

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

BOURG- SAINT-MAURICE

par

P. ANTOINE, J.C. BARFÉTY, G. VIVIER, J. DEBELMAS,
J. DESMONS, J. FABRE, H. LOUBAT, C. VAUTRELLE

BOURG-SAINT-MAURICE

La carte géologique à 1/50 000
BOURG-SAINT-MAURICE est recouverte par la coupure
ALBERVILLE (N° 169 bis)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Anancy-	S ^t -Gervais-	Mont-
Ugine	les-Bains	Blanc
Alberville	BOURG- S ^t -MAURICE	S ^t Foy- Tarentaise
	Moûtiers	
La Rochette		Tignes



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
BOURG-SAINT-MAURICE À 1/50 000
(2^e édition)**

par

**P. ANTOINE, J.C. BARFÉTY, G. VIVIER, J. DEBELMAS,
J. DESMONS J. FABRE, H. LOUBAT, C. VAUTRELLE**

1992

Éditions du BRGM – BP 6009 – 45060 ORLÉANS Cedex 2 – FRANCE

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de façon suivante :

– *pour la carte*: ANTOINE P., BARFÉTY J.C., VIVIER G., GROS Y., FUDRAL S., LANDRY P., FABRE J. (1993) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Bourg-Saint-Maurice** (727) – Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Antoine *et al.* (1992), 110p.

– *pour la notice*: ANTOINE P., BARFÉTY J.C., VIVIER G., DEBELMAS J., DESMONS J., FABRE J., LOUBAT H., VAUTRELLE C. (1992) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille **Bourg-Saint-Maurice** (727) – Orléans : BRGM, 110 p. Carte géologique par P. Antoine *et al.* (1993).

© BRGM, 1993. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1727-9

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>UNITÉS STRUCTURALES</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	12
DESCRIPTION DES TERRAINS	17
<i>ZONE DAUPHINOISE</i>	17
Socle cristallin	17
Terrains sédimentaires	25
<i>DOMAINE D’AFFINITÉS ULTRADAUPHINOISES</i>	
<i>ET/OU VALAISANNES</i>	31
Unité du Cormet d’Arêches	31
Unité de la Bagnaz	32
Unité du Quermoz	32
<i>ZONE VALAISANNE</i>	34
Unité de Moûtiers et unité du Roignais—Versoyen	34
<i>UNITÉS D’ORIGINE PALÉOGÉOGRAPHIQUE INCERTAINE</i>	40
Unité du Roc de l’Enfer (Valaisan ?)	40
Unité du Petit-Saint-Bernard (Subbriançonnais ?)	41
<i>ZONE SUBBRIANÇONNAISE ET ZONE DES GYPSES</i>	42
<i>ZONE BRIANÇONNAISE</i>	42
Houiller briançonnais	42
Unité du Sapey—Peisey	44
Briançonnais interne	45
<i>QUATERNAIRE</i>	46
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	50
<i>MAGMATISME HERCYNIEN</i>	50
<i>MÉTAMORPHISMES</i>	51
<i>TECTONIQUE</i>	55
<i>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</i>	74
<i>STABILITÉ DES VERSANTS</i>	78

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	81
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	81
<i>SUBSTANCES UTILES ET GÎTES MINÉRAUX</i>	83
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	92
<i>PROFIL ÉCORS</i>	92
<i>AMÉNAGEMENTS HYDROÉLECTRIQUES</i>	92
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	100
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	100
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	110
AUTEURS	110
ANNEXES	
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	
<i>SCHÉMA STRUCTURAL</i>	
<i>COUPES TECTONIQUES</i>	

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE

La région couverte par la feuille montre deux ensembles géographiques.

Au Nord-Ouest, *le Beaufortain*, représentant l'extrémité nord du massif ancien, cristallin, de Belledonne—Grand-Arc et la couverture sédimentaire (fortement écaillée) de son versant oriental. Cet ensemble constitue la moitié nord-ouest de la carte Bourg-Saint-Maurice, et les principaux sommets sont formés de micaschistes et gneiss : mont Mirantin (2 460 m), Pointe de la Grande-Journée (2 460 m) au Sud-Ouest de Beaufort, Pointe de Comborsière (2 534 m), Grand-Mont (2 687 m) au Sud d'Arêches. Ils sont bordés à l'Est par une série de hauts vallons et de dépressions fermées (vallon de Naves, la Grande-Maison, Saint-Guérin, Roselend, la Gittaz) d'altitude plus modeste (1 300 à 1 700 m), dues à des roches schisteuses, noires, dans lesquelles se découpent quelques sommets remarquables (Roc Marchand, 2 101 m ; Pointe de Riondet, 2 357 m ; Roche Parstire, 2 112 m ; Rocher du Vent, 2326 m).

Au Sud-Est, *la Tarentaise* (pro parte), c'est-à-dire la vallée de l'Isère entre Aime et Bourg-Saint-Maurice—Sééz, qui s'entaille dans la masse tendre des terrains houillers (dits briançonnais) favorisant les glissements de terrains et les coulées boueuses. Bourg-Saint-Maurice est établie en rive droite de l'Isère à la confluence de puissants torrents, parfois dévastateurs : l'Arbonne, le Nant-Blanc, le Charbonnet, le Versoyen, le Reclus.

Ces deux ensembles sont séparés par une ligne de crête qui s'étend de Moûtiers au massif Mont-Blanc, jalonnée sur la carte par les sommets du Quermoz (2 296 m), le Crêt du Rey (2 633 m), l'Aiguille du Grand-Fond (2 889 m), le Roignais (2 999 m), la Pointe de la Terrasse (2 881 m), le mont Miravidi (3 019 m), qui correspond à un ensemble géologique particulier dit *zone valaisanne*. Les roches sont surtout des grès et des conglomérats massifs donnant des formes escarpées dont le plus bel exemple est la Pierre Menta (2 714 m), puissant monolithe dressé sur la ligne de crête au-dessus du col Bresson emprunté par le sentier GR5. Deux autres cols, empruntés par des routes carrossables, sont des points de passage obligés entre Beaufortain et Tarentaise : le Cormet d'Arêches (2 109 m) au Sud et le Cormet de Roselend (1 968 m) au Nord.

UNITÉS STRUCTURALES (fig. 1 et 2)

(Voir aussi le schéma structural et les coupes tectoniques en annexe)

Le territoire de la feuille se répartit à peu près également entre les zones externes au Nord-Ouest, et les zones internes au Sud-Est ; le contact, ou « *chevauchement pennique frontal* », coupe obliquement la feuille au long du flanc ouest de la longue ligne de crête séparant les bassins-versants de Beaufort—Arêches de celui de l'Isère. Les secteurs les plus internes intéressés par la feuille correspondent à la zone briançonnaise orientale, dans son angle sud-est.

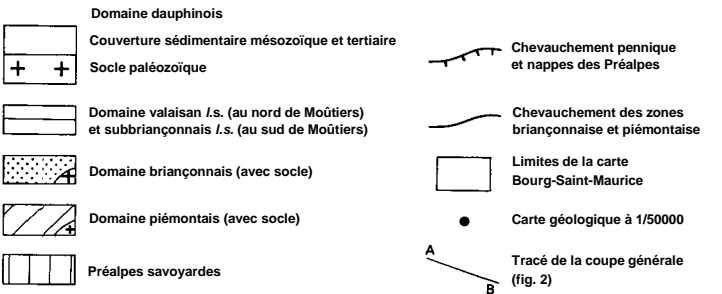
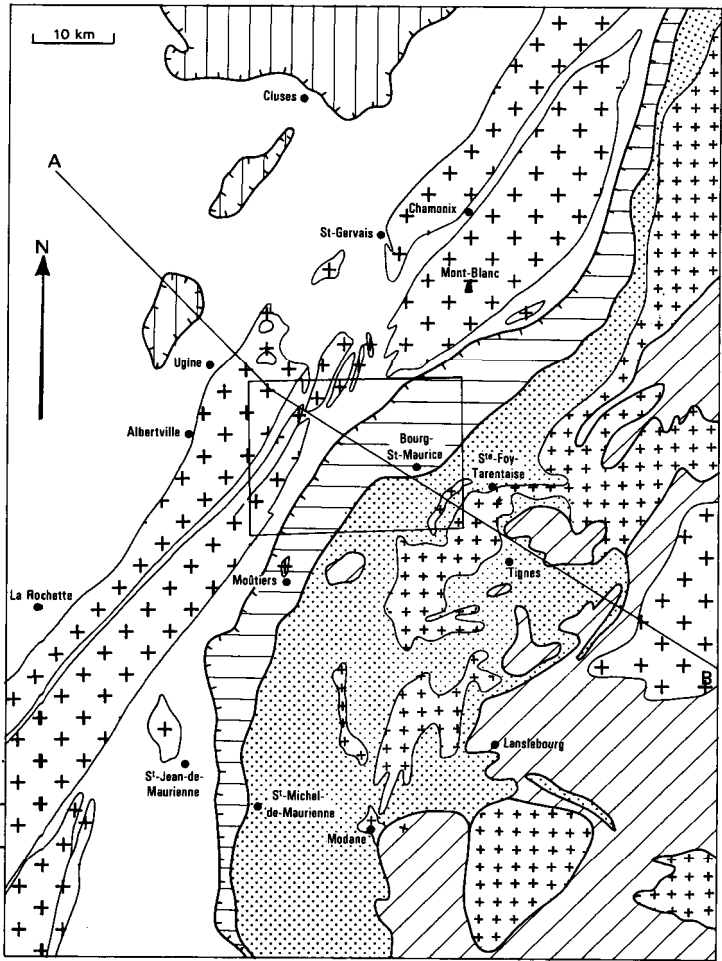


Fig. 1 - Cadre géologique régional de la carte Bourg-Saint-Maurice

Zone externe ou zone dauphinoise

Elle comporte un socle cristallin (l'extrémité nord-est du massif de Belle-donne) et sa couverture sédimentaire orientale.

- Le **massif cristallin** (incluant ici les terrains carbonifères) comprend en fait deux grands ensembles séparés par une suture sédimentaire appelée « synclinal médian », « accident médian », ou « zone décrochante », ce qui rend bien compte de son rôle important dans la structuration actuelle de la région. À l'Ouest vient le « *rameau externe* » de Belle-donne, avec une épaisse série de micaschistes très monotone (mont Mirantin—Pointe de la Grande-Journée) ; à l'Est se développe le « *rameau interne* », avec une bande de schistes verts métamorphiques jalonnant l'accident médian, puis un ensemble de gneiss, orthogneiss et migmatites souvent mylonitisés (Pointe de Comborrières, le Grand-Mont, le Méraillet). Des granites hercyniens recourent ces séries : le granite de Beaufort au rebord oriental du rameau externe et le granite du Grand-Mont (d'extension très limitée) dans le rameau interne.
- La **couverture sédimentaire** est présente dans le « synclinal médian » de la vallée de Bénéfant—col de la Bâthie, Arêches—Le Bersend ; la largeur des affleurements correspondants varie de 1 km à quelques dizaines de mètres et ne comporte que du Trias et du Jurassique très écaillés. Par contre, elle se développe beaucoup plus largement à l'Est du massif cristallin, de Naves au lac de la Gittaz dans les montagnes du Roc Marchand, Pointe Riondet—Roche Parstire et Rocher du Vent. Le matériel est d'âge triasique (grès, dolomies, gypses), peu abondant, jurassique (calcaires et marnes du Dogger—Malm essentiellement) et tertiaire (calcaires nummulitiques). Le Lias, très développé plus au Sud, est ici pratiquement absent.

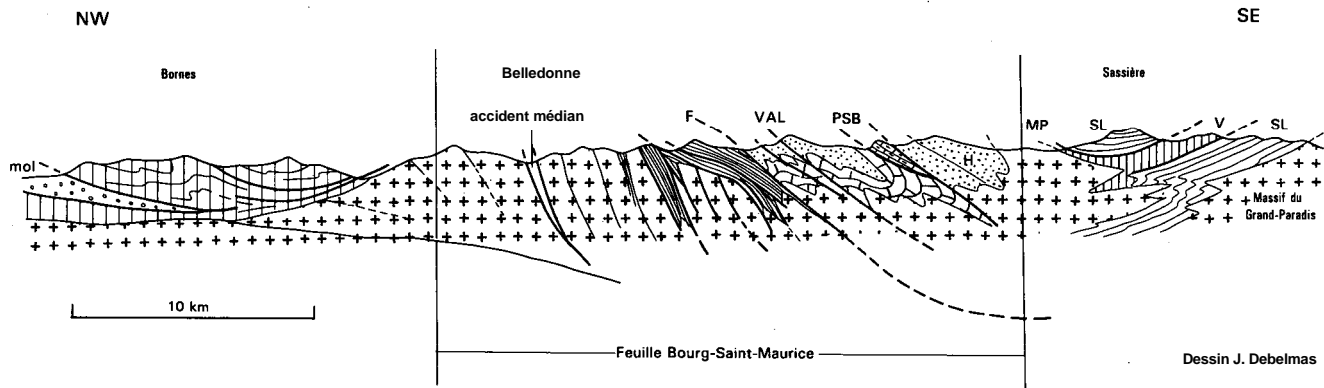
Ailleurs, la couverture sédimentaire est découpée en étroites lanières délimitées par des contacts anormaux parfois difficiles à reconnaître au sein des masses de schistes aaléniens et/ou oxfordiens. On peut distinguer d'Ouest en Est :

- le tégument triasique, très mince, adhérent au socle ;
- l'*unité de Roselend*, à matériel jurassique très tectonisé qui pourrait être la suite stratigraphique de la précédente ;
- l'*unité de la Gitte*, surtout formée de Malm mais incluant des écailles de socle à sa base ;
- l'*unité du Rocher du Vent*, très proche de la précédente, se complète néanmoins d'une pellicule de Nummulitique et comporte aussi des écailles de socle.

Ces deux dernières unités, ici tectoniquement superposées, correspondent en fait aux couvertures occidentales et orientales du massif du Mont-Blanc. Plus au Nord, sur la feuille Saint-Gervais, elles sont effectivement séparées par des lames de socle ;

—l'*unité de la Crête des Gittes* est constituée surtout de schistes aaléniens surmontant des lames de calcaires biodétritiques attribués au Lias inférieur, et de minuscules écailles de socle. Cette dernière unité se poursuit au Sud-Ouest, en Maurienne au droit du massif du Rocheray, et en Dauphiné, tandis que vers le Nord-Est (feuilles Saint-Gervais et Mont-Blanc), elle se poursuit dans le val Veni et le val Ferret (mont Chétif—mont de la Saxe) ;

—à la bordure nord de la feuille (Saint-Gervais) se développe le massif du



Abréviations : F : Chevauchement pennique frontal; mol : Molasse péréalpine; MP : Massif du Mont-Pourri (socle Briançonnais); PSB : Zone du Petit-Saint-Bernard (zone subbriançonnaise probable); SL : Schistes lustrés; V : Zone Briançonnaise de Vanoise; VAL : Zone valaisanne

Fig. 2a - Coupe générale simplifiée des Alpes françaises du Nord

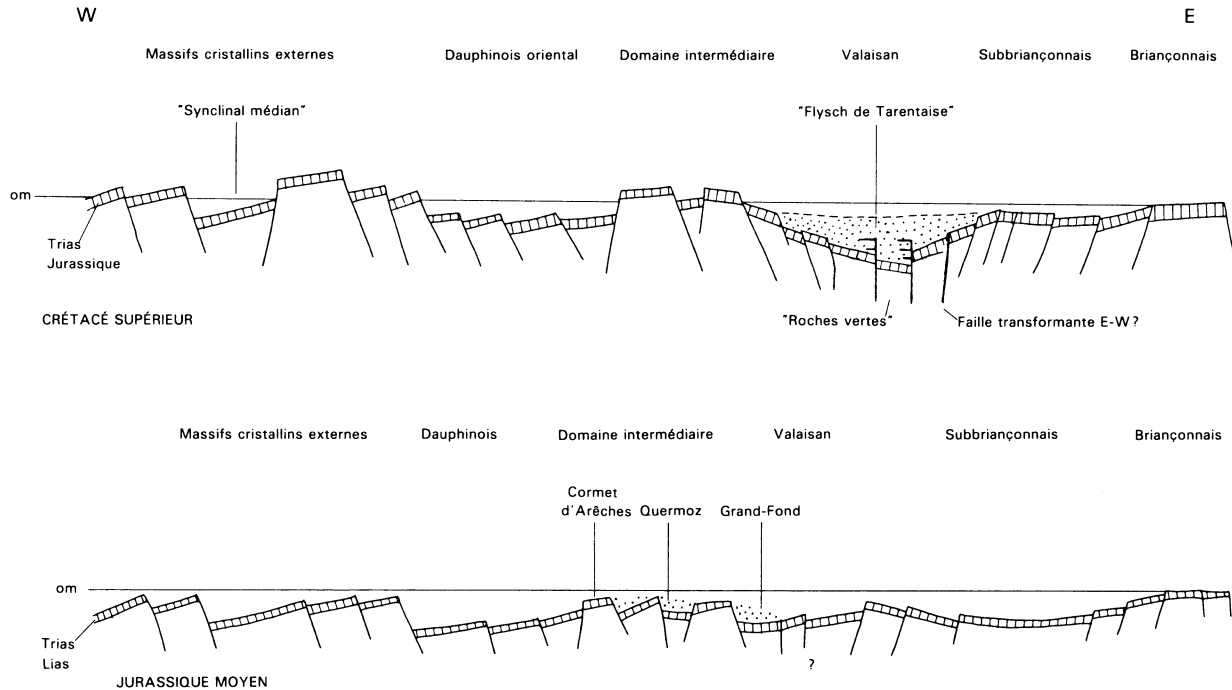


Fig. 2b - Coupes paléogéographiques schématiques au Jurassique moyen et au Crétacé supérieur (sans échelle)

Mont-Blanc avec une couverture autochtone tégumentaire faite de Trias, de « grès singuliers » d'âge incertain (Lias moyen à Aalénien ?), et de Jurassique supérieur.

Zone d'affinités ultradauphinoises et/ou valaisannes

- **Unité du Cormet d'Arêches.** L'unité la plus orientale de la zone dauphinoise est tronquée à l'Est par un important contact anormal souligné de gypses et de cargneules, lequel se suit sans difficulté à travers toute la feuille. Ce contact chevauchant limite une unité très étirée faite d'un empilement d'écaillés à la stratigraphie encore incertaine mais évoquant à la fois le Dauphinois et le Valaisan (présence de Permien plus ou moins remanié, de calcaires jurassiques, d'argilites et de quartzites). Elle a été individualisée ici en tant que zone de transition entre domaines externe et interne, au même titre que l'unité suivante (unité de la Bagnaz) et que les unités plus méridionales situées en position comparable (unité du Bois, unité de Crêve-Tête, et du Niélard sur les feuilles Moûtiers et La Rochette).

L'unité du Cormet d'Arêches, apparue au Sud-Est de Naves, se poursuit jusqu'au Cormet de Roselend par les montagnes de la Bagnaz, le col des Génisses, le Cormet d'Arêches, les Embouchus et Treicol.

- **Unité de la Bagnaz.** La distinction de cette unité repose essentiellement sur des considérations structurales. Cartographiquement, il s'agit d'une étroite amygdale constituée de terrains très écaillés (évolution de replis isoclinaux extrêmement resserrés) ne comprenant que le Trias supérieur et le Lias (moyen ou supérieur ?). Elle se développe uniquement entre le Quermoz (versant ouest) et le col des Génisses. Sa position est intermédiaire entre l'unité du Cormet d'Arêches et celle du Quermoz. Elle ne contient toutefois jamais de Permien violet ni de terrains attribuables avec certitude au Dogger. Elle ne peut donc être rattachée valablement à aucune des unités précédentes.

- **Unité du Quermoz.** Sur la première édition de la feuille, l'unité du Quermoz n'était pas distinguée. Elle apparaissait en partie comme zone imbriquée de la montagne du Quermoz, subdivision de la « nappe de l'Embrunais » c'est-à-dire, en fait, du domaine Valaisan actuel.

Il s'agit en réalité d'une unité-jalon importante dans la reconstitution paléogéographique des Alpes occidentales. Apparue sur la feuille Moûtiers au niveau de Fontaine-le-Puits, elle franchit l'Isère aux gorges de Pont-Séran en aval de Moûtiers et se développe sur la feuille Bourg-Saint-Maurice par le lac du Saut, le lac du Bozon, le Quermoz, la Pierre-Percée. Elle s'interrompt au passage du Cormet d'Arêches pour réapparaître plus au Nord où elle ne constitue plus qu'une étroite bande qui va en s'amincissant du lac des Chamois au Cormet de Roselend où elle disparaît. Beaucoup plus au Nord-Est, un équivalent pourrait être recherché dans l'unité de Ferret (feuille Mont-Blanc).

Des travaux récents (Homewood *et al.*, 1984) ont montré que l'unité du Quermoz pouvait être valablement considérée comme la racine de la nappe du Niesen et qu'elle marquait la transition véritable entre les domaines paléogéographiques ultrahelvétique et valaisan.

Zone valaisanne

Il s'agit de l'un des ensembles paléogéographiques et structuraux majeurs des Alpes occidentales puisqu'il s'étend, en continuité, du Sud de Moûtiers (Savoie) à la région du col du Simplon en Suisse. H. Schoeller, dans la première édition, le rattachait à la « nappe de l'Embrunais » et R. Barbier, ultérieurement, l'a dénommé « nappe des Brèches de Tarentaise ».

Sur la feuille Bourg-Saint-Maurice, la zone valaisanne est représentée par deux grandes unités structurales, les unités de Moûtiers et du Roignais—Versoyen. Leurs séries stratigraphiques sont très similaires en ce qui concerne le « flysch de Tarentaise » d'âge crétacé supérieur probable, mais différentes par certains termes de leur substratum antéflysch (présence de Lias et de Dogger dans la première, d'un ensemble volcano-sédimentaire à roches vertes — la série du Versoyen — d'âge crétacé moyen probable dans la seconde).

- **L'unité de Moûtiers** est caractérisée par un fort écaillage et des faisceaux de plis imbriqués sur la périphérie de la coupole de quartzites Portetaz—Grand-Fond et dans le massif de la Pointe de Mya au Nord des Chapieux.
- **L'unité du Roignais—Versoyen** est au contraire structurée en un vaste synclorium accidenté de puissants replis anticlinaux (Pont-Saint-Antoine, les Glinettes) et surtout caractérisée par le développement, sur sa limite orientale, d'un vaste anticlinal couché dont le flanc inverse permet l'affleurement, en série renversée, de l'ensemble volcano-sédimentaire du Versoyen (flanc sud de l'Aiguille de Praina et surtout secteur Beaupré—col des Veis—mont Miravidi sur l'arête frontière franco-italienne).

Zones d'origine paléogéographique incertaine

- **Unité du Roc de l'Enfer.** Cette dénomination remplace ici celle de « faisceau de Salins » employée jusqu'alors à la suite de R. Barbier. Les levés récents entrepris pour la feuille Moûtiers ont montré que cette appellation ne pouvait plus être conservée. Il s'agit d'une bande de terrains appartenant pour l'essentiel au Carbonifère, qui apparaît sur la feuille au niveau d'Aime pour s'épanouir dans le massif des Deux-Antoines et du Roc de l'Enfer. Ce Houiller, comme l'avait déjà indiqué H. Schoeller, repose en contact tectonique évident, tant à l'échelle cartographique qu'à celle de l'affleurement, sur les replis vigoureux de l'unité du Roignais—Versoyen (*cf.* fig. 5). L'appartenance paléogéographique de cette unité reste incertaine (domaine valaisan ou briançonnais).
- **Unité du Petit-Saint-Bernard.** Cette unité se développe en France et en Italie (feuille Sainte-Foy-Tarentaise). La portion intéressant la feuille Bourg-Saint-Maurice est insuffisante pour mettre en évidence la structure d'ensemble de la zone, à savoir un vaste synclinal dont seul le flanc normal est ici représenté. Son attribution paléogéographique a fait l'objet de maintes discussions, les auteurs successifs hésitant entre les zones piémontaise, valaisanne, subbriançonnaise. Cette dernière solution paraît actuellement la plus logique compte tenu des modifications apportées au concept de « faisceau de Salins ».

Zone subbriançonnaise

Ne sont effectivement rattachées à cette zone, sur la présente feuille, que les écaillés de calcaires et de calcschistes qui apparaissent emballées dans la vaste cicatrice gypseuse des gorges de l'Arbonne et du Nant-Blanc à l'Ouest de Bourg-Saint-Maurice, ainsi que les lames de dolomies et calcaire du haut ravin de Plangneux.

Zone des gypses

Les accumulations de gypses précédentes, qui se prolongent en direction du col du Petit-Saint-Bernard par la vallée du Reclus représentent la cicatrice de départ probable des unités subbriançonnaises expulsées vers les Préalpes (médiannes plastiques).

Zone briançonnaise

La zone briançonnaise est un élément structural majeur de la chaîne alpine qui s'étend de la Ligurie aux environs du col du Simplon. Elle est classiquement subdivisée, dans la région étudiée, en deux ensembles :

- une partie externe, ou zone houillère productive, qui est de loin, la plus développée sur la feuille ;
- une partie interne correspondant au massif de la Vanoise (feuille Moûtiers) dont une petite portion seulement apparaît dans l'angle sud-est de la feuille avec les contreforts du mont Pourri.

Entre les deux, on tend actuellement à individualiser les « gneiss du Sapey » (sur cette feuille au moins) comme une unité de socle analogue au Ruitor interne, ayant conservé sa couverture autochtone de Permo-Trias et charriée à l'Alpin sur le Permo-Carbonifère de la zone houillère (déjà déformé).

HISTOIRE GÉOLOGIQUE (fig. 3)

Antécarbonifère

Elle débute avec le Précambrien, mais cette évolution ancienne reste très difficilement déchiffrable à cause de la recristallisation presque complète des matériaux correspondants (schistes cristallins et granites de Belle-donne).

Tout ce que l'on peut dire, c'est que la région se situait sur le domaine « interne » de l'orogène hercynien, fait de séries océaniques ou de marges continentales plus ou moins volcanisées, déposées entre le « géanticlinal » moldanubien au Nord et des annexes gondwaniennes au Sud.

Dès la fin du Silurien (400 Ma), ce domaine océanique se rétrécit par subduction et le rapprochement des marges aboutit, au Dévonien puis au début du Carbonifère, à la naissance d'une chaîne de collision, la chaîne hercynienne, fort complexe avec son cortège de déformations synmétamorphiques, de granitisations liées aux fusions partielles de sa « racine sialique »

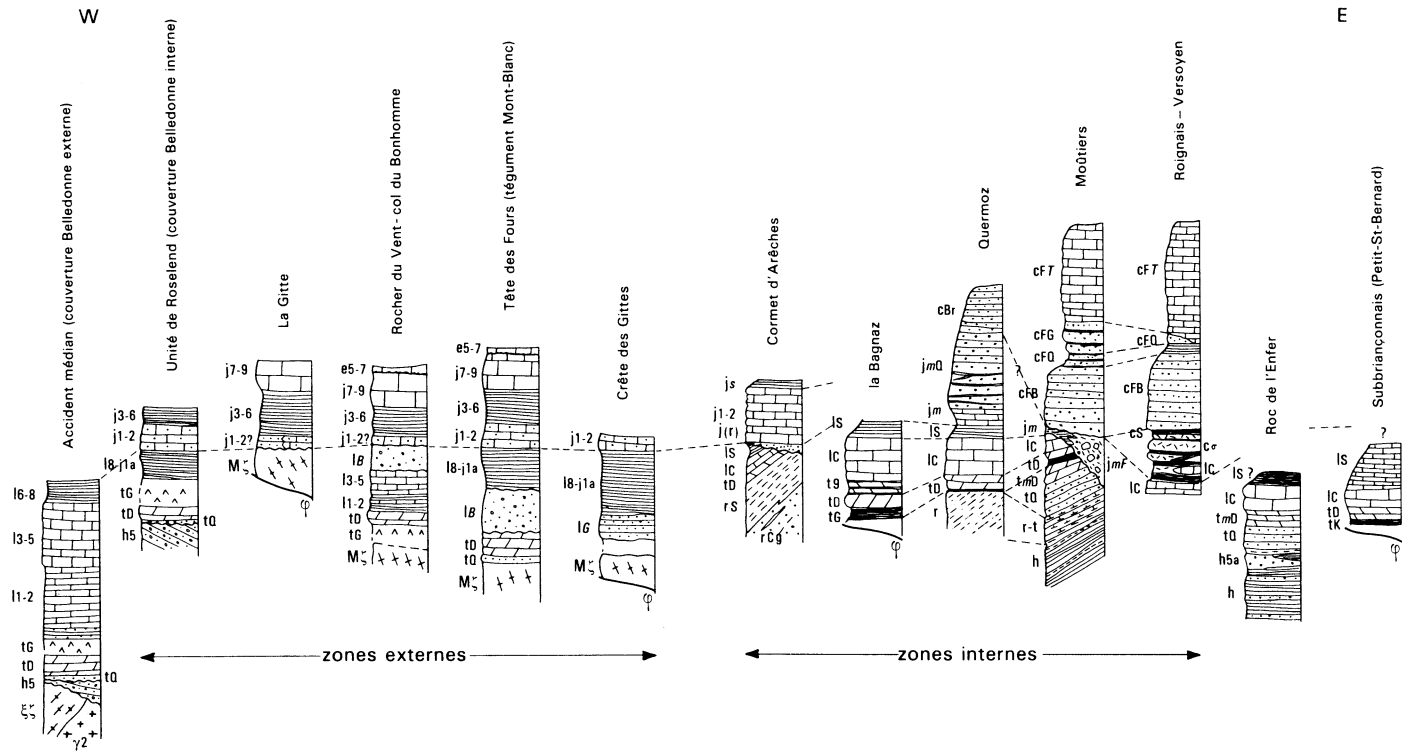


Fig. 3 - Colonnes stratigraphiques schématiques

et du volcanisme connexe. Ce magmatisme fera l'objet d'un paragraphe spécial.

Houiller et Permien

Durant la mise en place des granites hercyniens ou immédiatement après suivant les régions, se déposent les sédiments houillers d'âge westphalien inférieur (ou même namurien en certains points) dans la zone briançonnaise, stéphanien inférieur dans la zone dauphinoise. Entre les deux régions on ne rencontre occasionnellement que très peu de Houiller, sauf dans l'unité du Roc de l'Enfer qui est d'affinités briançonnaises. Ce sont partout des dépôts continentaux en milieu palustre ou fluvatile, avec de puissantes assises de conglomérats, grès, pélites à couches de houille (transformées par la suite, à l'Alpin, en anthracite), dans de larges grabens limités par des failles à jeu vertical ou coulissant. L'épaisseur devait dépasser le millier de mètres à l'Est, peut-être beaucoup moins à l'Ouest.

Les mouvements fini-hercyniens affectent les dépôts westphaliens-stéphanien car, au Stéphanien moyen, les conglomérats de l'assise de Courchevel avec galets de roches cristallines (évoquant le Ruitor) sont transgressifs sur les niveaux précédents et les épandages deviennent alors torrentiels, avec une énergie supérieure. Des traces de magmatisme ont été repérées dans le Westphalien à l'aval de Bourg-Saint-Maurice (tufs volcaniques basiques?) et les « gneiss du Sapey » ont pu se constituer à cette époque (?).

Au début du Permien (phase saaliennne), tous les niveaux houillers sont plissés et de nouveaux conglomérats suivis de pélites colorées (schistes de la Bagnaz) ou quartzites phylliteux se déposent en milieu continental.

Trias

Avec le Trias débutent les premiers dépôts marins, sur une surface très plate : d'abord des grès ou arkoses pouvant prolonger les grès permien, puis des carbonates de plate-forme très peu profonde (milieu supratidal à intertidal) avec dolomies et évaporites. L'âge des premiers dépôts varie suivant le domaine : Trias inférieur dans les zones briançonnaise et valaisanne, Trias moyen ou base du Trias supérieur en zone dauphinoise ou ultra-dauphinoise. Cette transgression est donc irrégulière car des régions restent émergées (unité du Cormet d'Arêches) et les épaisseurs varient beaucoup d'Ouest en Est, toujours plus faibles à l'Ouest. Ces variations sont tributaires d'une tectonique distensive, difficile à mettre en évidence dans le contexte de la présente feuille.

