtre de Durand (593.6/84.3), les marbres très plaquetés ont fourni les matériaux utilisés pour la construction du monument en souvenir du président Einaudi.

i-c_r Quartzites, métaradiolarites

L'affleurement du sentier de la Fenêtre de Durand (594.1/85.5) permet de connaître la position originale de ces quartzites: ils y surmontent les prasinites. Sur 2 à 3 m ils sont très purs, puis ils alternent avec des niveaux de calcaire brun. A quelques centaines de mètres de là (594.2/85.9), ils dépassent largement 10 m et ressemblent à s'y méprendre à des quartzites permo-triasiques. Ailleurs ces quartzites sont noyés dans les calcschistes, par exemple au-dessus de Pierre à Vire (592.2/93.2/2600 m) ou au-dessus des Ecuries du Giétro (294.85/92.80/2800 m). Dans les replats de Chanrion, ils affleurent sur plus d'un kilomètre de long. Ces quartzites contiennent toujours du mica blanc, de la chlorite et de l'épidote; sont accessoires le carbonate, le sphène, l'apatite et les opaques. Sous la cabane de Chanrion, à 2410 m (595.2/87.7), où ces quartzites ont été pour la première fois assimilés à des radiolarites (STAUB 1942a), ils contiennent de minuscules grenats manganésifères jaunes ou oranges visibles à la loupe. Ces derniers sont accompagnés de braunite, de piémontite et d'un pyroxénoïde manganésifère (VOGEL 1995).

S_{Lp} Calcschistes à dominance pélitique

Ces calcschistes sont des roches sombres, presque noires, très feuilletées, affleurant généralement mal, donnant naissance à des parois ruiniformes qui entretiennent des éboulis rapidement altérés et de consistance terreuse. Au-dessus de la

Tsessette (592.3/89.7), ces calcschistes passent à des quartzites schisteux sombres, difficiles à discerner de certains faciès du socle sous-jacent. Normalement ces calcschistes contiennent 30 à 50 % de quartz et, par ordre d'abondance décroissante, de la calcite, du mica blanc, de la chlorite, de l'albite, des opaques, de la matière organique et de la tourmaline. La loi de répartition de ces faciès schisteux n'est pas évidente: par places ils semblent occuper la base de la série (Pierre à Vire, La Tsessette), ailleurs son sommet (Mont Rouge du Giétro, Tour de Boussine).

S_L Calcschistes à dominance calcaire

Dans l'affleurement du sentier de la Fenêtre de Durand (594.1/85.5), des marbres un peu schisteux, bruns, épais d'une dizaine de mètres, alternent avec les quartzites, puis se substituent à eux. Vers le haut, ces roches calcaires s'enrichissent de schistes, ce qui leur donnent un faciès de «Schistes à palombini». Ailleurs les calcschistes très carbonatés n'occupent pas une position aussi évidente. Dans leur terme le plus ambigu, ils sont identiques aux marbres des unités de Mauvoisin ou du Pleureur: même patine rousse, mêmes bandes siliceuses en relief, même cassure bleutée. Ils ne s'en distinguent alors que par la présence des roches vertes. C'est le cas au-dessus des Luis de Pierre à Vire, en rive gauche du lac de Mauvoisin (592.4/93.3), ou en rive droite, dans les rochers qui dominent le sentier du lac de Tsoféiret. Mais le plus souvent, ces calcschistes sont un peu plus schisteux que ceux des unités inférieures, étant constitués pour le moins de 10 % de phyllosilicates (mica blanc et chlorite) et de 5 à 10 % de quartz; l'épidote est fréquente, le chloritoïde très rare; la matière organique est ubiquiste, de même que les minéraux opaques, le sphène et la tourmaline. En Valais central, dans des calcschistes équivalents, MARTHALER (1983, Série grise) a trouvé des foraminifères pélagiques du Crétacé supérieur (Cénomanien – Sénonien inférieur).

L'attribution des calcschistes plutôt au faciès pélitique qu'au faciès calcaire est souvent affaire d'estimation. Elle est plus facile à une certaine distance, surtout en terrain dénudé, par exemple dans la Tour de Boussine ou dans les pentes du Mont Rouge du Giétro. Sur des affleurements isolés, cette attribution est plus discutable, par exemple sur le flanc méridional du Pleureur.

AUSTROALPIN

NAPPE DE LA DENT BLANCHE

Sur le territoire de la feuille Chanrion - Mont Vêlan, la nappe de la Dent Blanche est constituée en grande partie par les roches magmatiques de la série d'Arolla, plus ou moins transformées par le métamorphisme alpin, tandis que les paragneiss de la série de Valpelline sont circonscrits à la partie italienne (coin sud-est). Bien que de surface restreinte, la couverture mésozoïque du Mont Dolin

et du Petit Mont Rouge revêt ici une grande importance: c'est le seul endroit en Suisse où elle affleure, et elle y est particulièrement bien conservée.

Socle cristallin

SÉRIE DE VALPELLINE

Cette série est constituée de paragneiss à grain très grossier de haut degré métamorphique (kinzigites), contenant de puissantes intercalations de marbres purs et impurs et d'amphibolites. Ce complexe kinzigitique correspond à une séquence de dépôts terrigènes et carbonatés associés à des roches magmatiques basiques de composition tholéiitique. Son âge est paléozoïque ou plus ancien. Le métamorphisme élevé responsable de la transformation en kinzigites n'est pas daté, mais il est probablement varisque, voire plus ancien. La biotite a fourni des âges K-Ar et Rb-Sr (de refroidissement) compris entre 240 et 180 Ma (DAL PIAZ et al. 1972, HUNZIKER 1974), analogues à ceux trouvés dans le complexe kinzigitique de la zone d'Ivrea-Verbano (références dans DAL PIAZ 1993). Les faciès présentant une rétro-morphose alpine sont plus schisteux, mais ils ont partiellement conservé leur texture anté-alpine. Cette rétro-morphose augmente nettement à proximité et en direction du contact tectonique avec la série d'Arolla: tout d'abord apparaît une bande de 20–30 m où les kinzigites alternent avec un schiste à texture alpine, montrant une linéation et des plis isoclinaux, puis la roche passe à un faciès phyllonitique de 50–100 m de puissance (GUERMANI 1992, PENNACCHIONI & GUERMANI 1993).

P_V Phyllonites et mylonites alpines

Par endroits, le complexe kinzigitique est fortement marqué par les déformations et le métamorphisme alpins. Les roches qui en découlent sont fines, généralement sans porphyroclastes, et caractérisées par une linéation mylonitique ténue et des structures d'extension accompagnées de bandes de cisaillement («extensional crenulation cleavage»). Elles se distinguent en outre par leur foliation marquée, leur couleur gris-brun, leurs surfaces luisantes et un fin rubanement. Ces mylonites sont en majorités définies comme phyllonites à cause de l'abondance des phyllosilicates (mica blanc et chlorite).

Elles forment essentiellement une bande continue au contact avec la série d'Arolla, où elles contiennent localement des intercalations de marbres mylonitiques.

G_V Complexe kinzigitique

Sous le terme traditionnel, mais ici impropre, de kinzigites sont regroupés des paragneiss à biotite, grenat, sillimanite, quartz, plagioclase et parfois cordiérite,

riches en lits, veines et poches de pegmatites anatectiques. La surface de ces roches est brillante, de couleur brun noirâtre à la cassure et prenant une patine brun rouille caractéristique à l'altération. Leur grain est visible à l'œil nu et la texture devient granoblastique dans les lits quartzo-feldspathiques. Près du lac Mort, juste à l'est de la carte, affleurent des reliques de granulites felsiques à orthopyroxène et grenat (NICOT 1977).

Les constituants principaux sont le quartz, le plagioclase et la biotite; ils peuvent être accompagnés par un feldspath potassique, le grenat, la silimanite, la cordiérite, le spinelle, ainsi que par les accessoires classiques: zircon, apatite, sphène, rutile et minéraux opaques.

Ces roches présentent souvent des traces ténues ou bien marquées de rétro-morphose alpine en faciès schiste vert, sous forme de plagioclases saussuritisés et de grenats plus ou moins chloritisés, où le quartz, bien que très déformé, ne montre pas de traces de recristallisation. Le faciès le plus transformé est un schiste de teinte grisâtre, moins brillant et à grain plus fin.

A Amphibolites à forte rétro-morphose alpine

Les intercalations d'amphibolites sont particulièrement rares sur le territoire de la feuille Chanrion - Mont Vêlan, contrairement au reste de la série de Valpelline. Ces intercalations sont d'épaisseur réduite et en position stratiforme.

Elles consistent en amphibolites à plagioclase calcique, hornblende brune et parfois pyroxène et/ou grenat. La rétro-morphose est en général bien présente, même dans les variétés les moins déformées, et se traduit par le développement de l'habituelle hornblende verte, d'actinote et de chlorite aux dépens des minéraux fémiques, et de saussurite, albite et parfois épidote à la place du plagioclase. La proportion de ce dernier est variable, d'accessoire à abondant, mais presque toujours inférieure aux minéraux fémiques, assignant ainsi un indice de coloration variable à la roche. Un faciès zoné, à fine alternance de lits fémiques et plagioclasiques, existe également. La rétro-morphose alpine se marque sur le terrain par une différence de couleur de la roche, de noir verdâtre brillant pour les types les mieux préservés au vert plus clair pour les faciès les plus transformés.

M Marbres purs, marbres à silicates calciques

Les marbres forment des bancs et des boudins à patine blanchâtre, gris clair ou jaunâtre, intercalés dans les kinzigites ou dans leur phyllonites, bien visibles en raison du contraste de couleur.

Il s'agit de marbres purs ou plus souvent à silicates, contenant des quantités accessoires à élevées de quartz, plagioclase, mica (phlogopite) et silicates de Ca-Mg anté-alpins et alpins (clinopyroxène, grenat, scapolite, olivine); du spinelle y a aussi été identifié (ANTENEN & PERREGAUX 1986). Ces minéraux sont souvent concentrés dans des lits et nodules massifs et font saillie. La texture de la matrice

carbonatée est généralement mylonitique, tandis que les silicates, presque toujours arrondis, se comportent en porphyroclastes. Des détails sur la minéralogie sont donnés par DIEHL et al. (1952).

SÉRIE D'AROLLA

La série d'Arolla est constituée en grande partie de roches plutoniques permienes, dont la composition varie des granites aux gabbros, et qui ont subi des déformations et un métamorphisme alpins les transformant en divers gneiss. Sur la feuille Chanrion - Mont Vêlan, ces roches présentent de façon générale une intensification de la déformation du nord vers le sud. Dans la partie nord de la feuille, certains caractères magmatiques sont encore reconnaissables, et il est alors possible de faire la distinction entre les différents protolithes des gneiss. Cela devient par contre difficile, voire impossible, dans la partie sud, où seules des analyses géochimiques permettraient d'identifier ces protolithes. Il a donc fallu tenir compte de cette variation dans l'établissement de la légende:

- Au nord, l'attribution à tel ou tel protolithe a été faite sur des critères de terrain (aspect de la roche: structure, couleur, altération) et des critères microscopiques (texture, paragenèse, altération). Ceci n'est pas toujours aisé, particulièrement entre granites et granodiorites, et des analyses géochimiques seraient utiles pour confirmer les distinctions faites sur la cartes. Néanmoins il nous a semblé constructif de montrer la présence et l'imbrication de tout un spectre de roches magmatiques allant des leucogranites aux gabbros.
- Au sud par contre, où les différents protolithes ne sont souvent plus reconnaissables, la plupart des gneiss ont été regroupés sous le terme générique de «gneiss fins ou micro-œillés», avec cependant la mise en évidence de quelques structures particulières (présence d'yeux, d'amphiboles reliques, de bandes leucocrates ou d'horizons mylonitiques). La description de certaines roches de ce secteur est en partie reprise de STUTZ (1940), DIEHL et al. (1952) et PENNACCHIONI & GUERMANI (1993).

G_{7A} Gneiss d'Arolla

Le terme de «gneiss d'Arolla» est à prendre ici dans une acception très restrictive, n'englobant que les *orthogneiss métagranitiques*. Ce sont principalement des gneiss vert pâle, à grain moyen, et parfois micro-œillés; ils contiennent alors de petits yeux de feldspath blanc laiteux et de quartz plus discrets dans une matrice micacée vert pâle.

Dans le secteur du Pas de Chèvre - glacier de Tsijiore Nouve, au coin nord-est de la feuille Chanrion - Mont Vêlan, les gneiss d'Arolla sont généralement plus clairs, voire leucocrates. Ils ressemblent alors aux lentilles leucocrates décrites plus loin (p. 42). Ces gneiss sont de teinte dominante blanc laiteux, avec de fins

interlits discontinus de mica blanc donnant à la patine des surfaces irisées vert argent. Des taches d'altération brun clair proviennent de l'oxydation de la pyrite en limonite.

Ces gneiss d'Arolla dérivent très certainement de granites, parfois de leucogranites, voire de granites aplitiques ou pegmatitiques. Quartz, microcline, albite et mica blanc sont leurs composants majeurs, parfois avec épidote et chlorite, alors que zoïsité, hornblende verte, actinote, biotite, calcite, sphène, zircon, apatite et minéraux opaques (pyrite) ne sont présents qu'en quantités accessoires.

Des zircons extraits d'un échantillon d'un tel gneiss, récolté au pied sud du Cervin, ont fourni un âge U-Pb de 289 ± 2 Ma (Bussy et al. 1998).

Sous le microscope, la texture de ces gneiss est granoblastique, avec une différenciation des lits quartzo-feldspathiques et des lits micacés, ces derniers étant en moindre proportion.

Le quartz est présent en grains allongés à extinction roulante, ainsi que dans la matrice microgrenue. Les phénocristaux de plagioclase sont soit des prismes subautomorphes d'albite, à macles polysynthétiques, peu altérés (contenant de petits grains disséminés de séricite, épidote, quartz et calcite), soit des grains xénomorphes totalement séricitisés. Le microcline forme des cristaux poëcilitiques xénomorphes à inclusions de plagioclase, de feldspath potassique perthitique et de quartz. L'épidote (pistachite), en remplacement de phénocristaux de hornblende verte dont il ne reste généralement que des reliques, est relativement fréquente, associée à la chlorite et parfois à la zoïsité. Des prismes aciculaires d'actinote peuvent être associés à la hornblende verte. Le sphène peut former de gros grains anguleux.

La matrice microgrenue est formée essentiellement d'albite non altérée, de quartz en petits grains xénomorphes indentés, et accessoirement de calcite xénomorphe, interstitielle. Elle se distingue d'une matrice micacée faite de fines paillettes de séricite et de chlorite, accompagnées d'épidote en petits grains arrondis.

Orthogneiss œillés; métagranites

Les *orthogneiss œillés* forment des corps importants, pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur apparente. De telles masses se trouvent en particulier de part et d'autre du glacier d'Otemma. Ce sont des roches massives, claires, à grain grossier, bien reconnaissables macroscopiquement. Les feldspaths, de teinte blanc laiteux, sont par places rosés ou, par altération, mouchetés de points brunâtres.

Les gneiss œillés forment le faciès le plus typique des gneiss d'Arolla. Ils se caractérisent par des porphyroclastes de feldspath principalement, mais aussi de quartz, formant des yeux plutôt arrondis et plus ou moins orientés dans le plan de foliation. Les yeux de feldspath sont de l'ordre du centimètre en moyenne, mais peuvent atteindre quatre centimètres. Les micas, de teinte verdâtre, remplissent les interstices entre les yeux quartzo-feldspathiques, et constituent ainsi des interlits onduleux en forme de palissade. Le quartz reste généralement blanc-gris, avec un aspect plus translucide.

Les *métagranites* apparaissent localement dans les secteurs les moins déformés, comme en rive droite du glacier de Blanchen (601.84/88.54), où ils sont entourés de gneiss œillés. Dans les métagranites, les phénocristaux de feldspath automorphes ou arrondis et le quartz, en grains millimétriques, ne présentent pas

d'orientation préférentielle. Ces minéraux sont inclus dans une matrice micacée vert pâle.

Les minéraux de ces roches sont les mêmes que ceux des autres gneiss d'Arolla; l'allanite et le stilpnomélane y ont en outre été observés.

La texture microscopique des gneiss œillés est semblable à celle décrite ci-dessus, excepté la présence des yeux qui peuvent être de deux types:

- Des monocristaux de microcline, à quadrillage typique de macles très fines ou à macle de Carlsbad. De type pœcilitique, ils contiennent des inclusions de plagioclase et d'épidote. Ces phénocristaux sont xénomorphes, de forme arrondie et fréquemment fracturés, avec un remplissage des interstices par du quartz, de la séricite et de la calcite.
- Des agrégats polycristallins de microcline associés à de plus petits grains de plagioclase et de quartz.

L'allanite est rare, en grains xénomorphes ou automorphes isolés, parfois à macle simple, avec une bordure d'épidote. Du stilpnomélane en fines aiguilles formant des gerbes peut être présent en proportion accessoire.

Gneiss d'Arolla à horizons mylonitiques et gneiss microrubanés à phengite

Les gneiss d'Arolla, œillés ou non, montrent parfois des horizons beaucoup plus déformés de tout ordre de grandeur (centimétrique à hectométrique). À l'extrême, la texture orthogneissique disparaît, et la roche est alors un gneiss plus ou moins microrubané, de teinte vert assez clair et à grain fin. Selon le degré de mylonitisation, on distingue des petits grains lenticulaires ou agrégats de quartz et de feldspath, qui ne dépassent généralement pas le millimètre.

La texture microscopique est protomylonitique à mylonitique. Les noyaux quartzo-feldspathiques sont moulés par une matrice fine micacée à phengite, chlorite et épidote. Cette matrice relativement abondante peut représenter plus de la moitié de la roche.

Des porphyroclastes de quartz xénomorphes à extinction roulante forment les plus grandes plages monocristallines, qui sont souvent microfissurées avec un remplissage de quartz microcristallin. Le microcline et l'albite, parfois en échiquier, se présentent en grains moyens xénomorphes fréquemment séricitisés. L'épidote en grains xénomorphes, l'allanite et la chlorite en nodules fibreux se trouvent aussi en dehors de la matrice fine.

Dans les horizons mylonitiques, la texture cryptocristalline ne permet plus que l'identification de fragments de quartz et de feldspaths.

γ_{Mo} Granite du Mont Morion

Au bord sud de la feuille, un corps lenticulaire plurikilométrique, allongé selon la direction tectonique régionale, montre une texture granitique particulièrement bien conservée. C'est un granite à biotite et phénocristaux de microcline (1–5 cm), à schistosité faible ou absente, mais sillonné par un système régulier de fractures qui façonne la morphologie en crêtes dentelées et en parois creusées de couloirs.

L'association minéralogique primaire est généralement bien préservée, à l'exception du plagioclase qui est pseudomorphosé par un agrégat polycristallin d'albite, séricite et rare saussurite. Le quartz peut montrer des recristallisations péri-

phériques limitées et le microcline perthitique de modestes substitutions d'albite en échiquier.

Le granite contient des xénolites de schistes encaissants et des enclaves féminiques autigènes à grain fin, de forme arrondie dans les zones les moins déformées, lenticulaire ailleurs. Des xénolites particulièrement abondants et bien visibles peuvent être observés dans la combe de Crête Sèche, le long du sentier montant du refuge du même nom au bivouac Spataro (596.7/81.4).

STUTZ (1940), DIEHL et al. (1952) et GUERMANI (1992) donnent des descriptions détaillées de la minéralogie et du chimisme de ce granite.

G_{M0} Paragneiss à bandes anatectiques et amphibolites

Un petit lambeau de schistes encaissants du granite précédent est préservé entre le Mont Morion et la combe de Crête Sèche. Le contact intrusif net entre les deux est par endroits encore bien conservé. Les limites en parois ont été tracées par vision panoramique et à l'aide de photos aériennes.

Ce sont des paragneiss à biotite, présentant une patine brun rouille, riches en poches et fines bandes de pegmatites anatectiques. Ils sont localement associés à des amphibolites feldspathiques à grain moyen à fin. Les lithotypes à rétro-morphose alpine sont toutefois prépondérants; ils sont nettement plus schisteux, à grain plus fin et de couleur gris sombre ou verdâtre.

G_{γδ} Métagranodiorites

Le critère minéralogique admis pour distinguer les granodiorites des granites, qui est la proportion de feldspath potassique sur le feldspath total (entre 10 et 30 %), est difficile à appliquer sur ces roches ayant subi le métamorphisme alpin, compte tenu de l'altération relativement poussée des feldspaths. Des reliques de feldspath potassique sont pourtant souvent reconnaissables.

La présence de biotite, de stilpnomélane et de hornblende verte donne à cette roche une patine brunâtre caractéristique. Des yeux feldspathiques blancs centimétriques s'y montrent souvent, mais en plus faible proportion que dans les orthogneiss métagranitiques (gneiss d'Arolla).

Quartz et feldspaths sont les minéraux essentiels de ces métagranodiorites. Ils sont secondés par la hornblende verte primaire, le mica blanc, l'épidote et la chlorite, tandis que biotite, stilpnomélane, clinozoïsite, allanite et calcite ne sont qu'occasionnels, et que sphène, apatite, zircon et minéraux opaques apparaissent en proportions accessoires.

La texture microscopique est de type granoblastique hétérogranulaire. Le quartz forme des agrégats généralement constitués d'un porphyroclaste arrondi à extinction roulante et de petits grains, associés à de la calcite interstitielle. Le microcline poëcilitique à inclusions de plagioclase, en grains xénomorphes de taille moyenne, est généralement peu altéré mais présente des fractures à remplissage d'albite et de stilpnomélane. Le plagioclase, dont la composition varie de l'albite à l'oligoclase, apparaît en grains grossiers xénomorphes, le plus souvent fortement altérés

en séricite et épidote. Des phénocristaux subautomorphes à xénomorphes de hornblende verte, parfois à macle simple, présentent une altération bien développée sur le pourtour du minéral et dans les fractures. L'épidote forme de petits grains arrondis ou des prismes subautomorphes de plus grande dimension, associée à la chlorite et la calcite. La clinozoïsite et l'allanite sont occasionnelles, cette dernière en gros grains arrondis, généralement bordés par de l'épidote. Le sphène forme des grains subautomorphes ou fractionnés.

La matrice fine à séricite et épidote pouvant résulter de l'altération poussée des feldspaths est relativement abondante. Une matrice microgrenue à albite et quartz contient des lamelles de mica blanc et de fines aiguilles de stilpnomélane en gerbes.

Dans le secteur de l'Aiguillette – Bec de la Sasse, la texture est plus porphyrique, avec le développement de phénocristaux xénomorphes de quartz à extinction roulante, et de plagioclases fortement altérés dont il ne reste que des reliques.

Gneiss équigranulaires ou (micro-)œillés, à feldspath potassique

Ces gneiss représentent un faciès plus déformé des métagranodiorites, de teinte vert pâle à brunâtre. La foliation y est bien marquée. Des yeux quartzo-feldspathiques sont moulés dans une matrice fine à séricite et épidote. Le microcline et les plagioclases sont plus altérés, et la hornblende verte est remplacée par des amas d'épidote, chlorite et calcite.

G_{δq} Métadiorites quartziques

Les métadiorites quartziques sont mésocrates, de teinte verte, d'aspect moucheté, formées d'une matrice vert pâle à blanc rosé. Celle-ci est constituée de feldspaths, micas et épidote; elle contient de petits amas foncés de hornblende verte et chlorite, ainsi que des grains plurimillimétriques de quartz blanc grisâtre translucide.

Dans la plupart des affleurements apparaissent des enclaves microgrenues mélanocrates, de teinte vert foncé. Elles s'orientent dans le plan de foliation lorsque celui-ci existe.

Le constituant principal est le plagioclase, suivi par le quartz et la hornblende verte; les minéraux accessoires reconnus sont l'allanite, le sphène, l'apatite, le zircon et des minéraux opaques. L'épidote, la séricite, la chlorite, et dans une moindre mesure l'actinote et la calcite sont des produits du métamorphisme alpin.

La texture sous le microscope est granoblastique fluidale. Les plagioclases, généralement xénomorphes et altérés, sont de composition An₃₀ (oligoclase – andésine). Quelques plages phénocristallines poecilites contiennent de petits grains de plagioclase zoné. Le microcline peut apparaître en très faible proportion. Les phénocristaux de quartz arrondis à extinction roulante sont moulés dans une matrice sériciteuse fine. Des phénocristaux de hornblende verte, xénomorphes et fracturés, montrent un remplacement plus ou moins avancé, principalement par l'épidote en grains xénomorphes, et dans une moindre mesure par la chlorite et la calcite. La chlorite forme aussi des amalgames en bordure des agrégats quartzeux ou se concentre dans des lits soulignant la foliation. Quelques lamelles de mica blanc sont en proportion accessoire.

La matrice fine se compose d'un feutrage orienté de paillettes de séricite associée à la chlorite et l'épidote, ainsi que d'une fraction quartzo-feldspathique en proportion variable, souvent rassemblée en agrégats. Les minéraux accessoires sont la calcite, interstitielle dans les agrégats

microgrenus quartzo-feldspathiques, le sphène en grains subautomorphes parfois fractionnés, l'allanite en phénocristaux arrondis, l'apatite, le zircon et les minéraux opaques.

Les enclaves mélanocrates se composent principalement de la matrice microgrenue à séricite, chlorite, plagioclase et épidote, dans laquelle se distinguent des grains de taille moyenne de quartz à extinction roulante, de la calcite interstitielle et des reliques de hornblende verte altérées.

Gneiss à épidote et porphyroclastes de quartz, plus ou moins microrubanés

Ces gneiss sont apparentés aux métadiorites quartziques dont ils représentent un stade de déformation plus avancé, avec une diminution de la taille des grains.

L'apparence mouchetée des métadiorites quartziques disparaît au profit d'une structure foliée, voire microrubanée. Les lits chloriteux vert foncé alternent avec ceux, vert pâle, dont la matrice à épidote moule les petits agrégats lenticulaires quartzo-feldspathiques.

La texture est de type mylonitique. Les phénocristaux ayant résisté à la destruction mécanique sont surtout le quartz en grains arrondis à extinction roulante, moulés par la matrice fine, ou entourés d'une bordure de quartz microgrenu. L'albite en grains de taille moyenne, xénomorphes et peu altérés, se trouve en moindre proportion. Les plagioclases à macles polysynthétiques sont fracturés ou flexueux sous l'effet de la cataclase. La hornblende verte est généralement absente, et l'essentiel de la roche est formé d'une matrice fine à séricite, chlorite et épidote, alternant avec des lits microgrenus à albite et quartz.

Des niveaux à grain très fin correspondent à une ultramylonite, avec un tissu cryptocristallin de quartz, feldspath, séricite, chlorite et épidote.

G₈ Métadiorites et métagabbros, métapyroxénites

Les roches les plus mafiques de la série d'Arolla se rencontrent en corps allongés, de dimension pluridécamétrique, comme dans la région de la Grande Lire (597/87), à kilométrique, tel qu'à la base de la Ruinette (597/92). A l'image du massif complexe de la Sassa (voir plus loin), ces corps semblent formés de plusieurs parties, de composition dioritique à gabbroïque, dont la distinction sur le terrain est difficile.

Ces roches grenues, de teinte vert plutôt foncé, sont d'aspect moucheté, avec des agrégats sombres de hornblende verte semés dans une matrice d'andésine blanchâtre ou faiblement teintée en vert clair ou jaunâtre. L'altération de surface peut donner une patine brun foncé. La taille des agrégats de hornblende varie en fonction de l'intensité de la cataclase, et une vague foliation peut apparaître. Les autres minéraux présents sont mica blanc, chlorite, épidote, clinozoïsite et parfois quartz, oxychlorite et sphène.

La texture est granoblastique hétérogranulaire. La hornblende verte, en phénocristaux subautomorphes ou xénomorphes, disséminés ou en gerbes, est un composant majeur de la roche. L'altération variable de ce minéral, marquée sur le pourtour des grains principalement, aboutit localement à une pseudomorphose en épidote et chlorite. Les plagioclases sont sous forme de rares phénocristaux xénomorphes d'andésine, ainsi que dans une matrice microgrenue de structure engrenée. L'essentiel des plagioclases semble avoir disparu sous l'effet d'une altération poussée. Le quartz apparaît localement en faible proportion. Il forme alors des agrégats

microgrenus interstitiels à grains xénomorphes. Accessoirement se trouvent des paillettes d'oxychlorite et du sphène subautomorphe.

La matrice fine, produite par altération des plagioclases, est composée de séricite, d'épidote, de clinozoïsite et de chlorite subordonnée. Un échantillon provenant de l'arête sud de la Pointe d'Otemma (596.85/87.0) montre une texture pœcilitique, avec des phénocristaux d'andésine incluant de petits grains de hornblende verte et de plagioclase.

Prasinites

Parmi les schistes et gneiss albitiques à chlorite, épidote et phengite (P_A, p. 41), certaines roches mafiques ont été entièrement transformées en prasinites par le métamorphisme alpin. Les masses les plus importantes, signalées sur la carte, affleurent dans le coin nord-est de la feuille. Une lentille de gabbro saussuritisé, probable témoin en partie préservé du protolithe, affleure également au sein de ces schistes, sur la crête entre le Petit Mont Rouge et les Monts Rouges (599.92/96.62, AYRTON et al. 1982).

La paragenèse de ces prasinites est typique du faciès schiste vert: albite, chlorite, épidote comme composants principaux, accompagnés de quartz, mica blanc, sphène, calcite, apatite et parfois actinote et hématite. Elles sont de teinte vert foncé, homogènes ou présentant une foliation dans laquelle des lits millimétriques clairs quartzo-albitiques se distinguent d'un fond chlorito-micacé sombre.

G_γα Gabbros de la Sassa

Un massif gabbroïque important et bien conservé affleure à cheval sur la crête italo-suisse, entre le Grand Epicoune et le Bec d'Epicoune, et s'étend jusqu'au fond de la combe de la Sassa (GUERMANI 1992).

Cette masse de gabbros, dits de la Sassa, comprend quatre corps principaux peu déformés, séparés par des bandes de roches schisteuses à mylonitiques. Des mylonites se rencontrent également sur le pourtour de ce massif.

La composition lithologique des corps massifs est complexe, avec la présence de termes allant des métadiorites quartziques aux métagabbros, en passant par des métagabbros quartziques. Ces lithotypes ne sont pas différenciés sur la carte, car il est souvent impossible d'établir une distinction correcte entre ces termes, basée sur la composition des plagioclases originels, qui sont ici complètement altérés, ou sur la biotite, qui est présente de manière ubiquiste.

A l'intérieur des corps massifs se distinguent des cumulats ultramafiques, des filons féminiques à grain fin, métamorphiques, et des filons leucocrates.

Les roches les mieux préservées ont une structure isotrope, un grain moyen et une couleur gris noirâtre à vert foncé.

Minéralogiquement, la roche se compose de hornblende brune abondante, de plagioclases saussuritisés, et de quantités mineures de biotite, rares quartz et clinopyroxène. Ces derniers ont été largement transformés durant le métamorphisme alpin, même dans les faciès les moins déformés.

U Ultramafites massives et foliées à cumulats

Ces ultramafites présentent les mêmes caractéristiques que celles qui accompagnent les gabbros du Cervin et du Mont Collon (DAL PIAZ et al. 1977). A la cassure, la structure est isotrope à grain grossier. Elles sont faites généralement de hornblende brune, talc, phlogopite, oxychlorite, mica blanc et minéraux opaques (magnétite).

Les cumulats ultramafiques associés au massif de gabbros de la Sassa sont en général très altérés, de patine gris-vert sombre et à taches d'oxydation brunes. Ils sont composés d'agrégats d'amphibole et chlorite, accompagnées de reliques des minéraux originels tels que l'olivine, les pyroxènes, la hornblende brun-rouge et la phlogopite.

Un échantillon provenant du col de l'Aouille Tseuque (599.72/85.55) montre une texture poéclitique, déterminée par les phénocristaux plurimillimétriques de hornblende brune contenant des inclusions arrondies d'olivine totalement pseudomorphosée en talc.

L'olivine représente un minéral de cumulat, inclus dans la hornblende brune, qui est de type intercumulat. La phlogopite en agrégats fibreux est également abondante. De fines lamelles de mica blanc secondaire sont associées à la hornblende brune, sous forme de bordure d'altération. Les minéraux opaques (surtout magnétite) sont fréquents le long de craquelures internes ou en bordure des grains d'olivine pseudomorphosée.

U_S Gabbros de la Sassa et ultramafites en faciès schiste vert, mylonites

Les quatre corps de gabbros non déformés sont séparés par des roches schisteuses comprenant des termes de passage variés allant des flaser-gabbros aux mylonites en faciès schiste vert. Ces dernières se rencontrent aussi en bordure du massif.

Les mylonites sont des roches massives à grain très fin, vert clair, à patine vert brunâtre, composées de mica blanc séricitique, chlorite, albite et épidote, avec parfois actinote et quartz. Hornblende brune et biotite brun-rouge sont des porphyroclastes communs.

La texture est lépidoblastique, produite par un enchevêtrement de petites paillettes de mica blanc, associées à des plagioclases microgènes et à la chlorite. Des reliques de hornblende brune sont encore visibles, partiellement remplacées par la chlorite, l'épidote et la séricite.

G_{sr} Série rubanée

A quelques endroits alternent deux ou plusieurs des roches d'origine pluto-nique formant la série d'Arolla, en bancs généralement décimétriques à métriques. C'est particulièrement le cas à la limite entre deux types de ces roches, comme en rive droite du glacier de Tsena Réfien (600.0/94.5): à environ 3250 m d'altitude se trouvent des orthogneiss métagranitiques contenant quelques lentilles de métadiorites quartziques, puis celles-ci deviennent plus importantes jusqu'à former, vers 3300 m, une véritable alternance des deux roches sur quelques dizaines de mètres; ensuite les métadiorites quartziques prennent encore de l'ampleur et les ortho-

gneiss granitiques ne forment plus que quelques lentilles claires dans une masse dioritique plus sombre.

Dans d'autres cas, comme en bordure orientale du glacier de Blanchen (602.2/88.0), presque tous les types lithologiques de la série d'Arolla se rencontrent dans une épaisse série rubanée.

Toutes les roches y sont étirées, mais elles ne correspondent pas forcément aux faciès les plus déformés. Dans le second cas notamment, des métadiorites quartziques à enclaves y sont encore parfaitement reconnaissables.

GO_A Gneiss fins ou micro-œillés

Dans la partie italienne de la feuille Chanrion - Mont Vêlan, du fait de la déformation plus pénétrative, la distinction macroscopique entre méta-granites, métagranodiorites et métadiorites quartziques n'est souvent pas possible. C'est pourquoi ces différentes roches ont été regroupées sous le terme de «gneiss fins ou micro-œillés» (anciens «gneiss minuti» des italiens).

Ce sont des gneiss à grain fin, caractérisés par l'association mica phengitique, albite, quartz, épidote, avec parfois chlorite, amphibole calco-sodique et calcique, biotite verte et stilpnomélane, en proportions variables selon le protolithe originel. Les types les moins déformés peuvent contenir de petits porphyroclastes arrondis de microcline partiellement ou totalement remplacé par de l'albite en échiquier; ce sont alors les *gneiss micro-œillés*.

Les *gneiss œillés* typiques, à grain relativement grossier, ont été distingués sur la carte par des surcharges, de même que ceux qui contiennent des reliques d'*amphiboles* (hornblende); des quartz et des feldspaths potassiques magmatiques y sont souvent encore visibles. On retrouve également des faciès à *horizons mylonitiques*, comme pour les gneiss d'Arolla.

Les *gneiss à bandes leucocrates*, qui rappellent la série rubanée décrite ci-dessus, montrent une alternance centimétrique à métrique de lits gris verdâtre riches en phyllosilicates, épidote et parfois chlorite et actinote, et de lits clairs à dominante quartzo-albitique, très semblables aux lentilles leucocrates (p. 42).

La schistosité de tous ces gneiss est nette. Elle supporte communément une linéation d'étirement minéral, définie souvent par l'alignement en ruban du quartz et de l'albite ou par celui du stilpnomélane. Une linéation de microcrénulation est également fréquente.