Jurassique

Au Jurassique, la sédimentation marine s'affirme et la subsidence est importante, avec de notables différences d'un secteur à l'autre de la feuille et suivant les époques.

Le *Lias* est peu représenté et il est difficile d'en connaître les conditions de dépôt de nombreux secteurs. Dans le Dauphinois externe, les marno-

calcaires hettangiens-sinémuriens rappellent ceux connus au Nord et au Sud tandis que le reste du Lias n'a pas été repéré avec certitude ; sur la limite orientale, il n'y a que des calcaires biodétritiques peu épais. Quelle que soit l'influence de la tectonique ultérieure, il semble bien que l'on ait ici une sédimentation plus réduite qu'au Sud (influence de la terre alémanique ?). Le domaine valaisan joue un rôle de plate-forme : le Lias dit « de Tarentaise » est représenté par des calcaires surtout massifs, récifaux, souvent microbréchiques et à cherts. Il est directement transgressif sur un Trias très réduit. Ces faciès se rencontrent aussi dans l'unité du Roc de l'Enfer plus interne et dans l'unité du Cormet d'Arêches plus externe, mais s'opposent à ceux de l'unité du Petit-Saint-Bernard (rattachée au Subbriançonnais) où ils redeviennent plus marneux.

Le *Dogger* est une période de dépôts épais, terrigènes, marquée par de grandes instabilités. Des différences apparaissent d'un domaine à l'autre. Dans la zone dauphinoise on retrouve la trilogie classique, bien repérée au Sud : argilites noires à nodules siliceux (Aalénien), calcaires marno-argileux (Bajocien), marnes argileuses (Bathonien—Callovien ou base des Terres noires, peu épaisses ici). Dans le domaine valaisan, y compris dans l'unité du Quermoz, se mettent en place des amas de brèches (à blocs parfois gigantesques dans le massif du Grand-Fond) dus à l'écroulement d'escarpements de failles sous-marines. Du matériel cristallin peut s'y rencontrer dans l'unité du Quermoz (brèche de la Pierre-Percée). Ces brèches présumées *Dogger* (Bajocien à Oxfordien?) ont été précédées d'une phase de déformation car elles cachètent des plis de Trias moyen (massif du Grand-Fond). L'abondance des brèches dans la zone valaisanne l'a fait appeler, en France, « zone des Brèches de Tarentaise » et atteste l'importance de la tectonique distensive à cette époque, provoquant le jeu multiple et saccadé de failles normales.

Le *Jurassique supérieur* de la zone dauphinoise correspond aux marnes oxfordiennes et aux calcaires « kimméridgiens-tithoniques » qui évoquent — aux épaisseurs près — les dépôts des chaînes subalpines. Dans les domaines plus internes, le Malm n'a pas été retrouvé ; les schistes noirs recouvrant les brèches précédentes, ou directement le Lias, peuvent cependant évoquer l'Oxfordien.

Crétacé

Inconnu dans le domaine dauphinois, le Crétacé paraît très épais dans le Valaisan car il correspond à tout ou partie du « flysch valaisan ». Le premier terme en serait la puissante série volcano-sédimentaire où alternent schistes pélitiques noirs, sills et amas de roches basiques (prasinites, serpentinites) du Versoyen, assez comparable aux ophiolites ligures mais dont la mise en place est différente. Les faciès volcaniques proviendraient de la montée de magma océanique à la faveur d'une faille ou d'une zone de failles déchirant la croûte continentale (faille de décrochement ou « faille transformante » ?) et donnant naissance à de petits bassins à fond océanique. Cet épisode daterait du Jurassique et/ou Crétacé moyen et reste caractéristique d'une seule unité : celle du Roignais—Versoyen. Au-dessus, et dans les deux unités valaisannes, une épaisse série détritique terminale repose en discordance

sur les termes plus anciens et montre de bas en haut une trilogie immuable : un conglomérat grossier à la base (« couches de l'Aroley » des auteurs suisses), des schistes noirs à lits de quartzites verts (« couches des Marmon-tains » des auteurs suisses), puis une alternance de calcschistes et de schistes formant une épaisse série appelée improprement « flysch » ou « couches de Saint-Christophe » pour les auteurs suisses. L'ensemble peut atteindre 1000 m d'épaisseur. L'âge a été donné par un foraminifère du Sénonien trouvé dans le terme de base, et les dépôts pourraient monter dans la base du Tertiaire. L'ensemble des faciès (roches magmatiques, brèches, flysch précoce) montre que la région était tectoniquement très active : distension puis début des compressions alpines.

Tertiaire

Les dépôts tertiaires d'âge lutétien-priabonien sont connus — en minuscules affleurements — dans une seule unité de la zone dauphinoise. L'essentiel des reconstitutions de la cinématique de mise en place de la chaîne n'est donc appuyé que sur le contexte alpin général et sur des études structurales locales où la chronologie ne peut être que relative. On peut penser toutefois qu'étant donné l'absence de dépôts tertiaires dans la zone valaisanne, les plissements ont débuté ici dès le début du Paléocène ou au Crétacé supérieur.

Une première phase tectonique au Crétacé supérieur (plissements arvinches) a été identifiée dans le Dauphinois et l'Ultradauphinois au Sud de la région étudiée. Aucune preuve nette n'existe ici, mais les premiers déplacements vers le Nord ou le Nord-Ouest des unités dauphinoises pourraient lui être rattachés, ainsi que le métamorphisme du Versoyen.

La phase la plus importante (fin Eocène : 38-40 Ma) est marquée par le chevauchement du Briançonnais vers l'Ouest, et par des plis, tant dans les zones externes qu'internes, accompagnés d'une schistosité de flux et d'un certain métamorphisme (rétromorphose des «gneiss du Sapey» et des gneiss, micaschistes du Ruitor en Briançonnais, formation d'illites en zone dauphinoise).

Une deuxième phase tectonique, au Miocène, a également laissé des traces sur les régions décrites ici : formation de nouveaux plis (avec naissance d'une schistosité de crénulation et de chloritoïdes dans la zone dauphinoise) ; les massifs cristallins se soulèvent et tendent à se déverser vers l'Ouest ou à s'écailler.

De la lecture de cette carte, on doit retenir que les découpages actuels en zones ou unités sont calqués sur des failles précoces ayant joué lors de la tectonique distensive jurassique. Les différents domaines paléogéographiques étaient alors limités par des accidents ou escarpements qui ont alimenté une sédimentation détritique et ont facilité les déplacements ultérieurs (transformation en plans de chevauchement vers l'Ouest). Il est même probable, si l'on considère le découpage du socle de Belledonne, que les plus importants de ces accidents existaient déjà à la fin de l'Hercynien, lors des dépôts du Houiller, voire même auparavant (limites des grandes unités cristallophylliennes).

DESCRIPTION DES TERRAINS

ZONE DAUPHINOISE

Socle cristallin

Roches granitoïdes

μ^2 . **Microgranite du Grand-Mont.** Ce microgranite affleure sur environ 0,15 km², sur le flanc est du Grand-Mont, près du sommet. Très leucocrate, il est intrusif dans les gneiss, qu'il contient en enclaves décamétriques. Il les recoupe nettement (au Sud), ou les injecte de façon subconcordante (à l'Est).

Dans une matrice très fine se détachent des phénocristaux de quartz et de feldspaths. Le feldspath potassique est corrodé par la mésostase tandis que le plagioclase (oligoclase) est très séricitisé. Le grenat est associé en amas avec de la biotite souvent chloritisée. L'absence de déformation pénétrative permet de penser que ce granite s'est mis en place lors d'une phase tardive de l'orogénèse hercynienne.

γ^2 . **Granite de Beaufort.** Affleurant sur environ 4 km² en amont de Beaufort, ce granite constitue un verrou glaciaire profondément entaillé par le Doron. Au Nord, il s'ennoie sous d'épaisses formations morainiques. À l'Ouest, le contact avec les gneiss migmatitiques se fait par l'intermédiaire d'une zone décamétrique d'injections granitiques (hameau des Cours). Au sommet du massif (vers les Iles et le Bersend) apparaissent des faciès de granite altéré puis carié, à éléments dolomitiques, qui constituent la paléosurface triasique.

Leucocrate et riche en enclaves basiques de composition vaugnéritique, le granite de Beaufort présente plusieurs faciès :

—le granite à tendance porphyroïde constitue le faciès dominant. Les mégacristaux de feldspath potassique (34 %), pœcilitiques, centimétriques, sont entourés par une matrice largement grenue, riche en plagioclases (40%, An25) et en quartz (\approx 20 %). Les biotites en baguettes, souvent chloritisées, sont regroupées en nids ferromagnésiens ;

—le faciès isogranulaire à grain moyen affleure surtout à l'Est. Légèrement tardif par rapport au précédent, il présente une composition un peu plus siliceuse et évolue parfois vers une structure granophyrique. Il apparaît ainsi comme un produit plus différencié (Poncerry, 1981).

—un faciès granodioritique, plus pauvre en feldspath potassique et contenant parfois de l'amphibole verte, apparaît à proximité de l'encaissant gneissique.

Le massif présente deux fabriques qui peuvent se superposer : une foliation de direction ENE, marquée par des alignements de feldspaths et de biotite ; et une schistosité de fracture, plus récente, de direction NNE, parallèle aux structures blastomylonitiques des gneiss encaissants (Gros, 1974).

Le granite de Beaufort, possède un chimisme subalcalin et des caractères syn- à post-tectoniques. Les faciès granophyriques présentent un caractère aluminopotassique plus marqué. Tous ces éléments font considérer ce granite comme une apophyse septentrionale du massif des Sept-Laux (Ehrström, 1971 ; Poncerry, 1981), daté à 322 ± 43 Ma (Demeulemeester, 1982).

Roches métamorphiques

ξ ; ξg. **Schistes verts.** La formation des « schistes verts » est composée principalement de schistes verts ou de schistes gris, plus ou moins quartzeux, avec des niveaux graphiteux, des passées plus gréseuses et des faciès métavolcaniques. Les caractères constants sont :

- une structure rubanée et une granulométrie fine ;
- un métamorphisme de faible intensité, épizonal, et l'absence de migmatisation même relique ;
- une schistosité mylonitique très pénétrative due à la tectonique tardihercynienne.

Cette formation est limitée à l'Ouest par le « synclinal médian » à lambeaux mésozoïques, et à l'Est par un accident pinçant localement des terrains houillers et mésozoïques (Gros, 1974). Lithologiquement, les « schistes verts » se subdivisent en deux groupes non distingués sur la carte à cause de leur intime imbrications :

—le premier groupe, d'origine *sédimentaire ou volcano-sédimentaire*, est représenté par des schistes chloriteux rubanés, quartzeux, graphiteux, à grenat spessartine, et peut-être des conglomérats. Ces roches à caractère flyschoides sont surtout développées ici dans le Beaufortain (col de la Bâthie, Fontanus) et tout à fait au Sud de Belledonne (groupe du Tepey—Sambuis). Ce groupe est issu de shales évoluant vers des faciès de confinement avec des niveaux riches en Ca et Mn (spessartine). La matière organique, presque constamment représentée, est relativement abondante. Des **schistes graphiteux** (ξg) se présentent en niveaux métriques interstratifiés dans les schistes verts. Abondants dans la grande côte de Boudin et vers le Signal de Bersend, ils sont généralement très tectonisés et ont joué le rôle de niveaux de décollement. Les faciès volcano-sédimentaires, moins abondants que les précédents, sont représentés par des schistes chloriteux fins, des schistes amphiboliques, et des schistes quartzeux sombres. Ces roches dériveraient de sédiments immatures grauwaackeux à charge volcanique basique importante (Gros, 1974 ; Verjat, 1980) ;

—le second groupe, d'origine *volcanique*, s'interprète comme issu de spilites-kératophyres (Le Fort et Ehrstrom, 1969 ; Gasquet, 1979 ; Verjat, 1980 ; Negga, 1984). Les méta-acidites associées sont plus ou moins siliceuses, sodiques ou potassiques. Ce groupe est représenté par des schistes chloriteux albitiques vert foncé, des schistes quartzeux feldspathiques à pyrite, actinote (Crêt Bron, Cernix) recoupés par de rares amphibolites à actinotrémolite (Poncerry, 1981), et des diabases en sills ou filons non cartographiables (Bordet et Bordet, 1952 ; Gros, 1974 ; Siméon, 1979).

Le marqueur tectonique constant de la formation des « schistes verts » est une schistosité très franche qui lui confère une allure monoclinale redressée, orientée parallèlement à l'axe de la chaîne (N 20 à N 40).

Le métamorphisme est épizonal et polyphasé : en dehors des déformations et du métamorphisme alpins, cette formation présente deux paragenèses et deux foliations qui traduisent les épisodes tectono-métamorphiques hercynien et tardihercynien qui l'ont affectée. Les cisaillements tardihercyniens parallélisent cette série épizonale avec les foliations des formations adjacentes, gneiss et granitoïdes. La tectonique alpine qui affecte ensuite la formation des « schistes verts » développe de nombreuses fentes de tension sécantes sur la foliation, parfois sigmoïdes, souvent subhorizontales et accompagnées de décolorations ou de minéralisations en sulfures.

Du Nord au Sud de la chaîne de Belledonne, cette formation se présente comme une longue bande de terrains cristallophylliens décalée par les accidents méridiens de Fond-de-France et de la Grande-Maison.

Les matériaux volcano-sédimentaires et volcaniques à caractère spilite-kératophyre ont été comparés aux séries à faciès culm, lithologiquement voisines, des Aiguilles-Rouges où elles sont datées du Viséen, du Sud de Belledonne (série du Taillefer), du Massif central ou des Vosges méridionales (Bordet et Bordet, 1963 ; Carme, 1977). Les schistes verts sont également dépourvus de traces de la migmatitisation (dévonienne ?) observée dans les formations gneissiques voisines. De plus, les schistes verts ne sont jamais recoupés par les principaux granitoïdes hercyniens tardifs de la chaîne de Belledonne (Sept-Laux, Lauzière). Le granite du Roc Blanc—Outray, décrit comme intrusif dans ces schistes (Bordet 1961 ; Gros 1974), présente en fait un contact tectonique vertical dans la vallée du Doron et une semelle mylonitique d'une vingtaine de mètres au contact des schistes verts accordés (côte de Boudin).

La formation des «schistes verts» serait donc soit d'âge dinantien, autochtone, en discordance sur le soubassement granito-gneissique (« fossé central» selon Carme, 1977), soit d'âge indéterminé, peut-être paléozoïque ancien, et allochtone. Dans ce dernier cas, l'histoire deviendrait commune avec celle des gneiss adjacents, à partir de l'épisode de métamorphisme mylonitique lié aux mouvements en cisaillement fini-orogéniques.

ξξ. Micaschistes, micaschistes ocellaires et gneiss aibitiques (« série satinée »). La série satinée constitue le rameau externe (occidental) de la chaîne de Belledonne, séparé des autres formations par le synclinal médian. Nommée ainsi par P. et C. Bordet (1952), elle est constituée par une épaisse série de micaschistes parfois ocellaires et de gneiss aibitiques. Les matériaux de la série satinée présentent une couleur mordorée et un éclat lustré dus au feutrage sériciteux et chloriteux. Monotone en grand, cette série est constituée d'une succession, centimétrique à métrique de niveaux chloriteux, sériciteux, aibitiques, plus rarement quartzitiques ou graphiteux. Aucune séquence lithologique ni aucune différenciation cartographique n'ont pu y être définies (Siméon, 1979). Les déformations intenses et successives, en superposant plusieurs systèmes de microplis, ont conféré aux plans de foliation un aspect froissé. Le développement parfois abondant d'ocelles millimétriques d'albite syn- à postcinématique ajoute alors à ces surfaces un aspect granuleux.

Les niveaux micaschisteux sont riches en chlorites pâles, souvent disposées en amas, et en séricite présentant deux générations. La première, en cristaux millimétriques, souligne la schistosité S1, tandis que la seconde est représentée par de fines paillettes et dessine une deuxième schistosité S2. L'albite se présente en individus millimétriques anté-, syn- ou postcinématiques par rapport à S1 et S2 ; limpides, ils sont riches en inclusions sigmoïdes d'opaques et de matières carbonées. La teneur en albite est variable : faible dans les niveaux les plus phylliteux, elle est parfois très abondante et donne à la roche un aspect ocellaire, voire de gneiss leucocrate. La proportion de quartz, en plages engrenées, à extinction roulante, est également variable en fonction des faciès : faible dans les niveaux micaschisteux, son abondance peut, dans certains cas, définir des niveaux de quartzites micacés. Leucoxène, tourmaline, épidote et calcite constituent les principaux minéraux accessoires.

Les faciès à amphibole sont rares. Hornblende actinolitique, chlorite, sphène et épidote sont parfois un peu plus abondants, mais on ne rencontre pas de vraies prasinites comme dans le massif du Grand-Arc (feuille Albertville).

Le premier épisode métamorphique qui a affecté cette série est marqué par l'association minéralogique quartz + biotite + muscovite + albite (An7), à laquelle s'ajoute parfois du grenat (Bordet, 1963). Contrairement aux micaschistes mylonitiques du rameau interne auxquels la série satinée a souvent été assimilée, aucun silicate d'alumine n'a été observé. Dans les faciès basiques on observe hornblende verte + chlorite + oligoclase + sphène ± quartz. Ces paragenèses témoignent des conditions transitionnelles entre les faciès verts et amphibolite à épidote. Une paragenèse secondaire à chlorite, muscovite, actinote dans les faciès basiques, et surtout albite syn- à tardicinématique, matérialise un stade rétomorphique estimé tardi-hercynien (Kalsbeek, 1962 ; Carme, 1977 ; Siméon, 1979).

La série satinée est issue d'une formation sédimentaire de type flysch, grésopélimitique, à rares intercalations de grauwackes et de tufs basiques (Le Fort et Ehrstrom, 1969 ; Carme, 1977 ; Gasquet *et al*, 1981). L'âge de cette sédimentation n'est pas connu : Carbonifère inférieur (Bordet, 1963 ; Le Fort et Ehrström, 1969) ou Briovérien (Carme, 1970, 1977). La série satinée a été comparée, hors du domaine alpin, aux micaschistes de Saint-Étienne (Carme, 1977), aux schistes des Cévennes (Siméon, 1979) ou à ceux de Villé dans les Vosges (Ménot, 1987).

my₅. Mylonites, gneiss mylonitiques, schistes noirs, conglomérats. Affleurant à l'extrémité sud-ouest de la carte, cette formation mylonitique complexe et hétérogène, ayant joué à l'Alpin, est surtout développée sur les cartes à 1/50 000 La Rochette et Moûtiers. Des lambeaux apparaissent localement dans la vallée du Glaize et plus au Nord, sur la feuille Saint-Gervais. Composée de conglomérats faiblement métamorphiques, de Houiller charbonneux ou conglomératique (feuille La Rochette) et de gneiss rétomorphosés et mylonitisés (micaschistes de Feissons-sur-Isère), ce mélange tectonique jalonne sporadiquement la limite orientale entre le socle et la couverture sédimentaire interne.

$\zeta\gamma^{34}$; M^ξb. **Orthogneiss porphyroïdes de l'Outray — Roc Blanc et Bussy — Plan du Col.** Les orthogneiss forment une bande de terrains longue de 80 km et large de 1 à 5 km, parcourant tout le massif de Belledonne depuis Saint-Colomban-des-Villardes au Sud jusqu'à la montagne de l'Outray au Nord. Les formations orthogneissifiées représentent un ancien ensemble plutonique complexe dont les niveaux d'érosion sont différents au Nord et au Sud, et perturbés par le découpage en horst et graben.

Sur la feuille Bourg-Saint-Maurice, ce sont des formations dans lesquelles des granitoïdes hétérogènes déformés sont associés à des gneiss migmatitiques à biotite, parfois à amphiboles, qu'ils peuvent contenir en enclave. Le faciès originel dominant est un granite porphyroïde à biotite bien représenté par le massif du Roc Blanc—Outray. Il montre localement une granulométrie moyenne ou grossière et des teneurs variables en amphibole (Légette du Grand-Mont) et peut être recoupé par des filons aplitiques ou basiques. Plus orthogneissifiés, les faciès présentent une texture œillée avec tous les stades de déformation, de la simple cataclase (avec fracturation et débit des phénocristaux) jusqu'à des stades microgranulés à rubans quartzeux très recristallisés. De plus, ces orthogneiss sont parcourus par des zones mylonitiques tardives, localisées, qui donnent des phyllonites dans lesquelles la granulation fine de la matrice s'accompagne d'un développement important de phyllites et de quartz.

Dans les massifs du Roc Blanc et de l'Outray (feuille Saint-Gervais), ou de Pussy—Plan du Col (feuille Albertville), ce sont des monzogranites ou des granodiorites très caractéristiques qui passent graduellement à des gneiss granitoïdes puis à des « gneiss migmatitiques porphyroïdes » (M^ξ) au sein desquels on les retrouve en bouffées et filons, concordants ou sécants. Dans une matrice quartzo-feldspathique à foliation fruste, les mégacristaux automorphes de microcline perthitique, abondants (≈ 21 %), peuvent atteindre 8 cm de long. Pœcilitiques, leurs inclusions matérialisent les fronts de croissance successifs. Les bords de cristaux, lorsqu'ils sont nets, sont entourés par une couronne d'albite, mais en fonction de l'intensité des mécanismes de déformation et de recristallisation, ils sont souvent granulés, persillés ou arrondis. Quartz (≈ 30%) et plagioclase (≈ 32%) constituent la matrice où l'on trouve de la biotite (≈ 10 %), parfois associée à la hornblende, rarement à la muscovite. Les minéraux secondaires : calcite, chlorite, épidote, parfois sphène et quartz recristallisés en filonnets tardifs, témoignent de la rétro-morphose.

Au sein des faciès peu modifiés par la déformation, on reconnaît des structures d'écoulements magmatiques : les limites des faciès granulométriquement différents dessinent des volutes; certains niveaux à contours flexueux sont progressivement enrichis en biotite et d'autres en feldspaths potassiques forment des traînées de mégacristaux. Ces figures sont caractéristiques des granitoïdes porphyroïdes (route de Cevins à Benetant). On y observe en outre des enclaves dioritiques décimétriques et des schlieren surminacés. L'association intime granite porphyroïde—migmatite est observable sur le flanc ouest de la Légette du Grand-Mont (M^ξ).

Sur les structures magmatiques relictuelles se surimpose une foliation fruste, sécante, qui donne une trame orientée. La déformation, lorsqu'elle croît, efface les structures primaires : les mégacristsaux sont fracturés, tronçonnés, parfois décalés et moulés par les phyllosilicates. On peut aboutir à des gneiss ocellaires dont la trame est totalement mylonitique. Dans les zones les plus tectonisées, les granites leucocrates et les filons aplitiques sont transformés en gneiss leptyniques.

Des granoïdes porphyroïdes mylonitisés à **biotite et amphibole** (M₂b) sont associés tout le long de la chaîne aux faciès précédemment décrits. La foliation générale, fortement pentée à l'ESE et dirigée N 20-N 40, et la schistosité de fracture qui la recoupe, affectent les divers types d'orthoigneiss et masquent leurs relations mutuelles précises.

Composition, origine et âge des orthoigneiss. La présence de plagioclase et de feldspath potassique en quantité généralement équivalente avait amené à considérer ces roches comme des granites monzonitiques (Carme 1970, 1977 ; Gasquet, 1979 ; Poncerry, 1981). Les orthoigneiss porphyroïdes à biotite présentent des caractères alumino-potassiques selon la classification de H. de La Roche et J.P. Stussi (1982). Bien qu'ils ne possèdent pas eux-mêmes de cordiérite, ou de grenat, ils sont associés spatialement aux migmatites à cordiérite. Leur biotite est magnésienne et la muscovite y est toujours présente bien qu'en faible quantité. Les faciès basiques et intermédiaires ont un caractère subalcalin affirmé. Les profils de terres rares des granoïdes sont caractéristiques des produits de fusion partielle de matériel grau-wackeux (Vivier *et al.*, 1987).

En l'état actuel des travaux, l'âge des orthoigneiss porphyroïdes n'est pas connu de façon satisfaisante. Par contre, sur des critères de chronologie relative, un âge dévonien semble probable (*cf.* « Magmatisme »).

Gneiss et migmatites. Les gneiss et migmatites qui constituent le soubassement actuel de la partie nord-orientale de la chaîne de Belledonne présentent une puissance variable en fonction du découpage tectonique amygdalaire qui les affecte et de la présence ou non des granoïdes intrusifs (ici ≈ 3 500 m). Ces formations ont été décrites dans le Beaufortain sous divers noms : « série verte inférieure » et « série brune » de P. et C. Bordet, « complexe de Belledonne » (Carme, 1970). Une partie du « complexe leptyno-amphibolique » défini par Y. Gros (1974), auquel il convient d'ajouter les blastomylonites gneissiques de ce qu'il dénommait le « complexe blastomylonitique », y est généralement adjointe. Ces gneiss et migmatites affleurent à l'Est du granite de Beaufort, et à l'Est de la série des schistes verts, associés aux orthoigneiss porphyroïdes de Pussy—Plan du Col.

Cette série métamorphique présente un grand nombre de faciès résultant de la diversité des protolites, de l'extension plus ou moins grande de la migmatisation et des variations d'intensité de la mylonitisation pénétrative. D'un point de vue descriptif, on peut les subdiviser en faciès biotitiques et amphiboliques, chacun pouvant comporter des termes gneissiques, schisteux, migmatisés ou non.

M ξ^4 ; M ξ^2 . Gneiss à biotite; migmatites à biotite. Les *gneiss à biotite* présentent une grande variété d'aspects. Fins ou grossiers, homogènes ou non, ils peuvent être rubanés ou massifs. Les *gneiss fins* représentent des niveaux qui ont été reconnus tout au long de la chaîne de Belledonne. Ils sont riches en quartz et biotite. À côté du plagioclase altéré, ils contiennent du grenat (Gros, 1974), parfois, plus au Sud, de la cordiérite (Gasquet, 1979 ; Poncerry, 1981), ou de la staurotite (Bordet, 1961 ; Poncerry, 1981). Ces faciès passent, souvent de façon progressive, à des niveaux leptynitiques leucocrates ou encore à des *gneiss rubanés* parfois à grain grossier.

Les *migmatites à biotite*, dont le paléosome est comparable aux *gneiss à biotite* décrits ci-dessus, présentent des textures veinées, stromatitiques ou agmatitiques.

Les rapports structuraux des leucosomes granitiques avec les *gneiss* originaux sont divers. Certains leucosomes se présentent en niveaux mal différenciés, à contact diffus. D'autres, mieux individualisés, constituent des lits plus grossiers, isogranulaires, plus ou moins concordants avec la foliation.

Localement, ces leucosomes se concentrent en amas, parfois à tendance porphyroïde, qui repoussent la trame gneissique. Riches en plagioclase, ils contiennent également du microcline, du quartz, de la biotite en amas intergranulaires et plus rarement de la muscovite. De la cordiérite pinitisée a été décrite dans des faciès à deux micas (Gros, 1974) ou à biotite-amphibole (Poncerry, 1981). Dans les niveaux agmatitiques les plus mobilisés, les leucosomes tardifs emballent des panneaux décimétriques de *gneiss*.

Les micaschistes, le plus souvent chloritisés, peu abondants et non cartographiables, ont été surtout décrits en tant que phyllonites. Ce sont d'anciennes pélites à grain fin intercalées en horizons métriques à décimétriques dans les *gneiss à biotite* peu ou pas migmatitiques. Outre le quartz et le plagioclase, les micaschistes contiennent toujours beaucoup de biotite, de muscovite et de tourmaline. Ils renferment parfois des reliques de grenat (Gros, 1974). La schistosité principale est souvent affectée par des plans de cisaillement ou par une schistosité de fracture secondaire.

M ξ^6 . Gneiss et migmatites à amphibole. Les amphibolites *stricto sensu* ne représentent pas un volume très important dans ces séries. Elles affleurent essentiellement près du lac des Tempêtes (Gros 1974) où elle contiennent des reliques éclogitiques. Elles ont été décrites depuis longtemps par L. Duparc (1894) en une longue bande parallèle à la chaîne, dans la partie est, vers le Sécheron. Elles forment des bancs métrique discontinus, et sont situées dans les *gneiss* plus ou moins rubanés à grain grossier et le plus souvent migmatitiques.

$\delta\psi$. Éclogites amphibolitisées (méta-éclogites). Elles affleurent au niveau du lac Vert. L'amphibolite présente une association symplectique diopside-plagioclase, des grenats pœcilitiques de grande taille et abondants, des cristaux de hornblende verte, trapus, également pœcilitiques, en bordure desquels se développe une auréole réactionnelle de plagioclase au contact des grenats (Gros, 1974). Ces roches sont associées à d'autres amphibolites à grenat à structure kélyphitique (albite-séricite), et à des amphibolites rubanées où hornblende et diopside en reliques alternent avec des niveaux à plagioclase-calcite.

Mξ. Faciès indifférenciés. Ils représentent ici la plus grande partie du socle oriental de la chaîne de Belledonne. Ce sont des roches très mylonitisées (« complexe blastomylonitique » de Y. Gros, 1974, ou « gneiss des Enclaves » de F. Carme, 1977). Ces gneiss hétérogènes à biotite et/ou amphibole sont également plus ou moins migmatisés. Ils sont principalement à grain grossier et à foliation fruste, mais ils peuvent être aussi ocellaires, à aspect granitoïde ou parfaitement rubanés. Dans ce dernier cas la foliation, nette, s'accompagne d'une alternance régulière de niveaux (1-10 cm) leptyniques et mésocrates à biotite et/ou amphibole. Des passées épidotiques y sont parfois intercalées. Du fait des déformations plus ou moins intenses, les roches précédemment décrites, biotitiques ou amphiboliques, peuvent présenter une convergence de faciès sous l'aspect de gneiss mylonitiques hétérogènes.

Les gneiss hétérogènes, peu ou pas migmatitiques, dérivent d'une série d'origine grauwackeuse (Gasquet, 1979 ; Verjat 1980) à sédimentation très peu mature, qui renferme des témoins de roches volcaniques basiques ou plus rarement acides. Les faciès pélitiques sont rares et pourraient être représentés par les micaschistes fins à caractère alumineux. Des données récentes sur les métamagmatites basiques de Belledonne *s.s.* (Ménot, en préparation) et sur les éclogites amphibolitisées du Beaufortin (Paquette, 1987) soulignent la nature tholéitique (T et N MORB) de ces roches.

Les gneiss et migmatites, pris dans leur ensemble, ont subi une évolution tectono-métamorphique varisque polyphasée avec trois stades successifs :
—un métamorphisme de haute pression-haute température (reliques éclogitiques) ;
—un métamorphisme barrowien de moyenne pression avec une migmatisation contemporaine à tardive par rapport au climat métamorphique ;
—une rétromorphose épi- à mésozonale, tardihercynienne, accompagnée d'une mylonitisation générale qui détermine la foliation isoclinale de ces formations.

Écailles cristallines mylonitisées. La base des unités de la Gitte et de la Crête des Gittes est soulignée par des lames de socle.

• **L'écaille de la Gitte** est visible en rive gauche du torrent de la Gitte et peut atteindre 200 m de puissance. Son matériel est difficile à identifier : il s'agirait d'une blastomylonite ou d'un gneiss migmatitique. En lame mince, on observe des quartz en grains tantôt arrondis ou allongés (origine bréchique ?), des plagioclases séricitisés, des chlorites et micas blancs, des biotites anciennes, des zircons.

Cette écaille est située dans le prolongement du Cristallin de Roselette (feuille Saint-Gervais) décrit par C. Bordet (1961) comme « une migmatite (gneiss rubané) à texture cataclastique très poussée, dans laquelle on reconnaît des zones granulitiques », avec des faciès de roches volcaniques métamorphiques. Ces caractères évoquent les migmatites des séries de Belledonne.

Vers le Sud, on retrouve de minuscules écailles de socle au col du Pré et au col de la Louze.