P_A Schistes et gneiss albitiques à chlorite, épidote, phengite, souvent microrubanés

Le stade ultime de déformation et recristallisation des différents types lithologiques de la série d'Arolla est représenté par des schistes ou gneiss schisteux à grain fin, à tendance mylonitique, de teinte vert foncé assez uniforme, pouvant contenir des lits ou rubans quartzo-feldspathiques leucocrates, millimétriques et disconti-

nus. Le caractère orthodérivé de ces roches est attesté par la présence de quelques reliques magmatiques, mais il devient impossible d'en identifier à coup sûr le protolithe.

Ces roches ont une extension importante à la base de la nappe de la Dent Blanche. Le faciès microrubané ressemble à celui qui accompagne les gneiss d'Arolla à horizons mylonitiques ou les gneiss à épidote et porphyroclastes de quartz décrits ci-dessus.

Ces schistes et gneiss contiennent les minéraux habituels du faciès schiste vert: albite, chlorite, épidote, séricite, quartz, allanite, sphène, minéraux opaques (pyrite).

La texture des schistes est granoblastique. L'essentiel de la roche est formé d'une mosaïque microgrenue d'albite principalement et de quartz en moindre proportion, contenant de manière uniformément disséminée des fibres de chlorite interstitielle, des grains arrondis d'épidote et de fines paillettes de séricite. Des concentrations de chlorite, épidote et séricite forment aussi des lits ou nodules, tandis qu'albite et quartz se rassemblent en petits rubans blancs et lentilles microgrenues. Des porphyroclastes xénomorphes d'albite contiennent généralement de la séricite et de l'épidote. L'allanite, le sphène et la pyrite sont en proportions accessoires.

Les gneiss microrubanés, à grain généralement plus grossier, montrent une différenciation entre des lits chloriteux vert foncé, des lits vert pomme riches en épidote et des lits quartzo-feldspathiques blancs. Ils diffèrent des schistes décrits ci-dessus par la présence de porphyroclastes xénomorphes de quartz et de microcline pœcilitique. L'épidote forme des grains grossiers xénomorphes.

Filons ou lentilles leucocrates, aplitiques ou pegmatitiques

Des lentilles ou corps décamétriques à hectométriques de métaleucogranites et orthogneiss œillés blancs, parfois à peine grisâtre ou verdâtre, se rencontrent très souvent à l'intérieur des grandes masses de métagranodiorites et de métadiorites quartziques. De nombreuses intercalations de ce type se trouvent par exemple dans les métagranodiorites de l'arête du Mont Blanc de Cheilon à la Ruinette, ou dans la face nord des Portons en bordure du glacier du Brenay. D'autres exemples spectaculaires sont liés aux métadiorites quartziques de la Serpentine, et de Louettes Econdoué au nord du Pigne d'Arolla.

Dans les zones où la déformation alpine est bien marquée, ces lentilles peuvent être étirées et transposées dans la schistosité, au point de former des bandes leucocrates concordantes (voir p. 41).

Les constituants principaux de ces roches sont le quartz, le microcline et l'albite, accompagnés de mica blanc, épidote, grenat, sphène et minéraux opaques (pyrite).

De texture grenue hétérogranulaire, ces gneiss se distinguent par l'abondance des feldspaths et du quartz. La matrice microgrenue quartzo-feldspathique contient quelques grains moyens ou phénocristaux xénomorphes d'albite altérée, parfois zonée avec une bordure limpide, de microcline pœcilitique et de quartz en grains arrondis. De fines lamelles de mica blanc avec par places un feutrage de séricite forment de petits lits discontinus. L'épidote est présente en porphyroclastes xénomorphes allongés et en petits grains associés aux lits phylliteux. Accessoirement se trouvent le sphène en gros cristaux et les minéraux opaques (pyrite).

Dans les lentilles d'orthogneiss ocellés clairs, dans lesquelles la proportion de quartz est généralement plus élevée, les yeux sont des agrégats de microcline et de quartz phénocristallins équi-granulaires. Le microcline est poëcilitique et fracturé. Le quartz, xénomorphe, présente toujours une extinction roulante.

Dans les échantillons provenant des Pointes de Tsena Réfien (599.7/94.9), de petits grenats arrondis sont dispersés dans les lits phylliteux, ou concentrés dans les pseudomorphoses d'un minéral prismatique (amphibole ?) en compagnie de chlorite.

Couverture sédimentaire

La couverture de la nappe de la Dent Blanche affleure dans l'angle nord-est de cette carte, au Mont Dolin et au Petit Mont Rouge. Les descriptions ci-dessous sont tirées des travaux de HAGEN (1948) et WEIDMANN & ZANINETTI (1974).

R Cornieule

Localement présente au contact des gneiss, la cornieule est toujours polymict, à éléments de gneiss et de schistes chloriteux.

t_q Quartzites fins, quartzites conglomératiques

En trois endroits au pied ouest et sud du Mont Dolin affleurent des quartzites entre les gneiss d'Arolla et la couverture carbonatée (601.38/96.62; 601.88/96.99; 606.06/96.92). Ce sont des quartzites verdâtres, fins et plaquetés au sommet, conglomératiques et plus feuilletés à la base. Les galets de ces derniers sont arrondis, composés uniquement de quartz blanc ou rose et atteignant 2-3 cm de diamètre.

t_d Calcaires gris, calcaires dolomitiques

Au sud du Mont Dolin (601.3/96.6), à la base de la série, quelques pointements de calcaires gris à granules de dolomie jaune, débris de mollusques et rares sections de *Dasycladaceae* apparaissent dans la moraine; ils pourraient représenter le Trias moyen. Plus généralement, la Dolomie Principale norienne (20-30 m) est faite de calcaire plus ou moins dolomitique à nombreuses figures de sédimentation (laminations algaires, chenaux, etc.). Elle a livré de nombreux débris de *Megalodon* sp. et de *Worthenia* sp.

I Calcaires échinodermiques, calcaires gris plaquetés

La série liasique débute par 5 à 10 m de calcaires échinodermiques en général grossiers et souvent gréseux, à fragments de lamellibranches et de gastéropodes, qui ont livré des *Pentacrinus* sp. et une microfaune silicifiée de *Lenticulina* sp. et de *Nodosaria* sp. Les contacts basal et sommital sont soulignés par des ravinements et

des placages siliceux ou ferrugineux discontinus, également présents au sein des calcaires: la série est donc condensée et transgressive. Ce Lias inférieur est surmonté, dans le Mont Dolin seulement, de 30 m de calcaires gris, plaquetés, encore légèrement spathiques à la base et gréseux par la suite. Le quartz peut atteindre 60 % de la roche. Ces turbidites fines n'ont livré aucun fossile.

i_b Brèches à éléments calcaires et parfois siliceux

Au Petit Mont Rouge affleurent des brèches et des microbrèches d'une puissance d'environ 40 m. Elles ne contiennent que des éléments de roches carbonatées dont l'âge varie du Trias au Lias inférieur. Ces mêmes brèches, réduites à une vingtaine de mètres, se retrouvent à la base de la formation bréchique du Mont Dolin, où elles sont surmontées par plus de 60 m de brèches polygéniques, dont les éléments carbonatés sont accompagnés de quartzites feuilletés plus ou moins arkosiques, et de gneiss sérécito-chloriteux à gros quartz limpides – issus du socle sous-jacent – qui prennent de plus en plus d'importance dans la partie sommitale de la série. Ces éléments sont en général anguleux, mais, dans certains bancs, 15 à 20 % des galets sont roulés. Le passage latéral d'un type de brèche à un autre est un phénomène fréquent, de même que les ravinements en base de bancs et les figures de slumping. HAGEN (1948) attribuait ces brèches au Dogger, par analogie de faciès avec des séries équivalentes des Grisons.

QUATERNAIRE

La situation en moyenne très élevée de la région a pour conséquence que toute trace de la glaciation würmienne a été effacée par les glaciers locaux, qui ont connu plusieurs avancées après la disparition du dernier grand inlandsis.

q_{5m} Moraine tardi- et postglaciaire

Les vallums frontaux des glaciers locaux tardifs (entre la dernière glaciation et 10 000 BP) sont situés assez bas dans les vallées (BURRI 1974); dans la partie amont, ils n'ont souvent laissé qu'un mince placage morainique. Quelques accumulations sont tout de même caractérisées par des vallums bien dessinés: au nord-ouest de la carte, dans l'alpage de Sery-Pindin, ainsi que le long de la crête qui longe la dépression du glacier de Corbassière entre la Cougne et Plan Goli, ou au sud, dans le haut val d'Ollomont.

La cote atteinte alors par les glaciers n'est pas facile à connaître à cause des remaniements postérieurs. Les glaciers issus de la région de la nappe de la Dent Blanche ont abandonné leurs blocs caractéristiques jusqu'à 2450 m au-dessus de

l'alpage de Grand Charmotane (595.1/86.4) et à 2400 m au-dessus des Ecuries du Giétro (593.8/93.0). Plus en aval, cette limite ne peut être tracée, faute de données sûres.

SCHNEEBELI (1976) et RÖTHLISBERGER (1976) signalent, à la périphérie des glaciers de la haute vallée de Bagnes et de Tsijiore Nouve, de petits vallums, proches des vallums historiques, qui semblent avoir été édifiés entre 8000 BP et 1100 AD (\cong 850 BP).

q_{mr} Moraine historique et actuelle **Glacé morte**

Au siècle dernier, les glaciers ont abandonné dans cette région d'imposantes moraines dont les vallums sont encore parfaitement intacts, à peine recolonisés par la végétation. Ces accumulations bordent pratiquement tous les glaciers, quelle que soit leur orientation. Elles ont été étudiées, de même que toutes les fluctuations qui les ont précédées, par SCHNEEBELI (1976) au fond du val de Bagnes. Les traces de ce «petit âge glaciaire» ne manquent que si les conditions topographiques n'ont pas permis leur conservation. C'est le cas du glacier du Giétro: dans sa partie suspendue, il est bordé de deux beaux vallums qui montrent bien quelle fut son extension; mais dans la vallée, plus trace du glacier régénéré qui, en 1818, barra la gorge, retint un important lac avant de se rompre, causant bien des dégâts en aval.

Le retrait glaciaire de ces dernières années a passablement modifié les conditions topographiques en plusieurs endroits: réduction, voire disparition de petits glaciers, ou, comme au front du glacier du Brenay, enfouissement de la glace sous sa propre moraine, avec abandon de glace morte sur laquelle se dépose même un fluvioglaciaire important.

q_{sr} Fluvioglaciaire historique et actuel

Un très beau cône fluvioglaciaire occupe le fond de la combe de Pron Sery (586.7/95.8), lié aux moraines du flanc septentrional du Petit Combin. D'autres zones d'épandage se trouvent en aval du glacier de Corbassière (588.8/96.2), ainsi qu'au bord ouest de la feuille, en aval de la barre rocheuse des Six Rodzes, le long du torrent de Valsorey (585.2/86.0). Partout ailleurs la raideur des pentes et l'étroitesse des vallées ne favorisent pas le dépôt de matériel fluvioglaciaire. Tout au plus trouve-t-on, accrochés au flanc des vallées, des cônes de forte pente: en aval des moraines de la Grande Penna à l'ouest du Grand Combin, en aval de celles des glaciers de la Tsessette et du Meitin, de même que dans la combe de Sassa. Le fluvioglaciaire visible ces années-ci au front du glacier du Brenay ne durera pas, puisqu'il repose sur de la glace morte. Celui du glacier de Valsorey, qui repose sur un fond stable, est tout aussi spectaculaire, mais plus long à atteindre.

Glaciers rocheux fossiles – actifs **Moraine de névé**

Des glaciers rocheux se sont développés aux dépens des moraines historiques (p.ex. Alpe Thoules dans le haut val d'Ollomont ou Grande Penna à l'ouest du Grand Combin) ou tardi- et postglaciaires (p.ex. Montagne d'Arolla, combe de Vert Tzan). Certains montrent encore des signes d'activité (p.ex. à l'ouest de la crête des Avouillons – 587.3/94.7), alors que, pour d'autres, la stabilité de leurs blocs et la végétation qui y a pris place montrent qu'ils sont fossilisés. Dans les pentes d'éboulis au-dessus de 2400 m environ, des loupes de solifluxion peuvent se développer et, à partir d'une certaine taille, évoluer pour former de véritables glaciers rocheux. C'est le cas, par exemple, au nord du Plan Tsardon (602.0/97.9), sous le col de Lire Rose (596.3/90.2), ou à l'ouest de la Pointe d'Otemma (595.8/88.1).

Certaines formes de bourrelets dans les éboulis, le plus souvent en guirlandes et dans leur partie basse, ne semblent pas provenir d'une solifluxion. Ils apparaissent comme le résultat d'une accumulation locale liée à la présence d'un névé – pouvant avoir aujourd'hui entièrement disparu – et sur lequel les matériaux chutant d'en haut auraient glissé ou rebondi pour s'amonceler à son pied. On parle alors de moraine de névé.

Tassements, masses tassées

Des grands tassements, avec modification significative de l'altitude des assises, sont rares ou difficiles à localiser. Un peu au sud du col de Lire Rose (596.64/90.22), une masse de gneiss de la nappe de la Dent Blanche se trouve visiblement plus bas que la base de cette nappe. En bien des endroits, les assises sont fortement déchaussées, amorçant un tassement. Le phénomène est particulièrement spectaculaire dans les quartzites permo-triasiques au nord-ouest de la carte. Le sentier qui longe la base de la combe Servay traverse ces assises déchaussées; celles-ci alimentent une sorte d'éboulis à blocs géants qui tapisse le versant de la vallée au nord de la feuille. Dans la Conca di By, les tassements, favorisés par l'abondance des serpentinites, déterminent la topographie complexe des replats à l'est des Trois Frères (588.1/83.2); le flanc occidental de la Punta della Bonamorte est également en partie tassé (590.5/82.5). Enfin, au pied oriental du Mont Dolin, à l'angle nord-est de la feuille, une niche d'arrachement de grande ampleur domine un important tassement, probablement tardiglaciaire, qui détermine la morphologie du versant sur lequel est construite la station d'Arolla.

Terrains glissés, glissements

Les terrains affleurant sur la feuille Chanrion - Mont Vélan se prêtent peu au glissement. Seule la moraine tardi- et postglaciaire montre par endroits quelques bourrelets trahissant de petits glissements anciens.

Cônes et voiles d'éboulis
Eboulements, blocs éboulés
Eboulements historiques

Avec les moraines récentes, les éboulis sont la formation quaternaire la plus répandue; ce qui est normal, la région étant soumise au climat rigoureux de la haute montagne. Les éboulis de toutes les régions de socle sont grossiers, contrairement à ceux qui sont alimentés par les Schistes lustrés, plus fins, instables et particulièrement pénibles à traverser. Il y a peu d'éboulements importants à signaler, la plupart d'entre eux n'étant qu'une forme particulièrement grossière d'éboulis. L'Ecurie de la Lia, en rive gauche du lac de Mauvoisin, est construite sur un ancien éboulement; celui-ci permet d'observer, au bord de la route, les serpentinites descendues des pentes qui dominent la région. La morphologie et l'emplacement de certains éboulements déjà anciens font supposer qu'ils se sont produits sur un glacier tardi- ou postglaciaire (596.6/97.8 et 591.7/82.4).

Cônes d'avalanche, de déjections (cônes mi-secs)

Des cônes se forment à la base des couloirs où descendent les avalanches. Ils sont constitués du matériel – hétérogène et souvent mêlé de débris végétaux – que celles-ci arrachent sur leur passage. Lorsque la neige est absente, ces accumulations peuvent être complétées par des dépôts torrentiels (déjections), voire même gravitaires (éboulis). Cette donnée ne remplace pas une carte des zones d'avalanches; elle signale simplement des dépôts d'un type particulier.

Vu les conditions topographiques, beaucoup de cônes d'éboulis pourraient être dessinés comme cônes d'avalanche. Les mieux caractérisés sont ceux de la vallée de Bagnes: dans la région de Madzeria, ils occupent les deux versants de la vallée; en aval de Bonatchiesse, il n'est pas rare que la neige accumulée au bas des parois de la rive gauche se maintienne jusqu'au milieu de l'été.

Cônes de déjections, d'alluvions (cônes humides)

a Alluvions

Lorsque s'adoucisent les pentes généralement raides de cette région, les eaux des torrents permanents ou temporaires déposent leurs alluvions. Celles-ci se disposent en cônes plus ou moins localisés ou en dépôts quasi horizontaux selon la topographie. Parfois la transition entre éboulis et alluvions est progressive, comme vers le lac de Tsofeiret (595.6/89.8) ou dans la Conca dell'Acqua Bianca (593.1/82.2). Ailleurs le passage d'un torrent sur un replat détermine le dépôt des alluvions (p.ex. Conca di By – 589.5/81.5). Les alluvions de la petite plaine de Bonatchiesse (val de Bagnes – 591.5/96.5) datent de la rupture du barrage glaciaire de 1818. Si d'autres alluvions ont existé en amont de la gorge de Mauvoisin, elles sont maintenant incorporées au béton du barrage en aval duquel n'existe plus qu'une gravière en voie de cicatrisation.

Marais

De petits marais n'apparaissent que sur quelques replats légèrement concaves et colmatés par de la moraine tardi- et postglaciaire, résultat de l'atterrissement de petits lacs, comme à Pindin (586.2/96.2) ou autour du lac de Tsofeiret (595.4/89.4).

Dépôts artificiels, remblais

Les seuls dépôts artificiels recensés sur la feuille Chanrion – Mont Vêlan sont dus aux travaux liés à la construction des barrages et de leurs galeries d'amenée.

TECTONIQUE

SUCCESION DES NAPPES

Les conditions de déformation et l'absence de certains repères compliquent l'individualisation des unités tectoniques penniques dans cette partie de l'arc alpin. Malgré tout, il est possible d'y suivre les limites proposées en Valais central (ESCHER 1988).

Nappe de Siviez - Mischabel

Le principal repère manquant ici est le coussinet de corneilles qui, à l'est du val de Bagnes, sépare les nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort. Ces corneilles sont la cicatrice de la couverture mésozoïque de la nappe de Siviez-Mischabel, couverture qui affleure largement au Barrhorn (SARTORI 1988).

Le cœur cristallin de la nappe n'est représenté ici que par des gneiss très déformés épais d'une dizaine de mètres. Il s'agit probablement d'une lame anticlinale appartenant aux plis frontaux de la nappe. La partie de l'enveloppe permo-triasique qui affleure sur la feuille Chanrion - Mont Vêlan montre une structure synclinale: les conglomérats qui affleurent en position normale au Goli du Rogneux se retrouvent en position inverse entre le Goli d'Aget et Pindin. Le cœur du synclinal est occupé par des quartzites souvent feuilletés et localement conglomératiques. Ce synclinal pourrait n'être qu'un important rebroussement des couches sous le chevauchement de la nappe du Mont Fort.

Nappe du Mont Fort

En Valais central, le cœur gneissique de la nappe du Mont Fort (unité du Métailler) est entouré de quartzites feuilletés qui, en position renversée sous le

cœur gneissique, constituent la série du Greppon Blanc (SCHAER 1959). Ces quartzites manquent ici, en sorte que les gneiss du Métailler sont directement en contact avec les formations quartzitiques permo-triasiques de la nappe de Siviez-Mischabel.

Les gneiss et schistes des unités du Métailler et du Mont Fallère ont une épaisseur apparente de plus de 5000 m. Malgré la variété de la lithologie, il n'a pas été possible d'y définir une succession stratigraphique. Cette épaisseur est certainement le résultat d'un plissement précoce et/ou de l'empilement de plusieurs écailles, trahis par la présence de lames de roches mésozoïques au sein de ces gneiss. La lame de la région des Aroles, à l'amont du lac de Mauvoisin, épaisse de quelques mètres, est disposée parallèlement à la schistosité principale; il en va apparemment de même pour les lames du Vasevay et du col des Otanes. Par ailleurs, au sein des gneiss albitiques du Métailler, des niveaux de quartzites parfois feuilletés et verdâtres, parfois conglomératiques (permien ?), pourraient jalonner des plans de chevauchement très discrets.

Il semble donc:

- que des lames de couverture séparent un nombre impossible à estimer d'écailles ou de plis gneissiques;
- que ces lames soient disposées parallèlement à la schistosité principale.

Nappe du Tsaté

La nappe du Tsaté est composée de plusieurs unités qui se distinguent les unes des autres soit par leur situation géographique ou structurale, soit par leur contenu lithologique ou une partie de celui-ci. Les relations complexes existant entre elles montrent de nombreux indices révélant une simultanéité entre sédimentation et premières déformations, pouvant attester d'un agencement primaire de cette nappe au sein d'un prisme d'accrétion (MARTHALER & STAMPFLI 1989).

Les écailles formant l'unité de Madzeria ont été rattachées à la nappe du Tsaté par analogie avec la nappe des Cimes Blanches, définie plus à l'est (ESCHER et al. 1993, 1997) et parfois considérée comme sous-unité de la nappe du Tsaté (SARTORI & MARTHALER 1994). Cependant, ces écailles se rapprochent tectoniquement souvent plus de la nappe du Mont Fort que de celle du Tsaté (voir ci-dessus). Dans le cas de plusieurs d'entre elles (Les Aroles, Pointe du Vasevay, col des Otanes), on pourrait voir un passage stratigraphique d'un socle (unité du Métailler) à une couverture autochtone: en effet, sur les gneiss viennent des quartzites (Trias inférieur), puis des marbres dolomitiques et calcaires (Trias moyen-supérieur) et enfin des brèches (Jurassiques ?); les gneiss reviennent ensuite par-dessus en contact tectonique. Au contraire, sous le Combin de Corbassière et à Madzeria, la série mésozoïque semble en position renversée: les calcaires triasiques sont directement en contact (tectonique ?) avec les gneiss du socle, alors que les quartzites (du Trias inférieur ?) occupent le cœur d'une synforme qui serait donc un anticlinal à tête

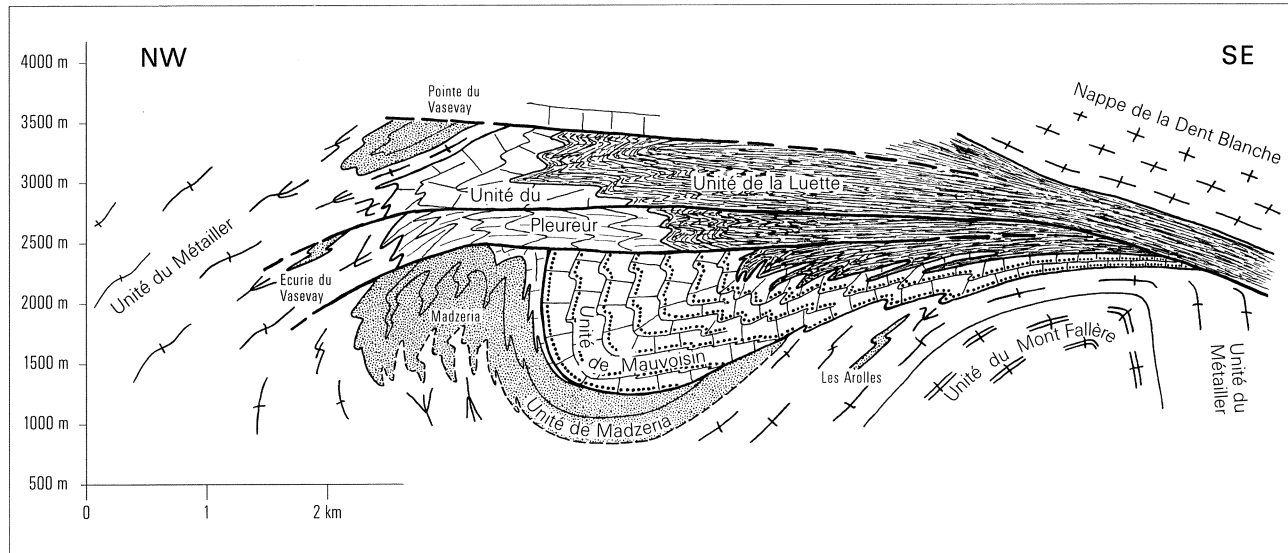


Fig. 2: Coupe synthétique des structures du haut val de Bagnes.

plongeante. Dans l'hypothèse où ces quartzites seraient «régénérés» (ou resédimentés), et donc plus jeunes que les calcaires, la position de ces lames serait alors normale sur le socle, et le pli un synclinal; il y manquerait dans ce cas toute la série quartzitique inférieure.

Les lambeaux triasiques ne permettent aucune considération régionale: il s'agit seulement de quelques lentilles calcaires qui jalonnent certains plans de chevauchement. Ils pourraient être l'équivalent de la nappe du Frilihorn, définie en Valais central (MARTHALER 1983, ESCHER et al. 1993, SARTORI & MARTHALER 1994). Un doute demeure quant à l'attribution de certains affleurements situés à la base des unités de Mauvoisin et du Pleureur: complexe de base ou chapelet de lambeaux triasiques? C'est particulièrement le cas Derrière la Tour de Boussine (592.65/87.10, pt 2849 m), où des marbres bleus et jaunes sont surmontés par 1 m de brèche à galets calcaires.

Les relations entre les unités de Mauvoisin, du Pleureur et les unités qui les entourent sont régies par des accidents plus tardifs (fig. 2). La précocité de la mise en place de l'unité de la Luette sur les unités sous-jacentes de Mauvoisin et du Pleureur est attestée par le fait que toutes ces unités sont plissées ensemble, comme si elles formaient une série stratigraphique unique. Sans la présence des lambeaux triasiques, il eût été impossible de savoir que les calcschistes à roches vertes constituaient une unité particulière. Faute de niveaux repères continus au sein de l'unité de la Luette, sa structure interne reste mystérieuse. Elle a un aspect chaotique à cause des serpentinites qui forment de gros noyaux en contact mécanique avec les calcschistes encaissants.

Les excellents affleurements du sentier de la Fenêtre de Durand relèvent de la même géométrie de noyaux, mais, dans ce cas, les serpentinites du plancher océanique ont conservé leur couverture sédimentaire initiale de marbres et radiolarites accompagnés de prasinites. Moins spectaculaires mais plus continues, des assises de même nature se retrouvent ailleurs dans la partie interne de la nappe (col de Cheilon, Mont Rouge du Giédro, Fenêtre de Durand). Si ces assises appartiennent vraiment à la base de la série stratigraphique, cette partie de la nappe est en position renversée. Les mêmes assises ont encore été retrouvées dans la semelle de la nappe de la Dent Blanche par JACQUEMIN (1990).

Nappe de la Dent Blanche

La nappe de la Dent Blanche peut être subdivisée en deux unités tectoniques indépendantes séparées par un horizon mylonitique continu: la série d'Arolla à la base, et la série de Valpelline (STUTZ & MASSON 1938). Dans le secteur italien, les deux unités sont en outre déformées en une gigantesque synforme postnappe, dont l'axe court le long de la Valpelline, et dont le plan axial, subvertical dans la partie basse de la vallée, s'incline et plonge vers le NW toujours plus doucement vers l'amont (STUTZ & MASSON 1938, DIEHL et al. 1952, ELTER 1960, CANEPA et al. 1990). La charnière de la structure est cachée en profondeur tout au long de la Valpelline,

et sa seule évidence est représentée par le pli des kinzigites situé dans la paroi au nord-est de la Tête de Valpelline (sur la feuille Matterhorn, ARGAND 1908, 1909). HAGEN (1948), qui nia l'existence de cette mégasynforme, a proposé, pour les parties centrale et septentrionale de la nappe, une structure complexe d'écaillés superposées, qui ne s'est pas vérifiée. Il se pourrait cependant qu'une partie externe de la série d'Arolla, la sous-unité basale Roussette-Dolin, soit à corrélérer avec une unité basale analogue (nappe du Mont Mary – lambeau du Pillonet) du secteur italien: toutes deux comprennent une séquence mésozoïque (DAL PIAZ 1976, 1992, CANEPA et al. 1990).

Le plan de chevauchement de la base de la Dent Blanche est une surface mylonitique composite.

PHASES DE DÉFORMATION

Pennique

Le haut val de Bagnes donne une coupe privilégiée pour dresser l'inventaire des déformations et étudier leurs relations. La géométrie qui résulte de toutes ces déformations étant fort complexe, on se référera au schéma de la figure 2 pour la position des différentes unités. Les phases de déformations ont été étudiées dans les régions limitrophes et des corrélations ont été tentées (SARTORI 1987, 1988, ALLIMANN 1989, GOUFFON 1991), basées sur la phase la plus facilement repérable partout, qui est la phase de rétrocharriage ou de pli en retour, déjà décrite par ARGAND (1911a). Elle est partout donnée comme la phase D₃ et nous conserverons ici cette numérotation.

Premières phases de déformation

La mise en place des unités de la nappe du Tsaté les unes par rapport aux autres est certainement un des phénomènes les plus anciens, puisque les mêmes déformations les affectent toutes. L'unité de Madzeria est peut-être à considérer à part: ses relations avec les autres unités de la nappe du Tsaté sont plus discrètes; l'hypothèse d'une couverture autochtone de la nappe du Mont Fort ne doit pas être écartée d'emblée. La mise en place des lambeaux triasiques, considérés par certains auteurs comme appartenant à une autre nappe (la nappe du Frilhorn, ESCHER et al. 1993), date probablement de cette structuration. Cette phase-là serait, du moins en partie, la formation d'un prisme d'accrétion (MARTHALER & STAMPFLI 1989).

La mise en place des lames de Mésozoïque au sein des gneiss du Métailler est également très précoce, si celles-ci sont allochtones.

Le chevauchement de la nappe du Mont Fort sur celle de Siviez-Mischabel pourrait remonter à ces premières phases. Le synclinal très isoclinal des quartzites de la nappe de Siviez-Mischabel (p. 48) pourrait être lié à ce chevauchement. Ailleurs, on ne connaît pas de plis qui puissent être rapportés sans ambiguïté à ces

premières phases. Il est donc impossible d'en donner les caractéristiques géométriques, si ce n'est qu'ils sont contemporains de la schistosité principale.

Deuxième phase de déformation

A l'exception du synclinal susmentionné, les plus anciens plis observables semblent se rattacher à cette seconde phase. Dans l'unité de Madzeria où la lithologie est bien contrastée, des cœurs de plis réduits à des lames de 1 à 2 mètres d'épaisseur se suivent sur des dizaines de mètres. Ils répètent plusieurs fois les quartzites et les brèches en lames isoclinales traversées par une forte schistosité qui appartient aux schistosités principales. Les mêmes plis affectent le chevauchement des calcschistes sur les quartzites, ce qui démontre que ces plis sont postérieurs à ce chevauchement. Ces relations sont bien visibles le long du sentier qui part de Mauvoisin en direction de la cabane de Panossière, sous la fenêtre de la galerie hydroélectrique. Toujours en éliminant l'effet de la phase de rétrocharriage, on constate que ces plis sont déversés vers le NW et que leurs axes semblent approximativement NE-SW.

Il faut encore attribuer à cette phase D₂ le chevauchement de l'unité de Mauvoisin sur celles qui lui servent actuellement de soubassement. Ce chevauchement est antérieur au rétrocharriage qui le déforme, mais postérieur aux plis isoclinaux de Madzeria décrits ci-dessus, puisqu'il n'en est pas affecté. La mise en place de cette unité pourrait s'être accompagnée de plis isoclinaux dont l'empilement expliquerait l'épaisseur considérable des séries à Mauvoisin. En effet, à la surface supérieure des calcschistes de l'unité de Mauvoisin, le contact avec la nappe du Tsaté est affecté d'une série de plis isoclinaux qui répètent les serpentinites au sein des marbres. Mais rien ne prouve que ces plis n'ont pas été transportés passivement lors de la mise en place de l'unité de Mauvoisin.

Le plan de chevauchement de la base de l'unité de Mauvoisin est déformé, dans la fenêtre de Boussine, par toute une série de plis orientés NW-SE et déversés vers le NE. Une véritable cascade de ces plis abaisse ce contact socle/couverture de plus de 800 m entre le glacier du Tournelon Blanc et les Bornes du Diable. Les plus importants de ces plis sont bien visibles en regardant les parois des Bornes du Diable depuis l'amont du lac de Mauvoisin; les petits plis qui accompagnent ces grands plis sont ubiquistes le long de la route, en amont de l'Ecurie de la Lia, dans les marbres, les calcschistes et les gneiss, associés à un clivage de crénulation plan axial bien marqué. L'âge relatif de ces plis est mal connu; ils existent partout dans les unités supérieures, jusque dans les Aiguilles de Valsorey, mais n'ont pas été retrouvés avec certitude dans les assises renversées par le rétrocharriage.

Phase de rétrocharriage

Les caractéristiques des plis de la phase de rétrocharriage font l'unanimité des auteurs: ils sont orientés NE-SW, déversés vers le SE, avec des plans axiaux inclinés vers le NW et soulignés par une forte crénulation. Dans la partie la plus frontale

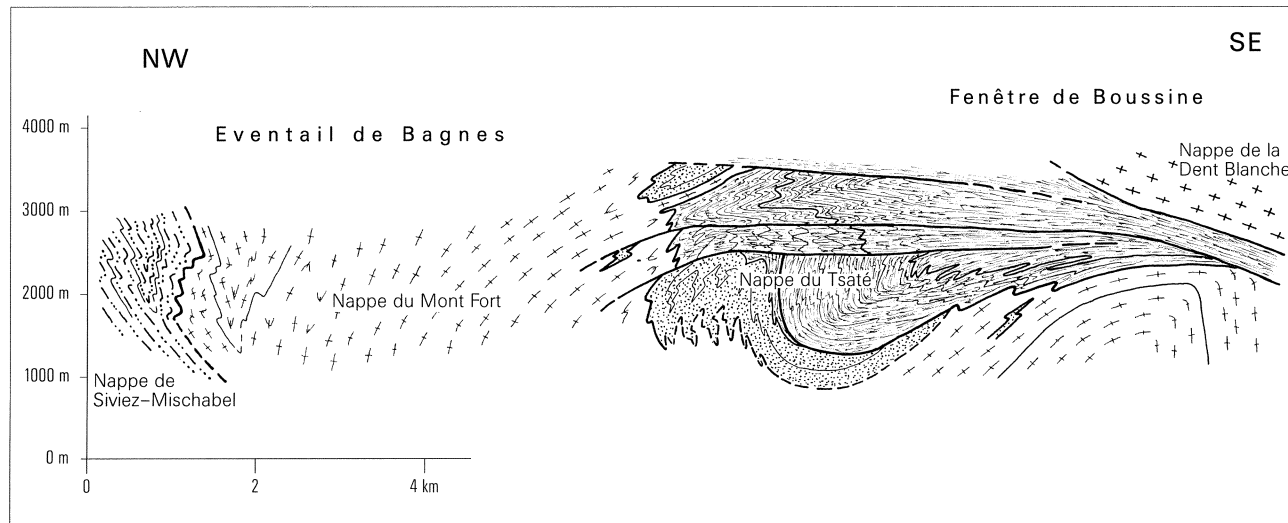


Fig. 3: Coupe schématique de l'éventail de Bagnès et de la fenêtre de Boussine.
Modifiée d'après GOUFFON & BURRI (1997).

de la nappe du Mont Fort et dans la nappe de Siviez-Mischabel, les plans axiaux sont déversés à l'ESE, disposition probablement acquise tardivement, lors du soulèvement du massif du Mont Blanc. La naissance de tous les plis ne s'est pas faite en une seule fois: deux phases au moins sont repérables dans la petite paroi qui borde la combe Servay (586.3/97.4, BURRI 1983 a, fig. 74, 1983 b, fig. 6), où un assez grand synclinal reprend les petits plis d'une phase précédente.