• À la base de ***l'unité de la Crête des Gittes***, au Nord du Plan de la Lai (Roches Merles), existent aussi des lames de socle, très étirées et recristallisées, qui ont pu être confondues avec des quartzites ou des arkoses (1^{re} édition). Il s'agit probablement de gneiss très mylonitisés avec des quartz parfois abondants dans une trame sériciteuse et chloriteuses. Appartenant à une unité plus interne que le Mont-Blanc, ce pourrait être l'équivalent des écaillés du mont Chétif—mont de la Saxe (feuille Mont-Blanc).

Roches filoniennes

Q. **Quartz.** Les filons de quartz sont relativement fréquents dans le massif du Grand-Mont—Grand-Rognoux et les plus importants ont pu être figurés. Ils correspondent à des fractures de tension (fentes à quartz) subverticales et se poursuivent dans le Trias. Leur âge alpin est donc certain, mais ils peuvent également résulter d'une reprise d'accidents plus anciens. Les orientations privilégiées sont NNE-SSW, NW-SE et E-W.

cip. **Cipolin.** Les filons de cipolin ne sont généralement pas cartographiables. Un seul a été figuré, dans le massif du Mérailllet, au Nord du barrage de Roselend ; il est orienté NE-SW.

Terrains sédimentaires

Carbonifère—Permien

h5. **Conglomérats, grès, schistes (Stéphanien).** Les terrains houillers se situent dans le rameau interne de Belledonne et s'alignent selon plusieurs bandes plus ou moins parallèles entre elles et étroitement pincées ; elles jalonnent en général des accidents tectoniques (où elles sont accompagnées de Trias et de Jurassique) et séparent des formations cristallophylliennes différentes. La bande la plus orientale par contre, au Nord du lac de Roselend, se place entre le Cristallin et sa couverture mésozoïque.

Le Houiller est constitué de conglomérats à galets de quartz ou de socle pouvant atteindre jusqu'à 30 cm (chapelle de Roselend), de schistes psammitiques, de grès. Il renferme quelques niveaux de charbon (anthracite).

Selon les localités (carrières de Cevins et de la Bâthie, par exemple), le faciès du Carbonifère peut revêtir un aspect plus schisteux, non conglomératique, portant des figures d'étirement plus marquées et des traces de métamorphisme ; on ne peut cependant pas en déduire un âge plus ancien.

Les flores, récoltées dans les anciennes ardoisières de Cevins ou de la Bâthie, bien que rares et en mauvais état de conservation, ont fourni *Linopteris brongniarti* et *Sphenophyllum longifolium* du Stéphanien, avec des cordaïtes, des astérophyllites et des tiges de calamites.

Certaines bandes de schistes noirs (dits aussi « schistes carburés ») n'ont pas livré de flore et pourraient correspondre à des roches plus anciennes incluses dans la série cristallophyllienne.

Le Houiller a été longtemps exploité pour le charbon à Arêches et pour ardoises au sud du col de la Bâthie (ardoisières de Cevins) (*cf.* « Substances utiles »).

h-r. Schistes versicolores (Permien ?). Au Nord du lac de la Gittaz (et peut-être au Nord du col de la Bâthie), on connaît, associés au Houiller, des schistes pélitiques ou microbréchiqes violets et verts, c'est-à-dire des roches que l'on rapporte habituellement au Permien *l.s.* dans les zones externes (Allevard) ou internes (Briançonnais). On les retrouve au col de la Gittaz sur la feuille Saint-Gervais.

Trias

Les roches rapportées au Trias ne montrent pas de différences selon l'unité où elles se trouvent. On y distingue uniformément trois types de dépôts : grès, dolomie et gypse (auxquels on associe par commodité les cargneules).

tQ. Quartzites, grès, arkoses (« grès de base ») (Trias moyen-supérieur).

Le Trias débute par des arkoses, grès ou quartzites de teinte claire ou blanche, parfois précédés d'un mince niveau de conglomérat à galets arrondis de quartz blanc ou rose (rive de l'Argentine au Sud de Beaufort). L'épaisseur de ce niveau, que l'on voit partout raviner le Cristallin, varie de quelques centimètres à quelques mètres. L'âge n'est plus discuté depuis la découverte en 1977, sur le flanc ouest du massif des Aiguilles-Rouges près du lac du Vieux-Emosson (feuille Chamonix), d'empreintes de reptiles dinosauriens attribuées au Ladinien terminal—Carnien.

tD. Dolomies triasiques. L'essentiel des affleurements du Trias est représenté par des dolomies en bancs décamétriques ou métriques, fines et claires en cassure, à patine blanche, blonde ou brune (appelées « dolomies capucin » en ce cas). Elles peuvent avoir 20 m de puissance et sont en général tronquées tectoniquement ou bien se terminent par des cargneules auxquelles elles passent progressivement. On peut aussi y observer des passées gréseuses (à la base), des niveaux de remaniement et des lits d'argilites jaunes ou verdâtres (la Frasse, les Carroz, à Arêches).

Étant donné l'âge des grès sous-jacents et l'absence de fossile, on attribue ces dolomies au Trias supérieur sans plus de précision.

Les meilleures coupes du Trias gréseux et dolomitique se voient dans les placages tégmentaires du socle au Grand-Rognoux, en rive droite de la vallée de la Grande-Maison ou au Nord du lac de Saint-Guérin.

tK. Cargneules. Ce sont des roches d'un jaune orangé vif, repérables à distance, toujours vacuolaires et d'aspect bréchiqes ; elles peuvent être très

dures, aux arêtes acérées, ou tendres et terreuses. Selon leur origine on leur reconnaît trois modes de gisement :

—dérivant des dolomies par altération, elles sont claires, monogéniques et couronnent la corniche triasique (vallée de la Grande-Maison) ;

—en amas ou bandes irrégulières au contact de n'importe quelle formation ; parfois associées à du gypse, elles résultent de clivages tectoniques entre unités. Elles sont bréchiques à débris de dolomies, calcaires et argilites vertes, jaunes ou noires ;

—enfin, il peut s'agir de placages conformes à la pente topographique, faits de débris divers recimentés en une brèche de pente mais toujours très jaunes. Quoiqu'il en soit on préfère leur conserver la notation tK pour bien marquer leur originalité car elles dérivent toujours de dépôts triasiques.

tG. **Gypses triasiques.** Blancs, souvent très plissotés, ils constituent des amas importants et jalonnent des contacts tectoniques indubitables : col de la Bâthie, les Carroz, col du Pré, Ouest de Grand-Naves, avec de beaux entonnoirs de dissolution.

t9Q. **Quartzites bruns (Rhétien—Hettangien inférieur?).** Au-dessus des dolomies précédentes on peut trouver, en quelques rares points, un banc de quartzite brun ou brun-vert, très dur, de 2-3 m de puissance ; il est toujours suivi par les formations argilo-calcaires du Jurassique. On le connaît dans l'accident médian à Arêches (les Carroz, la Frasse) ou sur le rebord oriental du Cristallin de Belledonne (au Nord de Naves). Ce faciès apparaît dans de meilleures conditions de gisement sur la feuille Saint-Gervais au Nord (ravin de la Sauce) et sur la route Combelouvière—la Tuile (feuille La Rochette) au Sud ; en ce dernier point il est surmonté de calcaires datés de l'Hettangien, ce qui permet de rapporter les autres affleurements au Rhétien ou à la base de PHettangien.

Jurassique

La série jurassique de la zone dauphinoise, apparemment continue à première vue, est en fait découpée selon plusieurs contacts anormaux et répartie dans plusieurs unités se succédant d'Ouest en Est. Les âges sont — à chaque niveau — relativement hypothétiques et les faciès sont souvent peu distincts (par exemple Aalénien et Oxfordien) et assez banalisés. Ceci fait que la stratigraphie proposée dans cette édition pourrait à l'avenir être précisée par la découverte de fossiles caractéristiques.

11-5. **Calcaires et marnes (Hettangien à Carixien).** Calcaires fins micritiques gris-bleu, en bancs décimétriques alternant avec de minces passées de calcschistes sombres. Leur puissance varie de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres. Par leur position, directement sur le Trias, et leur faciès, on les a rapportés au Lias calcaire dauphinois sans précision : une empreinte d'ammonite (*Arietites* ?) a été trouvée au Carré (la Grande-Maison). Ce faciès est présent le long du bord oriental du Cristallin, de Naves au col du Pré, mais disposé en lames discontinues. Dans les sutures sédimentaires séparant les compartiments de socle (accident médian, accident du col du Pré), cette formation est bien développée et son attribution au Lias calcaire ne paraît pas douteuse. Ainsi, au col de la Bâthie affleure un **niveau bréchi-**

que et gréseux (lBr) à nombreuses bélemnites, faciès évoquant bien le Lias moyen. Au passage du Dard, des calcschistes argileux noirs ou brunâtres à entroques ont livré des ammonites du Lotharingien supérieur.

Au Nord d'Arêches, le Lias du « synclinal médian » affleure largement en grande dalles structurales, et l'on a pu y distinguer un ensemble inférieur plus marneux à bancs calcaires métriques, rapporté à l'**Hettangien** (h-2) par analogie de faciès avec les sédiments du mont Joly (feuille Saint-Gervais) ou de Celliers (feuille La Rochette), et un ensemble supérieur plus calcaire que l'on a attribué au **Sinémurien—Carixien** (l3-5).

l6-8. **Marnes grises (Domérien—Toarcien ?)**. Quelques affleurements de marnes calcaires noires ou brunes situés sur le bord est du Cristallin (Naves, col du Pré) ont été attribués, avec doute, soit au « Lias schisteux » dauphinois, soit au Domérien—Toarcien.

Variations de faciès dans le Lias. Dans les unités les plus orientales de la zone dauphinoise, la base du Jurassique acquiert des faciès terrigènes : « grès singuliers » du col du Bonhomme ou calcaires à entroques et microbrèches du Plan de la Lai—Grande-Berge.

lB. Les « **grès singuliers** » du col du Bonhomme sont visibles essentiellement à l'extrémité sud du massif du Mont-Blanc entre le col du Bonhomme et la Tête Nord des Fours (feuille Saint-Gervais) ; ils reposent directement sur les dolomies triasiques et constituent ainsi le seul terme jurassique autochtone de la couverture du Mont-Blanc. Un seul minuscule affleurement est visible en limite nord de la feuille Bourg-Saint-Maurice, sur la rive gauche du vallon de la Sausse, au Nord des Roches Merles : ce sont des grès gris à galets de dolomies. Plus au Nord, ils ont été décrits comme des grès à passées conglomératiques irrégulières à galets de cristallin, quartzite, dolomie et calcaire. On y relève des figures de sédimentation entrecroisée caractéristiques d'un milieu de dépôt deltaïque. De rares galets ont livré des fossiles (pectens, bélemnites de grandes tailles), et la formation peut reposer en quelques points sur des calcaires et calcschistes fossilifères (Hettangien à Sinémurien). Leur âge serait ainsi Lias moyen ou plus récent (Lias supérieur à Dogger). Ils seraient alors comparables à des sédiments analogues situés à l'arrière du Mont-Blanc ou à l'Est du Pelvoux. Sur la feuille Saint-Gervais, un âge rhétien leur a été attribué à tort.

lG. L'unité orientale de la Crête des Gittes montre à sa base des niveaux irréguliers de **calcaires spathiques** à entroques et microbrèches avec de rares silex noirs (Petite-Berge à l'Ouest du Cormet de Roselend et Crête de la Gitte) ; les entroques, abondantes, sont roulées. On rapporte ce faciès au Sinémurien grâce à la découverte (Schoëller, 1929) d'une *Arietites* à la Grande-Berge. Il donne des barres à patine brunâtre émergeant des schistes aaléniens recouverts de prairies.

l8-j1a. **Schistes silico-alumineux à nodules (Toarcien supérieur—Bajocien inférieur)**. Une grande partie de la surface d'affleurement de la zone dauphinoise montre des schistes argileux et siliceux noirs ou brunâtres se

débitant en plaques et dalles irisées ou mordorées très caractéristiques. Les seuls repères sédimentaires sont des nodules centimétriques à décimétriques noirs, très durs et non carbonates. C'est une formation imperméable, très compacte, recoupée de filonnets de quartz laiteux donnant de petites falaises ou des pentes molles très souvent glissées. Les nodules peuvent livrer des ammonites caractéristiques (fragment de *Graphoceras limitatum* à la Pointe Riondet). Sur la feuille La Rochette il a été prouvé que cette formation s'étend du Toarcien supérieur au Bajocien basai. Les anciens auteurs citent la présence d'*Harpoceras* cf. *murchisonae* et *Posidonomya alpina* près du Roc Marchand. L'épaisseur de la formation est inconnue car elle est affectée de multiples redoublements isoclinaux dépourvus de charnières de plis : 300 à 500 m au moins.

j1-2. **Calcaires marno-gréseux (Bajocien — Bathonien)**. Au-dessus de l'«Aalénien» (j8-j1a), on passe sans transition à une formation gréseuse grise ou brune qui est une alternance serrée de bancs de calcaires gréseux décimétriques, à l'aspect finement zoné caractéristique, et de minces interlits schisteux. Quartz, feldspaths, entroques sont visibles. Les calcaires peuvent acquérir une teinte brunâtre à rousse (présence d'ankérite ?) évoquant les couches du Lotharingien ou du Domérien dauphinois (Roc Marchand). Il peut y avoir quelques bélemnites et de rares ammonites : *Nannolytoceras* sp. (?), Bajocien, à la Crête des Gittes. Cependant, plus au Sud, la même formation, fréquente dans la zone dauphinoise avec des caractères très constants, a pu être datée du Bajocien en plusieurs points (feuille La Rochette). Son épaisseur avoisine la centaine de mètres mais elle est difficile à préciser à cause des replis.

On attribue au Bajocien, sans preuves toutefois, des calcaires gréseux, spathiques et à débris de dolomies jaunes, affleurant au Nord du lac de Roselend (col de Sur-Fretes) dans une unité proche du socle mais décollée.

Sur la lame cristalline de la Gitte, la série sédimentaire débute par des conglomérats, grès, calcaires gréseux et/ou spathiques, calcaires à silice, également rapportés au Bajocien car les formations sus-jacentes sont attribuées au Malm.

j3-6. **Schistes argilo-calcaires noirs (Callovo-Oxfordien)**. Les calcaires gréseux bajociens passent progressivement à des schistes argentés ou des schistes noirs, plus calcaires que les schistes «aaléniens» (avec lesquels on les confond facilement), et présentent souvent de petits lits ou petits bancs millimétriques à centimétriques bruns ou roux. On y rencontre par place de petits nodules noirs qui peuvent se révéler être des ammonites : *Peltoceras* (*Parawedekindia*) sp., *Cardioceras* sp. au Roc Marchand, chalet de Plan Vorret, passage de la Charmette ; *Sowerbyceras* gr. *tortisulcatum*, *Perisphinctidae* à la Pointe de Riondet ; *Passendorfenia birsmendorfensis* au Rocher du Vent—Roches-Merles, toutes formes du sommet de la zone à Cordatum (Oxfordien inférieur).

Vers la base de la série, on peut observer des niveaux **calcaires à oolites ferrugineuses** (Rocher du Vent), faciès que l'on trouve en général dans le Callovien dauphinois (jG). Au total: 50-100m.

j7-9. Calcaires massifs plaquetés (Kimméridgien—Tithonique ?). Les schistes oxfordiens sont surmontés d'une barre (20 à 30 m) de calcaires massifs mais finement lités, ce qui leur confère souvent un débit très feuilleté, surtout dans les zones étirées tectoniquement. La patine est bleutée ou gris bleuté, la cassure esquilleuse, fine et sombre ; on y relève des nodules limoneux qui évoluent en perforations sphériques jaunâtres, des pistes de vers, de très rares entroques et bélemnites. Aucune macrofaune ni microfaune caractéristiques n'y a encore été découverte, ce qui a pu pendant très longtemps les laisser confondre avec le Lias calcaire auquel ces calcaires ressemblent (*cf.* la première édition de la feuille Bourg-Saint-Maurice). La caractérisation de l'Oxfordien, lors du lever de cette deuxième édition, a permis de lever l'ambiguïté. D'autre part, des calcaires identiques ont livré des calpionelles près de Chamonix (feuille Chamonix).

Ces barres calcaires, répétées plusieurs fois par la tectonique, servent d'ossature aux marnes callovo-oxfordiennes et sont bien repérables dans le paysage ; elles traversent toute la feuille suivant des bandes orientées NE-SW, du Roc Marchand au Sud au Rocher du Vent au Nord. Par contre, au Sud de Naves elles disparaissent définitivement, tandis que vers le Nord, elles bifurquent pour s'engager soit à l'Ouest, soit à l'Est du Mont-Blanc.

L'unité la plus orientale située sous le chevauchement de l'unité de la Crête des Gittes, montre un processus particulier de dolomitisation avec passage à un faciès de cargneule : la roche se présente sous l'aspect d'une brèche calciteuse dure ou altérée et jaunâtre, « ravinant » le sommet des calcaires bleus. La dolomitisation se fait selon les réseaux de diaclases, ce qui indique, avec la présence d'écailles cristallines à proximité, un phénomène d'origine tectonique et non pas sédimentaire. On a signalé ces **calcaires doiomitisés** ou cargneulisés par une surcharge (jD).

Les calcaires du Malm donnent lieu fréquemment à des éboulis à gros blocs ou à des écroulements en masse : Rocher du Vent, Roc Marchand.

Le **Crétacé inférieur** n'a pas été reconnu sur cette feuille. Cependant, les calcschistes et schistes intercalés entre les barres calcaires du Malm pourraient être — en partie — rapportés au Néocomien comme cela a été fait sur la feuille Saint-Gervais, sans preuve paléontologique toutefois, et à une époque où l'Oxfordien n'avait pas été caractérisé.

Éocène

e5-7. Calcaire à nummulites (Lutétien ? à Priabonien). Petite barre de calcaires sombres (25 m) en bancs de 30 cm, un peu gréseux, alternant avec des calcschistes noirs, située au Nord-Est du lac de Roselend. Les calcschistes ont livré des nummulites aux Saucés, au chalet de Grésillon, et au Plan Vorret.

Débutant parfois par un banc gréseux roussâtre de 1 m d'épaisseur, les calcaires reposent stratigraphiquement soit sur des dolomies ou calcaires dolomitiques du Trias ou du Malm (*cf.* plus haut) (les Saucés), soit sur des écailles cristallines (Plan Vorret). Les nummulites (*N. striatus*, *N. incrassatus*, *N. cf. garnieri*, *N. cf. chavannesi* ou *bouillei*, *N. cf. fabianii* et *N. cf. millecaput*) indiquent un âge pouvant aller du Lutétien (?) au Priabonien.

*DOMAINE D'AFFINITÉS ULTRADAUPHINOISES
ET/OU VALAISANNES*

Unité du Cormet d'Arêches

rCg. **Conglomérats du Dzonfié (Permien)**. Puissante formation détritique apparaissant sporadiquement à la base de l'ensemble, généralement reconnu comme Permien, des schistes violets dits de la Bagnaz (voir ci-après). Le principal affleurement forme la base du versant ouest de la Pointe du Dzonfié. Un autre affleurement est situé à proximité de la route du Cormet d'Arêches à l'Ouest du chalet-refuge de la Coire. Il s'agit d'un ensemble stratifié en couches fréquemment épaisses de quartzites blancs grossiers, de niveaux conglomératiques à éléments volcaniques (rhyolites, dacites), de microbrèches et microconglomérats. Des passées de schistes violacés à amygdales vert pâle apparaissent fréquemment entre les strates gréso-conglomératiques.

rS. **Schistes violets et verts (Permien)** (« schistes de la Bagnaz » des auteurs). On rapporte également au Permien, une épaisse série de schistes violets ou verdâtres, très fissiles, à surfaces luisantes. Ces schistes très siliceux renferment parfois de petits éléments de roches volcaniques (rhyolites, tufs rhyolitiques, dacites, trachytes, trachy-andésites).

tD ; tG ; tK. **Dolomies et argilites (Norien ?) ; gypses ; cargneules**. Le Trias dolomitique est peu développé dans cette zone structurale et représenté par des écailles de 2-3 m d'épaisseur, très discontinues (Treicol, Cormet d'Arêches). Ce sont des bancs de dolomies claires ou jaune vif séparées par des lits d'argilites lie-de-vin, jaunes ou vertes (Croix du Berger). Par similitude de faciès on peut les attribuer au Trias supérieur (Norien ?).

Les affleurements de cargneules et gypses sont assez importants surtout au Sud du Cormet d'Arêches (col des Tufs-Blancs, vallon du Grand-Nant de Naves) ; le gypse peut souligner des contacts anormaux ou s'injecter au sein d'une même formation.

lC. **Calcaires marmoréens clairs (« Lias de Tarentaise » ; Lias moyen-supérieur ?)**. Calcaires renfermant fréquemment des inclusions ou une trame siliceuse, voire des zones siliceuses parallèles. Des passées de microbrèches dolomitiques peuvent être abondantes à certains niveaux. Ils peuvent aussi débiter par quelques mètres de calcaires noduleux et microbréchiques violacés (la Chevalière au Nord du Cormet d'Arêches).

lS. **Schistes noirs (Lias supérieur)**. Niveaux de schistes noirs dépourvus d'intercalations carbonatées, très fissiles, et renfermant quelques miches ou nodules.

j1-2. **Calcschistes sableux et schistes noirs (Bajocien-Bathonien)**. Alternance de calcschistes sableux gris roussâtre et de schistes noirs ou de schistes gris mat. Ce faciès est fréquemment discordant sur le Permien (schistes de la Bagnaz), le contact étant souligné par quelques mètres d'un niveau à Permien remanié (cf. *infra*) constitué de schistes violets renfermant des

granules dolomitiques et des passées plus carbonatées (Dzonfié). Ces niveaux ne sont pas sans évoquer certains des faciès du secteur du Pas de Pierre-Larron au Nord de Crève-Tête (feuille Moûtiers).

js. **Schistes noirs à passées gréseuses (Jurassique supérieur ?)**. Niveau de calcschistes gris renfermant des schistes argentés vers sa base. À ces schistes sont parfois associées des écailles de calcaire blanc qui pourraient représenter le Jurassique terminal. Les recristallisations d'origine tectonique empêchent malheureusement toute datation.

j(r). **Conglomérats, grès, schistes, « Permien régénéré » (Jurassique)**. On a cartographié sous cette notation une formation composite à matériel surtout pélitique ou quartzitique d'aspect permien, pouvant abriter de gros blocs, en majorité des pélites violacées et des quartzites. Le ciment est calcaire ou calcaro-gréseux et en proportion très faible, ce qui rend son examen difficile et donne peu de renseignement sur son âge : il s'agit sans doute d'une altération et d'un remaniement du substratum permien *in situ*, au Jurassique.

Unité de la Bagnaz

tD ; tK. **Dolomies blondes (Norien) et cargneules**

t9. **Argiles versicolores (Rhétien ?)**. Schistes versicolores associés à des niveaux de dolomies jaunes.

lC. **Calcaires marmoréens clairs (« Lias de Tarentaise »)**. Compacts et massifs, équivalents du faciès des Étroits du Siaix de la zone des Brèches de Tarentaise (feuilles Moûtiers), ils renferment de rares silex ou des passées siliceuses claires d'aspect finement grenu. À proximité de la Croix de la Bagnaz, ces calcaires sont précédés de calcaires noirs détritiques en petits bancs qui ont livré une ariétite (*Arnioceras* sp ?) du Sinémurien.

lS. **Calcschistes noirs (Lias supérieur—Dogger ?)**. Ensemble de calcschistes associés à des niveaux plus schisteux, tendres ; il est suivi de plaquettes gréseuses et de schistes évoquant le Bajocien.

Unité du Quermoz

r. **Schistes violets du type « la Bagnaz » (Permien)**, surmontés stratigraphiquement par la série des calcschistes du Dogger à la base du versant ouest du Quermoz, dans le secteur de la Duy à l'ESE de Ronchat.

tD. **Dolomies blondes et cargneules (Norien)**

tG. **Gypses triasiques**

IC. Calcaires marmoréens (« Lias de Tarentaise »). Le Lias calcaire est très peu représenté dans l'unité du Quermoz. Il se présente sous forme du classique niveau de calcaires marmoréens gris-bleu à blanc, formant deux petits affleurements, l'un à la Pierre-Percée, l'autre au versant ouest du Quermoz.

IS. Schistes noirs (Lias supérieur). À la Pierre-Percée existe, sur le Lias calcaire, un niveau de schistes très noirs, fissiles, très argileux, non datés (Domérien à Aalénien?).

jm. Calcschistes et schistes noirs (Dogger). Puissant ensemble de calcschistes gréseux, calcaires et schistes, surtout développé sur le versant ouest du chaînon du Quermoz entre ce dernier sommet et la limite méridionale de la carte. Ces calcschistes présentent un faciès très proche de celui décrit au Dogger dans l'unité voisine du Cornet d'Arèches. Ce niveau n'est pas individualisé à la Pierre-Percée.

jmQ. Brèches du Quermoz. Typiquement, il s'agit de conglomérats à ciment calcaire dont les éléments sont essentiellement calcaires et dolomitiques. Le Cristallin est absent, tout au plus existe-t-il de temps à autre des galets isolés de quartzites phylliteux blanchâtres de type permo-triasique.

Du SW vers le NE, la série se caractérise par l'apparition de niveaux calcschisteux de plus en plus nombreux, au sein desquels le faciès conglomératique n'apparaît plus que sous forme de bancs minces, voire de lentilles isolées. Le sommet du Quermoz marque pratiquement la limite d'extension du faciès à brèches prédominantes.

jmP. Brèches polygéniques de la Pierre-Percée. À la Pierre-Percée, immédiatement à l'Ouest du Crêt du Rey, il existe, à la base de la série de schistes à lentilles conglomératiques et reposant sur les schistes «aaléniens», un faciès particulier de conglomérat polygénique très grossiers à éléments anguleux de quartzites triasiques, quartzites phylliteux et conglomérats du Permo-Trias, micaschistes. Ce dernier est surmonté par quelques mètres (?) d'un grès grossier brunâtre, souvent quartzitique, formant repère.

cBr. Microbrèches jaunes (Crétacé ?). Cet ensemble, qui surmonte la série bréchique du Quermoz proprement dite, n'est que peu représenté sur la feuille Bourg-Saint-Maurice. Le type en est pris sur la feuille Moûtiers où il forme notamment l'éperon du Siboulet à la sortie aval de Moûtiers. Il s'agit d'une microbrèche constituée d'éléments dolomitiques associés à de nombreux fragments de séricitoschistes ou de matériel cristallophyllien. Le ciment est carbonaté mais peu abondant. La teinte en cassure est jaunâtre et la patine rousse. L'âge de ces microbrèches est inconnu. Une attribution au Crétacé paraît plausible.

ZONE VALAISANNE

Unité de Moutiers (*l.s.*) et unité du Roignais—Versoyen

Ces unités, se faisant suite d'Ouest en Est, présentent des séries lithostratigraphiques très comparables. La distinction des deux s'impose toutefois au vu de certains aspects de leur évolution paléogéographique.

Carbonifère—Permien

h. Schistes noirs et grès (Carbonifère indifférencié). Les terrains attribués au Houiller (aucune flore n'y a jamais été signalée) sont essentiellement schisteux et schisto-gréseux. Le faciès le plus courant est celui de schistes gris à noir, à surface lisse parsemée de fines paillettes de micas blancs détritiques. Des niveaux gréseux minces sont relativement fréquents mais les passées conglomératiques sont rares (écaillés frontales du massif de la Pointe de Mya). H. Schoeller a signalé des niveaux anthraciteux dans la combe de la Nova.

r-t. Quartzites grossiers et phylliteux (Permo-Trias). Constituant l'essentiel du soubassement des Aiguilles du Grand-Fond, de Presset et de la Portettaz, il s'agit d'un ensemble de grès grossiers, quartzitiques, de teinte verdâtre, riches en galets de quartz roses, blancs, ou violacés, de niveaux conglomératiques et de passées pélitiques violettes ou vertes qui évoquent les « schistes de la Bagnaz » des unités plus externes. Le développement de phyllites vertes métamorphiques confère à certain des faciès grésos-quartzitique à petits galets de quartz, un aspect « gneissique » caractéristique.

Ce faciès est attribué au Permo-Trias par encadrement entre le Houiller et les quartzites de la base du Trias auxquels il passe progressivement (Pointe de Mya notamment).

Trias—Lias

tQ. Quartzites (Trias inférieur). Faciès caractéristique de quartzites blancs, purs, parfois piquetés de taches d'oxydes de fer, à patine bronzée typique fréquente. À la combe de la Nova, la partie supérieure du Trias inférieur s'enrichit en nodules ou en trames dolomitiques puis se termine par des bancs de quartzites noirs. Ces deux derniers niveaux, parfois associés à des schistes noirs, pourraient être l'équivalent du niveau gypsifère inférieur de Vanoise ou des schistes suprawerféniens de l'unité du Roc de l'Enfer.

tmD. Calcaires et dolomies (Trias moyen). Le Trias moyen présente des faciès bien différenciés non distingués cartographiquement. Un ensemble inférieur, où dominent des alternances calcaro-dolomitiques à patine jaunâtre, débute par des faciès typiques de calcaires vermiculés (Anisien) ; vers le sommet apparaissent des nodules de silice. Un ensemble supérieur est représenté par de puissantes masses de dolomies grises fréquemment pseudobréchiques (Ladinien).

tD ; tBr ; tK ; tG. **Dolomies ; brèches ; cargneules ; gypses (Trias supérieur).** Au Trias supérieur, l'unité de Moûtiers voit le dépôt de faciès variés et variables, lesquels témoignent d'une grande instabilité des conditions sédimentaires : argilites bariolées comparables à celles de la zone dauphinoise, gypses et cargneules, faciès bréchiens divers, dolomies blondes.

Ces divers faciès sont bien représentés dans le massif Portetta—Grand-Fond ainsi qu'entre les vallées du Nant d'Angot et du torrent du Cornet d'Arêches. Sur la carte ont été distingués :

—dolomies blondes probablement noriennes ou noro-rhétiques, et niveaux bréchiens divers (tD, tBr) ;

—cargneules et gypses du Keuper (tK, tG).

IC. Calcaires marmorés clairs (« Lias de Tarentaise »). Le faciès courant est un calcaire gris bleuté à blanc en cassure, à patine gris clair. Il est massif, mal stratifié et renferme des passées de microbrèches dolomitiques, des silex et des accidents siliceux blanchâtres dessinant tantôt des bandes parallèles, tantôt un reticulum irrégulier (Crêt Baudin). Des fantômes de polypiers ainsi que des bélemnites s'y rencontrent parfois. Quelques rares sections de *Gryphea arcuata* y ont été découvertes (notamment dans les éléments de la brèche du Grand-Fond). Ce faciès est typique du Lias de la zone des Brèches de Tarentaise (calcaires du Siaix sur la feuille Moûtiers), mais son âge ne peut être mieux précisé ; il comprend sûrement le Lias inférieur et moyen. Les termes plus récents (présents aux Étroits du Siaix) ont été enlevés ici par les érosions anté-Dogger (hard ground de Charves, discordance du versant ouest de l'Aiguille du Grand-Fond).

À Villette, un faciès particulier (marbre de Villette) de couleur lie-de-vin à violette, riche en fossiles recristallisés (polypiers, encrines, pentacrines, bélemnites), a été exploité activement comme pierre ornementale.

Dogger

Les dépôts de cette période ne sont connus que dans l'unité de Moûtiers. Ils comprennent un faciès commun de schistes et calcschistes, largement représenté sur toute l'unité, et des faciès bréchiens concentrés dans le massif du Grand-Fond.