La plus imposante structure à prendre naissance lors de cette phase est l'éventail de Bagnes (fig. 3), déjà reconnu par GERLACH (1871, 1883). Il est marqué par la schistosité principale, inclinée au SE dans la partie aval de la vallée, se redressant progressivement jusqu'à la verticale, puis plongeant vers le NW dans sa partie amont. Une grande synforme de rétroplissement en est la cause, qui fait descendre les sédiments de la nappe du Tsaté plus bas que le fond du val de Bagnes. Le pli dont la fermeture est visible au barrage de Mauvoisin et le pli supérieur, qui se suit du Grand Combin au val d'Hérémence par le Tournelon Blanc et le Pleureur, ne sont que des plis d'accompagnement de cette grande structure. Le pli du barrage est un pli-faille qui renverse une partie des séries de l'unité de Mauvoisin et toute l'unité de Madzeria. Comme les petits plis qui l'accompagnent, son axe plonge de 20 à 30° vers le SW, mais les changements d'orientation peuvent être assez brusques, puisque aux Ecuries du Giétro ils sont presque horizontaux et de direction E-W. Le pli supérieur Combin-Pleureur traverse toute la carte avec une direction NNE, peut-être acquise lors de la phase suivante. Sa fermeture, à 3300 m sous le Grand Combin, monte à 3500 m au Tournelon Blanc, puis s'abaisse à 3100 m au Pleureur avant de plonger vers le nord-est pour arriver au barrage de la Grande Dixence au-dessous de 2200 m.

Cette grande synforme est accompagnée vers le sud-est par une antiforme, particulièrement visible dans la fenêtre de Boussine (fig. 3). Cette fenêtre est le résultat du creusement du val de Bagne de façon oblique à l'axe de l'antiforme, qui fait réapparaître les gneiss du cœur de ce pli à l'amont du lac de Mauvoisin.

Aucune observation de terrain ne s'oppose à ce que les plis de direction NW décrits au paragraphe précédent soient contemporains des plis de rétrocharriage, voire même postérieurs.

Phase tardive

Dans toutes les régions voisines, une phase tardive a été repérée, responsable de plis très ouverts, légèrement déversés au NW, à plans axiaux plus ou moins verticaux. De petites structures montrant ces caractères existent ici aussi, parfois avec un grossier clivage axial. Au bas de l'arête est de la Tour de Boussine, des plis de grande amplitude, déversés vers l'W, ramènent les marbres et les brèches de l'unité du Pleureur au-dessus des calcschistes de l'unité de la Luette (592.4/87.1).

La manifestation la plus spectaculaire de cette phase tardive est la naissance d'un plan de chevauchement le long duquel le grand pli Combin-Pleureur est

déplacé vers le NW. Ce plan de chevauchement est souligné par des quartzites mylonitiques épais d'une vingtaine de mètres au Grand Tavé, où ils sont intensément froissés par des plis décimétriques déversés vers le NW. Ces quartzites ont été repérés à la base de la paroi occidentale du Pleureur et se suivent, en rive gauche de la vallée, à la base des pentes orientales du Tournelon Blanc, accompagnés localement de gneiss albitiques (591.9/91.3/2800 m). Ils se perdent ensuite dans les parois inaccessibles des Mulets et du Combin de la Tessedette. Dépourvu de quartzites, ce plan de cisaillement doit se retrouver au col des Maisons Blanches, mettant en contact des gneiss presque horizontaux au toit (Combin du Meitin) avec des gneiss verticaux au mur (Petite Aiguille des Maisons Blanches). Dans les Aiguilles de Valsorey, le contact de la nappe du Tsaté sur celle du Mont Fort se fait le long de ce plan de chevauchement, qui pourrait être contemporain de celui du col de Bard-Saint Nicolas dans le val d'Aoste (GOUFFON 1991).

Nappe de la Dent Blanche

Les données modernes d'analyse structurale ne sont disponibles que dans quelques secteurs limités et non contigus de la nappe de la Dent Blanche, ce qui ne permet que des corrélations basées sur des analogies structurales. GUERMANI (1992) et PENNACCHIONI & GUERMANI (1993) ont travaillé dans la Valpelline, AYRTON et ses collaborateurs (1982) dans la région des Dolins.

Dans la région des Dolins, AYRTON et al. (1982) ont décrit une linéation minérale NNW, suivie par des plis longitudinaux et une crénulation à orientation axiale moyenne ENE. Les plis mégascopiques F_2 déforment le contact Dent Blanche/Tsaté dans tout le secteur externe (WUST & SILVERBERG 1989). Dans le secteur italien ce contact et l'horizon mylonitique entre les séries d'Arolla et de Valpelline sont plissés à moyenne échelle essentiellement par les plis F_2 et F_3 .

Sur le secteur italien de la nappe de la Dent Blanche, trois phases principales de déformation ductile sont définies par une schistosité régionale composite (S_1 - S_2), à caractère souvent mylonitique, et par deux générations de plis d'extension régionale (F_2 , F_3):

Première phase de déformation

Le contact tectonique Arolla/Valpelline et le chevauchement basal de la nappe présentent les caractères d'une foliation mylonitique (S_1 - S_2) et des linéations d'étirement minéral (L_1 + L_2) orientées toutes deux environ NW-SE. Les indicateurs cinématiques indiquent un transport tectonique du toit vers le NW. Ces horizons mylonitiques sont déformés essentiellement par les plis F_3 . A cette première phase sont attribuables en outre le démembrement et le transport des unités mésozoïques entre les zones de cisaillement du soubassement, avec la formation d'un caractère «multilayer».

Deuxième phase de déformation

La seconde phase génératrice de schistosité produit les plis F_2 qui peuvent être assez ouverts ou isoclinaux, dirigés au NE et perpendiculaires à la linéation mylonitique. Dans les zones de déformation intense, la crénulation F_2 évolue vers une forme de différenciation au sein de la schistosité. La série d'Arolla montre au moins deux générations de plis à toutes les échelles, dominant essentiellement dans le secteur central et méridional de la nappe (ARGAND 1909, HAGEN 1948, AYRTON et al. 1982). La mégasyntforme de Valpelline daterait de cette phase F_2 , mais on n'en trouve aucune confirmation dans la répartition des indicateurs cinématiques. Manquent également les indicateurs d'une phase de rétrocharriage, bien que le plan axial de cette mégasyntforme soit replissé vers le SE.

Troisième phase de déformation

La troisième phase produit les plis F_3 post-mylonitiques, pénétratifs à toutes les échelles et grosso modo coaxiaux des plis F_2 ; il en résulte des figures d'interférence F_2 - F_3 du type «3» de RAMSAY (1967). La troisième phase n'engendre pas de schistosité, même si dans le Valtournanche (Comba di Cignana à l'est de la carte) apparaissent des indices d'une nouvelle foliation qui souligne cette génération de plis (PENNACCHIONI & GUERMANI 1993). Des déformations tardives fragiles, certaines à caractère de distension, sont répandues dans la nappe de la Dent Blanche ainsi que dans les unités ophiolitiques sous-jacentes. Le plan de chevauchement basal est alors réactivé et disloqué de façon distensive (WUST & SILVERBERG 1989).

MÉTAMORPHISME

Des reliques d'éclogites sont diffuses dans les socles de divers domaines de la chaîne alpine (DESMONS 1992, SPALLA et al. 1996). Dans la nappe du Grand St-Bernard, leur âge est disputé: pré-alpin ou éoalpin (SARTORI 1988, HUNZIKER et al. 1989, THÉLIN et al. 1990, RAHN 1991, DESMONS 1992)? Avec une grande probabilité, ces associations éclogitiques peuvent être attribuées à des événements antévarisques (éventuellement éovarisques), parce qu'elles semblent précéder une ré-équilibration dans le faciès amphibolitique vraisemblablement varisque.

Le métamorphisme alpin est polyphasé, avec des traces classiques du faciès schiste vert précédées par les associations précoces:

- du faciès schiste bleu de degré élevé, uniquement dans les soubassements des unités internes,

- du faciès schiste bleu de degré plus faible (avec seulement l'amphibole bleue et l'épidote) mais présent également dans les unités mésozoïques-tertiaires (CABY & KIÉNAST 1989, POLINO et al. 1990, DAL PIAZ 1992, DESMONS 1992).

Nappe de Siviez - Mischabel

Le socle polymétamorphique de Siviez - Mischabel semble dépourvu des associations typiques du faciès schiste bleu (THÉLIN et al. 1993). Il a conservé les traces d'un métamorphisme polyphasé anté-alpin dans le faciès amphibolite, mais ses affleurements sont ici beaucoup trop réduits et trop déformés pour permettre la moindre observation en la matière. Les quartzites permo-triasiques montrent un champ de pression faible à intermédiaire; le grenat n'y a jamais été observé. Le quartz, l'albite, le mica blanc, la chlorite, l'amphibole bleu-vert, l'actinote, le stilpnomélane, l'épidote et le sphène sont contemporains de la schistosité principale. Lors de la naissance du clivage lié au rétrocharriage, quartz, albite, chlorite, stilpnomélane, calcite et tourmaline cristallisent encore.

Nappe du Mont Fort

A partir des données fournies par les phyllosilicates, THÉLIN et al. (1994) ont montré que la nappe du Mont Fort a conservé les reliques d'un métamorphisme de haute pression, qui font défaut ailleurs.

Le socle, considéré au début comme polymétamorphique (OULIANOFF 1955), est très probablement monométamorphique (BEARTH 1963, ESCHER 1988). La nappe est caractérisée par un métamorphisme polyphasé diffus avec des associations précoces dans le faciès schiste bleu, auxquelles se sont surimposées des paragenèses du faciès schiste vert d'âge mésoalpin. Dans les gneiss, la phengite, le quartz et l'albite ont commencé leur croissance alors que les premières schistosités apparaissaient. Il en est probablement de même du glaucophane s.l., du chloritoïde, du grenat, de l'épidote et de la chlorite, qui paraissent pourtant plutôt contemporains des dernières schistosités principales. A titre d'exemple, certaines albites ont fossilisé des inclusions d'orientations différentes, preuve de leur cristallisation progressive, alors que se succédaient les premières schistosités. Le chloritoïde se trouve d'une part aligné sur la schistosité principale, et d'autre part en inclusion dans les grenats, eux-mêmes contournés par cette schistosité. Ces deux minéraux sont donc contemporains et synschisteux. Le grenat est beaucoup plus fréquent au sud qu'au nord de la feuille; ce fait semble souligner une légère variation des conditions de métamorphisme au sein de cette nappe. Cette tendance est confirmée au niveau régional: le grenat est quasi absent des gneiss et micaschistes au nord de la carte (SCHAER 1959), mais fréquent au sud (GOUFFON 1991).

Du glaucophane en abondance variable, en partie rétrotransformé, est présent dans les lits et les boudins de metabasites prasinitiques. Les prasinites ont montré

à KRINGS (1984) la présence de trois amphiboles: un ferroglaucophane pauvre en Fe^{3+} toujours en inclusion dans les porphyroblastes d'albite; un glaucophane plus riche en Fe^{3+} tantôt prismatique, tantôt en lamelles jointives associées en sandwich à la chlorite et à la barroisite; enfin la barroisite, qui se trouve soit dans cette association, soit en cristaux prismatiques isolés. L'oxychlorite brune à vert pâle a crû en épitaxie sur les chlorites et sur les glaucophanes riches en Fe^{3+} : elle est donc postérieure aux autres minéraux ferro-magnésiens. Toujours dans les mêmes roches, la phase de rétrocharriage voit se développer encore le quartz, l'albite, la phengite, la chlorite et la tourmaline. Les pseudomorphoses de glaucophane sont rarement déformées: la recristallisation en chlorite, albite, mica brun-vert, amphibole bleu-vert avec de rares paillettes de séricite s'est donc effectuée après la naissance des schistosités principales. Les pseudomorphoses de grenat montrent les mêmes relations cristallisation/déformation.

Nappe du Tsaté

Les unités inférieures (Madzeria, Mauvoisin et Pleureur) n'ont jamais livré de grenat ni de glaucophane. Comme dans le socle sous-jacent, les minéraux contemporains de la schistosité principale sont l'albite, la chlorite (très pâle), le quartz, le mica blanc, la calcite, l'épidote, le sphène et très rarement le chloritoïde. Au cours de la deuxième phase de déformation et de la phase de rétrocharriage, quartz, chlorite, albite, mica blanc et calcite continuent à cristalliser.

Dans les méta-ophiolites et dans certains niveaux de calcschistes de l'unité plus interne de la Luette, sous la Fenêtre de Durand, VOGEL (1995) a trouvé la trace d'un métamorphisme initial avec des associations à amphibole bleu-vert, grenat, biotite verte, mica blanc, albite, chlorite, épidote, actinote. Les grenats de la séquence basique n'arrivent pas à un millimètre; ils présentent un cœur idiomorphe à inclusions disposées en hélice, et une bordure limpide généralement xénomorphe. Dans les marbres, ils peuvent dépasser 2 mm, mais restent souvent squelettiques, toujours à bord diffus.

Dans les prasinites de la Conca di By, DU BOIS & LOOSER (1987) ont trouvé une amphibole bleu-vert qui, dans quelques cas, présente un zonage avec un cœur de barroisite et une bordure d'actinote; le plus souvent elle est en petites aiguilles indéterminables. Plusieurs auteurs ont signalé la présence d'amphiboles sodiques bleu-vert dans des prasinites et dans quelques métagabbros du Valais et du Val d'Aoste (DAL PIAZ 1976, DAL PIAZ & ERNST 1978, AYRTON et al. 1982, BALDELLI et al. 1983, SPERLICH 1988, POLINO et al. 1990). Dans les marbres de l'unité de Mauvoisin, BESSON (1987) a décrit la pseudomorphose d'un minéral qui pourrait être de la lawsonite. En attendant de meilleurs indices pour définir avec certitude un faciès schiste bleu, on peut du moins supposer l'existence d'une phase précoce de transition entre les faciès schiste bleu et schiste vert de faible degré, qui s'est développée aux environs de 400° C et de 8-9 kb.

Nappe de la Dent Blanche

Le complexe kinzigitique de la série de Valpelline a enregistré une histoire métamorphique anté-alpine caractérisée par une schistosité régionale replissée et des associations granulitiques dans les roches basiques et siliceuses; elles ont évolué vers des associations de faciès amphibolite à pression décroissante, avec production abondante de matériel fondu anatectique (CARRARO et al. 1970, COMPAGNONI et al. 1977, NICOT 1977, DAL PIAZ 1993). On peut avancer l'hypothèse d'une situation analogue pour les rares paraschistes de la série d'Arolla, où les paragneisses de degré élevé sont antérieures à l'intrusion des granites tardivarisques, dont celui du Mont Morion est le mieux préservé.

L'histoire métamorphique alpine de la nappe de la Dent Blanche est polyphasée et assez analogue à celle de la nappe du Tsaté sous-jacente. Le faciès schiste vert domine partout, mais des pressions relativement élevées ont laissé des traces associées à la naissance d'une schistosité S_1 . Dans la série de Valpelline, on peut attribuer à cette phase précoce la transformation des porphyroblastes de sillimanite en un agrégat très fin de disthène polycristallin, et le développement du chloïtoïde (KIENAST & NICOT 1971, DE LEO et al. 1987, PENNACHIONI & GUERMANI 1993). Les traces de cet événement précoce sont relativement plus diffuses dans la série d'Arolla: il s'agit de micas phengitiques à haute teneur en silice, d'ægyrine et d'ægyrine-augite, de zoïsite-clinozoïsite, d'amphiboles sodiques (AYRTON et al. 1982, DAL PIAZ 1976, DE LEO et al. 1987, GUERMANI 1992, PENNACHIONI & GUERMANI 1993). On pourrait lui attribuer aussi les rares grenats microcristallins présents dans certains orthogneiss, même s'il reste un doute: il pourrait s'agir d'individus magmatiques régénérés. Ces reliques, associées à la schistosité S_1 , peuvent être définies comme une association dans le faciès «schiste vert à glaucophane» avec albite stable – une transition entre les faciès schiste bleu à épidote et schiste vert de basse température. La lawsonite n'a jamais été trouvée dans cette nappe.

L'empreinte mésoalpine, associée à la seconde phase de déformation, est dominée par la présence de l'albite – parfois encore en voie de formation modeste sous forme de porphyroblastes tardifs –, de mica blanc, d'épidote ferrique, de chlorite, d'actinote et de stilpnomélane. La biotite est parfois présente, dans sa variété vert olive. Avec l'augmentation du degré de déformation D_1 - D_2 , on assiste à la destruction des phénocristaux magmatiques et à l'augmentation relative de la matrice à grain fin, qui devient prépondérante ou même exclusivement présente dans les gneiss fins mylonitiques. Cette évolution est guidée avant tout par l'altération précoce du plagioclase, puis par l'albitisation progressive du feldspath potassique et la recristallisation du quartz.

Ages et conditions du métamorphisme

Sur la feuille Chanrion - Mont Vêlan, les nappes penniques et austroalpines montrent une évolution métamorphique alpine à caractère polyphasé, avec quelques différences, mais assez cohérente dans l'ensemble. Certaines différences entre

les unités présentes relèvent de la trace laissée par la phase précoce du métamorphisme alpin. Les associations de faciès schiste bleu sont fréquentes dans la nappe du Mont Fort, où l'étude des micas blancs (THÉLIN et al. 1994) a montré que les gneiss du Métailler ont conservé l'empreinte d'un champ de relativement haute pression ($b_0 \geq 9,4$, $RM \geq 0,10$, rares reliques de polytypes 3T). Pour rares qu'elles sont, de telles associations existent dans le soubassement polymétamorphique de la nappe de Siviez-Mischabel (SCHAER 1959). Dans sa couverture postvarisque, les micas des quartzites permo-triasiques n'ont enregistré qu'une évolution marquée par un champ de pression faible à intermédiaire; le chimisme de ces roches n'a pas permis d'autre enregistrement (GOUFFON 1991).

Comparant l'histoire métamorphique des roches de part et d'autre du contact entre les nappes de la Dent Blanche et du Tsaté dans la région de la feuille Chanrion - Mont Vélan, JACQUEMIN (1990) a montré que les gneiss d'Arolla ont traversé deux phases de métamorphisme, la première dans le faciès schiste bleu, la seconde dans le faciès schiste vert, et que les métasédiments sous-jacents à ces gneiss ne montrent qu'une partie de cette histoire, le premier pic dans le faciès schiste bleu faisant défaut. Dans la partie italienne de la nappe de la Dent Blanche, la première association métamorphique témoigne de conditions de transition entre le faciès schiste bleu à épidote et le faciès schiste vert à amphibole sodique ($T \cong 400^\circ\text{C}$, $P = 7-8\text{ kb}$; DAL PIAZ et al. 1977, GUERMANI 1992, BALÈVRE et al. 1986, BALÈVRE & KIÉNAST 1987).

Toutes les nappes semblent donc avoir été soumises à des conditions de relativement haute pression, qui ne devaient pas être très différentes au cours de cette phase précoce. Dans les unités penniques, elle est postérieure au Crétacé supérieur: les couvertures de ces nappes contiennent des sédiments de cet âge assez bien datés. Cette phase serait donc tertiaire (CABY & KIÉNAST 1989, ALLIMANN 1990, GOUFFON 1991), paléocène à éocène précoce aux environs de 50 Ma. Par contre, pour les unités austroalpines, des phengites de la phase précoce prélevées dans la klippe du Pillonet ont fourni des âges Ar-Ar et Rb-Sr de 75 Ma (CORTIANA et al. 1998).

L'âge tertiaire (40-30 Ma) de la phase mésoalpine dans le faciès schiste vert est admis par tous les auteurs.

Dans le cadre de la tectonique des plaques, la nappe de la Dent Blanche et les autres unités du système austroalpin occidental sont des fragments de croûte continentale arrachés à la marge passive de la plaque adriatique dès les phases précoces de l'orogénèse alpine. Leur évolution tectono-métamorphique diffère au cours de l'accrétion anté-collisionale du prisme orogénique (Crétacé supérieur-Eocène moyen) pour devenir tout à fait analogue dès la collision continentale caractéristique de la phase mésoalpine (Eocène supérieur - Oligocène inférieur) et néogène (BALÈVRE et al. 1986, POLINO et al. 1990, HUNZIKER et al. 1992, FROITZHEIM et al. 1996, CORTIANA et al. 1998). Avant la collision continentale, la zone de Sesia - Lanzo, les klippes austroalpines méridionales et la nappe ophiolitique de Zermatt - Saas Fee furent soumises à un métamorphisme de subduction dans des conditions sous-

crustales attestées par les associations éclogitiques typiques de hautes pressions et basses températures. Dans le même temps, les klippes septentrionales (Dent Blanche, Mont Mary, Pillonet) et les Schistes lustrés sous-jacents (Tsaté) restèrent dans un niveau structural relativement moins profond où naquit un métamorphisme de pression moins élevée. Il en résulte deux groupes de nappes, métamorphosées avant et au début de la collision continentale, à différents niveaux structuraux d'un prisme orogénique qui se construisait à la bordure océanique de la plaque supérieure (Adria). Leur contiguïté s'est réalisée progressivement et leur accouplement fut accompli vraisemblablement au début de la collision continentale. Le régime thermique caractéristique de la collision continentale mature se met en place, et les associations métamorphiques du faciès schiste vert se développent dans toutes les nappes avec un climax à 38 Ma (POLINO et al. 1990, HUNZIKER et al. 1992, avec autres références bibliographiques).

Des filons andésitiques et lamprophyriques non métamorphosés d'âge oligocène (31–30 Ma), dans la région du val d'Ayas, recoupent le contact entre les gneiss minuti de la zone de Sesia et les Schistes lustrés sous-jacents de la zone du Combin (nappe du Tsaté). Ils déterminent ainsi un âge limite à cette phase de métamorphisme (COMPAGNONI et al. 1977, POLINO et al. 1990, DAL PIAZ 1992).

MATIÈRES PREMIÈRES EXPLOITABLES

Pierre ollaire

Des gisements de pierre ollaire ont été exploités au sud de Bonatchiesse pendant plus de cent ans, du début du 19^{ème} siècle à 1925. Deux petites lentilles ont été grattées à 2100 m d'altitude (591.05/95.80), mais l'exploitation principale se trouve 150 m plus bas. Elle a débuté en carrière dans la partie affleurante et, suite à un éboulement, elle s'est poursuivie en caverne après le percement d'une galerie d'accès d'une trentaine de mètres de longueur (entrée: 591.14/95.88/1980 m).

Cet important gisement forme une lentille allongée selon la direction N40°E et, suivant les données fournies par la commune de Bagnes, ses dimensions peuvent être estimées à 160 m de long pour une section au centre d'environ 400 m² (volume présumé: 25000 à 30000 m³). Les deux petites lentilles signalées plus haut sont alignées dans l'axe de la plus grande, mais 150 m au-dessus de cette dernière, ce qui est probablement dû à l'influence d'une (ou plusieurs) faille de direction N35–40°W. La pierre ollaire a été signalée dans le même axe à l'intérieur de la galerie d'amenée d'eau de la centrale de Fionnay (590.95/95.55/1790 m).

Minéralisations à pyrite

Dans la Conca di By est présent un petit gisement de sulfure de Fe-Cu, qui a été dans le passé l'objet d'une modeste exploitation. Il est situé à la cote 2750 m, à quelques centaines de mètres au nord du Monte Balme (DIEHL et al. 1952; sur notre feuille: Punta della Bonamorte) qui lui a donné son nom. Il s'agit d'une minéralisation hydrothermale dans les Schistes lustrés mésozoïques de la nappe ophiolitique du Tsaté, recristallisée et déformée au cours du métamorphisme alpin. Plus au sud, toujours dans la même unité, mais un peu en dehors de la carte, les mines de pyrite et de cuivre d'Ollomont (PIEPOLI 1933) sont actuellement fermées.

HYDROGÉOLOGIE

Comme dans toutes les régions proches des crêtes naissent ici de nombreux cours d'eau qui, à quelques kilomètres de là, iront rejoindre les grands collecteurs du Rhône en Valais et de la Doire Baltée en val d'Aoste. Les plus importants d'entre eux sont alimentés directement par les glaciers. Mais de nombreux petits ruisseaux sortent des éboulis, en sources plus ou moins permanentes. Les éboulis ralentissent l'écoulement des eaux et cachent très souvent des névés dont ils retardent la fusion. Toutes les sources de la Conca di By et celles du flanc occidental du Mont Rouge du Giétro sourdent ainsi des éboulis, leur permanence dépendant de la dimension du bassin qui les alimente.

Les formations quaternaires plus épaisses entretiennent des sources au débit plus régulier et aux eaux souvent très froides. Sur le sentier de la Fenêtre de Durand, les dernières sources qui débitent encore au gros de l'été se trouvent au-dessus du Plan Petit Giétro, à 2570 m; leur pérennité est due à la présence, à leur amont, d'une petite plaine alluviale que la fonte des neiges peut transformer en un lac. Deux grosses sources jaillissent au fond de la combe Servay, drainant les accumulations récentes du haut de la combe. Les touristes qui gagnent la cabane de Panossière depuis Fionnay se désaltèrent souvent aux eaux froides du petit ruisseau que recoupe le sentier au-dessus de Plan Goli, au pt 2377 m. Sa source se trouve à la base du glacier couvert d'éboulis qui descend du col des Otanes.

De nombreuses sources sont présentes dans le haut val d'Ollomont et dans les nombreux vallons qui incisent le versant droit de la Valpelline. Elles sont généralement situées à la base des accumulations détritiques de versant, des masses éboulées, des glaciers rocheux et des appareils morainiques récents.

Les circulations souterraines, au sein de la roche, semblent plus aisées dans les calcschistes que dans les gneiss du socle. Les eaux sont ramenées en surface par des discontinuités qui peuvent être:

- Le contact entre les roches carbonatées et les gneiss, comme dans la région de la Tsessette où l'eau suinte en plusieurs endroits.
- Le contact entre l'unité de la Luette et celle de Mauvoisin: toute une série de sources jalonnent ce contact entre les Ecuries du Giétro et Tsofeiret. Les sources semblent plutôt localisées dans les marbres clairs du sommet de l'unité de Mauvoisin, mais la couverture quaternaire masque probablement le point réel de l'émergence de l'eau.
- Des contacts entre des assises de lithologie différente au sein de la nappe du Tsaté; une belle source jaillit ainsi au-dessus de l'Ecurie de la Lia, aux Rosses. Le sentier qui grimpe de la Lia à Pierre à Vire recoupe deux petits ruisseaux dont les sources se voient de loin, presque en paroi, au toit des calcschistes sombres et argileux qui forment là un niveau imperméable.
- Des failles probables, comme pour la source captée dans la gorge qui recoupe les marbres du Tseppi – Grand Tita, au-dessus du camping de Bonatchiesse.

EXCURSIONS

EXCURSION 1

Cabane Brunet – Mont Rogneux

(1 jour)

Le cheminement normal pour gagner le Mont Rogneux débute à la cabane Brunet, qui peut être atteinte en voiture grâce à une petite route bien entretenue. A partir de la cabane, la route des alpages commence par serpenter dans de beaux affleurements de l'unité du Métailler. Ce sont ici des micaschistes à chloritoïde entrelardés de bandes schisteuses à patine rouille qui leur donne, de loin, des reflets mordorés. La cassure grise ou noire de ces micaschistes mordorés est due à de fines particules de matière organique.

Les affleurements sont plus rares au-dessus des Ecuries de Sery. On peut néanmoins reconnaître des gneiss albitiques typiques de l'unité du Métailler environ 700 m après cet alpage. A la première épingle à cheveux, quitter la route, suivre le sentier fléché qui traverse les prés marécageux de Pindin pour longer une combe étroite et rectiligne, déterminée par le contact entre l'unité du Métailler, à main gauche, et les quartzites conglomératiques de la zone de la Ly, à main droite. Toujours bien marqué, le sentier zigzague le long de cette limite et débouche à 2760 m sur un petit plateau, dans le prolongement de la dépression morainique du Goli d'Aget.

Vers le sud-ouest, ce replat est bordé par un escarpement d'une dizaine de mètres de hauteur, qui donne un affleurement continu sur près de 200 m de longueur. La coupe (fig. 4) débute à l'est par des schistes albitiques de l'unité du Métailler, suivis de schistes très écrasés à lentilles de quartz, qui déterminent une dépression de 5 à 6 m de largeur. Puis viennent les assises détritiques de la Ly, en position renversée. DERRON & JACQUOD (1994), qui en ont repris l'étude détaillée, y ont reconnu quatre séquences sédimentaires:

1. La première séquence est fluvatile; elle débute par des quartzites gris, un peu schisteux et feuilletés, localement conglomératiques (15 m), suivis de quartzites plus clairs où les niveaux conglomératiques atteignent le mètre (30 m); puis les quartzites prennent une teinte jaunâtre due à la présence de phyllites et de carbonates (20 m).
2. La deuxième séquence traduit des conditions lacustres peu profondes. Elle débute par une alternance décimétrique d'arkoses jaunâtres un peu phylliteuses avec traces de bioturbation et de dessiccation, et de quartzites chloriteux albitiques (10 m). Ces derniers prennent rapidement de l'importance, formant des bancs qui peuvent atteindre le mètre, et alternent ensuite avec de minces niveaux schisteux qui deviennent de plus en plus riches en carbonates, passant à des niveaux purement carbonatés à patine orange vers le haut (15 m). La séquence se termine par des tufs (3 m) qui ont conservé des textures ignées, et quelques centimètres d'argilite verte (émersion ?).
3. La troisième séquence est à nouveau fluvatile. Les quartzites conglomératiques y contiennent des galets remaniés des assises précédentes, dont les calcaires à patine orange sont les plus typiques. Sur les 10 m inférieurs, les quartzites sont très fins et probablement d'origine volcano-sédimentaire, mais les 30 mètres suivants sont plus homogènes et de faciès Verrucano.
4. La dernière séquence débute par deux niveaux rhyolitiques (1 m) dont le plus occidental est lenticulaire, boudiné ou raviné par les chenaux sus-jacents. Le gros de la séquence (40 m visibles) est constitué de roches rubanées à pâte très fine où alternent des niveaux décimétriques clairs (tufs) et foncés, certains à petits galets ignimbritiques fortement déformés. Le milieu est considéré comme lacustre.

L'étude des zircons de la rhyolite permet de placer cette roche dans la série calco-alcaline et de déterminer un âge de 267–282 Ma, soit de la base du Permien (BUSSY et al. 1996b).

Cette excursion avait déjà été proposée dans la notice explicative de la feuille Orsières (BURRI & MARRO 1993), puisqu'elle est à cheval sur les deux feuilles. Le lecteur voudra bien s'y référer s'il désire poursuivre par le Mont Rogneux. Signa-lons à ce propos que l'étude des gneiss de Thyon, qui affleurent sur l'arête occiden-tale de cette montagne, a également été reprise. Ils sont maintenant réinterprétés et considérés comme un granite alcalin anorogénique. Ils ont été datés de 499 ± 2 Ma (DERRON & JACQUOD 1994, BUSSY et al. 1996a).

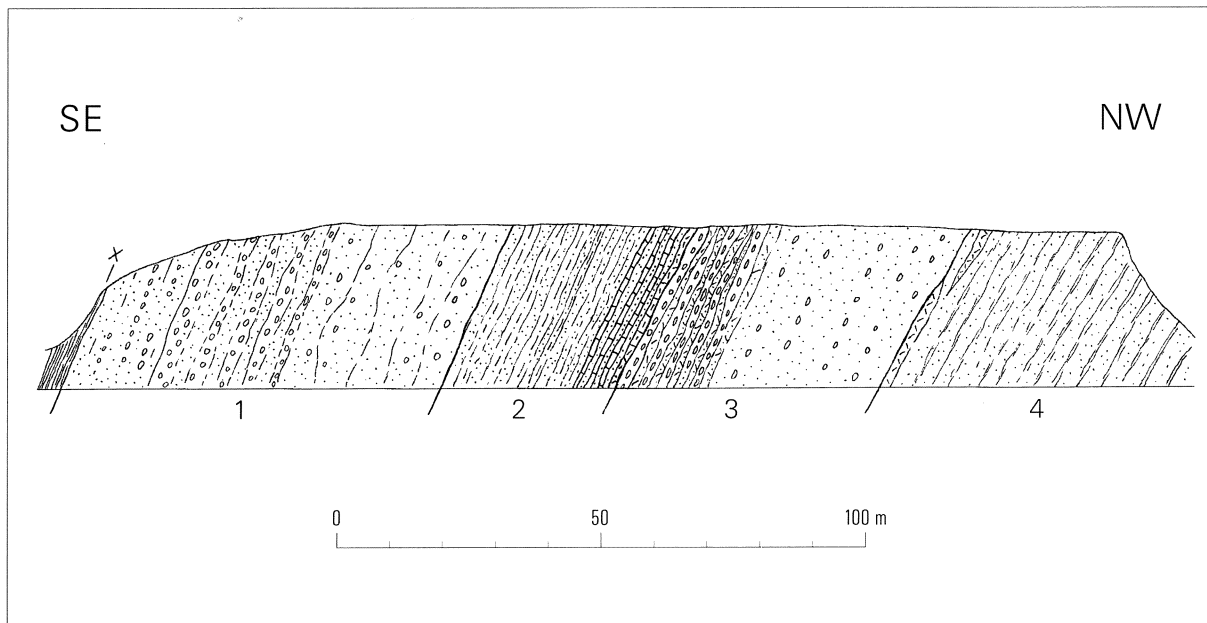


Fig. 4: Coupe de la partie interne de la zone de la Ly dans le secteur du Goli d'Aget (585.2/95.3).
Légende dans le texte.

EXCURSION 2

Bonatchiesse – Fenêtre de Durand

(1 jour)

Pour être effectuée en une journée, cette excursion doit être faite en voiture. A partir de Mauvoisin, une autorisation de la Commune est indispensable.

De Bonatchiesse à Mauvoisin

La carte était déjà sous presse lorsque trois travaux de diplôme ont permis de préciser la stratigraphie de la série qui, entre autre, constitue l'écaille de Madzeria (KRAMAR 1997, RIST 1997, BAILLIFARD 1998). Dans cette nouvelle interprétation, les quartzites sont résolument considérés comme reconstitués et localisés dans le haut de la série mésozoïque.

En discordance sur les gneiss du socle, cette série comprend, de bas en haut:

- Des cornieules, des dolomies et des brèches dolomitiques attribuées au Trias.
- Des marbres impurs souvent sous forme d'une alternance de bancs massifs, qui peuvent atteindre 3 m, et de bancs plus schisteux décimétriques. Les bancs massifs peuvent être bréchiques, à clastes centimétriques à décimétriques. Ils sont attribués au Lias.
- Des brèches polygéniques qui forment le gros des affleurements de Madzeria.
- Des quartzschistes, soit sous forme de quartzites feuilletés très clairs, soit sous forme de brèches à matrice quartzo-micacée.

Tunnel du Tsepi

Le parage d'un véhicule est possible sur la droite, environ 200 m en amont du tunnel. Le contact fortement tectonisé entre les gneiss du Métailler et l'unité de Madzeria est visible à la sortie amont du tunnel. La série carbonatée débute par des dolomies noires et blanches, surmontées de niveaux bréchiques qui affleurent au niveau de la route. Les cornieules ne sont visibles que 200 m plus haut, dans de mauvais affleurements que leur couleur a caractérisés: c'est la Lui Dzaune (le rocher jaune). Les calcaires (liasiques ?), à défaut d'affleurer à ce niveau de la vallée, déterminent en partie les parois de la rive gauche.

Mauvoisin

Du parking de Mauvoisin, redescendre le long de la route jusqu'à la première épingle à cheveux. On peut y admirer les divers types de brèches: à éléments quartzitiques qui peuvent atteindre la taille du mètre, à éléments dolomitiques et, très localement, presque sans éléments. A gauche de la route en remontant, ces assises sont relayées par les quartzites feuilletés; le soubassement de l'hôtel en est le meil-

leur affleurement. Vers l'amont, ces assises massives sont limitées par une dépression due au passage des calcschistes roux (ici graphiteux) que la route met à nu sur quelques mètres, en face des quartzites. En amont de cette dépression, les marbres à bandes siliceuses sont particulièrement bien visibles le long de l'ancienne route de chantier qui mène au pied du barrage.

Celui qui voudrait se contenter de la visite de la région du barrage a davantage à traverser l'ouvrage pour gagner la rive droite du lac, où la fermeture de la structure synclinale est bien visible. La route y est taillée dans le rocher et traverse tous les faciès de l'unité de Mauvoisin où les niveaux de brèches à petits galets noirs sont abondants. Les figures de plissement y sont extrêmement bien exposées.