Ces deux ensembles ont été distingués sur la carte, leur position stratigraphique relative restant toutefois indéterminée.

jm. Schistes et calcschistes. Calcschistes tendres de teinte grise à patine beige ou brune et calcaires gris bleuté en minces lits à patine brune, renfermant parfois des niveaux microbréchiens à éléments de dolomies brunis. Aucun fossile déterminable n'y a été récolté, mais les associations de faunes (bélemnites, entroques, grands lamellibranches, gastéropodes, polypiers) évoquent les séries du Dogger subbriançonnais ou briançonnais.

jmF. Brèches du massif du Grand-Fond. Formation bréchique extrêmement hétérogène dans laquelle on peut distinguer deux ensembles :

— un ensemble inférieur, surtout représenté par des conglomérats grossiers relativement compacts passant progressivement à une alternance de calcaires gris-noir, de schistes et de lits conglomératiques à ciment calcaire (40 m au maximum) ;

— un ensemble supérieur, plus épais et de constitution plus complexe. Il renferme en effet des faciès de brèches très variés : brèches sans ciment, à ciment calcaire, ou à ciment schisteux dont les éléments peuvent être volumineux (jusqu'à 30 m pour un bloc de calcaire liasique). Épaisseur 100 m et davantage.

Les éléments comprennent tous les termes des séries antérieures depuis le Houiller inclus jusqu'au Lias moyen. Ces brèches apparaissent comme un équivalent latéral très localisé des calcschistes précédents et leur âge Dogger est probable.

L'édifice volcanique et intrusif du Versoyen (élément de l'ensemble « antéflysch »)

Les énigmes que posent les roches mafiques et ultramafiques (complexe ophiolitique ?) de cette zone très nettement circonscrite, ainsi que leur métamorphisme (schistes bleus et éclogites), ont été entrevues depuis longtemps (Kilian *et al.*, 1895 ; Schoeller, 1929), et ne sont pas définitivement résolues malgré plusieurs études pétrographiques (Loubat, 1968 ; Antoine *et al.* 1973 ; Lasserre *et al.* 1976 ; Schürch, 1987). Néanmoins, la structure générale du bâti volcano-sédimentaire est aujourd'hui plus claire. Il convient de la décrire à deux points de vue, celui des phénomènes magmatiques primaires, et celui du métamorphisme anormalement intense dans cette région relativement externe.

L'édifice magmatique (appelé souvent « complexe ophiolitique »), qui se prolonge vers le Nord-Est en Italie, est constitué d'une quinzaine de niveaux parallèles, basaltiques, doléritiques et gabbroïques, séparés par des écrans de schistes gris ou noirs. Cet ensemble est en position inverse, plongeant régulièrement vers le Sud-Est pour disparaître sous la « zone du Petit-Saint-Bernard ». Il en résulte donc que les coulées de basaltes en coussins et les brèches de coussins (Aiguille de Praina et mont Miravidi) reposent en position inverse sur la série détritique basale du flysch elle-même renversée, alors que les masses lenticulaires de gabbros constituent des sommets (Aiguille de Beaupré, Pointe du Clapet). Les coulées sous-marines, les filons-couches et les écrans schisteux ont des puissances de quelques mètres à quelques dizaines de mètres ; certaines lentilles gabbroïques atteignent plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (Pointe du Clapet). Il est remarquable que ces niveaux réguliers, parfois dilatés en lentilles, ne soient recouverts par aucune structure transversale, de filons d'alimentation par exemple.

Le complexe volcano-sédimentaire témoigne d'un volcanisme basaltique sous-marin et d'injection magmatiques en sills, dans un bassin grésopélitique peu profond comblé de sédiments encore meubles et gorgés d'eau. Ces intrusions se sont opérées selon des plans quasi horizontaux, dans une zone en subsidence et en extension (Loubat, 1975). De la rencontre entre magma et sédiments plastiques et humides résultent un certain nombre de phénomènes particuliers tels que la présence d'adinole, et de minéralisations en sulfures aux contacts entre schistes et basaltes (vallon de Beaupré, torrent du Versoyen) (Loubat, 1968 ; Loubat *et al.*, 1984). La géochimie des basaltes

indique un caractère tholéiitique montrant localement une tendance alcaline, empreinte continentale possible (Schürch, 1987). Au long de l'arête nord du mont Miravidi, et le séparant du col du Breuil, un dièdre de serpentinites très écrasées est intercalé entre les brèches de coussins dans des schistes noirs et la série basale du flysch. À la lumière d'observations sur le versant italien de la « zone du Versoyen », il est probable que ces serpentinites sont génétiquement liées à l'édifice volcanique et intrusif mais, évidemment, tectoniquement déplacées. Chronologiquement, ce magmatisme semblerait précéder de peu la subsidence du bassin de Tarentaise au Crétacé supérieur (Antoine, 1973).

La pétrographie succincte peut se répartir en trois ensembles : les prasinites *I.s.* (aux faciès variés), les schistes et les serpentinites.

cØ. Prasinites du Versoyen

- **Métabasaltés et métadolérites (faciès schistes verts)** (Praina, Beau-pré, Miravidi). La structure macroscopique des laves en coussins, déformés et étirés, est souvent bien visible ainsi que les « varioles » marginales des coussins (Praina, près de Plan-André ; base ouest de la Pointe du Clapet). Le métamorphisme a rarement respecté les structures microlitiques primaires pour développer une fine association granoblastique d'albite, épidote, actinote-tremolite aciculaire, chlorites, leucoxène, et localement stilpnomé-lane, tourmaline, grenats et sulfures (Loubat, 1968).

- **Métabasaltés et métagabbros de type « Pointe du Clapet »**. Il s'agit d'une collection de roches extrêmement variables et spectaculaires, et les plus énigmatiques de la région : on les recueille dans les deux grands éboulis dévalant de la Pointe du Clapet, vers le Sud et vers le Nord (Loubat, 1968). On les rencontre aussi à l'approche des Aiguilles de Beau-pré, de l'Hermitte (feuille Sainte-Foy-Tarentaise) et au Sud de Plan-André (Aiguille de Praina).

Lorsqu'elles sont identifiables, les structures primaires sont celles de gabbros et de basaltes porphyriques, plus rarement de sédiments finement détritiques et lités. La paragenèse originelle est représentée par des reliques d'ilménite très abondantes, et d'aiguilles d'apatite pluricentimétriques, ainsi que par du pyroxène (augite titanifère).

La paragenèse métamorphique, intacte ou très légèrement rétro-morphosée dans l'épizone, est très particulière : longs prismes d'amphiboles bleues, grenats zonés (deux générations), stilpnomé-lane, mica blanc, biotite verte, épidote zonée, avec allanite, tourmaline très abondante, axinite (en filonnets compacts rose filas), pumpellyite. La jadéite et l'omphacite ont été décrites et posent le problème de l'origine des hautes pressions nécessaires à leur genèse (*cf.* «Métamorphismes»).

Des fissures proches du sommet de la Pointe du Clapet présentent d'importantes incrustations de malachite et d'azurite.

cS. **Schistes noirs et calcschistes**. Intercalés entre coulées et filons-cou-ches, ils passent graduellement à une adinole blanche, porcelanée, à l'approche du contact franc avec les métadolérites. Il s'agit de séricitoschistes chloriteux fins, obscurcis par des poussières opaques très ténues. Des minéraux

de métamorphisme de contact (andalousite, cordiérite) ne laissent que des traces rétomorphosées (Loubat, 1968) mais les chloritoïdes intacts sont abondants (contact inférieur de la falaise nord-ouest de la Pointe du Clapet). Le fond de la roche, finement lité, présente en proportions variables : quartz, albite, zoïsite, trémolite-actinote, chlorites, carbonates.

ca. **Serpentinites** (Nord du mont Miravidi). En contact tectonique avec les schistes noirs encaissants et les brèches de coussins, la roche ultramafique est entièrement serpentinisée et écrasée. On note la présence de « poches » de trémolite, chrysotile, talc et parfois calcite. Cette lentille de serpentinite est à mettre en relation avec le massif, beaucoup plus volumineux et mécaniquement intact, qui avoisine la Pointe Rousse sur le versant italien (feuilles Mont-Blanc et surtout Sainte-Foy-Tarentaise).

Crétacé supérieur : flysch de Tarentaise

Cette formation désigne globalement une séquence dont les niveaux lithologiques présentent des caractères très distincts et dont la plupart d'entre eux peuvent se suivre sur des distances considérables de la Savoie (Sud de Moûtiers) à la région simplonique en Suisse. La qualification « flysch » pour cet ensemble, quoique inadaptée, sera conservée par souci d'homogénéité avec les feuilles déjà publiées et la littérature.

cFB. **Brèches et microbrèches (« formation basale » du flysch de Tarentaise)** (« couches de l'Aroley » des auteurs suisses). Il s'agit d'un ensemble fortement détritique où prédominent les conglomérats. Des variations de faciès nombreuses résultent de la proportion et de la nature du ciment calcaire, de la dimension des éléments, de l'épaisseur des strates, de la présence éventuelle d'interstrates schisteux.

Le type « moyen » est un conglomérat polygénique à ciment de calcaire cristallin gris-bleu à noir prenant souvent une patine gris clair comparable à celle du calcaire liasique. L'épaisseur des bancs (stratification souvent très fruste) est décimétrique à métrique. Les éléments, variés, représentent tous les termes du proche substratum de la formation : grès houillers, quartzites phylliteux du Permo-Trias, quartzites blancs du Trias inférieur, tous les types de dolomies et calcaires du Trias moyen, dolomies et brèches dolomitiques du Trias supérieur, calcaires liasiques et infraliasiques, calcaires oolitiques à milioles du Dogger. Des éléments appartenant au socle cristallin (granites, microgranites, micaschistes) se rencontrent assez fréquemment dans l'unité de Moûtiers, beaucoup moins dans celle du Roignais—Versoyen. Cette différence peut s'expliquer partiellement par la présence, dans le substratum du « flysch » de l'unité de Moûtiers, de lames du socle cristallin à Hautecour près de Moûtiers, mais il ne s'agit là que de micaschistes. L'origine des faciès granitiques reste inconnue.

Des variations de faciès sont perceptibles, pour l'ensemble de la formation, entre les unités de Moûtiers et du Roignais—Versoyen. Au sein de cette dernière, le caractère polygénique des conglomérats s'atténue, la taille moyenne des bancs diminue du Sud-Ouest vers le Nord-Ouest et de l'Ouest à l'Est. On y rencontre assez fréquemment, notamment à la partie supé-

rieure, des niveaux microbréchiques à ciment de calcaire cristallin très abondant et éléments millimétriques de dolomie claire. Ceux-ci sont souvent associés, notamment dans les parties plus internes de l'unité, à des calcaires à zones siliceuses roussâtres formant des bandes plus ou moins parallèles.

L'épaisseur de la formation dépasse parfois la centaine de mètres mais s'apprécie difficilement en raison du plissement.

cFQ. Schistes noirs à quartzites verts (« couches des Marmontains » des auteurs suisses). Il s'agit là d'un faciès-repère d'une constance remarquable sur toute l'étendue du domaine valaisan entre la Savoie, la région simplonique et les Grisons, faciès qui constitue donc un fil directeur essentiel pour le déchiffrement des structures les plus complexes.

Typiquement, il s'agit d'une alternance de bancs décimétriques de quartzites brun-vert, à cassure huileuse (ölquartzit) et de lits de schistes noirs fissiles, parfois gréseux.

L'épaisseur est beaucoup plus faible que celle des formations qui l'encadrent et varie de quelques mètres à une vingtaine de mètres au maximum.

Des variations de faciès résultent de fluctuations dans la proportion et l'épaisseur des bancs de quartzites. Il existe des termes presque uniquement schisteux où la phase détritique siliceuse n'apparaît que sous la forme de filets gréseux très caractéristiques ou bien au sein de niveaux carbonatés brunâtres (Pointe de Mya—Pointe de la Terrasse—Aiguille de Praina). Parfois les schistes noirs contiennent en abondance des micas détritiques et le faciès ressemble alors à celui de certains schistes du Houiller (Pointe de la Terrasse, versant sud de la Pointe de l'Échelle).

cFG. Grès grossiers et conglomératiques. Cette formation est essentiellement caractéristique de l'unité de Moûtiers où elle est omniprésente. Elle est presque inexistante dans l'unité du Roignais—Versoyen où des témoins n'en existent qu'à la partie externe uniquement.

Des coupes typiques, d'un accès commode, se trouvent au voisinage du lac d'Arcachat dans l'angle sud-ouest de la feuille. La formation est représentée par des grès calcarifères grossiers en gros bancs (souvent plusieurs mètres), massifs, très mal lités, présentant assez fréquemment des figures de litage entrecroisé et qui évoquent certains faciès molassiques. Une altération de surface leur confère un aspect roussâtre et des formes émoussées caractéristiques. Ces bancs de grès sont fréquemment associés à des niveaux de conglomérats polygéniques très semblables à ceux de la formation basale du flysch, si bien que la distinction est difficile sur affleurements isolés.

Parfois les niveaux gréseux sont dépourvus de carbonates et l'on passe à des faciès purement quartzitiques et conglomératiques en niveaux très massifs, dépourvus d'interstrates schisteux.

L'épaisseur varie de quelques mètres à une trentaine de mètres.

cFT. **Flysch de Tarentaise s.s.** (« couches de Saint-Christophe » des auteurs suisses). Le faciès le plus répandu est celui d'une alternance monotone de lits décimétriques de calcaires sableux, calcschistes, schistes phylliteux noirs, gris ou argentés, dont l'épaisseur (impossible à chiffrer avec précision en raison de la déformation tectonique) paraît comprise entre 600 et 900 m. Il s'agit donc de la formation la plus épaisse de la séquence du « flysch » de Tarentaise et elle donne des paysages particuliers avec d'immenses étendues d'alpages et des escarpements brunâtres caractéristiques.

Âge du flysch de Tarentaise. Aucun des ensembles précédents n'a pu être daté directement mais une forte présomption existe pour un âge crétacé supérieur. Un exemplaire bien conservé de *Globotruncana lapparenti coronata* a été découvert dans l'ensemble antéflysch de l'unité du Roignais—Ver-soyen, au ravin de la Chail, immédiatement au Nord de la feuille. Le dépôt de la formation basale du flysch de Tarentaise pourrait donc avoir débuté au Sénonien. Bien qu'aucune preuve de l'existence de Tertiaire n'ait jamais été apportée, l'âge de la formation paraît devoir être rapporté au Crétacé terminal—Paléocène.

UNITÉS D'ORIGINE PALÉOGÉOGRAPHIQUE INCERTAINE

Unité du Roc de l'Enfer (Valaisan ?)

Cette unité, d'attribution paléogéographique incertaine, se présente comme une simple lame de terrains houillers sur la feuille Moûtiers et s'épanouit dans le petit massif des Deux-Antoines et du Roc de l'Enfer au Nord de Bourg-Saint-Maurice. C'est le seul endroit où elle présente une couverture mésozoïque dilacérée dont les rapports avec le Carbonifère sous-jacent ne sont pas évidents.

h. Schistes, grès, anthracite (Carbonifères l.s.). Ensemble de schistes noirs ardoisiers, en bancs épais, et de grès relativement fins, psammitiques, renfermant par place des conglomérats à galets cristallins (au Nord du Roc de l'Enfer). Le faciès d'ensemble est proche de ses équivalents de la zone houillère briançonnaise mais dénote une sédimentation plus fine. H. Schoeller a cité des passées anthraciteuses à l'Est des Deux-Antoines.

h5a. Conglomérats du Grand-Châtelet (Stéphanien inférieur). Sur l'arête sud du Roignais, le petit massif du Grand-Châtelet est constitué par une masse de 100 à 200 m de conglomérats dont la position vis-à-vis des terrains précédents est stratigraphiquement incertaine. Selon J. Fabre (1961), ces conglomérats contiennent le même genre de galets que ceux de l'assise de Courchevel de la zone houillère briançonnaise, datée du Stéphanien inférieur. Le ciment est arkosique de teinte grise, parfois vert clair.

tQ. Quartzites (Trias inférieur). Niveau de quartzites très blancs en cassure, à patine bronzée ou noirâtre. Épaisseur 100 à 200 m (Roc de l'Enfer). À leur base, ces quartzites montrent quelques mètres de quartzites phylliteux très cataclasés qui représentent probablement le Permo-Trias.

tmD. Calcaires et dolomies (Trias moyen). Une très bonne coupe en est donnée par le petit chaînon du Roc de l'Enfer. On y rencontre successivement (mais non distingués sur la carte) :

—des schistes noirs ou gris à patine brun rougeâtre et de minces lits de dolomies à patine jaune-ocre alternant avec des niveaux de schistes noirs plus ou moins graphiteux. Les lits de dolomies, parfois boudinés, prennent un aspect conglomératique et la séquence a été interprétée à tort, au ruisseau du Clapey-Vert, comme « schistes à blocs ». Ce niveau correspond à l'épisode lagunaire suprawerfénien du Briançonnais (épaisseur 5 à 8 m) ;

—une alternance de dolomies à patine crème ou jaune, de calcschistes et de calcaires, renfermant plusieurs passées de calcaires vermiculés. Les niveaux dolomitiques renferment parfois des petits articles de crinoïdes ainsi que des algues calcaires. Il s'agit de l'Anisien dont l'épaisseur atteint une cinquantaine de mètres ;

—une épaisse série de dolomies grises, massives, à patine gris clair parfois cendré, riche en niveaux pseudobrèchiques à éléments anguleux ; elle est attribuable au Ladinien.

Sur le versant ouest de la Grande-Combe, la série précédente semble couronnée par des brèches à éléments anguleux, hétérométriques, passant à des schistes noirs et qui pourraient représenter le Trias supérieur.

tG. Gypses triasiques de la Grande-Combe, dont l'origine et la position restent énigmatiques.

lC. Calcaires marmoréens (« Lias de Tarentaise »). Le chaînon qui limite à l'Est la Grande-Combe est formé par un calcaire très largement marmoréen, de teinte très claire, translucide en cassure. La stratification est oblitérée par de très nombreuses fractures. Ce calcaire est attribué au Lias par analogie avec le faciès classique des calcaires du Siaix.

j. Schistes noirs à niveaux microbrèchiques (Jurassique moyen ?). Le versant est de la Grande-Combe montre, en contrebas de la série liasique précédente, un épais niveau de schistes noirs renfermant parfois des lits de brèches à éléments dolomitiques et de microbrèches. Âge inconnu (Jurassique moyen ?).

Unité du Petit-Saint-Bernard (Subbriançonnais ?)

tK. Cargneules, dolomies jaunes, schistes bariolés. Faciès classiques du Trias supérieur.

lC. Calcaires (Lias inférieur?). Ensemble à dominante calcaire (calcschistes et calcaires marmoréens gris bleuté) formant la croupe du Combottier.

lm. Calcschistes à bélemnites (Lias moyen ?). Épaisse série constituant la crête allant du col de Forcles au sommet des Rousses. Elle est constituée par une alternance de calcaires à patine jaune-beige, à surface rugueuse, alternant avec des schistes et calcschistes en proportions très variables. Des

bélemnites s'y rencontrent parfois, le gisement le plus connu étant celui de l'Alpe de Verney en Italie, signalé par Franchi.

IS. Schistes noirs (Lias supérieur ?). Le meilleur affleurement est situé immédiatement hors de la limite est de la feuille, à l'ensellement que marque la crête entre la Pointe du Lac-sans-Fond et le Roc de Belleface. Il s'agit de schistes noirs très fissiles dont le passage aux termes précédents (sous-jacents) est très progressif. Sur la feuille Bourg-Saint-Maurice, ces schistes sont masqués sous des formations glaciaires et se trouvent probablement engagés dans le grand glissement du versant sud-est de la Pointe du Clapey. Malgré le changement de teinte (dû à la proximité du contact anormal du vallon du Reclus), ce sont probablement eux qui affleurent au pied du versant sud-est du Combottier.

jmC. Calcaires spathiques gris (Dogger?). À entroques encore souvent perceptibles malgré la recristallisation, ils forment l'essentiel du Roc de Belleface sur la feuille voisine Sainte-Foy-Tarentaise, alors que sur la feuille Bourg-Saint-Maurice l'extension de ce faciès est très limitée. L'attribution au Dogger est hypothétique.

ZONE SUBBRIANÇONNAISE ET ZONE DES GYPSES

Des affleurements épars de calcaires et calcschistes sont engagés dans la zone des gypses des gorges de l'Arbonne et sont attribués paléographiquement au Subbriançonnais (unité de la Grande-Moëndaz). on trouve :

tG ; tK. **Gypses triasiques et cargneules**

tD. **Dolomies blondes et argilites (Trias supérieur)**

lC. **Calcaires (Lias inférieur)** compacts et massifs, à bélemnites et lamelli-branches.

lS. **Calcaires spathiques et calcschistes noirs (Lias moyen-supérieur),** alternant sur une grande épaisseur, les calcschistes prédominant peu à peu vers le haut de la série.

ZONE BRIANÇONNAISE

Houiller briançonnais

Le Permo-Carbonifère de la zone houillère affleure sur les deux versants de la vallée de l'Isère entre Bourg-Saint-Maurice et Aime.

La majeure partie, c'est-à-dire le Houiller proprement dit (« Houiller productif »), constitue une masse homogène schisto-gréseuse dont le rôle est demeuré important dans l'économie régionale depuis deux siècles : comme source de combustible et d'ardoises d'abord, puis, depuis 1950, comme domaine skiable que son modelé rendait particulièrement adapté. Comme

sur les feuilles voisines, la formation sus-jacente (« Houiller stérile » stéphanien-permien) s'individualise souvent par son relief plus vigoureux.

h4-5a. Arkoses, grès micacés, siltites, charbon (Westphalien—Stéphanien inférieur). L'âge des couches a été indiqué dès le 19^e siècle par des plantes fossiles carbonifères découvertes près de Mâcot, sur la rive gauche de l'Isère. C'est dans ce secteur, où des carrières d'ardoises étaient alors activement exploitées, que se sont faites toutes les trouvailles jusque vers 1950 ; à cette époque une étude systématique va permettre d'en accroître le nombre (J. Fabre). Toutes les flores ont été revues ou étudiées par C. Grebert (1965). La plupart, notamment dans le secteur de Mâcot, appartiennent à la flore classique de l'assise de Tarentaise (Westphalien D—Stéphanien inférieur) avec *Mixoneuraflexuosa* et *Pecopteris lamurensis*. Cependant, au fond de la vallée, au pont de Landry, un lit schisteux a livré *Mariopteris acuta* var. *grandis* et *Pecopteris plumosa dentata* du Westphalien inférieur, et c'est un âge westphalien moyen que suggèrent l'empreinte de cf. *Estheria simoni* (dét. R. Feys) sur la route de Montchavin à Montorlin et le cf. *Neuropteris gigantea* découvert en rive droite de l'Isère au sommet de la croupe de Vaugella.

D'une façon générale, le Houiller, d'âge westphalien inférieur (assise de la Benoîte), moyen (assise de la Madeleine) ou westphalien supérieur—stéphanien inférieur (assise de Tarentaise), est formé d'une alternance de grès, de schistes et de veines de charbon, avec, dans le Westphalien inférieur et moyen, quelques poches de conglomérats à petits galets de quartz. Les carbonates n'existent que sous forme de petits nodules sidéritiques (« clayats ») et dans la matrice de quelques grès ; les lits ferrugineux sont rares. La proportion des grès, voisine de 50 % dans l'assise de Tarentaise, est un peu plus forte dans les couches plus anciennes (60 %). Elle est fortement exagérée en surface par le fauchage des couches. Ces grès, mal calibrés, contiennent toujours une assez forte proportion de feldspath potassique (grès arkosique) et de mica blanc. La matrice siliceuse et phylliteuse (ancienne phase argileuse) est abondante. Le mica blanc peut tapisser les joints de stratification (« psammite » au sens français du terme), rendant alors la roche fissile et utilisable comme lauzes.

L'épaisseur du Houiller ne peut être évaluée avec quelque objectivité. On avançait autrefois 4 000 à 5 000 m en totalisant l'épaisseur de toutes les assises réparties du Sud au Nord de la zone houillère. On ignorait alors l'existence possible de grands redoublements internes, aujourd'hui démontrés à Briançon et très probables en Tarentaise. Une épaisseur de l'ordre du millier de mètres paraît probable.

Les figures sédimentaires suggèrent un dépôt en milieu palustre ou fluviatile d'assez faible énergie (jamais torrentiel), avec remaniements locaux (paillettes de schistes resédimentées dans les grès). Les veines de charbon, nombreuses, épaisses de quelques centimètres à quelques mètres, sont groupées en faisceaux de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur séparés par des membres plus gréseux et stériles, de puissance comparable. On connaît ainsi, d'amont en aval, le faisceau de Montgirod—La Thuile, formé d'une quinzaine de couches qui affleurent en rive droite de l'Isère dans les

concessions de La Thuile et de Montgirod et sont d'âge probablement westphalien moyen. Sur la même rive affleure, en aval, le faisceau de Charbonnet et Praz (4 veines) et celui de Réel—Corbière (4 à 6 veines). Sur la rive gauche, le faisceau exploité par la concession de Montchavin, au-dessus de Landry, contient au moins 5 couches d'âge westphalien D—stéphanien inférieur probablement. À l'aval, en face d'Aime, celui de Planamont et Lequey, non daté, est fort de 15 à 20 veines. Il faudrait y ajouter, à la limite sud de la feuille, le faisceau des 12 veines de charbon recoupées par une galerie des mines de plomb de la Plagne, et d'âge probable westphalien D—stéphanien inférieur.

Deux intercalations de schistes verts paraissent représenter d'anciens horizons de **tufs volcaniques basique** (*tf*): en contrebas de la côte d'Aime et en face de Bourg-Saint-Maurice, sur la route des Arcs. Le premier, au contact d'une veine de charbon, donne à l'analyse une composition de roche basique analogue à d'autres connues en Tarentaise dans le même contexte. Dans ces deux cas, une foliation alpine précoce a détruit les structures originelles.

h5-r. Conglomérats, arkoses (« assise de Courchevel ») (Stéphanien-Permien). Cette formation est constituée par des arkoses souvent grossières, grises à la base, vertes au sommet, à lentilles de conglomérats dont les galets proviennent en majorité d'un socle analogue au Ruitor : micaschistes, gneiss, roches à épidote. Les intercalations plus fines de grès ou de siltites versicolores peuvent contenir des lits lenticulaires carbonatés.

La base a été datée du Stéphanien moyen en deux points sur la feuille voisine (Moûtiers). Elle y apparaît transgressive sur le Houiller. On l'interprète comme le résultat de mouvements verticaux amenant dans le bassin houiller des décharges d'alluvions torrentielles venues de reliefs de socle situés à l'Est. Son épaisseur passe rapidement de plus de 200 m à Peisey, à 0 de part et d'autre car son sommet est tronqué par des chevauchements présumés alpins.

Unité du Sapey—Peisey

Cette unité a été définie par F. Ellenberger (1958) sous le nom de zone Sapey—Peisey (« gneiss du Sapey ») dans les environs de Peisey (Sud de la feuille Bourg-Saint-Maurice) et au verrou du Sapey dominant Modane. Elle est représentée ici par un ensemble métamorphique très déformé qui surmonte divers niveaux du Stéphanien-Permien au sommet du versant rive gauche de l'Isère. Elle affleure largement au-dessus de Peisey.

ζS. Gneiss œillés, micaschistes (Antépermien ?) : « gneiss du Sapey ». Le faciès-type est un gneiss œillé correspondant à d'anciens granites porphyroïdes. Les yeux peuvent atteindre plusieurs centimètres à Beudet (Valandry) ou être réduits par la mylonitisation à des billes dispersées dans une méso-tase quartzo-phylliteuse. On rencontre aussi des prasinites à grain fin (anciennes roches magmatiques basiques ?), des schistes noirs et des micaschistes feldspathiques (Ellenberger, 1958). Des micaschistes de cette unité

ont montré plus au Sud (feuille Modane) un assemblage à staurotide, disthène et grenat, comparable à celui des micaschistes du socle du Ruitor (feuille Sainte-Foy-Tarentaise). Cette unité du Sapey—Peisey pourrait donc représenter un paquet d'écailles de socle antépermien jalonnant un ancien accident hercynien. Néanmoins, la présence de roches magmatiques acides permienues, liées à cet accident, ne peut être écartée.

Cette unité, bien développée à Plan-Peisey, s'effile en se boudinant vers le Nord-Est au pied des cols du Grand-Renard et des Frettes où elle peut être réduite à 5 ou 10 m d'épaisseur. Son contact avec le Permo-Carbonifère de la zone Houillère est ainsi très tectonisé, et de plus fortement redressé.

r-t. **Quartzites phylliteux (Permo-Trias)**. La formation des gneiss du Sapey est presque toujours séparée des quartzites du Trias inférieur par un liseré de « Permo-Trias » représenté par une association de bancs phylliteux blanc verdâtre et de lits quartzitiques blancs. Des lits de micaschistes gris-noir ou violacés, de minces lentilles de dolomie blonde, des mouches ankéritiques et de rares petits galets de quartz rose, confirment l'analogie avec la formation « permo-triasique » moins déformée de la feuille Moûtiers et facilitent la distinction avec les quartzites triasiques plus purs. L'épaisseur conservée varie d'une cinquantaine de mètres à quelques mètres, et est même nulle par places entre le col des Frettes et celui du Grand-Renard.

Ce « Permo-Trias » paraît représenter ici, comme sur la feuille Moûtiers, la couverture normale de l'ensemble gneissique.

tQ. **Quartzites triasiques**. Puissant niveau des classiques quartzites blancs à patine bronzée, formant l'essentiel du chaînon Aiguille Grive—col des Frettes.

tD ; tG ; tK. **Dolomies et calcaires ; gypses ; cargneules (Trias moyen)**. Les dolomies et/ou calcaires triasiques ladinienues sont très peu développés et sont le plus souvent disposés en écaille au milieu des gypses et cargneules. Les faciès sont ceux du Trias briançonnais (Anisien—Ladinien) affleurant largement sur les feuilles voisines.

Briançonnais interne (massif du mont Pourri)

L'extension en est très réduite sur la feuille Bourg-Saint-Maurice (extrême angle sud-est).

ξr. **Séricitoschistes albitiques (Permien ?)**, à passées albitiques massives. Ces terrains affleurent davantage sur les feuilles voisines Moûtiers et Sainte-Foy-Tarentaise (socle de Vanoise).

QUATERNAIRE

Les formations quaternaires (au sens le plus large : incluant nombre de mouvements de versants) représentent un héritage de l'histoire glaciaire récente. Les glaciers ont façonné tous les reliefs, provoqué l'accumulation de dépôts morainiques et autres, influencé l'évolution dynamique des versants. Il n'est malheureusement pas possible de dater précisément les divers stades dont les traces sont actuellement observables.

Gy ; GLy. **Glaciaire ancien et dépôts glacio-lacustres rapportés au Würm.** Le glacier wurmien a façonné des replats et épaulements étagés jusque vers 2 000 m, en général largement tapissés de moraines. À la décrue du Würm, des appareils résiduels ont persisté sur les hauts sommets. Leur disparition, plus récente, a laissé subsister des formes topographiques beaucoup plus fraîches et facilement identifiables.

Dans le Beaufortain occidental, deux vallées sont intéressantes par le développement de leur ancien appareil glaciaire : celles du Grand-Nant de Naves et de Treicol. Le vallon de Naves, suspendu au-dessus de la vallée de l'Isère dont il est affluent, montre deux replats très marqués : celui de Grand-Plan aux Chalets du Goliath et à la Bataille, étagé de 1 500 à 1 900 m, et celui de Grand-Naves, vaste et sensiblement horizontal, vers 1 200 m.

Les entailles d'érosion qui incisent ce dernier montrent qu'il est constitué d'une puissante accumulation d'alluvions anciennes à galets, bien stratifiées, alternant avec des lits sableux et argileux qui correspondent à des dépôts lacustres témoignant de l'existence d'un lac d'obturation entre le glacier principal de l'Isère, en aval, et la langue glaciaire du vallon de Naves (probablement au début du retrait wurmien). D'autres vestiges de ces dépôts se retrouvent à Molençon, Ronchat et Grand-Naves (GLy). Il convient toutefois de noter la présence de blocs erratiques volumineux au sommet de ces dépôts, attestant du retour temporaire du glacier (*).

Un appareil glaciaire ancien peut également se reconstituer dans le vallon de Treicol dont la langue pouvait diffluer jusqu'à Beaufort par le col du Pré.

Enfin, la vallée de l'Isère elle-même, immédiatement en aval de Bourg-Saint-Maurice, montre une succession de replats d'origine glaciaire, ou fluvio-glaciaires notamment dans le secteur de Vulmix.

La juxtaposition de terrains cristallins résistants et de schistes tendres a favorisé un modelé en vallées suspendues et en verrous glaciaires, un des plus beaux exemples étant le site du Méraillat où a été construit le remarquable barrage de Roselend. Citons aussi les verrous de Beaufort, des Fontanus, de la chapelle de Saint-Guérin.

Gz ; EG. **Glaciaire et glaciers rocheux historiques.** Des formes glaciaires très fraîches s'observent dans la plupart des hauts massifs et notamment

(*) Il existe un gros bloc erratique, spectaculaire, à l'Ouest de Beaufort le long de la route de Montles-Choseaux vers la cote + 800 ; il est constitué de brèches de Tarentaise et est originaire de la crête de la Pierra-Menta par conséquent.

dans le massif du Beaufortain (mont Mirantin, Pointe de la Grande-Journée, Grand-Mont, Pointe de Comborsière avec notamment la moraine du Plan du Jeu très bien conservée).

On en retrouve également dans le haut vallon de Naves, le massif du Grand-Fond, la haute vallée du Versoyen, et le chaînon Aiguille Grive-Pointe des Fours.

G-E. Glaciaires et éboulis mêlés. Sur la plupart des versants, notamment dans les grandes vallées, les versants boisés ou couverts d'alpage sont tapissés de formations complexes associant des vestiges glaciaires, des éboulis et des produits de solifluxion constitués de terres caillouteuses dont les épaisseurs peuvent être importantes.

Jy ; Jz. Cônes de déjections des principaux torrents. De tels cônes peuvent être présents en n'importe quel point de la feuille sitôt que le cours d'un torrent débouche dans une vallée plus large ou sur un replat. Les cônes les plus spectaculaires sont toutefois concentrés dans la vallée de l'Isère notamment au site de Bourg-Saint-Maurice. La petite ville se développe en effet sur les cônes de quatre des plus importants torrents de la région : Arbonne, Charbonnet, Versoyen et Reclus. Elle a eu beaucoup à pâtir de cette situation au cours de l'histoire et encore récemment (débordement du Charbonnet). Le cône de Bellentre, suspendu au-dessus de la vallée, paraît plus ancien (Jy).

La plupart de ces cônes peuvent être également alimentés par des « laves » torrentielles ; un sondage récent indique 113 m de recouvrement au-dessus de Séez (BRGM, rapp. SGR RHA, 1989).

EJ. Cônes mixtes torrentiels et d'avalanches. Ces cônes sont localisés dans les zones à fort relief, aux débouchés de couloirs à pente très accusées empruntés par les avalanches en hiver, par les crues torrentielles, voire les « laves » boueuses en été lors des orages.

Ez ; Eb. Éboulis de pied de falaise. Ce sont les classiques formes d'accumulation constamment alimentées en altitude, plus épisodiquement ailleurs. Dans ce dernier cas, les cônes et nappes d'éboulis peuvent être plus ou moins largement colonisées par la végétation mais le danger de chute de blocs persiste néanmoins. Les secteurs à roches massives et résistantes (Cristallin, calcaires, conglomérats) montrent les plus grandes étendues d'éboulis (massif du Grand-Fond, Pointe de Pisset, combe de la Nova, Roignais, etc.). Les secteurs à terrains schisteux (Aalénien à Oxfordien, Houiller) présentent des accumulations moindres et de nature bien différentes (plaquettes schisteuses en voie d'altération).

Les falaises calcaires rigides du Malm supérieur ou du Lias reposent sur un substratum marneux, et leurs rebords, soumis au fluage du terrain sous-jacent, ont tendance à se fissurer et à donner naissance à des crevasses impressionnantes délimitant des pans rocheux en voie d'effondrement (Rocher du Vent, Roc Marchand, Roche Chevalière au Cormet d'Arêches, Roche de Janotan au-dessus de Villette). Si le pendage est favorable, de tels

panneaux peuvent glisser sur des joints argileux, se fragmenter, et donner un chaos rocheux comme au Plan de la Lai.

Fz. Alluvions récentes. Elles sont généralement étroitement imbriquées dans les cônes de déjection. Étant donné le relief très montagneux et l'étroitesse des vallées, elles sont peu développées. Les principaux remplissages alluviaux sont donc ceux de la vallée de l'Isère à l'arrière de barrages naturels comme à Aime à l'amont du verrou du Châtelard, ou à Bellentre et à Hauteville derrière les cônes de déjections. Leur épaisseur est inconnue étant donné l'absence de sondages.

FzT. Tourbes. Il existe d'intéressantes tourbières d'altitude dont certaines ont été étudiées (Becker, 1952) : tourbières du Cormet d'Arêches (à 2 105 m sur le versant ouest du col : 2,75 m d'épaisseur), du Crêt du Bœuf (2 160 m : 3,15 m d'épaisseur), au Cormet de Roselend (à 1 760 m : 1,25 m), au Gollet (1 920 m : 1,50 m). Les analyses polliniques (pollens de pins Cembro, sapin, épicéa et noyer), ont donné un âge allant du Subboréal (4 700 - 2 800 B.P.) au Subatlantique (2 800 - 1 000 B.P.).

U. Tufs calcaires. Ils sont en général liés à de grosses sources ayant traversé des amas de gypses et jalonnent donc les contacts anormaux. On en connaît ainsi sur les limites externes des unités valaisannes et du Cormet d'Arêches, formant quelques beaux placages aux Terreaux (à l'Est de Naves), au lac des Fées (sous le Cormet d'Arêches), à Treicol (où la source ferrugineuse colore de rouge les accumulations tuffeuses). Il en existe d'autres près du Cormet de Roselend. Le contact du Cristallin de Belledonne et de sa couverture sédimentaire orientale en est également jalonné (vallon de la Grande-Maison, Ronchat, près de Naves). Les tufs d'Arêches (rive droite du torrent du Poncellamont) ont servi à la reconstruction du pont de Beaufort après la crue de 1832. Enfin, sur la limite est de la feuille, il convient de mentionner les tufs de Saint-Germain dans le torrent du Reclus et ceux des Boschères dans le Versoyen au niveau du Châtelard.

X. Remblais artificiels dus aux déblais de mines (charbon, ardoisières) et galeries hydroélectriques : fenêtres de Saint-Guérin, le Chornais pour Roselend—La Bâthie ; fenêtre du pont des Lanches pour Ormente—Saint Guérin (avec du gypse extrait) ; fenêtre des Chapieux et du Versoyen pour Isère—Roselend.

Mouvements de terrain. Comme dans presque toutes les régions des Alpes, une des conséquences de la dernière décrue glaciaire a été la multiplication des mouvements de versants. La disparition progressive des glaciers (en premier lieu sur les versants bien exposés), les modifications climatiques (accroissement de la pluviométrie) ont déstabilisé de nombreux versants, conduisant à des glissements parfois très importants (rive droite de l'Arbonne dans la zone du champ de tir, Crêt Bettex, les Chavonnes, Tesseus,...).

Ultérieurement, ces mouvements (souvent qualifiés d'anciens) ont été le siège de manifestations plus récentes et parfois actuelles, conduisant à une désorganisation de plus en plus marquée des masses rocheuses initiales.

Nombreux sont donc les versants peu stables, dont l'instabilité peut se trouver aggravée par des travaux liés le plus souvent à l'aménagement récent des stations de sports d'hiver (route d'accès aux Arcs par exemple). Tous les principaux types de mouvements peuvent donc se rencontrer sur le territoire de la feuille Bourg-Saint-Maurice :

—glissements de terrain particulièrement nombreux dans la zone dauphinoise (les Accrais dans la vallée de la Grande-Maison, Plan-Villard, Crêt Bon près d'Arêches, les Iles à l'amont de Beaufort) et dans la zone houillère (notamment en rive droite de l'Isère entre Aime et Bourg-Saint-Maurice) ;

—chutes de blocs et écoulement dans tous les secteurs à Cristallin prédominant ou à alternances de roches dures et tendres (zone dauphinoise : Rocher du Vent ; zone du Cormet d'Arêches : Roche Chevalière ; zone valaisanne : Roche de Janotan, massif du Grand-Fond, vallée du Torrent des Glaciers [éboulement aux Glinettes en 1965 à partir des falaises de rive gauche], Aiguille du Clapey ; zone houillère : Aiguille Grive, Pointe du Four) ;

—coulées boueuses et laves torrentielles comme à la Ravoire près de Bourg-Saint-Maurice (accident de 1981) ; le Charbonnet (7 août 1985) ; l'Arbonne en 1535, 1636, 1732, 1951), l'Ormente à Aime (1778, 1859) ;

—fauchage à la Crête des Gittes ou sur le versant ouest de la Clavette ;

—affaissements qui se traduisent par d'innombrables entonnoirs au sein des (ou sur les) masses gypseuses des contacts anormaux ; certains entonnoirs dérivent de phénomènes de suffosion au sein d'accumulations quaternaires.

Par ailleurs, les phénomènes d'érosion sont extrêmement vigoureux dans les terrains particulièrement affouillables que sont les gypses (gorges de l'Arbonne notamment) et les versants glissés en masse de la zone houillère. À titre indicatif, de nombreux sondages réalisés dans cette zone lors des travaux routiers d'accès aux stations de sports d'hiver, ont souvent révélé une épaisseur de plus de 100 m de terrains remaniés... Ils ont conduit et conduisent encore à des catastrophes en cas de forte pluviométrie ou fonte des neiges. Ainsi, Bourg-Saint-Maurice a subi d'importantes destructions notamment en 1440 et 1636 ; Villette, Aime, Beaufort ne furent pas épargnés. L'accident récent le plus remarquable fut celui des laves torrentielles de la Ravoire qui coupèrent la voie ferrée et la route d'accès aux Arcs en 1981.

De tels phénomènes spectaculaires ne doivent pas faire oublier les innombrables couloirs dont le fonctionnement brutal et intempestif lors d'un orage peut couper les routes, emporter les ponts, engraver des hameaux ou des terrains cultivés (de moins en moins nombreux).

En raison de cette sensibilité toute particulière à ces phénomènes naturels, la région de Bourg-Saint-Maurice a fait l'objet d'une cartographie ZERMOS (= zones exposées à des risques liés à des mouvements du sol et du sous-sol) en 1979.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

MAGMATISME HERCYNIEN

Dans la partie interne de la chaîne de Belledonne, on retrouve les témoins de deux épisodes magmatiques qui diffèrent par leur âge et par leur signification géodynamique.

Magmatisme « cambro-ordovicien » (475-450 Ma) (Paquette *et al.*, 1989)

Le chimisme tholéïtique des métabasites et des éclogites amphibolitisées du Beaufortin (T et N MORB ; Paquette, 1987, 1989 ; Ménot, données inédites) est symptomatique d'une mise en place en régime de rifting océanique au niveau d'une croûte continentale amincie matérialisée par une contamination crustale. Cette interprétation est en accord avec l'association primaire constante des métabasites avec des grauwackes, futurs gneiss amphiboliques et biotitiques.

Plutonisme dévono-carbonifère

- Les **orthogneiss, d'âge dévonien probable**, sont contemporains et tardifs par rapport aux phénomènes migmatitiques qui succèdent aux recristallisations métamorphiques barrowiennes. Ces dernières oblitèrent, dans les métabasites, les paragenèses de haute pression d'âge fini-silurien (425-395 Ma ; Paquette *et al.*, 1989). Par ailleurs, ces orthogneiss sont antérieurs à l'intrusion des granites (Sept-Laux, Lauzière) datée du Namurien (322 Ma ; Demeulemeester 1982).

Les orthogneiss dérivent de différents types de granitoïdes à caractères géochimiques alumino-potassiques et subalcalins, représentant un ensemble plutonique complexe dont plusieurs niveaux structuraux sont accessibles à l'observation grâce au découpage tectonique ultérieur.

- Les **granites carbonifères**. Le granite de Beaufort, représentant le prolongement septentrional du granite des Sept-Laux, recoupe les séries gneissiques. Ce dernier a été daté à 322 ± 43 Ma par P. Demeulemeester (1982). Par ailleurs, ces granites (Sept-Laux et Lauzière) également sécants sur les orthogneiss, se mettent en place dans un environnement tectoniquement actif et leurs bordures sont affectées, de façon plus ou moins intense, par une mylonitisation synmétamorphe dont les effets thermiques s'estompent vers 323 Ma (Demeulemeester, 1982).

Le plutonisme dévono-carbonifère du secteur nord-est de Belledonne, qui succède aux événements métamorphiques barrowiens et dont certains termes précoces (orthogneiss alumino-potassiques) montrent d'étroites relations avec l'anatexie, se manifeste au sein d'une « croûte épaissie » et marque l'évolution du contexte PT, à partir de l'épisode HP, avec augmentation de la température et décroissance de la pression. Les orthogneiss peuvent être considérés comme des produits de remobilisation, fusion partielle et recyclage de matériaux crustaux. Les granites carbonifères pourraient correspondre à la fin de cet épisode, ou à une reprise de l'anatexie de la base de la croûte.

• Le **volcano-plutonisme dinantien (?)** est représenté par les associations spilite-kératophyre, incluses dans les schistes verts. Les données publiées ne permettent pas de caractériser de façon précise cet épisode magmatique. L'environnement sédimentaire, l'abondance des faciès volcano-détritiques, et les analogies de faciès avec le volcanisme réputé contemporain de la chaîne hercynienne (Dinantien), suggèrent que des phénomènes distensifs ponctuels en domaine continental seraient à l'origine de ces métamagmatites. Toutefois, leur signification géodynamique reste mal connue. De plus, dans la mesure où l'autochtonie de la formation des « schistes verts » n'est pas assurée, elle n'apporte pas d'enseignements certains pour le soubassement granito-gneissique.

MÉTAMORPHISMES (fig. 4)

Métamorphisme hercynien

Dans les gneiss et migmatites

L'évolution orogénique du socle dauphinois est balisée par une succession de paragenèses métamorphiques marquant une baisse des conditions de pression et de température. En effet, elle débute par des éclogites, gneiss à disthène-staurotide-grenat, anatexites et migmatites à cordiérite et s'achève par un épisode métamorphique tardihercynien qui se traduit par une déformation mylonitique pénétrative en contexte épi- à mésozonal. Ce dernier entraîne la rétro-morphose des séries gneissiques et amphiboliques, l'orthogneissification des granitoïdes précoces, l'ectinisation des schistes verts et la génération d'une foliation à la périphérie des granites syncinématiques. Dans Belledonne, la foliation mylonitique représente la foliation majeure et oblitère très largement les paragenèses barrowiennes.

La déformation, d'abord généralisée, se restreint ensuite aux grands accidents décrochants.

La tectogenèse s'inscrit durant une longue période depuis le Silurien supérieur jusqu'au Carbonifère moyen : épisode de haute pression (425 - 395 Ma : Peucat *et al.*, 1985 ; Paquette *et al.*, 1989) et fin du métamorphisme mylonitique (323 ± 18 Ma : Demeulemeester, 1982). Elle peut s'interpréter par un processus de collision puis d'hypercollision :

—stade éclogitique impliquant des fragments de lithosphère océanique cambro-ordovicienne, en relation avec une subduction-obduction, ou associés avec de la croûte continentale dans des cisaillements crustaux profonds (reliques éclogitiques dans les amphibolites du lac des Tempêtes) ;

—métamorphisme barrowien, anatexie et granitisation précoce liées à un épaissement crustal lors du stade de collision ($T = 630^{\circ} \pm 30^{\circ} \text{C}$; $4 < P < 6$ kbar : Gasquet, 1979) ;

—métamorphisme épizonal mylonitique carbonifère correspondant au fonctionnement d'une zone de décrochement, après remontée du bâti gneissique à un niveau supracrustal lors de l'hypercollision.

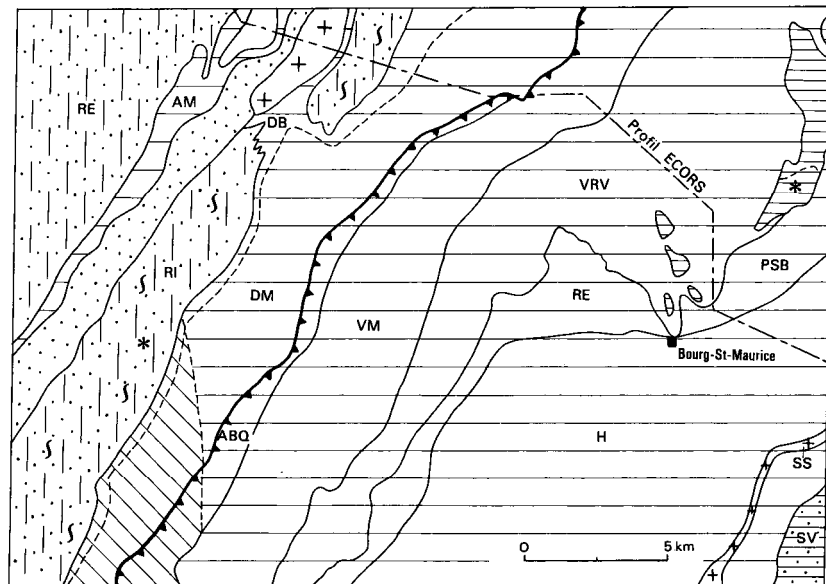












Fig. 4
Carte du métamorphisme

Métamorphisme alpin

-  Anchizone
-  Schistes verts
-  Amphibole Na-épidote (schistes verts de haute pression)
-  Idem, repris par schistes verts
-  Éclogite, repris par amphibole-épidote puis par schistes verts

Métamorphisme antéalpin

-  Schistes verts
-  Amphibolite ± repris par schistes verts
-  Migmatites
-  Granitoïdes
-  Relique d'éclogite

RE : Rameau externe
 AM : Accident médian
 RI : Rameau interne
 DB : Couverture dauphinoise-Belledonne
 DM : Couverture dauphinoise-Mont-Blanc

ABQ : Unités Cormet d'Arêches, Bagnaz, Quermoz
 VM : Valaisan-unité de Moûtiers
 VRV : Valaisan-unité du Roignais-Versoyen
 RE : Unité du Roc de l'Enfer

PSB : Unité du Petit-St-Bernard
 H : Zone houillère briançonnaise
 SS : Unité du Sapey
 SV : Unité de la Vanoise

La tectonique hercynienne se termine par des décrochements ductiles très localisés sur lesquels les structures viennent se raccorder tangentielle-ment.

Corrélations. La partie nord-orientale de Belledonne, et par extension la majeure partie des massifs cristallins externes, montre une évolution tout à fait similaire à celle du domaine interne de la ceinture orogénique siluro-dévonienne : « cordillère ligérienne » ou « moldanubien » (Autran et Cogné, 1980) ou zone des « nappes cristallines internes » (Matte, 1986). De plus, les formations gneissiques et amphibolitiques qui constituent la « trame » de ce domaine nord-est, correspondent bien, par leur association lithologique, les modalités de leur structuration, l'âge et le chimisme des protolites basiques, à la description des « complexes leptyno-amphibolitiques ». Des corrélations sont ainsi possibles, à l'Ouest avec la bordure du Massif central (monts du Lyonnais et Vivarais) et au Nord-Ouest avec les Vosges centrales et méridionales.

Dans les « schistes verts »

Le métamorphisme est épizonal et polyphasé traduisant les épisodes tectono-métamorphiques hercynien et tardihercynien qui ont affecté cette série. Du stilpnomélane a également été décrit dans le Beaufortain (Gros, 1974). Bien que les conditions de température et pression du métamorphisme hercynien soient difficiles à cerner, cet auteur les estime à $380^{\circ}\text{C} < T < 460^{\circ}\text{C}$ et $4\text{ kbar} < P < 7\text{ kbar}$. La présence de grenat riche en spessartine et de matière organique sous forme de graphite indiquerait une température supérieure à 400°C (Negga, 1984).

Les cisaillements tardihercyniens parallélistent cette série épizonale et les formations adjacentes, gneiss et granitoïdes. Une foliation mylonitique quasi générale s'accompagne de réactions le plus souvent rétomorphiques.

Métamorphisme et rétomorphose d'une part, structuration générale et foliation mylonitique de plus en plus locale d'autre part, semblent exprimer un continuum tectono-métamorphique plutôt que deux épisodes distincts.

Métamorphisme alpin

Sur l'étendue de la feuille Bourg-Saint-Maurice, l'intensité du métamorphisme alpin croît de l'WSW vers l'ENE, d'un faciès d'anchizone jusqu'à celui de schistes verts. Seuls l'unité du Versoyen et le massif du mont Pourri (angle sud-est de la feuille) rompent cette monotonie.

Massifs cristallins externes

L'influence du métamorphisme alpin dans les massifs cristallins externes, quoique discrète, n'est pas négligeable. Les biotites des gneiss et migmatites présentent des âges très dispersés, intermédiaires entre l'Alpin et l'Hercynien. Cette influence est plus sensible le long des grands accidents ; elle se détecte surtout dans les fentes alpines (où l'on trouve localement laumon-

tite, prehnite ou même phengite, traduisant des conditions d'anchizone ou de schistes verts) et à leurs abords (chloritisation de la biotite antéalpine).

Dans le massif de la Lauzière (au Sud de la feuille), une association de sphalérite et d'arsénopyrite au sein d'une fente alpine non déformée a permis de proposer les valeurs suivantes pour la température et la pression : $T \approx 400^\circ \text{C}$; $3,5 < P < 4,5$ kbar (Negga, 1984), valeurs qui correspondent à des conditions de schistes verts et non d'anchizone.

Zone dauphinoise orientale

Dans les roches sédimentaires de la couverture dauphinoise orientale, la cristallinité de Fillite et la composition des minéraux néoformés révèlent des variations dans l'intensité des recristallisations (Leikine *et al.*, 1983 ; Aprahamian, 1988). Les unités de la partie nord présentent un faciès schistes verts (cristallinité de l'illite caractéristique de l'épizone, chloritoïde ferrifère très peu manganésifère dans l'unité de Roselend), alors que la partie sud n'a pas connu de températures supérieures à celle de l'anchizone. En outre, les résultats obtenus dans la partie nord indiqueraient une évolution tectono-métamorphique polyphasée, différente suivant les unités.

L'âge de ces transformations est certainement postérieur aux calcaires nummulitiques car ils en sont affectés. On peut proposer, pour le stade principal, un âge allant du sommet de l'Éocène à l'Oligocène *l.s.*, et pour le dernier stade un âge miocène moyen-supérieur.

Zone valaisanne, y compris Versoyen

Si la présence de mica blanc bien cristallisé et de chlorite indique que l'ensemble de la zone valaisanne appartient au domaine des schistes verts, les roches mafiques du Versoyen se montrent plus particulières. Le faciès prépondérant dans les sills est aussi de type schistes verts. Il a transformé les minéraux antérieurs (augite-diopside et hornblende brune magmatiques, hornblende verte issue d'un métamorphisme de type « fond océanique ») en une fine association granoblastique d'albite, épidote, actinote-trémolite aciculaire, chlorite, sphène et, très rarement, stilpnomélane, chloritoïde et grenat (Loubat, 1968 ; Lasserre et Laverne, 1976). En outre, un faciès de haute pression se montre irrégulièrement (Pointe de l'Hermitte sur la feuille Sainte-Foy-Tarentaise), avec ferroglaucophane et crossite associés à l'épidote. La zonation des minéraux et le foisonnement minéral témoignent d'un déséquilibre thermodynamique.

Une évolution polyphasée est particulièrement nette à la Pointe du Clapey où les conditions du faciès éclogite ont été atteintes avant celles du faciès à amphibole sodique-épidote et du faciès schistes verts. Les minéraux présents sont : omphacite, grenat ; puis jadéite aegyrienne, glaucophane, phengite, paragonite, chloritoïde ; actinote, stipnomélane, biotite verte et autres minéraux du faciès schistes verts, pumpellyite (Loubat, 1968 ; Bocquet-Desmons, 1974 ; Lasserre et Laverne, 1976 ; Schurch, 1987). Des concentrations de tourmaline et de ferro-axinite (arête nord-est de la Pointe du Clapey ; Schurch *et al.*, 1986) sont l'indice de l'action d'éléments chimiques volatils (B) provenant peut-être du Trias évaporitique et dolomitique.

La présence d'associations métamorphiques caractéristiques de pressions élevées ou relativement élevées étonne dans une région aussi externe des Alpes et au milieu de zones métamorphiques de faciès schistes verts. Un rapprochement tectonique — ou un écaillage crustal — semble indispensable pour rendre compte de la juxtaposition de ces faciès, particulièrement pour le gabbro de la Pointe du Clapey (qui se trouve, d'ailleurs, dans le prolongement des affleurements de serpentinite à antigorite et d'orthoogneiss de la Pointe Rousse sur la feuille Sainte-Foy-Tarentaise).

L'âge des faciès de schistes verts est considéré comme *méso-néoalpin* (Éocène supérieur et Oligo-Miocène). Les données radiométriques ne permettent pas encore de fixer l'âge de la phase éclogitique de la Pointe du Clapey.

Zone houillère et gneiss du Sapey

Dans la zone houillère et l'ensemble du Sapey, le faciès schistes verts est typique (mica blanc plus ou moins phengitique, chlorite, albite).

Vanoise-Nord

Le coin sud-est de la feuille touche au massif du mont Pourri que couvrent surtout les feuilles Sainte-Foy-Tarentaise et Moûtiers. Les associations minérales alpines y sont celles d'un faciès à amphibole sodique et épidote (schistes verts de haute pression), suivi d'un faciès schistes verts à chlorite-albite-actinote-épidote.

TECTONIQUE

Introduction : histoire structurale alpine

Si l'on s'en tient aux unités représentées sur la feuille, la tectogenèse alpine débute peut-être dès le *Crétacé moyen*, dans le domaine valaisan. En effet, les schistes noirs du Versoyen, associés aux coulées volcaniques, contiennent des olistolites ou des écailles tectoniques déracinées et, par ailleurs, le flysch de Tarentaise est transgressif et discordant sur tous les termes antérieurs. Cette activité médiocrétacée serait responsable de la difficulté qu'il y a à établir une stratigraphie de la zone valaisanne à cette époque.

La/m *du Crétacé* est certainement aussi marquée par des mouvements qui mettraient fin à la sédimentation dans le domaine valaisan. Peut-être sont-ils responsables de la présence de métamorphites de haute pression, mais dans des conditions structurales qui restent obscures.

La tectogenèse principale est de la fin de l'Éocène (tectonique mésoalpine) dans tout le domaine interne, y compris la zone valaisanne et le chevauchement pennique frontal. Elle s'accompagne d'un métamorphisme à faciès schistes verts, à peu près général, qui a permis la datation.

La crise mésoalpine est polyphasée mais les éléments manquent pour dater plus précisément ces différentes phases.

C'est à cette époque que les unités subbriançonnaises sont « déracinées » et probablement emballées dans une trame d'évaporites.

Dès l'*Oligocène*, les zones internes se soulèvent, ce qui entraîne le glissement vers le Nord-Ouest des unités subbriançonnaises et d'une partie de la couverture briançonnaise de la zone houillère. Tout ce matériel va former les klippes préalpines, en position plus externe, et, pour cette raison, manque sur la feuille. À la même époque, le domaine dauphinois acquiert sa principale structuration.

À partir du *Miocène* commence une nouvelle période de raccourcissement intense de la chaîne, au cours de laquelle la déformation va gagner progressivement la zone externe. Le soulèvement des massifs cristallins externes se produit avec un léger temps de retard (*Pliocène*), redressant l'empilement des unités dauphinoises orientales et valaisannes qui en garnissaient le versant oriental.

Zone dauphinoise

Tectonique du socle

Le socle cristallin de la chaîne de Belledonne a été structuré avant le Stéphanien (Bordet, 1952 ; Carme, 1977). Les déformations ultérieures reprennent souvent les surfaces tectoniques ntéstéphaniennes et découpent le socle en grands blocs rigides ou « claveaux » (Bordet, 1963). Il est souvent difficile de faire la part entre l'Alpin et l'Hercynien parmi les déformations tardives, si les terrains mésozoïques ne sont pas impliqués. De grands accidents, actuellement longitudinaux, limitent des compartiments assez dissemblables par leur lithologie ou leur style tectonique ou leur niveau de métamorphisme, ce qui implique une histoire différente. Ainsi les rameaux externes et internes sont-ils séparés par le synclinal médian.

- Dans **le rameau externe**, la série satinée présente trois phases de plissement au moins. Les vestiges des plis synschisteux ne sont représentés que par des lentilles de quartz. Une première famille est constituée par des plis postschisteux d'axe N 60, à plongement 40 SW. Ces structures sont reprises par des plis à axe orienté N 20 à N 50, à faible plongement vers le Nord. Une schistosité fruste de plan axial est soulignée par les muscovites. Ces plis mineurs se disposent dans un ensemble monoclinale que Y. Siméon (1979) a interprété comme une vaste antiforme déversée vers l'Ouest ou le Nord-Ouest. La série satinée est affectée de décrochements dextres N 25 à N 40 E, dont la faille de Queige qui passe à l'Ouest de cette feuille est un exemple (Carme, 1977).
- Dans **le rameau interne**, des accidents N 30-35, jalonnés sporadiquement par du matériel carbonifère, limitent les grandes unités cristalloyphylliennes : les « schistes verts » sont séparés des gneiss et orthogneiss, et ces derniers le sont des gneiss et migmatites mylonitiques. À l'échelle de la chaîne de Belledonne, ces accidents, combinés à un réseau N70 et N10, constituent un faisceau anastomosé définissant des amygdales à petite échelle.

Les principales formations cristallines, affectées par une mylonitisation importante, ont une foliation légèrement oblique sur les accidents qui limitent le socle, mais se parallélisent avec eux en bordure. Elles attestent que la chaîne de Belledonne est une zone majeure de décrochement à l'échelle de la chaîne hercynienne (Carme, 1970).

La série des « schistes verts » est monoclinale, orientée N 30 à N 50, pentée à 45° SE. Schistosité et stratification, lorsque cette dernière est définissable, semblent parallèles (Gros, 1974 ; Siméon, 1979). La foliation est affectée par des plis en chevrons. Les surfaces froissées sont symptomatiques de la succession de plusieurs déformations sur un matériel très ductile.

Les orthogneiss, les gneiss et les migmatites sont affectés par une schistosité de fracture N 30, parallèle aux grands accidents limitrophes qui sont des décrochements dextres, comme en témoignent de nombreuses structures internes préservées, orientées N150 (figures magmatiques, stratification ou rubanement des gneiss). Pour F. Carme (1977), la linéation d'étirement des orthogneiss est une déformation synchrone de la dernière culmination métamorphique. Première phase tectonique exprimée, elle représenterait pour lui la phase de serrage tardif du bâti contre le « fossé » des « schistes verts ». Pour Vivier *et al* (1987), cet épisode correspondrait au métamorphisme mylonitique tardihercynien.

Les formations cristallophylliennes de l'Est de la chaîne sont très mylonitiques dans leur ensemble et Y. Gros (1974) les avait dénommées « complexe blastomylonitique ». Près du Grand-Mont (sommet 2 554 à l'Est) on peut observer des charnières isoclinales reliques, avec des plis d'entraînement en tous sens que Y. Gros (1974) interprète comme des témoins d'une structuration antérieure.

Près du barrage de Saint-Guérin, des plis isoclinaux, accompagnés d'une schistosité de plan axial avec biotite et muscovite, forment des empilements de plis couchés dans des gneiss fins. Ces derniers sont affectés de nombreux microplis d'entraînement et leur schistosité est parallèle à celle des gneiss blastomylonitiques. Ces reliques structurales se présentent la plupart du temps sous forme d'amandes disséminées dans la trame mylonitique. La microcataclase généralisée est accompagnée d'une rétro-morphose avec une néocristallisation d'albite, quartz, chlorite, calcite, séricite. Elle est suivie d'une déformation souple avec ondulations métriques, d'axe variable (N 65 à N120) et fort pendage vers l'Ouest. Des plis ouverts, d'axe N 30 à faible plongement vers le Nord, sont très abondants à toutes les échelles. Vers le Sud (vallée du Glaize), ils sont relayés par une schistosité de fracture orientée N 30 pentée 55 à 90 E qui aboutit à la formation des micaschistes mylonitiques de Feissons-sur-Isère (feuilles Albertville et Saint-Jean-de-Maurienne).