La rive gauche du lac de Mauvoisin

La route des alpages (ancienne route de chantier) est taillée dans les marbres à bandes siliceuses; elle traverse en galeries le cœur de la structure synclinale. A la sortie de ces tunnels (parcage facile): belle vue sur le front du glacier du Giétro; de là, il est facile d'imaginer ce que fut la situation au moment de la catastrophe de 1818 (p. 6).

Au-delà de l'Ecurie de la Lia, la route perd un peu d'altitude. Il faut chercher à se parquer après le torrent – qui se passe à gué – et poursuivre à pied jusqu'au contact avec les gneiss et micaschistes de l'unité du Métailler; on entre là dans la fenêtre de Boussine. Les marbres à bandes siliceuses déterminent de petites parois. Les niveaux plus schisteux ont été favorables au développement d'une multitude de petits plis d'entraînement; ils accompagnent de plus grands plis qui ramènent le socle de l'altitude du Grand Combin (plus de 4 000 m) à celle du lac (moins de 2 000 m). Juste au-dessus du contact, il y a un niveau bréchique peu épais, reste des brèches de Torrembey d'Argand, actuellement noyées. La discordance angulaire sous ce contact est ici bien visible. Jusqu'à la galerie, les micaschistes contiennent de rares éléments dolomitiques et de nombreuses lentilles sombres d'ovardites. Au-delà des galeries, les gneiss et micaschistes sont toujours très clairs et riches en albite.

La route reste dans les mêmes formations ou dans les éboulis jusqu'à une modeste lame carbonatée (593.35/90.10), appelée «fenêtre de Vingt-Huit» par ARGAND (1911a et b), du nom du lieu-dit où elle affleure. On retrouve dans cette lame un mince niveau de quartzites, des calcaires (triasiques? peut-être liasiques) et des brèches. Pour Argand, cette lame a joué un rôle important: elle était une preuve de l'existence d'un flanc renversé de la nappe du Grand St-Bernard.

Région du Lancet

Juste en aval du pont du Lancet (pt 2040 m), une moraine peu élevée mais bien visible souligne le stade historique au cours duquel le glacier du Brenay barrait la Drance.

Pour aller voir le contact méridional des Schistes lustrés sur le socle, mieux vaut laisser la voiture à la bifurcation cotée 2213 m. Le contact lui-même est caché par quelques mètres d'éboulis, mais il est facile de constater que les calcschistes de l'unité de la Luette reposent ici directement sur les gneiss du Métailler; les marbres à bandes siliceuses de l'unité de Mauvoisin sont absents.

De Grand Chermotane à la Fenêtre de Durand

Au pont coté 2182 m, il y a de la place pour des véhicules. Jusqu'à l'alpage de Grand Chermotane, le sentier recoupe les calcschistes de l'unité de la Luette, ici assez calcaires. Ils contiennent d'épaisses lentilles de serpentinites, visibles près de l'alpage lui-même. Cette lithologie, dans l'ensemble assez monotone, se poursuit jusqu'à Plan Petit Giétro, où jaillissent les sources les plus élevées qui donnent encore de l'eau en période d'été.

Entre les pts 2610 m et 2657 m, le sentier longe une crête bordée, à main droite, par la dépression d'un torrent le plus souvent à sec. Son cours ici rectiligne suit une zone fortement écrasée contre laquelle viennent buter plusieurs unités lithologiques. Le compartiment situé à l'ouest de cette zone mylonitique contient une énorme lentille de serpentinites qui ont conservé leur couverture de caractère océanique (p. 29). Les affleurements les plus intéressants sont localisés dans les pentes qui dominent vers l'ouest le replat du pt 2657 m (594.3/85.4). Dans la portion méridionale d'une structure de plissement en retour qui reprend des plis plus anciens, les couches sont disposées verticalement, de sorte que la séquence océanique est visible en de nombreux endroits. Son étude a été reprise en détail par VOGEL (1995) qui en donne la description suivante:

- Les serpentinites sont généralement massives, vert foncé, avec des passages progressifs à des ophicalcites, serpentinites bréchiques à ciment carbonaté. Localement elles sont traversées par des filons rodingitiques décimétriques à métriques. Les rodingites présentent une patine claire, blanche ou jaunâtre; les filons les plus épais montrent un rubanement centimétrique à décimétrique dû à des proportions variables d'épidote et d'amphibole. Ces filons sont recoupés par le contact avec la couverture.
- Cette couverture débute par un banc très continu de marbres bleu foncé de 1 à 2 m d'épaisseur. Ces marbres contiennent de nombreux grains noirs de serpentinites, particulièrement abondants dans de petites dépressions de la paléosurface des serpentinites. Latéralement, les marbres peuvent céder la place à des calcschistes chloriteux et talqueux, à galets de serpentinites.
- Ces marbres passent brusquement à des marbres gris à bandes claires. Quelques niveaux décimétriques contiennent des sables dolomitiques à patine beige. Dans toute l'épaisseur du banc (2 à 12 m), du talc est accompagné de prismes millimétriques de trémolite.
- Coiffant ces marbres, un banc de brèche dolomitique discontinu atteint localement 5 m. La matrice est faite de sable dolomitique souvent ferrugineux. Les

éléments, anguleux, mal triés, millimétriques à centimétriques, sont constitués de dolomie blanche, de dolomie grise et d'un marbre de sable dolomitique.

- Les prasinites en bancs décimétriques qui font suite à cette brèche atteignent une quinzaine de mètres d'épaisseur. Certains niveaux contiennent les fantômes de micro-pillows, dont la forme en fuseau est soulignée par la chlorite et l'amphibole, alors que de l'albite et de l'épidote occupent le cœur de la structure.
- Localement des quartzites rubanés (radiolarites ?) de quelques mètres reposent sur les prasinites. Mais plus généralement, ils sont remplacés par des schistes siliceux durs qui alternent – de façon visible sur une dizaine de mètres – avec des calcschistes, voire des marbres phylliteux brun foncé, organisés en bancs décimétriques à métriques.
- Au-delà s'installent les calcschistes banals de l'unité de la Luette. Mais il est impossible, pour des raisons tectoniques, de connaître les relations de cette série océanique avec ces calcschistes.

Il est de même difficile de débrouiller les relations avec une épaisse série de quartzites feuilletés qui affleure un peu plus au nord (594.2/86.0). Ces quartzites à aspect de Permien pourraient être régénérés, et les calcaires qui y forment une importante lentille pourraient être triasiques.

Au sud des affleurements de serpentinites, le sentier recoupe des calcschistes, tantôt à dominance calcaire, tantôt à dominance pélitique. Juste avant la Fenêtre de Durand, il traverse des marbres phylliteux et des marbres gréseux bleus sur une dizaine de mètres. La zone de contact avec la nappe de la Dent Blanche est en grande partie masquée par des éboulis.

EXCURSION 3

(G.V. Dal Piaz & A. Guermani dans DAL PIAZ 1992; traduction: Y. Gouffon)

Dzovenno - Refuge de Crête Sèche - Mont Gelé

(1-2 jour)

L'itinéraire traverse les séries de Valpelline et d'Arolla (nappe de la Dent Blanche) ainsi que les mylonites marquant le contact entre les deux. Il requiert une journée jusqu'au bivouac Spataro, et une deuxième si l'on désire gravir le Mont Gelé; cette seconde partie comporte des passages à caractère alpin, notamment une traversée de glacier, et nécessite un équipement adapté. Le départ se situe au sud de la feuille Chanrion - Mont Vêlan.

De Dzovenno, se rendre au hameau de Crête (1671 m) où l'on observe des kinzigites typiques (roches grossières à biotite, grenat, feldspath et silimanite) et des amphibolites de la série de Valpelline; à 200 m au nord-est affleurent des am-

phibolites et des filons de pegmatites. Le contact tectonique avec la série d'Arolla est caché dans les prés. Dans la petite paroi à l'est de Ruz (1696 m), au-delà du torrent, on est déjà dans la partie sommitale de la série d'Arolla, constituée de gneiss fins albitiques et de granites mylonitiques en position renversée sur la série de Valpelline (inclinaison d'environ 60° vers le NW). Ces roches se poursuivent jusqu'à la base de la terrasse herbeuse de Berriè (2192 m); elles sont bien exposées le long de la route et dans quelques affleurements isolés dans les éboulis et la moraine à gros blocs.

A la base de l'arête sud du Mont de Crête Sèche, une source sort de la roche, ce qui est rare dans ce contexte. A cet endroit apparaissent les premiers métagranites massifs de la série d'Arolla, à reliques brillantes de biotite noire, feldspath potassique et quartz vitreux d'origine magmatique. Ils affleurent également sur le versant opposé de la combe et dans le massif du Mont Morion.

Un contraste morphologique dans les parois et les crêtes dentelées de cette zone, de même que sur les plateaux en bonne partie recouverts de dépôts quaternaires, indique la limite entre les métagranitoïdes et les gneiss fins et mylonites qui en dérivent.

Entre le refuge de Crête Sèche (2383 m), situé sur un vallum morainique, et le bivouac Spataro, on observe d'autres exemples de granites massifs à biotite, parfois bourrés d'inclusions lenticulaires de type dioritique sombre à grain très fin (sur les polirs glaciaires). Sur la crête granitique de gauche, près du col de l'Arolette, affleure une bande de paragneiss à minces lits de pegmatites, préservés ou alors laminés et transformés en micaschistes (cône d'éboulis brun violacé à la base). Il s'agit de la terminaison orientale des paraschistes du toit du pluton, qui s'étendent jusqu'à la paroi nord-ouest du Mont Morion où les rapports intrusifs originels sont encore évidents.

Quittant le sentier, on monte sur le mamelon rocheux poli par les glaciers, sur lequel est construit le bivouac Spataro, en le contournant par la gauche. Là les granites sont riches en inclusions schisteuses de paragneiss, aplites et migmatites agmatitiques. Du bivouac vers la petite plaine alluviale située un peu en amont, les granites surmontent une bordure de paraschistes mylonitiques à patine rouille (7-8 m), très inclinée vers le sud, suivie par une bande de mylonite verdâtre (13-15 m) qui dérive d'un granite à amphibole - granodiorite, et qui contient de fines bandes et lentilles d'épidotites jaunâtres. La plaine alluviale est entourée d'éboulis et d'accumulations de blocs éboulés, superposés à des dépôts morainiques plus anciens. Les parois dominant cette plaine sont taillées dans une zone plus laminée et fracturée, où les granitoïdes de la série d'Arolla sont transformés en gneiss albitiques fins, gneiss à horizons mylonitiques et gneiss micro-ocillés. Cet ensemble de roches s'étend jusqu'au col de Crête Sèche (2899 m) et au sommet du Mont Gelé (3518 m), avec localement des bandes et corps lenticulaires de gneiss ocillés moins déformés.

La montée au Mont Gelé se fait en partie sur le glacier et requiert pour cela un équipement adapté. Du sommet, le panorama nous montre la face ouest du Mont

Morion, avec le contact intrusif du granite clair dans les paraschistes brun violacé du toit. Vers l'ouest, la belle Conca di By est constituée des calcschistes ophiolitiques de la nappe du Tsaté. Ce cirque est fermé à l'ouest par la nappe du Mont Fort (Mont Vêlan); au-delà de la crête frontière ressort le puissant massif du Grand Combin (4314 m).

EXCURSION 4

(G.V. Dal Piaz & A. Guermani dans DAL PIAZ 1992; traduction: Y. Gouffon)

Combe du Grand Chamen – Combe de Sassa

(1-2 jour)

L'itinéraire traverse successivement la série de Valpelline (kinzigites et micaschistes), celle d'Arolla (granitoïdes, gabbros et gneiss fins) et la large bordure mylonitique entre les deux. L'aller et retour jusqu'au bivouac de Sassa peut se faire en un jour, mais il faudra en compter un deuxième si l'on désire encore monter au col d'Otemma.

De Chamen (1715 m), on remonte le seuil de la combe, principalement couvert de dépôts quaternaires, jusqu'aux pâturages de Grand Chamen (2018 m). Là commence la vallée glaciaire du même nom, transversale aux structures géologiques, qui mène à l'hospitalier chalet d'alpage de la Crotta. Au-dessus des grands cônes d'éboulis, les deux versants marqués par des plis mégascopiques sont taillés dans les paragneiss, micaschistes, marbres clairs et filons pegmatitiques de la série de Valpelline. Ces roches sont de plus en plus schisteuses et laminées au fur et à mesure que l'on s'approche des mylonites qui trahissent le contact tectonique, de direction NE-SW, avec la série d'Arolla. La paroi est de la Crête de la Tsa et la base du pilier nord-ouest de la Becca Chatelé sont déjà constituées de mylonites et gneiss fins de la série d'Arolla, de couleur gris verdâtre et d'aspect tabulaire.

Un peu plus loin, la vallée est barrée par les parois raides et découpées du groupe de l'Epicoune, formées de roches plus massives et résistantes: métagabbros et métagranitoïdes de la série d'Arolla. Après un coude à angle droit, on entre dans la combe de Sassa, qui fait face à l'étroit vallon menant au col de la Tsa. Ces deux vals sont, eux, pratiquement parallèles aux structures géologiques. Sur le versant gauche de la combe de Sassa, un grand cône d'éboulis de teinte très rouille est alimenté par les gneiss kinzigitiques de la série de Valpelline. Sur le versant opposé, vers 2350 m d'altitude, affleurent les premières roches gabbroïques, peu schisteuses mais en général bien amphibolitisées. Des gabbros bien préservés, de même que quelques ultramafites et filons metabasaltiques à grain fin, s'observent dans les blocs éboulés aux alentours de 2570-2600 m, à la base du versant droit du vallon qui descend du col d'Otemma, ainsi que dans le pilier sud-est de l'Aouille Tseuque.

En montant vers le col d'Otemma (détour qui nécessite une journée supplémentaire), le corps gabbroïque s'étend de part et d'autre du couloir rempli de maté-

riel morainique remanié. Ces gabbros sont de plus en plus schisteux et rétro-morphosés, recoupés de quelques filons leucocrates, et se terminent vers le haut par des mylonites. Par-dessus viennent des granites mylonitiques, gneiss albitiques fins, suivis par des gneiss ocellés à schistosité et crénulation en général bien développées, riches en filons concordants (transposés par la déformation alpine) d'aprites gneissiques et faciès mylonitiques dérivés. Ces derniers s'étendent dans tout le vallon et les crêtes environnantes. La paroi ouest du Becque Labié est marquée par un large filon aplitique qui montre une spectaculaire figure d'interférence $F_2 + F_3$. Dans sa partie haute, le fond du vallon est colmaté par des éboulis et du matériel morainique qui tendent à masquer les restes du glacier. Le cirque qui ferme ce vallon montre une morphologie typiquement glaciaire. La montée au col d'Otemma requiert une certaine expérience de l'alpinisme, bien que peu difficile.

Reprenons l'itinéraire principal à la base du vallon d'Otemma en suivant le sentier qui monte au bivouac de Sassa (2973 m, 12 places). Il suit la crête de la moraine latérale droite du glacier de Sassa jusqu'au roches moutonnées sur lesquelles est posé le bivouac (gneiss fins et gneiss ocellés de la série d'Arolla). La même lithologie forme tout le flanc sud de Blanchen (limite avec la feuille Matterhorn), où la foliation régulière alpine décrit de grandes ondulations (plis F_3). La bordure mylonitique entre les séries d'Arolla et de Valpelline est le plus souvent couverte par le glacier ou ses dépôts morainiques; elle apparaît toutefois très bien dans les roches moutonnées en avant du glacier. La paroi nord-ouest du Bec Bovet est constituée d'une séquence de paraschistes laminés brun rougeâtre (ex-kinzigites), appartenant à la série de Valpelline et fortement inclinée vers le SE. Les intercalations blanchâtres correspondent à des bandes plus ou moins déformées de marbres anciens.