Postérieurement à l'Alpin, écaillages et failles inverses découpent le socle en horsts et grabens (échelle décamétrique ou hectométrique), bien matérialisés sur le plateau des Rognoux. Ils sont constitués par deux réseaux de fractures : l'un NE-SW penté E, avec chevauchement métrique du socle sur le Trias ; et l'autre NNE-SSW, parallèle aux grands décrochements. Vers la Pointe de Comborsier, une phase d'écaillage alpine postérieure aux couliss-

sements a été mise en évidence grâce à la présence de plis déversés vers l'Ouest affectant la stratification du Lias pincé (Gros, 1974).

Tectonique du sédimentaire (fig. 5 et 6)

- **Accident médian.** L'accident médian ou « synclinal médian » consiste en une bande étroite de terrains sédimentaires tectonisés, de 0,5 à 1 km de large, séparant le « rameau externe » à l'Ouest, et le « rameau interne » à l'Est. Sur cette feuille, on assiste à son extrême amincissement vers le Sud-Ouest, dans la vallée de Bénéfant, où il n'a plus que quelques dizaines de mètres de largeur et où il se réduit à des schistes argileux très étirés difficilement reconnaissables (Lias, Dogger ?). Vers le Nord-Est, à partir du col de la Bâthie, il tend à s'élargir et contourne par l'Est le granite de Beaufort sur lequel Trias et Lias reposent normalement avec un pendage de 30°. Cependant, le rattachement du granite au rameau externe peut être discuté car il en est séparé par un accident vertical jalonné de Trias, et la série cristallophyllienne encaissante est très proche de la série d'Outray—Enclaves.

L'intense tectonisation de cette bande sédimentaire est attestée par la nature, la répartition, la succession et la structure des divers termes qui la remplissent, et aussi par le style des déformations. En général, sur le flanc ouest de l'accident, après quelques mètres de quartzite, on trouve des dolomies rapidement cargneulisées, des argilites, puis du Lias inférieur très étiré, enfin et surtout, pour l'essentiel, des schistes argileux parfois doublés avec des lames de dolomies ou de cargneules. Sur le flanc est, ces schistes viennent souvent directement en contact avec le Houiller ou le socle. Des amas de gypses peuvent s'injecter ainsi au col de la Bâthie et au Carroz.

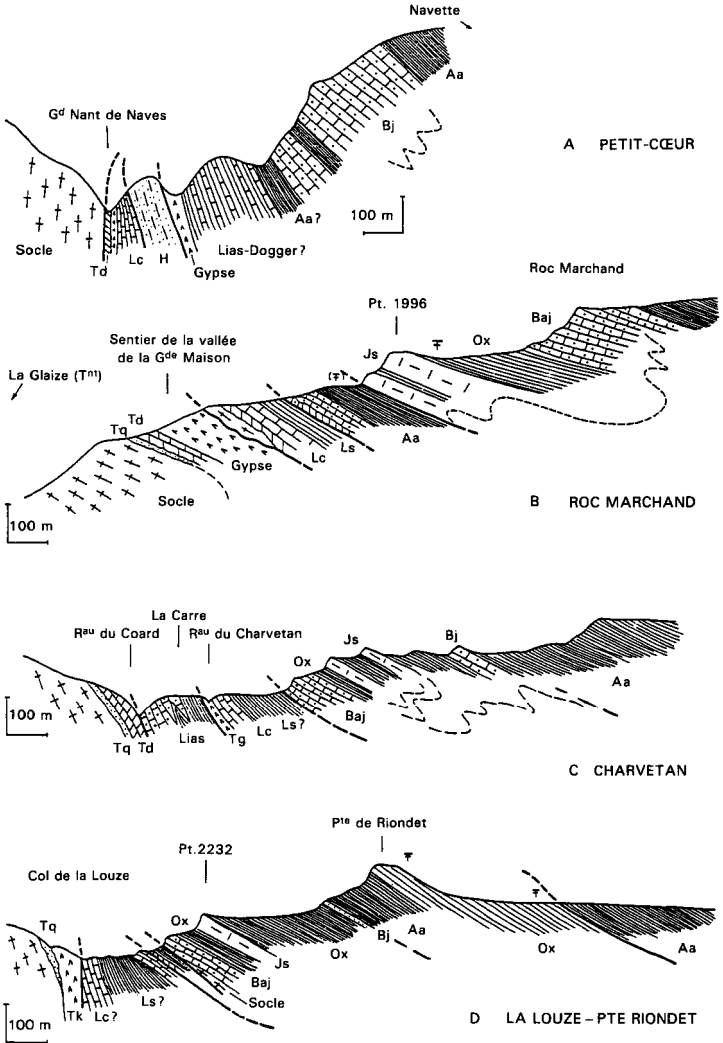
À l'échelle de l'échantillon existe un intense clivage schisteux avec alignement constant des minéraux selon N 30 °E et une inclinaison de 60-70° vers l'Est.

- **Autres accidents dans le rameau interne de Belledonne.** Le Cristallin du rameau interne est découpé par plusieurs accidents orientés N 30° E, bien réparables surtout au Nord-Est du Grand-Mont. Ils sont jalonnés de Houiller, Trias et Lias et mettent en contact, au moins pour les plus importants d'entre eux, des séries cristallophylliennes différentes : série verte—série de Pussy—Plan du Col, par exemple. La présence de Houiller dans ces sutures, et seulement là, prouve qu'il s'agit d'accidents très anciens reprenant des « fossés » hercyniens. Parallèles ou se bifurquant entre eux, ils découpent le socle en amygdales ou en claveaux (Bordet, 1961) verticaux ou pentés E de 70° environ. Le rejeu apparent de ces accidents est vertical, mais ils sont aussi affectés d'une composante décrochante dextre non négligeable (Carme, 1970 ; Gros, 1974), tout comme l'accident médian.

Le plus important est l'accident col du Pré-Fontanus (le Sallestet) avec du Lias et du Trias (gypse abondant au col du Pré) ; vers le Sud-Ouest, il se pince et se bifurque en plusieurs branches à partir du torrent de Poncellamont : Grande-Combe, ruisseau César, ruisseau du Grand-Mont, passage du Dard. Au niveau de la Pointe de Comborsière, ces accidents se cicatrisent, sauf le plus occidental qui va se poursuivre jusqu'à Celliers (feuille La Rochette). Le Lias du passage du Dard est affecté de plis déversés à l'Ouest et d'axe N 55° E.

W

E



A : Coupe de Petit-Cœur ; B : Roc Marchand ; C : Charvetan ; D : Col de la Louze - Pointe de Riondet. La coupe A se situe au Nord de la feuille Moitiers (J.-C. Barféty, 1985)

Fig. 5 - Vallons du Grand-Naves et de la Grande-Maison

Sur le bord oriental du massif, l'accident de la vallée de la Grande-Maison a été mis en évidence par la découverte, en galerie, de Trias vertical, à 400 m environ sous la surface antétriasique actuelle. Au Nord de la retenue de Roselend, le Houiller constitue une large écaille redressée de 60-70° E, séparée du Cristallin du Méraillet par un coussinet de cargneules («claveau» de la Grande-Pierrière : Bordet, 1963). Des accidents équivalents se poursuivent dans la couverture sédimentaire où ils peuvent être jalonnés par des écailles de socle (*cf.* plus loin).

Le sédimentaire pincé est toujours affecté d'une forte schistosité, très redressée, orientée N 30° E avec étirement des minéraux selon cette direction.

- **Couverture tégumentaire du Cristallin de Belledonne.** On connaît des témoins de la couverture sédimentaire adhérente au socle, soit le long des accidents très redressés, soit en placages subhorizontaux au Grand-Mont par exemple. Cette disposition souligne bien le découpage du socle en grands compartiments à surface courbée ou bombée, légèrement déversés à l'Ouest mais non chevauchants. Ces restes de tégument sédimentaire ne comportent que du Trias : grès et dolomies passant le plus souvent à des cargneules, affectés de cassures NE-SW et plis-failles (plateau des Rognoux ; rive droite du Poncellamont).

- **Bordure orientale du Cristallin.** Sur toute la bordure du socle de Naves à la Gitte, la série sédimentaire au-dessus des dolomies est tectonisée : cargneules, gypses, calcaires ou marnes écaillées, même s'il y a accordance des pendages (noter que le Trias à l'Est du col du Pré, à l'Entrus, est minéralisé avec chalcopyrite et pyrite). Les premiers sédiments jurassiques sont des plaquettes calcaires ou calcaro-gréseuses ou de schistes, toujours affectés d'une intense schistosité N 30° E environ, très raide, avec des étirements et boudinages dans les mêmes plans et selon la même direction.

On peut discuter de l'importance de cette tectonisation : étirement de la couverture sédimentaire à la suite de serrages et décrochements ou substitution de couverture et repos direct d'unités plus orientales.

Plus au Sud (feuille La Rochette), cette couverture a pu localement être préservée et on constate, par les datations obtenues, qu'elle est peu épaisse avec des réductions stratigraphiques significatives, ce qui minimiserait l'importance de la tectonique.

- **Unité autochtone à parautochtone de Belledonne-Est (ou unité de Roselend).** Le premier ensemble sédimentaire au-dessus du Trias tégumentaire (mais non individualisé sur le schéma structural et les coupes ; *cf.* annexe) constitue une bande étroite (quelques dizaines à une centaine de mètres) surtout formée de calcaires gréseux ou calcschisteux et de schistes sombres non datés (Dogger?) mais aussi de lambeaux de dolomies, cargneules, quartzites bruns, calcaires fins, ce qui implique des écaillages. Les faciès sont ceux de la couverture de Belledonne et l'on peut en faire une unité parautochtone. Cette bande s'élargit vers le Nord où elle se raccorde aux séries datées du Bon-Nant—col du Joly (Hettangien à Sinémurien). Il existe partout une intense schistosité (passant à du strain-slip) N 20-40° E, pente 30-50° E, portant une linéation d'intersection (petits plis d'axe

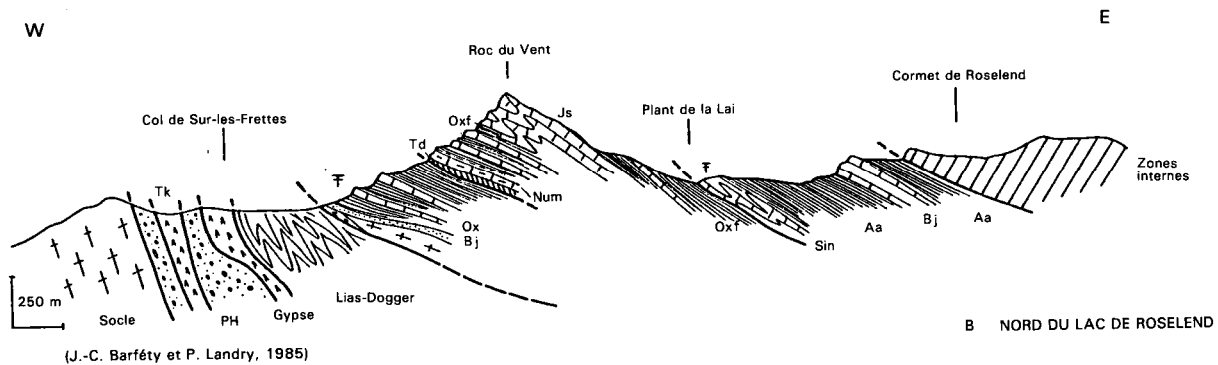
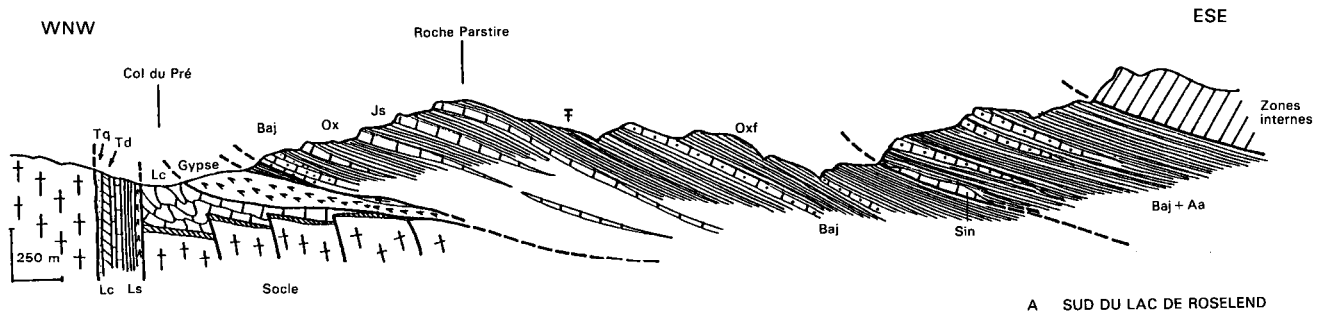


Fig. 6 - Coupes structurales dans les vallons Roselend

N 30° E subhorizontaux) ; celle-ci peut être reprise par une linéation d'étirement selon une direction N140-160° E. Deux phases de plissements au moins ont donc été mises en évidence.

• **Unité Roc Marchand—Roche Parstire ou unité de la Gitte.** Elle constitue les principaux sommets de la couverture dauphinoise à l'Est du Cristallin de Naves à Roselend et elle est soulignée à la base par un chapelet d'écaillles de socle très discontinues. La principale lame de socle (qui peut atteindre 200 m d'épaisseur) se situe en rive gauche du torrent de la Gitte (d'où le nom de l'unité), faite de gneiss ou de migmatite évoluant en blastomylonite, ce qui évoque le cristallophyllien du rameau interne de Belledonne.

De petites écaillles de Cristallin se retrouvent au Sud et jalonnent la base de l'unité, à l'Ouest du barrage de Roselend, au col de la Louze et dans son versant nord, ainsi que plus au Sud (le Houiller de Petit-Cœur, feuille La Rochette, peut en être l'équivalent). Sur le Cristallin de la Gitte, la série débute par le Dogger transgressif et se poursuit par le Malm schisteux puis calcaire dont les replis donnent des barres caractéristiques (le Lias est donc absent de cette unité). L'essentiel de l'unité est fait d'un empilement de lames isoclinales ou d'une succession de replis très étirés aux flancs parallèles à la schistosité (N20°-40°E) pentée 40-50°. Au Nord de Naves, il n'y a plus qu'un flanc inverse fait de Malm—Dogger et, au Sud, l'unité se réduit au seul Dogger, ce qui la rend très difficile à suivre (La Rochette).

La schistosité, relativement redressée au Nord, tend à s'aplatir vers le Sud pour se redresser à nouveau vers Naves. Les directions d'étirement sont N140-160° E, mesurées à la fois sur les cassures et sur les plans de schistosité, avec le compartiment supérieur s'avancant vers le Nord-Ouest.

• **Extrémité sud du Mont-Blanc et unité du Rocher du Vent.** Le Cristallin du Mont-Blanc n'affleure pas sur la feuille Bourg-Saint-Maurice mais sa couverture sédimentaire se poursuit jusqu'à Roselend. La couverture comporte deux ensembles : une *série tégumentaire* avec Trias et Lias (« grès singuliers » du col du Bonhomme) n'affleurant pratiquement pas sur cette feuille ; et une *série décollée* faite de Malm et de Nummulitique. C'est cette dernière qui forme les crêtes des Roches Merles—Rocher du Vent. Sa base est soulignée par des écaillles cristallines présentes sur la feuille Saint-Gervais (écaillles de la Pénaz, puis sans doute de Roselette) que l'on enracine de préférence sur le bord ouest du Mont-Blanc (voir plus loin).

Cette couverture plus ou moins décollée du Mont-Blanc *l.s.*, figurée avec la même teinte que l'unité de la Gitte sur le schéma structural, présente un matériel et une structure très proches de celle-ci. L'essentiel de l'unité (appelée aussi unité du Rocher du Vent) est formé de replis très serrés isoclinaux, affectant le Malm et dessinant dans les versants une succession de barres calcaires et de vires schisteuses. Des plis décimétriques peuvent replisser des microplis antérieurs, les deux étant affectés d'une schistosité de plan axial. La schistosité principale est N 50° pentée de 30-60° E et les linéations d'étirement deviennent N 100° E.

L'enracinement de cette unité de couverture et sa zone d'origine sont discutés : en effet, un peu au Nord (feuille Saint-Gervais) le Cristallin du Mont-Blanc et son tégument triasique-liasique divisent l'unité en deux, une branche ouest (la Penaz, Roselette) et une branche est (col des Fours). On pour-

rait donc envisager une seule nappe originaire de l'arrière du Mont-Blanc (région mont Chétif— mont de Saxe) et ayant débordé ce dernier. Dans ce schéma (Eltchaninoff et Triboulet, 1980), l'unité de la Gitte est aussi rattachée à la même nappe, dite « de Roselette », seule l'unité de Roselend étant en place. Toutefois, les faciès pétrographiques des écaillés de socle sont proches de ceux de Belledonne ou du Mont-Blanc et non du mont Chétif. De plus, la présence de séries de transition (très redressées avec Lias inférieur et « grès singulier ») au col du Bonhomme entre couverture de Belledonne et couverture du Mont-Blanc, paraît un argument important pour un enracinement plus localisé.

• **Unité de la Crête des Gittes.** Unité la plus orientale de la zone dauphinoise, elle est surtout constituée de schistes aaléniens d'où émergent quelques barres de calcaires gréseux (bajociens ?) avec, à la base, des calcaires organodétritiques du Sinémurien et de minuscules lames de Cristallin mylonitique (Plan de la Lai—Roches Merles).

La mise en place de cette unité a provoqué la dolomitisation et/ou la carneguilisation des niveaux supérieurs du Malm de l'unité sous-jacente du Rocher du Vent que l'on ne doit pas confondre avec du Trias. L'ensemble est affecté d'une schistosité N 40°-60° E pentée 40-60° E avec une deuxième linéation, d'étirement ; on ne repère aucune charnière de plis, étant donné la forte schistosité du matériel.

Minéraux de métamorphisme de la couverture sédimentaire

Les indices de cristallinité (Cr) des illites contenues dans la fraction argileuse des échantillons récoltés dans chacune des unités, ont été mesurés soit à Grenoble (laboratoire associé au CNRS LA 69), soit à Paris (laboratoire de pétrographie, université P. et M. Curie). La proportion de paragonite présente fait que les résultats peuvent être discutés et en tout cas ne sont pas tout-à-fait concordants. Pour les premiers, les valeurs sont plus élevées et se situent dans l'anchizone en se rapprochant de l'épizone pour l'unité de Roselend et celle de la Gitte ; pour les seconds, elles sont toutes situées dans l'épizone avec progression du métamorphisme d'Ouest en Est sauf pour la couverture tégumentaire du Mont-Blanc où les valeurs paraissent plus faibles (Cr = $1,35 \pm 0,12$) que celle de la crête de la Gitte (Cr = $1,54 \pm 0,37$).

Par ailleurs, le chimisme des chloritoïdes en rosette présents dans des échantillons de l'unité de Roselend a été étudié à Paris : ils apparaissent comme peu magnésiens et très peu manganésifères, ce qui correspondrait au faciès schistes verts des pétrographes, et on les voit recouper la schistosité de flux alors qu'ils ne sont que peu modifiés par la deuxième schistosité (dite de crénulation).

Ces résultats — bien que très ponctuels — impliquent deux phases de métamorphisme :

—le premier, avec illite et schistosité de flux, correspondant à la mise en place des unités ;

—le second, avec chloritoïdes et schistosité de crénulation, contemporain du serrage et du déversement du Mont-Blanc vers le Nord-Ouest.

L'âge du métamorphisme est plus difficile à préciser, en tout cas au moins priabonien car les «calcaires nummulitiques» en sont affectés. On peut donc considérer la phase principale comme Éocène supérieur—Oligocène *l.s.* et la deuxième comme Miocène moyen-supérieur.

Domaine de transition entre la zone dauphinoise et la zone valaisanne

Entre les vastes domaines couverts sur la feuille par la zone dauphinoise orientale d'une part, et la zone valaisanne d'autre part, s'insinue une étroite bande de terrains variés fortement plissés et écaillés dans lesquels on peut distinguer essentiellement trois unités sur la base de leurs séries stratigraphiques : celles du Cormet d'Arêches, de la Bagnaz et du Quermoz.

Unité du Cormet d'Arêches

Elle est essentiellement caractérisée par la présence d'un Permien violet (schistes de la Bagnaz de R. Barbier) dont il faut noter qu'il n'affleure pas au voisinage de l'alpage de la Bagnaz mais seulement sur le revers occidental du chaînon Dzonfié—Croix de la Bagnaz—Quermoz. Sur ce Permien repose fréquemment en transgression une série jurassique. Ces caractères se retrouvent sur la feuille Moûtiers pour l'unité de Crêve-Tête, dont celle du Cormet d'Arêches peut-être rapprochée. Leur rattachement structural général est la zone ultradauphinoise (zone des Aiguilles d'Arves).

L'unité du Cormet d'Arêches apparaît au voisinage de la limite sud de la feuille, au Sud-Est de Ronchat, disparaît momentanément au niveau du Crêt du Bœuf, réapparaît au col du Cormet d'Arêches et se lamine définitivement au Cormet de Roselend. La structure de détail de cette unité est caractérisée par un intense plissement isoclinal au sein duquel les charnières sont rarement visibles.

Unité de la Bagnaz

Cette unité ne constitue qu'une amygdale isolée entre le versant ouest du Quermoz et le col des Génisses. Elle est affectée d'un intense plissement isoclinal, les cœurs anticlinaux étant le plus souvent éclatés et injectés par les cargneules du Keuper, comme le montre bien le petit massif de la Croix de la Bagnaz.

Unité du Quermoz

Elle apparaît à l'affleurement dans la région de Villarly au Sud de Moûtiers et franchit la limite sud de la feuille Bourg-Saint-Maurice au voisinage du lac du Saut. Elle s'amincit peu à peu en direction du col du Cormet d'Arêches. Elle semble avoir disparu momentanément sur le versant oriental de ce col mais réapparaît un peu au Nord (à l'Ouest du mont Coin). Elle s'effile ensuite progressivement en direction du col du Cormet de Roselend après lequel elle disparaît définitivement. Comme pour les unités voisines plus externes, la structure de l'unité du Quermoz est caractérisée par un intense

plissement isoclinal. Les charnières sont parfois visibles dans les niveaux bréchiques, notamment au Quermoz.

Domaine valaisan (fig. 7 à 10)

Le domaine valaisan est subdivisé structurellement en deux grands ensembles : les unités de Moûtiers (externe) et du Roignais—Versoyen (interne). Il apparaît clairement, à la lecture de la carte, que l'unité de Moûtiers, malgré son développement plus important, constitue elle aussi, à l'instar des unités de transition plus externes, une sorte de lanière moulée contre l'unité du Roignais—Versoyen aux structures plus amples. De fait, l'unité de Moûtiers a subi un serrage beaucoup plus important qui apparaît nettement au niveau des structures de détail, et cela d'autant mieux que sa lithologie est très contrastée (alternance de niveaux durs et tendres).

Unité de Moûtiers

Sur le territoire de la feuille Bourg-Saint-Maurice, l'ossature de l'unité de Moûtiers est constituée par la coupole anticlinale de quartzites Portettaz—Grand-Fond (fig. 8) qui se poursuit, écaillée et pratiquement déracinée, par le massif de la Pointe de Mya au Nord des Chapieux. Vers le Sud, et bien que non visible à l'affleurement, la présence de cette coupole est encore perceptible sous le massif de Roche-à-Thomas (fig. 9).

La présence de cette coupole rigide a favorisé l'écrasement du train de plis affectant la partie la plus externe de l'unité. Il est alors apparu des structures très complexes dans le détail, dues aux extrêmes différences de compétence entre les termes lithologiques (gypses, argilites, schistes, calcaires massifs et dolomies, conglomérats massifs, flysch) constituant la série. On notera tout particulièrement le caractère extrusif acquis par les têtes anticlinales à ossature de calcaires liasiques et cœur de Keuper. Le meilleur exemple est fourni par la tête anticlinale complexe des Étroits-du-Siaix (feuille Moûtiers) qui se poursuit sur la feuille Bourg-Saint-Maurice par la Tête de Janotan pour venir se laminer entre la Pointe de l'Échelle (ou Pointe de Combe-Bénite) et la Roche-à-Thomas (fig. 9).

Ce secteur montre des décollements nombreux au sein des séries ainsi qu'un déversement local des structures vers l'Est dû à leur emboutissage vers l'arrière par la coupole Portettaz—Grand-Fond (fig. 9). Ce déversement, mimant un rétrocharriage, atteint la limite méridionale de la feuille et se poursuit en direction de Moûtiers.

Remarquons enfin le rôle des grosses accumulations gypseuses telles celles du col de la Légette—le Bouillissoir, de Villette, du Nant de Tessens et du lac des Vacherins. Dans le contexte tectonique décrit ci-dessus, leur tendance au diapirisme s'est trouvée exacerbée et elles se sont insinuées de force aux points faibles de l'édifice lithologique.

L'unité de Moûtiers se trouve donc naturellement subdivisée en un certain nombre d'écaillés ou sous-unités qui n'ont pas été désignées

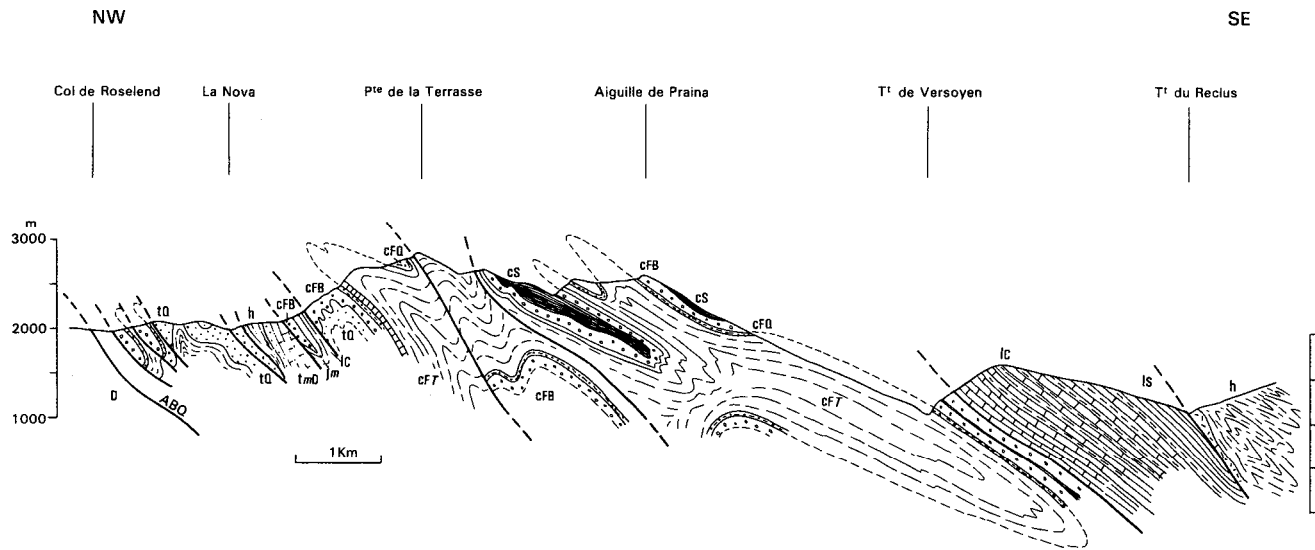


Fig. 7 - Coupe du chaînon Pointe de la Terrasse-Praina (P. Antoine)

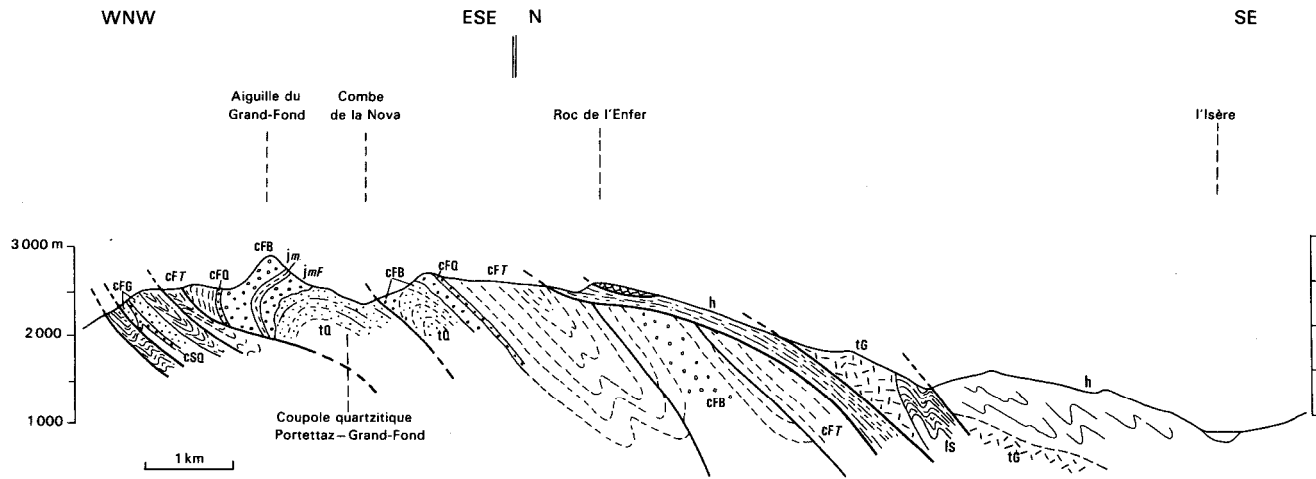


Fig. 8 - Coupe Aiguille du Grand-Fond-Hauteville (P. Antoine)

spécifiquement. Leur style isoclinal s'accroît des plus internes aux plus externes et évolue même vers le déracinement total au niveau de la Pointe de Mya.

Unité du Roignais-Versoyen

L'unité du Roignais-Versoyen présente une structure d'ensemble relativement simple qui l'oppose nettement à la précédente. Il s'agit essentiellement d'un vaste synclinorium encadré par deux zones à caractère anticlinal.

- La **zone anticlinale externe**, plus ou moins éclatée, de la limite sud de la feuille à Thiabord, se complète et se développe à partir du mont Rosset et du mont Gargan pour constituer le flanc sud-oriental de la combe de la Nova (fig. 8) puis la base du versant gauche du torrent des Glaciers. L'écaille synclinale de Crêt-Baudin doit être rattachée à l'unité de Moutiers précédente.

- La **zone anticlinale interne** est tout d'abord représentée par son flanc inverse, pratiquement couché à l'horizontale, et qui constitue le feston du Versoyen où la série du même nom est magnifiquement exposée, en polarité inverse. Le flanc normal de cet anticlinal interne n'est que très sporadiquement conservé entre la Pointe du Clapey et les Échines. Il est considérablement réduit par laminage.

L'extrême déversement de cette structure anticlinale interne sur le synclinorium qui constitue le corps de l'unité est attesté par la coupe du chaînon, Pointe de la Terrasse—Aiguille de Praina (fig. 7) :

—l'antécime ouest de la Pointe de la Terrasse montre un vestige de synforme anticlinale à cœur de schistes noirs à quartzites verts de la série du flysch ;

—le chaînon Aiguille de Terrassin—Aiguille de Praina montre une remarquable synforme anticlinale à cœur de schistes noirs de l'ensemble antéflysch, qui donne la vaste échancrure du Passer de la Fia (Passage de la Brebis). La structure est particulièrement visible dans les falaises sauvages qui dominent le torrent des Glaciers.

La zone anticlinale interne s'est donc déversée sur le synclinal voisin avant sa structuration en un synclinorium ; son flanc inverse s'est trouvé de ce fait impliqué dans les plissements ultérieurs ; mais les études microtectoniques de J.C. Lancelot mettent en évidence le contact flysch sur flysch au cœur du synclinal.

Le synclinorium médian est en effet affecté d'une série de plis anticlinaux dont les deux plus marqués sont ceux des Glinettes (ou Crêt-Bettex) et du Pont-Saint-Antoine (localités de la vallée du torrent des Glaciers). Les flancs inverses de ces anticlinaux ont eu tendance à se cisailer et de grands clivages affectent le cœur synclinal de flysch, notamment à la Pointe de la Terrasse et à l'Aiguille de Terrassin. Ce dernier est responsable, plus au Nord, du chevauchement direct du flysch sur les schistes noirs de la Clavetaz, équivalents exacts des schistes du Passer de la Fia.

Des études microtectoniques réalisées par J.C. Lancelot ont bien montré que l'élaboration de ces structures a été polyphasée (4 phases principales) :

— *phase 1* : surtout exprimée par une foliation S1 correspondant à des plis isoclinaux P1 couchés mais qui se confond le plus souvent avec la schistosité S2 ;

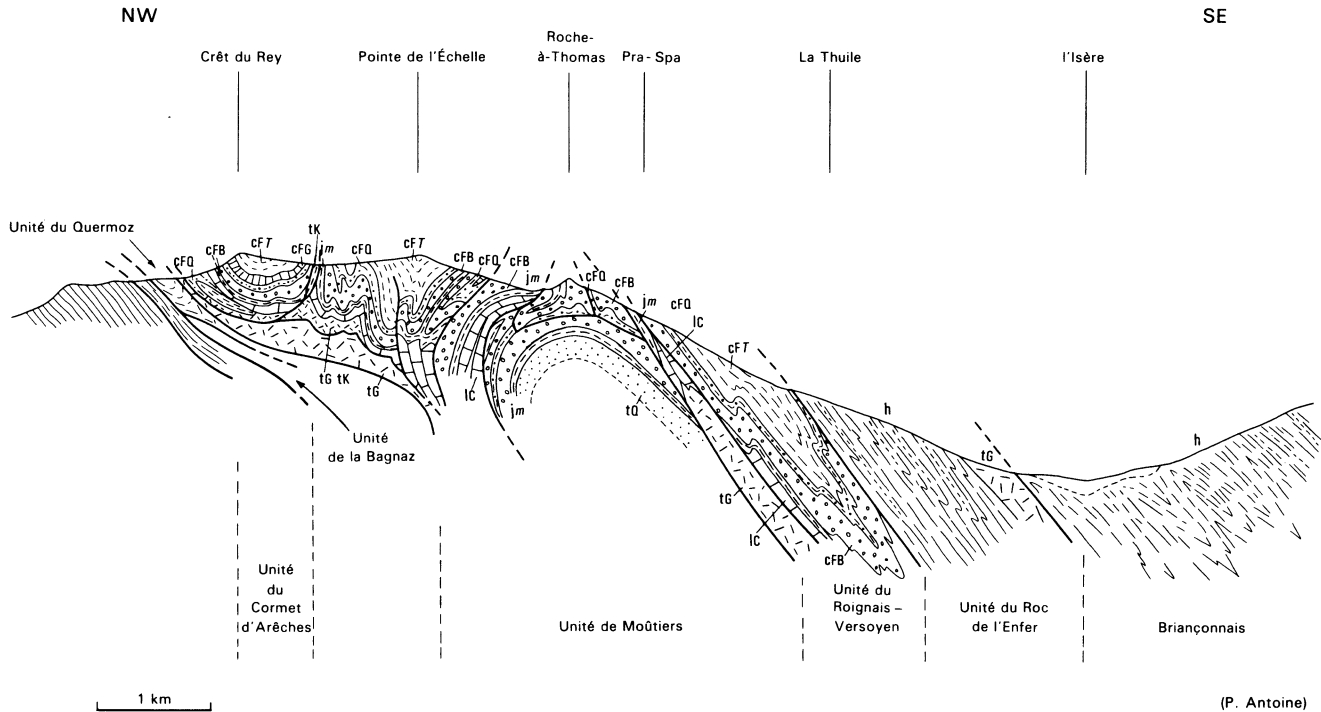


Fig. 9 - Coupe du chaînon Crêt du Rey - Roche-à-Thomas

—*phase 2* : plis isoclinaux P2 N 40° E, passant en fin de phase à des plis N170°E déversés à l'Ouest (structures couchées de la zone anticlinale interne). Les grands contacts anormaux se mettent en place à cette époque ;
—*phase 3* : ondulations N 20° E avec schistosité S3 assez fruste, subverticale. Les anticlinaux de Pont-Saint-Antoine et Crêt-Bettex seraient apparus à cette époque (serrage sensiblement E-W) ;
—*phase 4* : cette phase débute par des ondulations N 40-N 50° E donnant par exemple la coupole de quartzite Portettaz—Grand-Fond ainsi que des décollements comme celui de la Pointe de Mya, puis des ondulations N150° E surtout réparables dans l'unité du Petit-Saint-Bernard. Elle s'achève par des déformations cassantes, en conditions superficielles, (jeu en faille normale sur S2 lié à la surrection des massifs cristallins externes et failles N110-130° E omniprésentes liées à l'étirement axial des structures, serrage E-W très récent).

Unité du Petit-Saint-Bernard

La structure de cette unité est un vaste synclinal qui ne se perçoit bien que sur la feuille Sainte-Foy-Tarentaise. Sur la feuille Bourg-Saint-Maurice, seul apparaît son flanc nord-occidental et la structure semble donc isoclinale (bien que fortement plissée dans le détail au cours des phases 1 et 2 précédentes).

L'étude microtectonique montre que le plissement majeur, en synclinal, s'est effectué en phase 2 lors du déversement de la zone anticlinale interne de l'unité du Roignais—Versoyen mais avant l'évolution ultime en plis N170° E fortement couchés.

Unité du Roc de l'Enfer

Cette unité (ancien « faisceau de Salins » de R. Barbier) apparaît sur la feuille Moûtiers au niveau de Montfort et se développe sous forme d'une étroite lanière isoclinale de terrains houillers qui franchit l'Isère entre Aime et Villarolland sur la feuille Bourg-Saint-Maurice. Elle emprunte ensuite la vallée de l'Ormente en amorçant progressivement un déversement vers le Nord au niveau de la Crête du Grand-Châtelet. Celui-ci est maximum au niveau des petits massifs du Roc de l'Enfer et des Deux-Antoines dont la semelle de Houiller repose à l'horizontale sur les trains de plis isoclinaux du synclinorium du Roignais—Versoyen et particulièrement sur ceux de sa marge interne (fig. 8 et 10 b). La nature charriée de l'ensemble est indiscutable tant cartographiquement (contact tantôt avec l'unité de Moûtiers, tantôt avec celle du Roignais—Versoyen) qu'au niveau du détail des structures. À l'Est du lac de Forcle par exemple, les vigoureux plis anticlinaux du flysch de la Pointe de la Terrasse (qui se poursuivent en rive droite du Charbonnet) n'affectent pas le Houiller sus-jacent, semelle de l'unité du Roc de l'Enfer. La mise en place de cette dernière est contemporaine de la fin de la structuration de l'unité du Roignais—Versoyen comme le montre la cartographie détaillée et les coupes de la rive droite du ruisseau du Clapey-Vert au pied du versant est de l'Aiguille de Leisette (fig. 10).

Écailles subbriançonnaises (unité de la Grande-Moëndaz ?)

Elles sont trop exiguës pour que l'on puisse en décrire la structure. La plus importante (gorges de l'Arbonne) montre un plissement vigoureux, isoclinal, à plan axial vertical sensiblement N-S qui pourrait s'être établi à la fin de la phase 2 précédemment décrite.

Zone briançonnaise

Longtemps on a considéré la zone houillère comme un tout du point de vue tectonique, tout en remarquant de nombreuses anomalies dans la répartition des déformations des roches. Une analyse plus fine de celles-ci en Vanoise (Guillot, 1987), dans le Ruitor (Fabre *et al*, 1987) et la zone houillère, amène aujourd'hui à distinguer dans le Permo-Carbonifère de la feuille Bourg-Saint-Maurice, deux unités principales (sans compter celle du Sapey):

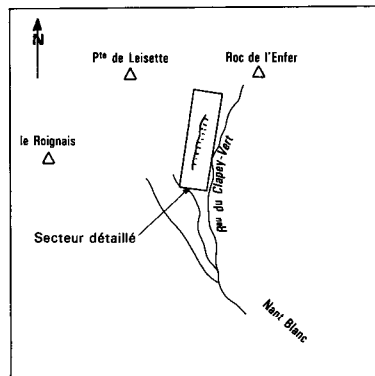
—une unité où la déformation se limite à deux schistosités non pénétratives, où les grains détritiques ont gardé leur forme, où des empreintes végétales sont conservées et parfois déterminables sur les plans de stratification ;
—une unité où la première schistosité, souvent très proche de la stratification et liée à de petits plis isoclinaux (?), s'accompagne d'une recrystallisation plus ou moins poussée (notamment des quartz) et de l'allongement de certains grains ou microgalets en fuseaux. La schistosité 2, de fracture, la recoupe suivant un angle variable ; elle est liée à des plis ouverts. Aucun fossile n'est conservé dans les schistes qui se délitent selon les schistosités 1 et 2. La stratification n'y est visible que dans les contacts conglomérats—grès. Cette unité est située à l'Ouest de la précédente sur la feuille Bourg-Saint-Maurice. Mais sur la feuille Sainte-Foy-Tarentaise, elle se trouve au contraire dans sa position « normale », plus interne que les deux unités fossilifères du Houiller et en contact (stratigraphique ou tectonique selon les auteurs) avec le socle Ruitor.

La limite présumée entre l'unité 1 (externe) et l'unité 2 (interne) paraît avoir été déformée et serait donc le fait d'une phase alpine précoce.

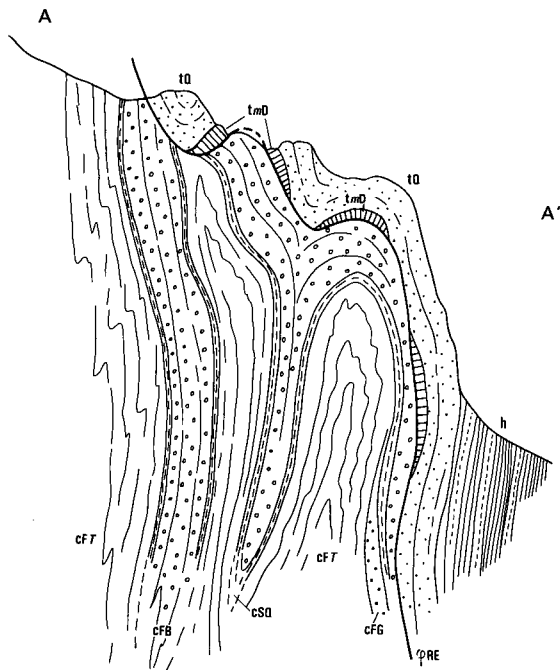
Les seuls plis évidents, (de l'ordre du décamètre ou de l'hectomètre) que l'on puisse observer en affleurements ou en galerie paraissent liés à la schistosité 2. Concentriques dans les bancs massifs, ils déterminent dans les veines de charbon des « serrées » sur les flancs et des renflements dans les charnières, la veine passant de quelques décimètres (ou parfois d'une simple traînée quartzeuse) à plusieurs mètres d'épaisseur. Dans la mine de Montgirod, ces plis sont déversés vers le Sud-Est et donc antérieurs à l'ultime rejeu du chevauchement frontal.

Néotectonique

Sur le flanc ouest du massif de l'Aiguille Grive—Signal des Têtes (angle sud-est de la feuille) apparaissent, dans la couverture quaternaire, surtout



Localisation



b-coupe AA'

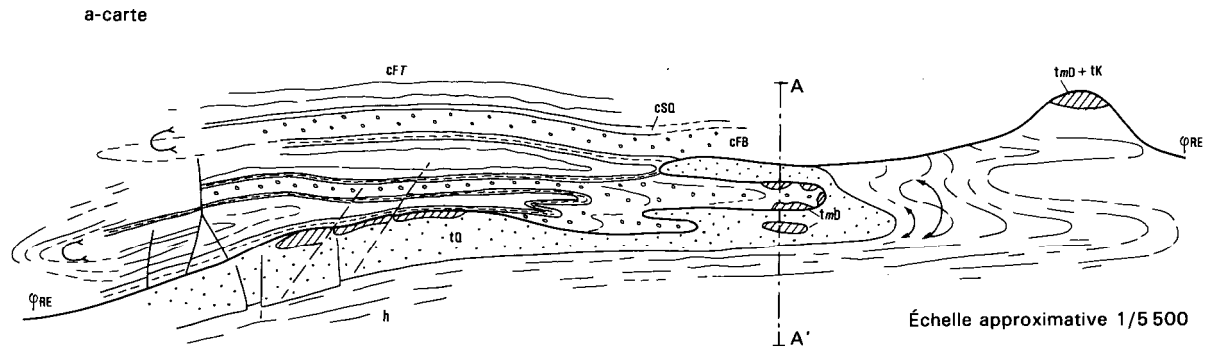


Fig. 10 - Détail de la structure du contact anormal de l'unité du Roc de l'Enfer
 sur la série renversée plissée du flysch de Tarentaise en rive droite du ruisseau du Clapey-Vert(P. Antoine)

faite d'éboulis et de coulées de rock-glaciers, des cassures bien rectilignes orientées N20°E. On les observe à travers un replat situé à 2 100-2 300 m d'altitude au pied des falaises de quartzites (avec des crêtes souvent dédoublées par des tassements) et s'étendant sur 3,5 km de long et 800 m de large. Les rejets verticaux sont de 4 à 10 m avec relèvement de la lèvre ouest en général et un regard penté à 45° en moyenne. Certains accidents se suivent sur 1 km de long, modifiant le cours du ruisseau (tracé en baïonnette), décalant les éboulis et coulées de blocs ou déterminant des cols dans les arêtes rocheuses. Cependant, il est souvent difficile de les suivre dans la roche où ils se confondent avec des accidents anciens. La tourbe déposée dans une dépression due au passage de ces failles a été étudiée et a donné à sa base un âge de —2 500 ans. L'origine de ces failles est mal cernée. L'hypothèse d'un tassement très profond n'est soutenue par aucune donnée cartographique si bien que celle d'une néotectonique pléistocène doit être envisagée, bien que les exemples en soient peu nombreux dans les Alpes et que la région soit très peu sismique.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

À la lecture de ce qui précède, il est clair que l'on retire encore assez peu d'éléments — dans le cadre étroit de 50 000° Bourg-Saint-Maurice — pour dresser un inventaire exhaustif de la succession des différents épisodes tectono-métamorphiques ayant affecté ce secteur de la chaîne des Alpes.

On devra donc faire appel à des données complémentaires tirées des feuilles voisines et qui sont parfois le résultat de travaux plus thématiques.

Trois orogènes se sont succédés : cadomien (?), varisque et alpin. Le premier est encore très mal connu et tout à fait conjectural sur l'ensemble des massifs cristallins externes. Pour les deux autres se pose le problème de datation des métamorphismes correspondants en raison de leurs caractères polyphasés.

Chaînes anciennes

• **Massifs cristallins externes.** Les déformations synmétamorphiques les plus anciennes sont d'âge inconnu. Comme dans le reste de la zone axiale hercynienne (Vendée, Massif central), on peut penser qu'elles sont cadomiennes (affectant alors un matériel « briovérien ») ou éohercyniennes, voire les deux. En tous cas, les roches métamorphiques les plus anciennes de Belledonne, comme la « série satinée », se situent entre le faciès schistes verts et le faciès amphibolite (des prasinites existent dans le massif voisin du Grand-Arc, feuille Albertville). Les gneiss et migmatites situés sur la bordure interne de Belledonne, à l'Est de la bande de Houiller la plus interne, (massifs des Enclaves, du Grand-Mont) pourraient aussi contenir des reliques de ce premier métamorphisme (?).

On appréhende mieux les évolutions tectono-métamorphiques varisques. Trois stades au moins ont pu être débrouillés grâce à l'étude des gneiss et migmatites du Beaufortain qui sont d'anciennes grauwackes (G. Vivier) : — un métamorphisme de haut grade (*HP et HT*) se retrouve dans les reliques

d'éclogites amphiboliques et de metabasites des gneiss et migmatites au Sud du Grand-Mont. Simultanément, un magmatisme au chimisme tholéitique se serait mis en place, ce qui implique un stade de rifting affectant une croûte continentale mince, suivi d'importants cisaillements crustaux (charriages, subductions ?). L'âge de ces événements serait cambro-ordovicien ou ordovicien-silurien (475-450 Ma) ;

—vient ensuite un métamorphisme de moyenne pression à staurotite et disthène (métamorphisme de type *barrowien mésozonat*) et un événement plutonique soit contemporain, soit un peu tardif, donnant les orthogneiss dévonien du Beaufortain et de l'Outray qui sont issus de granitoïdes aluminopotassiques et subcalins (370 Ma environ) ; ils sont antérieurs aux granites datés du Carbonifère inférieur. On pense qu'ils témoignent de charriages crustaux, peut-être moins intenses et moins profonds que les précédents. L'intensité des déformations se manifeste par une tectonique cisailante et des plis couchés d'âge fini-dévonien à dinantien : c'est à cette époque que se mettent en place les nappes de Belledonne et du Taillefer (ophiolites cambriennes de Chamrousse) et que se manifeste le volcanisme spilite-kératophyre des « schistes verts » ;

—la troisième remobilisation métamorphique est moins intense (*épi- à mésozonale*) ; cette rétro-morphose est accompagnée d'une mylonitisation générale et de la mise en place du granite de Beaufort (monzogranite subcalin) qui est le prolongement septentrional ou l'équivalent du granite des Sept-Laux (daté 322 ± 43 Ma), recoupant les orthogneiss et mylonitisant leurs bordures.

De grands décrochements cisailants — accompagnés de métamorphisme — affectent alors les séries métamorphiques antérieures et le granite de Beaufort et ceci avant le dépôt des grès stéphaniens : ce sont les décrochements tardi-varisques avec des plis kilométriques d'axe vertical liés à ces mouvements décrochants (faille de Queige sur la feuille Albertville).

De cette époque date le faciès métamorphique (épizonal, et dépourvu de migmatisation) de la série des « schistes verts », qui serait donc d'âge dinantien. Le fait qu'il n'y ait dans cette série qu'un seul épisode métamorphique peut signifier qu'elle est soit discordante sur le socle gneissico-migmatitique, soit franchement allochtone (et donc beaucoup plus interne).

Cette dernière phase hercynienne s'accompagne d'une foliation régionale, en général très redressée.

En résumé, durant l'orogène varisque, les massifs cristallins externes et donc le Beaufortain montrent une diminution de l'intensité des métamorphismes successifs. Ces derniers sont sans doute contemporains de charriages cisailants impliquant des éléments de croûte, continentale ou océanique (Sud Belledonne), suivis d'une verticalisation générale des structures. Le plutonisme est dévonien puis carbonifère inférieur.

Dans cette région de Nord Belledonne—Sud Mont-Blanc, il semble bien que la tectonisation majeure soit antérieure au Dinantien, tandis que plus au Sud elle serait principalement dinantienne (travaux de G. Vivier, R.P. Ménot, S. Bogdanofi).

• **Massifs cristallins internes.** Sur la feuille, ils ne sont qu'à peine représentés par un petit témoin de l'unité du Sapey (zone briançonnaise), dans

l'angle sud-est. Leur évolution tectono-métamorphique, même en faisant appel aux feuilles voisines, reste encore obscure, les quelques données que l'on possède à leur sujet n'étant même pas corrélables d'un massif à l'autre. Tout ce que l'on peut dire c'est que la zone du Sapey témoigne d'un écaillage fini-varisque probablement accompagné d'un certain magmatisme acide. Mais le matériel impliqué témoigne d'une évolution tectono-métamorphique plus ancienne, d'âge inconnu.

Chaîne alpine

La chaîne alpine s'édifie du Crétacé moyen-supérieur au Néogène, avec des périodes de paroxysmes accompagnés de métamorphismes dont l'intensité et l'âge évoluent d'une zone structurale à l'autre selon un schéma assez simple et cohérent. Les âges sont toutefois peu précis, et de plus, sur toute la feuille, on ne rencontre qu'un seul témoin de terrain tertiaire : les calcaires à nummulites (Lutétien à Priabonien) de Roselend.

En ce qui concerne cette évolution tectono-métamorphique, deux secteurs ont fait l'objet de recherches récentes et permettent de dresser un premier bilan : la zone valaisanne au niveau du Versoyen et la zone dauphinoise sédimentaire au Nord de Roselend.

Avant tout, il faut préciser que toute la région couverte par la carte a été métamorphosée dans le faciès schistes verts à l'Alpin. Mais, en trois points, les choses peuvent être un peu plus compliquées :

—dans la zone dauphinoise orientale, à l'Ouest d'une ligne Pointe de Riondet—Quermoz, le faciès schistes verts passe à l'anchizone et cela va se retrouver jusqu'aux abords du Pelvoux et du Rocheray où, comme autour du Mont-Blanc—Nord Belledonne, on retrouve l'épizone ;

—dans les roches mafiques de la zone valaisanne au Nord de Bourg-Saint-Maurice, on relève un faciès schistes verts de haute pression (amphibole sodique et épidote) reprenant des écloğites, ce qui contraste avec le faciès schistes verts banal du flysch valaisan encaissant ;

—la zone Vanoise—Ambin (Briançonnais) montre aussi un faciès schistes verts de haute pression repris dans les schistes verts, mais c'est une zone plus interne.

Ces variations peuvent s'expliquer par des différences d'âge et d'appartenance structurale, du matériel qui les manifeste.

Les principales étapes tectono-métamorphiques seraient les suivantes :

• **La tectogenèse alpine a débuté au Crétacé moyen-supérieur** car on relève des témoins de cette phase précoce dans les séries dites du « flysch valaisan » : olistolites et brèches dans les séries détritiques et traces d'un métamorphisme haute pression avec reliques d'éclogites repéré dans les roches vertes incluses dans ces séries. Ce métamorphisme de haute pression tranche nettement avec le faciès schistes verts environnant ; il n'est pas daté ici mais il est antérieur à la phase Éocène supérieur—Oligocène et suit de peu le magmatisme sous-marin responsable de la venue des roches mafiques. C'est pourquoi on cherche à l'expliquer par le mouvement décrochant (?)

d'un accident crustal ; l'hypothèse a aussi été proposée qu'il soit « exotique » c'est-à-dire qu'il provienne d'un secteur plus oriental, piémontais ou ligure, où de semblables conditions de métamorphisme sont classiquement admises au Crétacé supérieur (le flysch servant de matrice devrait alors être d'âge crétacé terminal—éocène basai).

• **Durant le tertiaire**, les études récentes concernant la zone dauphinoise au Nord de Roselend entre mont Joly—Roselette et Mont-Blanc (feuille Saint-Gervais), montrent un polyphasage métamorphique dans le domaine épizone mais avec des conditions de pression et température un peu supérieures au cours de la première phase (cristallisation de phengite puis de muscovite). De façon générale aussi, les variations d'intensité se font d'Est en Ouest en décroissant au cours d'une même phase.

Les deux phases compressives généralement reconnues accompagnées de métamorphisme, s'analysent comme suit :

— *première phase*, avec cristallisation d'illites et naissance d'une schistosité de flux (visible dans les grands plis couchés de l'Aiguille Croche—mont Joly au Nord de la feuille, mais dont le prolongement sud se situe dans l'accident médian).

De grands cisaillements se produisent alors à l'intérieur de la zone dauphinoise orientale ; les unités s'individualisent et se mettent en place (Roselend, Roc Marchand, Rocher du Vent, Crête des Gittes). Chaque unité est affectée d'un degré de métamorphisme propre dont l'intensité s'accroît d'Ouest en Est. Ainsi les unités individualisées au Sud-Est du Mont-Blanc (couverture et Crête des Gittes) « sont plus métamorphiques que les unités situées au Nord-Ouest » (Rocher du Vent, Gitte, Roselend, accident médian) (Leikine *et al.*, 1983). On a aussi observé qu'au Nord-Ouest du Mont-Blanc (feuille Saint-Gervais, mais ces unités se prolongent sur Bourg-Saint-Maurice), ce premier métamorphisme montrait des « sautes » et était plus fort en haut de l'édifice des unités. Il s'est donc fait avant empilement puisque les unités les plus orientales étaient les plus métamorphiques.

À cette époque, le socle est aussi impliqué dans la tectonique compressive et les divers « clavaux » hérités de l'Hercynien jouent en mouvements décrochants (senestres et/ou dextres) les uns par rapport aux autres.

Cette phase serait oligocène en pays dauphinois si on admet qu'elle est liée au passage des nappes préalpines qui arrivent dans le bassin externe après le dépôt des grès de Taveyannaz (Éocène supérieur—base Oligocène) ; les calcaires à nummulites de Roselend sont d'ailleurs impliqués dans les unités dauphinoises charriées ;

— *la deuxième phase* donne naissance à un métamorphisme moins intense que le premier avec cristallisation de chloritoïdes en rosette (trouvés à Roselette au Nord de la feuille, dans l'unité de Roselend) en même temps que se développe une deuxième schistosité, de crénulation. Ces phénomènes correspondent probablement à un bombement et une remontée des massifs de Belledonne et Mont-Blanc dont les couvertures sédimentaires respectives se trouvent à nouveau déversées vers le Nord-Ouest tandis qu'elles sont pincées en profondeur (d'où l'aspect « flottant » et les « pincées » des unités de la Gitte, Rocher du Vent, Roc Marchand). L'âge de cette deuxième phase serait Miocène moyen-supérieur si on le compare à l'âge des fentes alpines

du Mont-Blanc datées Miocène moyen avec des conditions de température et pression compatibles avec celle de ce deuxième épisode.

Pour les zones structurales plus internes représentées sur la carte, malgré l'absence d'études récentes on suppose qu'il a existé un polyphasage métamorphique lié aux principales phases de structuration (schistes verts épizonaux) mais avec un décalage dans le temps : hormis la phase Crétacé supérieur, la déformation maximale se situe à l'Éocène supérieur—Oligocène inférieur (phase mésoalpine) par comparaison avec les régions plus internes et plus méridionales des Alpes françaises.

STABILITÉ DES VERSANTS

Les manifestations d'instabilité des versants sont nombreuses sur le territoire de la feuille. Elles appartiennent en majeure partie au passé géologique récent mais leur réactivation (aussi bien que l'apparition de phénomènes actuels) introduit un danger certain pour les activités d'aménagement (voie de communication, villages, stations de sports d'hiver,...).

Les instabilités sont dues au fort relief, au caractère torrentiel des cours d'eau et, bien entendu, à la nature et à la structure géologique des terrains.

Comme dans toutes les Alpes, la fin de la dernière glaciation (Würm) a vu se multiplier ici les mouvements de versants de toute nature et amplitude. Certains d'entre eux sont très importants comme l'écroulement de Crêt-Bettex en rive gauche du torrent des Glaciers (flysch de Tarentaise) ou celui de la rive droite de l'Arbonne (champ de tir de l'Arbonne) dans le Houiller. Tous ces mouvements, qualifiés d'anciens, sont plus ou moins stabilisés mais constituent des zones particulièrement sensibles qui peuvent être réactivées par des travaux intempestifs et notamment les terrassements.

Une précision intéressante vient d'être apportée (G. Ménard, communication orale, 1990) sur l'évolution des grands écroulements postglaciaires qualifiés « d'anciens » et considérés comme stabilisés. La comparaison des nivellements réalisés à 70 ans d'intervalle sur le tracé du profil ECORS, montre sans ambiguïté la persistance de mouvements dans le cas de l'écroulement de Crêt-Bettex qui a barré la vallée du torrent des Glaciers en aval des Chapieux. Une borne géodésique retrouvée et commune à deux séries de mesures, révèle un abaissement de 15 m selon la verticale, soit une moyenne de 0,20 m par an environ.

Zone des massifs cristallins dauphinois

Elle est essentiellement sujette aux chutes de blocs et écroulements (le plus souvent limités). Ceux-ci peuvent survenir en tout point en fonction du relief.

Zone dauphinoise sédimentaire.

De très nombreux glissements, dont la surface cumulée est considérable, trouvent leur origine dans les schistes jurassiques et peuvent évoluer en coulées boueuses.

Unités de transition à la zone valaisanne

D'étendue trop restreinte dans des secteurs dépourvus d'activité, elles ne peuvent représenter une véritable source de danger. Compte tenu de leur diversité lithologique, la plupart des mouvements peuvent s'y rencontrer : chutes de blocs et éboulements (versant ouest de la Chevallière au Cornet d'Arêches), glissement (versant est du Dzonfié), fauchage, affaissements (zones de gypse, à l'Ouest du Quermoz notamment).

Zone valaisanne

Les manifestations d'instabilité d'une certaine ampleur sont surtout présentes et peuvent être redoutées dans le flysch des unités de Moûtiers et du Roignais—Versoyen (Tessens, vallée du Charbonnet, la Clavettaz notamment).

Le substratum antéflysch de l'unité de Moûtiers, où abondent les niveaux rigides et massifs, n'est propice qu'aux chutes de blocs et écroulements (Roche de Janotan, vallon du Cornet d'Arêches, massif Portettaz—Grand-Fond).

L'abondance de schistes dans le soubassement antéflysch de l'unité du Roignais—Versoyen est cause de mouvements d'une certaine ampleur, notamment dans le secteur de l'Aiguille de Praina.

Unité du Petit-Saint-Bernard

La structure monoclinale et la nature schisteuse et calcschisteuse des terrains est favorable aux mouvements en masse. La rive droite du torrent du Reclus en amont de Saint-Germain est glissée jusque vers 2 000 m d'altitude sur le flanc sud de la Pointe du Clapey.

Unité du Roc de l'Enfer

Cette unité présente des signes d'instabilité uniquement par sa semelle de terrains houillers.

Zone briançonnaise

Les terrains du Houiller, par l'abondance des schistes et la présence de veines de charbon, sont connus dans toutes les Alpes pour favoriser les mouvements de versants. La feuille Bourg-Saint-Maurice ne fait pas exception. Dans la majorité des cas il s'agit de mouvements anciens, tantôt bien délimités, tantôt assez dispersés. Ceux-ci peuvent être facilement réactivés soit par variations des conditions naturelles, soit par suite de travaux. On

mentionnera notamment les mouvements de la forêt de Malgovert qui conduisent fréquemment EDF à réaliser des travaux de remise en état de la conduite forcée, et les mouvements récents déclenchés par la construction de la route d'accès aux Arcs.

Les mouvements de versants ne sont pas les seuls phénomènes géodynamiques induisant des risques naturels. La Tarentaise est connue pour les ravages qu'ont exercés à travers l'histoire les violentes crues torrentielles de l'Ormente, l'Arbonne, le Charbonnet, le Versoyen, le Reclus. Plus près de nous, les coulées boueuses de la Ravoire (1981) dans un secteur qui n'avait jusque là donné aucune inquiétude, trouvent leur origine dans l'urbanisation intensive de la montagne.

Mentionnons enfin l'existence d'une faille «active» signalée par J. Goguel à la base du versant ouest de l'Aiguille Grive. Le rejeu « récent » de cette faille est attesté par le décalage de petites moraines post-wurmiennes (cf. «Néotectonique»).

On peut détailler quelques uns des **événements exceptionnels**, anciens ou récents, bien connus par leur incidence sur l'activité humaine :

Au **Bersend**, au-dessus des Iles, à l'amont de Beaufort (CD 925), en 1966, un important tassement du substratum rocheux (« schistes verts ») et de sa couverture d'éboulis et de moraines s'est produit entre 1 450 et 870 m, avec de nombreuses crevasses encore visibles dans la partie haute du mouvement ; des coulées de boue ont coupé la route. Le phénomène peut être dû à une modification des écoulements souterrains, près du contact Lias—Trias chevauché par le Cristallin (accident médian).

Le versant ouest du **Crêt Bron** en rive droite de l'Argentine au Sud-Ouest d'Arêches, sur plus de 400 m de hauteur, est actuellement déstabilisé par des tassements importants. Les désordres visibles depuis 1980 environ se sont accentués en mai 1983, juin 85 et mai 86, avec formation de crevasses, glissements et coulées de boue à l'aval sur la route du Planay. Ces mouvements affectent un versant formé d'une succession de bandes de Cristallin et de Houiller séparées par des cargneules et du gypse (?). Comme dans l'exemple précédent, il n'y a pas d'écoulement d'eau permanent en surface.