En remontant le petit glacier, on arrive au col de Sassa (3256 m). De là le panorama s'ouvre sur la haute combe d'Oren où le contact tectonique entre les séries d'Arolla, à gauche, et de Valpelline, à droite, se distingue clairement grâce au contraste de couleur et de morphologie. La direction NE de ce contact se maintient jusqu'à la base du glacier sans nom où des plis la dévient vers l'E dans la crête située au sud-est (à l'ouest du Mont Brulé). Sur la gauche, la paroi sud de la crête frontière (Pointes d'Oren) est faite de métagranitoïdes et métadiorites quartziques de la série d'Arolla, parcourus par de nombreux filons leucocrates. A nos pieds s'étend l'amphithéâtre du glacier d'Oren sud et son petit lac intramorainique.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLIMANN, M. (1989): Les brèches de la région d'Evolène (Nappe du Mont Fort, Valais, Suisse). – Bull. suisse Minéral. Pétr. 69, 237–250.
- (1990): La nappe du Mont Fort dans le Val d'Hérens. – Thèse Univ. Lausanne.
- ANTENEN, D. & PERREGAUX, L. (1986): Contribution à la compréhension de la géologie de la série de Valpelline. – Diplôme Univ. Neuchâtel (inédit).
- ARGAND, E. (1909): L'exploration géologique des Alpes pennines centrales. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 45 (166), 217–276.
- (1911a): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. – Matér. Carte géol. Suisse, [n. s.] 31, 1–26.
- (1911b): Sur les plissements en retour et la structure en éventail dans les Alpes occidentales. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 47, 33–36.
- AYRTON, S., BUGNON, C., HAARPAINTNER, T., WEIDMANN, M. & FRANK, E. (1982): Géologie du front de la nappe de la Dent-Blanche dans la région des Monts-Dolins, Valais. – Eclogae geol. Helv. 75/2, 269–286.
- BAILLIFARD, F. (1998): Relations socle-couverture au pied du barrage de Mauvoisin (Val de Bagnes, Valais). – Diplôme Univ. Genève (inédit).
- BALDELLI, C., DAL PIAZ, G. V. & POLINO, R. (1983): Le quarziti a manganese di Varenche-St. Barthélemy, una sequenza di copertura della falda piemontese. – Ofioliti 8, 207–221.
- BALLÈVRE, M. & KIENAST, J.-R. (1987): Découverte et signification de paragenèses à grenat-amphibole bleue dans la couverture mésozoïque de la nappe de la Dent-Blanche (Alpes occidentales). – C. R. Acad. Sci. (Paris) 305, 43–47.
- BALLÈVRE, M., KIENAST, J.-R. & VUICHARD, J.-P. (1986): La «nappe de la Dent-Blanche» (Alpes occidentales): Deux unités austroalpines indépendantes. – Eclogae geol. Helv. 79/1, 57–74.
- BESSON, O. (1986): Géologie des nappes du Mont Fort et du Tsaté dans le haut val de Bagnes. – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- BOCQUET (DESMONS), J. (1974): Le socle briançonnais de Vanoise (Savoie): arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme. – C. R. Acad. Sci. (Paris) 278, 2601–2604.
- BUGNON, C. & HAARPAINTNER, T. (1979): Etude géologique et minéralogique de la région d'Arolla, y compris le Grand et le Petit Mont Dolin. – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- BURRI, M. (1974): Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (Valais). – Eclogae. geol. Helv. 67/1, 135–154.
- (1983a): Description géologique du front du Saint-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). – Bull. Lab. Géol. etc. Mus. Géol. Univ. Lausanne 270.
- (1983b): Le front du Grand St-Bernard du val d'Hérens au val d'Aoste. – Eclogae. geol. Helv. 76/3, 469–490.
- BURRI, M. & MARRO, C. (1993): Feuille 1345 Orsières. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 91.
- BUSSY, F., DERRON, M.-H., JACQUOD, J., SARTORI, M. & THÉLIN, P. (1996a): The 500 Ma-old Thyon metagranite: a new A-type granite occurrence in the western Penninic Alps (Wallis, Switzerland). – Eur. J. Mineral. 8, 565–575.
- BUSSY, F., SARTORI, M. & THÉLIN, P. (1996b): U-Pb zircon dating in the middle Penninic basement of the Western Alps (Valais, Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 76, 81–84.
- BUSSY, F., VENTURINI, G., HUNZIKER, J. & MARTINOTTI, G. (1998): U-Pb ages of magmatic rocks of the western Austroalpine Dent-Blanche-Sesia Unit. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 78, 163–168.
- CABY, R. (1981): Le Mésozoïque de la zone du Combin en Val d'Aoste (Alpes Graies): Imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennique, austroalpin et océanique. – Géol. alp. (Grenoble) 57, 5–13.

- CABY, R. & KIÉNAŠT, J.-R. (1989): Meso-Alpine high-pressure assemblages and excavation of the Rutor Briançonnais basement (Savoie, Val d'Aoste, Graie Alps). – *Terra Abstr.* 1, 266.
- CANEPA, M., CASTELLETTO, M., CESARE, B., MARTIN, S. & ZAGGIA, L. (1990): The Austroalpine Mont Mary nappe (Italian Western Alps). – *Mem. Sci. geol. (Padova)* 42, 1–17.
- CARRARO, F., DAL PIAZ, G.V. & SACCHI, R. (1970): Serie di Valpelline e II Zona dioritico-kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla Zona Ivrea-Verbano. – *Mem. Soc. geol. ital.* 9, 197–224.
- CHESSEX, R. (1995): Tectonomagmatic setting of the Mont Fort nappe basement, Penninic domain, Western Alps, Switzerland. – *Proceedings of the International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region 1*, 19–35.
- COMPAGNONI, R., DAL PIAZ, G.V., HUNZIKER, J. C., GOSSO, G., LOMBARDO, B. & WILLIAMS, P. F. (1977): The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western Italian Alps. – *Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol.* 33, 281–334.
- CORTIANA, G., DAL PIAZ, G.V., DEL MORO, A., HUNZIKER, J. C. & MARTIN, S. (1998): Integrated Ar-Ar and Rb-Sr dating of the Pillonet klippe and outer Sesia-Lanzo Zone, Western Austroalpine. – *Mem. Sci. geol. (Padova)* 50.
- DAL PIAZ, G.V. (1976): Il lembo di ricoprimento del Pillonet. – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 31.
- (1992): Le Alpi dal M. Bianco al Lago Maggiore. – *Soc. geol. ital., Guide geol. reg.* 3/1–2.
- (1993): Evolution of Austro-Alpine and Upper Penninic Basement in the Northwestern Alps from Variscan Convergence to Post-Variscan Extension. In: VON RAUMER, J. & NEUBAUER, F. (Eds): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps* (p. 327–344). – Springer-Verlag, Berlin.
- DAL PIAZ, G.V., DE VECCHI, G. & HUNZIKER, J. C. (1977): The Austroalpine Layered Gabbros of the Matterhorn and the Mt. Collon – Dents de Bertol. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 57, 59–88.
- DAL PIAZ, G.V., HUNZIKER, J. C. & MARTINOTTI, G. (1972): La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. – *Mem. Soc. geol. ital.* 11, 433–466.
- DAL PIAZ, G.V. & ERNST, W. G. (1978): Areal geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the Piemonte ophiolitic nappe, Breuil-St. Jacques area, Italian Western Alps. – *Tectonophysics* 51, 99–126.
- DE LEO, S., BIHO, G. & COMPAGNONI, R. (1987): Riequilibrazioni metamorfiche alpine nelle serie di Valpelline e di Arolla a Nord di Bionaz (Valpelline-Aosta). – *Rend. Soc. ital. Mineral. Petrogr.* 42, 181–182.
- DERRON, M.-H. & JACQUOD, J. (1994): Géologie et minéralogie de la région du Mont Rognieux (Val de Bagnes, Valais). – *Diplôme Univ. Lausanne* (inédit).
- DESMONS, J. (1992): The Briançon basement (Pennine Western Alps): Mineral composition and polymetamorphic evolution. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 72, 37–55.
- DE WEVER, P. & CABY, R. (1981): Datation de la base des Schistes Lustrés par des Radiolaires (Oxfordien supérieur – Kimméridgien moyen) dans les Alpes Cottiniennes (Saint Vêran, France). – *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 292/2, 467–472.
- DIEHL, E. A. (1938): Geologisch-Petrographische Untersuchung der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 18, 214–403.
- DIEHL, E. A., MASSON, R. & STUTZ, A. H. (1952): Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche. – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 17.
- DU BOIS, L. & LOOSER, M.-O. (1987): Etudes géologique, pétrographique et géochimique en val d'Ollomont (région autonome de la vallée d'Aoste, Italie). – *Diplôme Univ. Lausanne* (inédit).

- ELLENBERGER, F. (1953): Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. – *Eclogae geol. Helv.* 45/2, 285–286.
- (1958): Etude géologique du pays de Vanoise. – *Mém. Carte géol. France.*
- (1966): Le Permien du pays de Vanoise. – *Atti Symp. Verrucano, Pisa, Soc. tosc. Sci. nat.* 170–211.
- ELTER, G. (1960): La zona pennidica dell'alta e media valle d'Aoste e le unità limitrofe. – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 22.
- ESCHER, A. (1988): Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel. – *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl. (Berne)* 7.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. (1987): Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. – *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl. (Berne)* 2.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. (1993): Nappe geometry in the Western Swiss Alps. – *J. struct. Geology* 15/3–5, 501–509.
- ESCHER, A., HUNZIKER, J. C., MARTHALER, M., MASSON, H., SARTORI, M. & STECK, A. (1997): Geologic framework and structural evolution of the western Swiss-Italian Alps. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Eds): *Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20* (p. 205–221). – Birkhäuser Verlag, Basel/Boston/Berlin.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S. M. & FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. – *Eclogae geol. Helv.* 89/1, 81–110.
- GERLACH, H. (1869): Die Penninischen Alpen. – *N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw.* 23.
- (1871): Das südwestliche Wallis. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 9.
- (1883): Die Penninischen Alpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 27.
- GOUFFON, Y. (1991): Géologie de la «nappe» du Grand St-Bernard au nord de la Doire Baltée (Vallée d'Aoste, Italie). – Thèse Univ. Lausanne [de même: *Mém. Géol. (Lausanne)* 12 (1993)].
- GOUFFON, Y. & BURRI, M. (1997): Les nappes des Pontis, de Siviez-Mischabel et du Mont Fort dans les vallées de Bagnes, d'Entremont (Valais, Suisse) et d'Aoste (Italie). – *Eclogae geol. Helv.* 90/1, 29–41.
- GUERMANI, A. (1992): Le miloniti della falda Austroalpina della Dent Blanche (Valpelline, Aosta). – *Tesi Dipt. Geol. Univ. Padova.*
- GUILLLOT, F., DESMONS, J. & PLOQUIN, A. (1993): Lithostratigraphy and geochemical composition of the Mt. Pourri volcanic basement, Middle Penninic W-Alpine zone, France. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 73, 319–334.
- GYSIN, M. (1968): Etude pétrographique de la Vallée de la Dranse entre Versegère et Mauvoisin. – *Arch. Sci. (Genève)* 21/1, 71–103.
- HAGEN, T. (1948): Geologie des Mont Dolin und des Nordrandes der Dent Blanche-Decke zwischen Mont Blanc de Cheilon und Ferpècle (Wallis). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.]* 90.
- (1951): Über den geologischen Bau des Mont Pleureur (Val de Bagnes, Wallis). – *Eclogae geol. Helv.* 44/2, 299–306.
- HAUG, E. (1894): L'origine des Préalpes Romandes et les zones de sédimentation des Alpes de Suisse et de Savoie. – *Arch. Sci. phys. nat. (Genève)* 32, 154–173.
- (1925): Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. – *Bull. Soc. géol. France* 25, 97–244.
- HUCHANT, D. (1984): La zone du Métailler et la série du Grand Laget au nord du Petit Combin: étude géologique et pétrographique (Valais, Suisse). – *Mém. Lic. Sci. géol. Univ. Liège* (inédit).
- HUNZIKER, J. C. (1974): Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 31.

- HUNZIKER, J. C., DESMONS, J. & HURFORD, A. J. (1992): Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. – Mém. Géol. (Lausanne) 13.
- JAQUEMIN, C. (1990): Evolution tectono-métamorphique de la nappe de la Dent Blanche (Valais, Suisse). – Thèse Univ. Liège.
- JEANBOURQUIN, P. (1986): Les cornieules polymictes des Préalpes internes et de l'Autochtone helvétique en Suisse romande. – Thèse Univ. Lausanne.
- KIÉNAST, J.-R. (1983): Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus): données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. – Thèse Etat Univ. Paris VI.
- KIÉNAST, J.-R. & NICOT, E. (1971): Présence d'une paragenèse à disthène et chloritoïde (d'âge alpin probable) dans les gneiss à sillimanite, grenat et cordiérite de Valpelline (Val d'Aoste, Italie). – C. R. Acad. Sci. Paris 272, 1836–1839.
- KRAMAR, N. (1997): La couverture mésozoïque de la région d'Artsinol (Val d'Hérens, Valais); relations avec les nappes du Mont Fort et du Tsaté. – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- KRINGS, J. (1984): Etude pétrographique et structurale de la nappe du Grand St-Bernard dans la fenêtre de Mauvoisin (Alpes Penniques). – Mém. Lic. Sci. géol. Univ. Liège (inédit).
- MARTHALER, M. (1981): Découverte de foraminifères planctoniques dans les «schistes lustrés» de la pointe de Tourtemagne (Valais). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 75/3, 171–178 (de même: Bull. Lab. Géol. etc. Mus. Géol. Univ. Lausanne 254).
- (1983): Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne, (Valais, Suisse). – Thèse Univ. Lausanne [de même: Eclogae geol. Helv. 77/2, 395–448 (1984)].
- MARTHALER, M. & STAMPFLI, G. M. (1989): Les Schistes lustrés à ophiolites de la nappe du Tsaté: un ancien prisme d'accrétion issu de la marge active apulienne ? – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 69, 211–216.
- MASSON, R. (1938): Geologisch-petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline, Provinz Aosta (Italien). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 18, 54–213.
- MUSÉE DE BAGNES (1988): 16 juin 1818, débâcle du Giétro. – Collection du Musée de Bagnes (Le Châbles, VS) 1.
- NICOT, E. (1977): Les roches méso- et catazonales de la Valpelline (Nappe de la Dent Blanche, Alpes italiennes). – Thèse 3^{ème} cycle Univ. Paris VI.
- OULIANOFF, N. (1955): Note concernant l'origine et le métamorphisme des «schistes de Casanna» (massif du Métailler dans le Val de Nendaz, en Valais). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 66, 77–91.
- PENNACCHIONI, G. & GUERMANI, A. (1993): The mylonites of the Austroalpine Dent Blanche nappe along the northwestern side of the Valpelline Valley (Italian Western Alps). – Mem. Sci. geol. (Padova) 45, 37–55.
- PIEPOLE, P. (1933): Contributo allo studio dei giacimenti piritoso-cupriferi delle Alpi occidentali. I – Il giacimento d'Ollomont. – Boll. Soc. geol. ital. 53, 269–284.
- POLINO, R., DAL PIAZ, G. V. & GOSSO, G. (1990): Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. – Mém. Soc. géol. France 156, 345–367.
- RAHN, M. (1991): Eclogites from the Minugrat, Siviez-Mischabel nappe (Valais, Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 71, 415–426.
- RAMSAY, J. G. (1967): Folding and Fracturing of Rocks. – McGraw-Hill, New York.
- RIST, N. (1997): Géologie et étude structurale et géomécanique dans la région de Mauvoisin, Val de Bagnes, Valais, Suisse. – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- RÖTHLISBERGER, F. (1976): Gletscher- und Klimaschwankungen im Raum Zermatt, Ferpècle und Arolla. – Alpen (Bern) 52, 59–134.

- SARTORI, M. (1987): Structure de la zone du Combin entre les Diablons et Zermatt (Valais). – *Eclogae geol. Helv.* 80/3, 789–814.
- (1988): L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse). – Thèse Univ. Lausanne [de même: *Mém. Géol. (Lausanne)* 6 (1990)].
- SARTORI, M. & MARTHALER, M. (1994): Exemples de relations socle-couverture dans les nappes penniques du Val d'Hérens. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/1, 503–509.
- SCHADE, J. (1989): Le Permien des Alpes françaises. In: *Synthèse géologique des bassins permien français*. – *Mém. BRGM.* 128, 122–138.
- SCHAER, J.-P. (1959): Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes (entre le val d'Héremence et le val de Bagnes, Valais, Suisse). – *Arch. Sci. (Genève)* 12/4, 473–620.
- SCHMIDT, C. (1906): Ueber die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. – *Eclogae geol. Helv.* 9, 484–584.
- SCHNEEBELI, W. (1976): Untersuchungen von Gletscherschwankungen im Val de Bagnes. – *Alpen (Bern)* 52, 5–57.
- SPALLA, I. M., LARDEAUX, J.-M., DAL PIAZ, G. V., GOSSO, G. & MESSIGA, B. (1996): Tectonic significance of Alpine eclogites. – *J. Geodynamics* 21, 257–285.
- SPERLICH, R. (1988): The transition from crossite to actinolite in metabasites of the Combin unit in Valée St. Barthélemy (Aosta, Italy). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68, 215–224.
- STAUB, R. (1942a) Radiolarit im Walliser Hochpenninikum. – *Eclogae geol. Helv.* 35/1, 101–103.
- (1942b): Ueber den Bau der Zone du Combin der Walliser Alpen. – *Eclogae geol. Helv.* 35/2, 111–112.
- (1957): Vom Bau der Dentblanche-Decke und seinen Beziehungen zum Bernina-System. – *Eclogae geol. Helv.* 50/1, 171–230.
- STUTZ, A. H. (1938): Petrographische Untersuchungen im ober Valpelline. – Diss. ETH Zürich.
- (1940): Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline (Provinz Aosta, Oberitalien). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 20, 117–246.
- STUTZ, A. H. & MASSON, R. (1938): Zur Tektonik der Dent Blanche-Decke. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 18, 40–53.
- SZEPESY SCHAUREK, A. (1949): Geologische Untersuchungen im Gd. Combin-Gebiet zwischen Dranse de Bagnes und Dranse d'Entremont. – Diss. ETH Zurich.
- THÉLIN, P., GOUFFON, Y. & ALLIMANN, M. (1994): Caractéristiques et métamorphisme des phyllosilicates dans la partie occidentale de la «super» nappe du Grand St-Bernard (Val d'Aoste et Valais). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 83/2, 93–145 (de même: *Bull. Lab. Géol. etc. Mus. Géol. Univ. Lausanne* 327).
- THÉLIN, P., SARTORI, M., BURRI, M., GOUFFON, Y. & CHESSEX, R. (1993): The Pre-Alpine Basement of the Briançonnais (Wallis, Switzerland). In: VON RAUMER, J. & NEUBAUER, F. (Eds): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps* (p. 297–315). – Springer-Verlag, Berlin.
- THÉLIN, P., SARTORI, M., LENGELER, R. & SCHAERER, J.-P. (1990): Eclogites of Paleozoic or early Alpine age in the basement of the Penninic Siviez-Mischabel nappe, Wallis, Switzerland. – *Lithos* 25, 71–88.
- TSCHOPP, H. (1923): Die Casannaschiefer des oberen Val de Bagnes (Wallis). – *Eclogae geol. Helv.* 18/1, 77–206.
- VENETZ, I. (1861): Mémoire sur l'extension des anciens glaciers renfermant quelques explications sur leurs effets remarquables. – *Nouv. Mém. Soc. helv. Sci. nat.* 18.
- VOGEL, A. (1995): Etude géologique et minéralogique dans la région de la Fenêtre de Durand (Haut Val de Bagnes, Valais). – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- WEGMANN, E. (1923): Zur Geologie der St. Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis). – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 47, 3–63.

- WEIDMANN, M. & ZANINETTI, L. (1974): Quelques données nouvelles sur la série du Mont-Dolin (nappe de la Dent-Blanche, Valais). Description des Foraminifères triasiques. – *Eclogae geol. Helv.* 67/3, 597–603.
- WITZIG, E. (1948): Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val des Dix (Wallis). – Diss. ETH Zürich.
- WUST, G. H. & SILVERBERG, D. S. (1989): Northern Combin zone complex-Dent Blanche nappe contact: extension within the convergent Alpine belt. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69, 251–259.