L'Arbonne a eu plusieurs crues catastrophiques : 1440,1535,1636,1732 et 8 fois entre 1742 et 1895, qui ont pu recouvrir certains quartiers de Bourg-Saint-Maurice de plusieurs mètres de boue et de pierres, au point de ne laisser visible que le haut du clocher de l'église (mai 1636). Ces coulées sont alimentées par une érosion très rapide des terrains houillers déstabilisés sur les gypses situés entre le Subbriançonnais et le Briançonnais ; ceux-ci, facilement affouillables par le torrent et parsemés de cavernes, sont sujets à de fréquents effondrements. Les reboisements et les barrages édifiés sur le torrent ont freiné ces érosions ; en 1951 cependant, le pont sur l'Arbonne a été à nouveau emporté.

Les laves torrentielles de la **Ravoire**, sous la station des Arcs, ont déversé 300 000 m³ de matériaux (Houiller, moraines, éboulis) du 31 mars au 14 avril

1981 (avec 100 000 m³ les 31 mars et 1^{er} avril) sur la plaine de l'Isère, recouvrant ou emportant routes et voies ferrées... Le phénomène, déclenché par des pluies et la fonte des neiges, a été largement amplifié par les travaux de terrassement et de viabilité de la station nouvelle, détruisant le fragile équilibre d'un versant très instable (en particulier le régime des eaux s'est trouvé modifié avec report des débits sur le bassin-versant de la Ravoire principalement).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Le régime des eaux dépend de la nature des terrains du substratum, de la structure régionale, de l'importance des bassins-versants et surtout, en pays de montagnes, du développement des formations superficielles telles qu'éboulis et moraines.

Sur la feuille Bourg-Saint-Maurice, les ressources en eau sont toutes du type gravitaire et la nappe alluviale de la vallée de la Tarentaise est mal connue à l'amont d'Aime. Toutes les agglomérations sont donc alimentées par l'eau des sources de versant ou directement par des prises d'eau installées sur les torrents.

Le territoire de la feuille est couvert par deux bassins-versants : à l'Ouest le bassin du Doron et ses affluents l'Argentine et le Poncellamont, à l'Est le bassin de l'Isère avec le groupe de torrents de la rive droite, rayonnant sur Bourg-Saint-Maurice et ceux dominant Aime. En rive gauche de l'Isère, seul le Ponturin (au-dessus de Landry) a un développement suffisant. Dans l'angle sud-ouest de la feuille, les petits bassins de Naves et de la Grande-Maison sont aussi tributaires de l'Isère à l'aval de Grand-Cœur.

La qualité et le débit des sources ne sont connus que lorsqu'elles sont captées ; il peut exister d'autres réserves, en particulier dans les alluvions de l'Isère, mais elles ne sont pas évaluées car il n'y a pas eu d'étude hydrologique générale.

Zone dauphinoise externe (ou bassins-versants du Doron, de Beaufort et de Naves)

Deux types de terrain, se partagent la région : le Cristallin à l'Ouest avec micaschistes, gneiss, migmatites et granites et, à l'amont des retenues hydroélectriques, les calcaires, marno-calcaires et argilites avec des passées de gypses et cargneules.

- Dans les **roches cristallines**, les sources correspondent aux découpages des fractures et diaclases ou à la direction de foliation régionale. Elles peuvent aussi, souvent, être réparties au pied des nappes d'éboulis et de moraines qui tapissent les versants. Les sources liées à la fracturation sont en général plus abondantes, plus régulières et de meilleure qualité. Quelques unes sont captées, en rive gauche du Doron au-dessus de Bonnacime, à l'Est

du Nant Travaillard et au Nord du Planey-d'Arêches. Les fractures orientées NE-SW, parallèles à l'accident médian et les placages sédimentaires de ce dernier déterminent des émergences intéressantes, captées à Ville-Dessous au Nord du Doron, aux Maisonnettes au Sud-Ouest de Beaufort, ainsi qu'au Grand-Mont et près de la cascade du Dard. Dans le vallon de la Grande-Maison, trois sources sont captées dans les gneiss ou dans les placages morainiques : près des chalets de la Grande-Maison et à la Fougère. Sur le versant ouest de Grand-Naves les sources du Grand-Darbelay et de Fontaine sortent des micaschistes.

- Dans les **roches sédimentaires** de la région, surtout schisteuses (argiles) et donc imperméables, il y a peu de circulations profondes et de nappes ; les eaux ruissellent à la surface en favorisant les glissements de terrain. La région est peu ou pas habitée et on ne connaît que deux captages : au Nord-Est de Naves aux Avignons sous le Roc Marchand et au Sud aux Charmettes sur les schistes aaléniens. Cette dernière émergence correspond soit à d'anciens chenaux morainiques parallèles au versant, soit aux eaux de la montagne du Quermoz faite de terrains plus perméables. Elle se situe aussi près d'un contact tectonique majeur : le front pennique, plan de chevauchement principal des nappes internes sur les schistes de la zone dauphinoise orientale. Sur son tracé se placent quelques sources très abondantes : Sud-Ouest du Cormet de Roselend, Treicol, lac des Fées, les Terreaux. Elles sont en général impropres à la consommation car elles ont traversé des terrains triasiques riches en carbonates et sulfates et déposent des tufs parfois colorés en rouges par le fer (Treicol).

Zones situées à l'Est du front pennique (zones internes) = bassin-versant de l'Isère

Quelle que soit la nature du substratum, la majorité des aquifères est constituée par des formations superficielles : éboulis, moraines, zones glissées.

- Par le nombre de sources captées les **zones glissées** constituent certainement l'aquifère le plus utilisé (souvent associé aux formations morainiques). Les sources sont nombreuses, les débits jamais très considérables, la qualité des eaux généralement bonne, la protection naturelle étant satisfaisante.
- Les **grands épandages d'éboulis** alimentent souvent des sources importantes dont bon nombre d'entre elles sont captées (environ des Chapieux, versant nord-ouest de la Pointe du Clapey—versant sud de Rocheboc,...). Bien que la protection naturelle soit médiocre, les eaux sont de bonne qualité en raison de la situation en altitude de ces éboulis et de l'absence totale d'activité dans leur bassin-versant.
- Les **moraines** engendrent des sources souvent disséminées et de débit faible.

Les possibilités nombreuses d'alimentation gravitaire font que le recours aux nappes d'accompagnement des grandes vallées n'est pas encore nécessaire.

Remarquons enfin que les massifs rocheux fracturés constituent certainement d'excellents aquifères mais les sources qu'ils alimentent directement sont très peu nombreuses. L'eau sort en effet fréquemment des fissures des roches pour passer dans des formations superficielles, et l'origine réelle de la source observée en surface ne peut souvent pas être retrouvée.

Dans la région de Bourg-Saint-Maurice, les captages sont nombreux pour alimenter l'ensemble de l'agglomération et les villages voisins ; citons quelques exemples : Bourg-Saint-Maurice est alimenté par les captages de Céré (au pied du Roc de l'Enfer, dans la vallée du Nant Blanc), des Chavonnettes et des Eaux-Rousses (près de Bonneval), de Chardelys, de la Roche, de Rosset (situés au Nord-Ouest ou à l'Ouest de la ville) ; Sééz est alimenté par les sources du vallon de Beaupré ; Hauteville par les captages du Rocher Fendu et de Fevet-Blanc. Toutes ces sources ont des débits très variables : ainsi le Céré passe de plus 40 l/s en été à moins de 10 l/s en hiver. Si bien que dans certains cas, des prises d'eau ont été installées directement sur les torrents.

Source thermominérale de Bonneval-les-Bains

Il existe au Nord de Bourg-Saint-Maurice, à l'entrée de la vallée du torrent des Glaciers près de sa confluence avec le Versoyen, une source chaude dite de Bonneval-les-Bains. Elle sort près de la base du flysch de Tarentaise de l'unité du Roignais—Versoyen. Inutilisée aujourd'hui, il est probable qu'elle était connue des Romains et peut-être dérivée, dès cette époque, vers Bourg-Saint-Maurice (Hudry, 1976). Au 18^e et au 19^e siècle, on a des preuves de son utilisation pour des bains, avec début de construction d'un hôtel, mais sa situation dans des gorges étroites n'a jamais, jusqu'à présent, été favorable à une bonne exploitation.

Actuellement, des travaux de recherches menés par le BRGM (1989, 1990) ont permis de dégager les griffons (fissures) et d'en obtenir les caractéristiques : c'est une eau sulfatée calcique, bicarbonatée calcique et chlorurée sodique, légèrement carbogazeuse (présence de CO₂ et N₂). La présence d'éléments en trace (fluor, bore, arsenic) a été relevé ; il y a dépôts de « boues rouges » riches en fer. La température est de 28° C (sur 2 griffons) et de 30° C (sur 1 griffon) (anciennement on lui attribuait une température de 36-38°). Enfin, le débit total est de 40 l/s (renseignements oraux de M. Dazy, 1990).

SUBSTANCES UTILES ET GÎTES MINÉRAUX

Mines de charbon d'Arêches

Immédiatement au Sud d'Arêches, en rive gauche du torrent de Ponceillamont, existent d'anciennes galeries pour exploitation du charbon. Connues depuis longtemps, l'antracite a été véritablement exploité de 1919 à 1950,

date à laquelle toute activité a cessé (en 1939 la production annuelle était de 6 000-7 000 t). Une étude détaillée du gisement a été effectuée en 1948 (Fabre et Feys, 1948).

Près d'Arêches, enserrées dans la série cristallophyllienne du rameau interne de Belledonne, affleurent deux bandes de terrains carbonifères dont seule la bande ouest est exploitée, la deuxième n'ayant pratiquement pas de charbon. La couche exploitable est reconnue à Arêches et aussi un peu au Sud, au quartier de la Pige (à 1 045 et 1 170 m) et au Sud-Ouest, à la Thuile (à 1 160 m) où il y a eu surtout des travaux de reconnaissance vers 1945-46. À la mine d'Arêches, on exploitait la « Grande couche » de 4,50 m à 5 m ou même 6 m de puissance. Là, les conditions de gisement sont exceptionnelles et tiennent au pendage de 25° vers l'Ouest, sans faille, alors qu'en général les couches sont inclinées de 45 à 80° vers le Sud-Est et très fracturées ; de plus dans la « Grande couche », l'anhracite est de bonne qualité, peu cendré (8%) alors qu'ailleurs le charbon est écrasé (« molle »).

La galerie principale est implantée au Sud d'Arêches (cote 1 009, 38 m) et descend à — 52 m. Elle servait à l'exploitation. Elle a traversé du Nord au Sud successivement : du glaciaire (0-200 m), des schistes cristallins (200-252 m), du Trias avec anhydrite (252-280 m), à nouveau des schistes cristallins (280-390 m) et de l'anhydrite (390-405 m) ; une faille, sensiblement E-W, limite alors le Houiller exploitable. Cette « Grande faille » verticale, est aussi visible sur les rives du Poncellamont et borde toujours le Houiller.

D'autres galeries existent en rive gauche du Poncellamont («galerie —19 », « galerie + 2,86 »), et servaient aussi à l'exploitation. Des recherches pour charbon ont encore eu lieu (grattages, galeries) au Sud-Ouest dans le vallon de Bénétag (Tête des Chappes) et au Nord-Est (le Fontanus).

Mines de charbon de la vallée de l'Isère (à l'aval de Bourg-Saint-Maurice)

Les plus anciennes mentions d'une utilisation du « charbon de terre » remonteraient, dans la région, au 17^e siècle (M. Hudry, comm. orale), peut-être pour l'évaporation des eaux qui avaient lessivé le sel de l'Arbonne (et de Salins sur la feuille Moûtiers).

Le 19^e siècle et la première moitié du 20^e ont connu une activité minière non négligeable. Dix sept concessions et permis de recherche s'étendaient alors sur les versants de Houiller dans la zone des villages permanents. Dans certaines concessions, les travaux se limitent à de courtes galeries horizontales qui s'enfoncent dans la montagne à partir des affleurements. Par contre, les compagnies des mines de Montgirod, d'Aime et à un moindre degré, de Montchavin et de Peisey, réalisent des systèmes conventionnels de galeries d'exploration (travers-bancs) et d'exploitation (voies et tailles).

Le charbon extrait était un anhracite mylonitique, pauvre en matières volatiles (3 à 5 % cendres déduites) et assez riche en cendres du fait de son

mélange mécanique avec des fragments des intercalaires schisteux et des épointes, à la faveur des déformations alpines.

Les limites des anciennes concessions et la position des principales galeries sont indiquées sur la carte.

Concessions	Date de création	Surface	Exploitant en 1950	Nbre couches reconnues
1. Charbonnet et Praz	1864	84 ha		4
2. Corbassière (la)	1853 (11.07)	72 ha	Sté des mines d'Aime	1
3. Corbières (les)	1864 (27.04)	15 ha	Sté des mines d'Aime	2 à 3
4. Lequenay	1848 (15.12)	30 ha	Sté des mines d'Aime	15 à 20
4 bis. Lequenay	Permis de recherche		Sté des mines d'Aime	
5. Malgovert	1899	55 ha 76		2
6. Montchavin	1910 (17.02)	425 ha		8
7. Montgirod	1907 (06.08)	109 ha	Sté des mines de Montgirod	11
8. Peisey	Permis de recherche		Sté des mines de Peisey	1
9. Plannamont	1868 (28.10)	150 ha	Sté des mines d'Aime	5
10. Planta (la)	1880	61 ha 20	Sté des mines de Carvin	2
11. Réel (le)	1848 (18.04)	41 ha	Sté des mines d'Aime	4
12. Sangot	1880 (15.05)	185 ha	Sté des mines de Carvin	3
13. Thuile (la)	1867 (20.07)	471 ha	Sté des mines de Montgirod	2

1. *Charbonnet et Praz* : 4 veines de 0,20 à 7 m (0,50 à 2 m en moyenne) et 5 « passées » de 0,10 à 1,20m.

2. *Corbassière* (11 juillet 1853) : 1 veine d'épaisseur inconnue.

3. *Corbières* (27 avril 1864) : 2 à 3 veines de 1 à 2m en moyenne.

4 et 9. *Lequenay* (concession 15 décembre 1868) et permis de recherches, plus *Planamont* (28 octobre 1868) : 15 à 20 veines reconnues, dont 5 à 6 exploitables, de 1,50 à 2m d'épaisseur en moyenne.

6. *Montchavin* (17 février 1910) : 8 veines reconnues, de 0,40 à 3,50 m. Une seule veine exploitée, épaisse de 1,20 à 1,70. Dépilage par panneaux de 10 000 à 20 000 tonnes. Tonnage extrait inconnu.

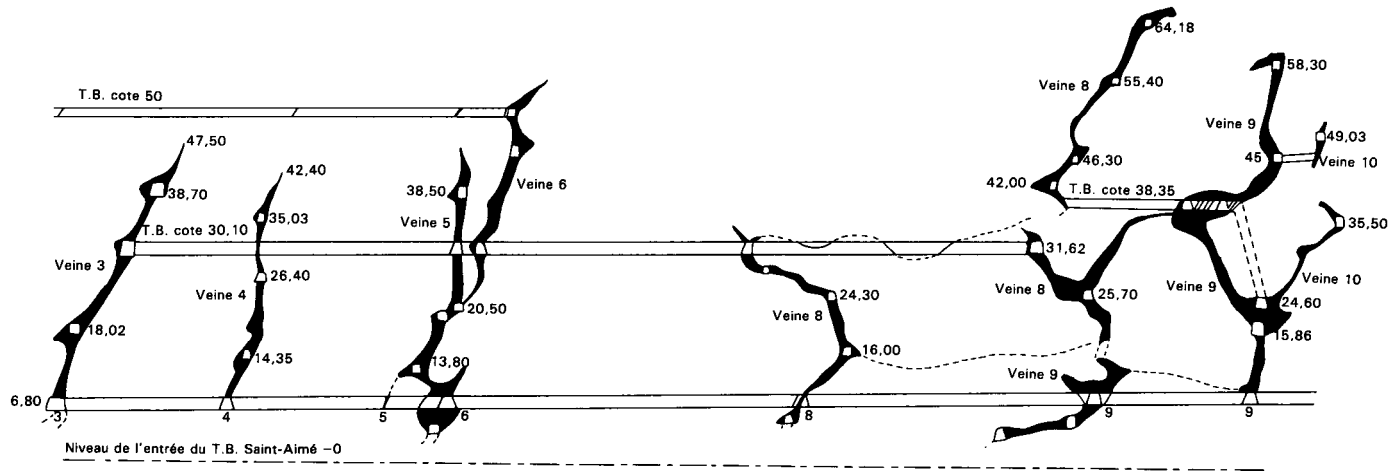
7. *Montgirod* (6 août 1907) : 11 veines reconnues, épaisses en moyenne de 0,50 à 1,50m et présentant des renflements de 3 à 7m.

11. *Réel* (18 avril 1848) : probablement 4 veines, irrégulières et peu épaisses.

12. *Sangot* (15 mai 1889) : 3 ou 5 veines dont une de 0,50 m et une de 3,50 m (probablement un renflement).

13. *La Thuile* (20 juillet 1867) : 9 veines mais aucune exploitable.

ESE



- 86 -

WNW

Coupe suivant la direction du T.B. S^T-Étienne

Coupe suivant la direction du T.B. Lehmann

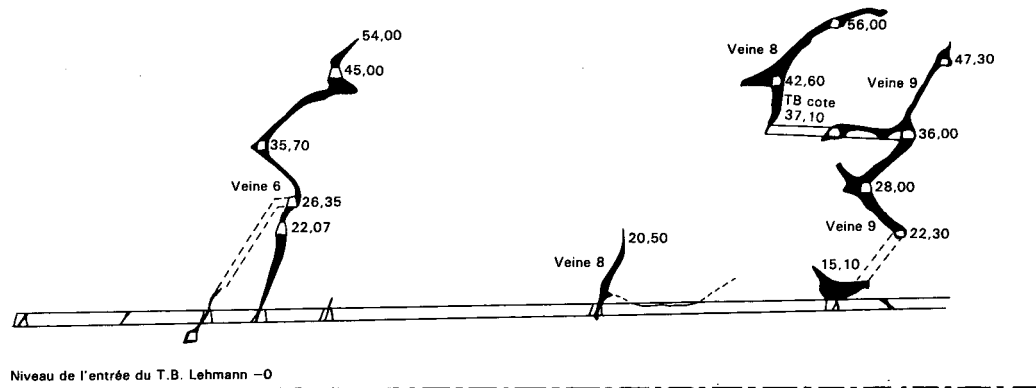


Fig. 11 - Mine d'antracite d'Aime :

coupes montrant l'allure des veines de charbon (plan de situation dans J. Fabre, 1961, p. 121, fig. 35)

Ces travaux miniers ont livré des données très utiles sur la structure du Houiller et sur l'ampleur des glissements de surface. La figure 11 nous donne en coupe l'allure générale des veines de charbon, très redressées, au gisement de Lequenev (mines d'Aime).

Ardoisières de Cevins—la Bâthie

La bande de Houiller située un peu à l'Est de la précédente a fourni des ardoises réputées au Sud du col de la Bâthie : ardoisières dites de la Bâthie, un peu au Sud-Est du col à 1 960 m, avec carrières à ciel ouvert et galeries ; ardoisières dites de Cevins au Sud-Ouest des précédentes à 1 800-2 000 m, avec une galerie de 600 m de long. Le pendage des couches est partout de 40°-70° SE.

Ces ardoisières donnaient un produit d'excellentes qualités : bleues et légères, siliceuses, peu calcaires, peu micacées, sans pyrite, avec un clivage parfait et facile, les ardoises avaient aussi un grain fin, homogène. Les exploitations sont très anciennes : Coquebert (1795) puis de Mortillet (1858) les citent ; elles ont été utilisées pour les toitures de l'ancienne prison d'État de Miolans (Saint-Pierre-d'Albigny) et du Louvre. Arrêtée en 1929, l'exploitation a repris temporairement en 1948 lorsqu'un câble transporteur vers Bénétant a été installé.

Carrières

- **Retenue de Roselend.** Lors de la construction du barrage de Roselend, une grande carrière a été ouverte au Méraillat au-dessus de la rive droite du Doron de Roselend, dans les migmatites.

- **Villette-du-Châtelard** (près de Bourg-Saint-Maurice). Ces carrières exploitent le calcaire massif rapporté au Lias moyen-supérieur (Lias de Tarentaise) très recristallisé, clair, à faciès récifal, en rive gauche de l'Isère au Sud-Ouest de Villette. Depuis le 18^e siècle on exploite près de la RN 90 (flanc est et nord du gisement) une variété violette de ce calcaire plus ou moins bréchique appelé «brèche de Tarentaise», pierre d'ornementation très réputée.

Actuellement, seule la carrière nord est exploitée, et a pu l'être dès l'époque romaine, (de nombreux blocs de marbre de Villette ayant été réutilisés dans la construction de la basilique Saint-Martin à Aime au 11^e siècle).

À Villette-Sud, l'exploitation actuelle se fait pour enrochements et pour concassage ; selon la dureté, le produit obtenu est utilisé soit pour les fondations de chaussée (« variété jaune »), soit pour les couches de roulement (« variété grise »).

La carrière du Châtelard, dans le même calcaire, est abandonnée.

- **Montgirod** (près de Vulmix). Abandonnée, elle exploitait des formations superficielles comme matériaux tout-venant.

- **L'Arbonne** (ou « Champ de tir »). Elle exploite vers la cote 1 000, en rive gauche du torrent, les falaises de calcaires et schistes (IC, cFT ?) près du gypse afin de fournir du matériau tout-venant pour chaussée.

Exploitations de granulats

Les principales existent en bordure de l'Isère à Bellentre et entre Bourg-Saint-Maurice et Séez. Là, aux Glières, l'exploitation se fait dans le bassin de compensation EDF qui régularise les débits restitués de l'usine de Malgovert.

Salines de l'Arbonne

Les gypses du torrent de l'Arbonne recèlent des couches de sel (halite) qui ont été exploitées, à la confluence avec le Nant Blanc (« le Roc Salé »), du 16^e au 18^e siècle et sans doute depuis l'époque romaine. L'exploitation fut prospère de 1663 à 1666 (500 tonnes/an), et se faisait à l'aide de 3 galeries superposées dans des bancs de 0,60 à 4 m d'épaisseur ; le sel était ensuite mélangé à l'eau et la saumure évaporée par cuisson. Au début du 18^e siècle, le gisement fut supplanté par les salines de Moûtiers, puis son exploitation interdite.

Gîtes minéraux

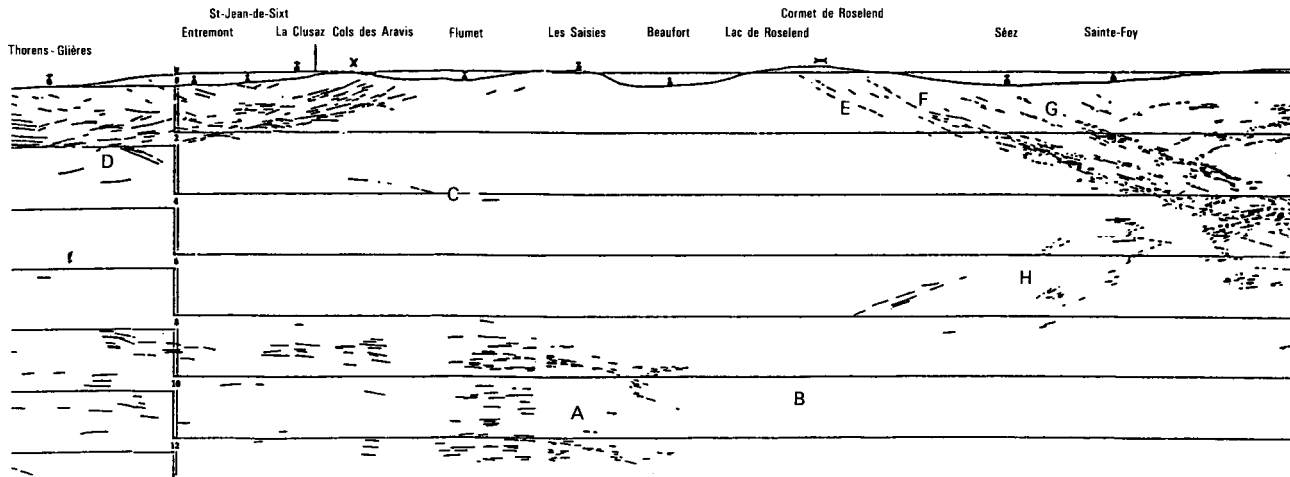
- **Mines de fer de Lancevard et de Montgirod.** Du fer-oligiste est présent en rive droite de l'Isère, en filons de plusieurs mètres de puissance, ce qui explique qu'il ait été exploité en deux points au siècle dernier, à Lancevard-les Rottes au-dessus de Bourg-Saint-Maurice sur le versant de l'Arbonne, et à Montgirod près du passage du Bozon. À Lancevard, l'oligiste se présente en deux couches de 1-2 m de puissance orientée NE-SW (inclinées E). On retrouve un autre filon à 1,5 km au Nord-Est (mine des Arpettes) et vers le pied du Roignais. La proportion de fer est supérieure à 66%. À Montgirod, le filon a 2 m de puissance, avec une teneur de 58% ; il se situe à près de 2 000 m d'altitude. Ces gîtes sont proches du contact Houiller—Trias ou sont dans les grès du Trias.

- Tous **les autres gîtes minéraux**, malgré recherches et explorations jusque dans les années 1960-1970 dans le massif du Grand-Mont, n'ont jamais été exploités réellement. Les tableaux (en annexe) passent en revue tous les gîtes répertoriés au BRGM.

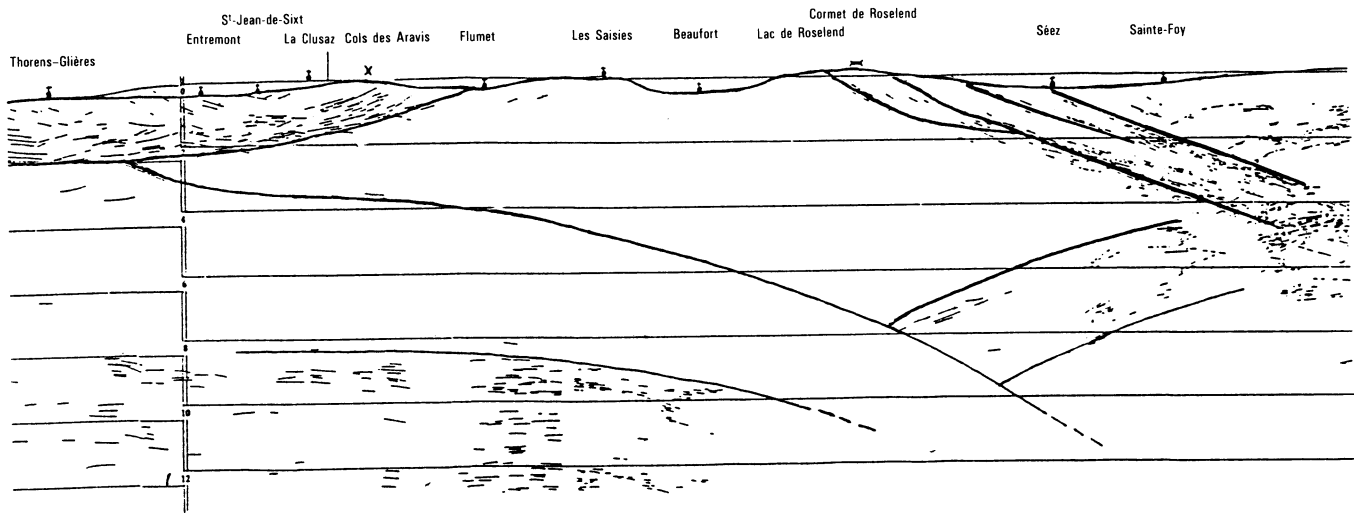
En particulier, en 1964, des sondages ont été réalisés (Société minière de Beaufort et Hauteluze) pour la recherche du cuivre près des chalets des Rognoix (à 2 000-2 100 m d'altitude). Au nombre de sept, verticaux ou inclinés, leur longueur variait de 40 à 156 m ; ils ont traversé le Trias (25 à 55 m) avec carneules, brèches dolomitiques, dolomies jaunes, argilites noires puis grès et quartzites avant de toucher les gneiss du socle. La minéralisation se trouve dans les grès ou le sommet des gneiss avec mouchetures ou filonnets et rares filons (Ba, Pb, Cu, chalcopyrite).

ECORS-Alpes II

ECORS-Alpes I



a



b

Fig. 12

a - Profil ECORS, d'après Mugnier *et al.*, 1989

b - Coupe interprétative dessinée par J. Debelmas, 1990

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PROFIL ECORS

Si l'on s'en tient au secteur couvert par la feuille Bourg-St-Maurice, ce profil apporte les précisions suivantes (fig. 12) :

—à l'aplomb du massif de Belledonne, il existe, sous la croûte supérieure «transparente», une croûte inférieure litée [A] d'épaisseur comparable à celle située sous l'avant-pays. Toutefois cette croûte inférieure disparaît vers l'Est dans une zone pratiquement dépourvue de réflecteurs [B], ce qui pourrait indiquer que l'épaississement crustal n'implique que la croûte supérieure, ainsi désolidarisée de l'inférieure ;

—les réflecteurs [C], beaucoup plus nets sur la coupe non traitée, pourraient représenter la trace d'un clivage à très faible pendage atteignant l'interface socle-couverture au point [D] (« chevauchement de Belledonne »). L'existence, en ce point, d'une pincée subhorizontale de sédiments reste conjecturale;

—l'« accident médian » de Belledonne étant une structure verticale, il n'apparaît pas, de même que les écaïlles internes de ce massif;

—par contre, le chevauchement pennique frontal est bien marqué par plusieurs réflecteurs [E, F, G], à faible pendage E. Les réflecteur [E] et [F] limitent les écaïlles frontales du Quermoz et de la zone valaisanne, tandis que [G] marque le contact entre l'unité du Petit-Saint-Bernard et la zone houillère;

—à la verticale de ces accidents, les réflecteurs [H], à pendage W, ont été interprétés comme une réapparition de la croûte inférieure litée. Mais le décalage vertical de celle-ci par rapport à celle de l'avant-pays (de l'ordre de 2 à 4 sec. de temps double) pourrait signifier qu'on a peut-être là une écaïlle chevauchante de manteau supérieur, pouvant se raccorder, vers l'Ouest, avec le clivage profond de Belledonne [C].

On aboutit ainsi à la coupe de la figure 12 qui laisse sans interprétation les structures verticales de Belledonne. Celles-ci sont dessinées sur les coupes en couleurs (en annexe) d'après les seules données de terrain.

On remarquera que pour ce qui est des structures de subsurface, les seules à être en relation directe avec les indications de la carte, le profil ECORS n'apporte aucune précision utilisable. Les coupes interprétatives données dans la notice et sur la carte sont donc, classiquement, tirées des seules observations de surface.

AMÉNAGEMENTS HYDROÉLECTRIQUES

Les travaux les plus importants, réalisés de 1950 à 1960, comportent l'aménagement dit de Roselend avec les retenues de la Gittaz, Saint-Guérin et de Roselend alimentées par les galeries des Chapieux—Sainte-Foy-Tarentaise (dérivant les eaux des torrents de rive droite de l'Isère) ; de la Gittaz au lac de Roselend ; du Cormet d'Arêches amenant les eaux de l'Ormente à la

retenue de Saint-Guérin. Les eaux des trois retenues sont ensuite dirigées sur la vallée de l'Isère à l'usine souterraine de la Bâthie.

Auparavant, de plus petits aménagements avaient été conçus :

—aménagement de Beaufort (1922) avec deux galeries : celle dérivant les eaux de l'Argentine et du Poncellamont (près d'Arêches) au Fontanus, et celle dérivant le Doron, de Beaufort-du-Fontanus à Domelin (sur le Dorinet);

—aménagement de Fontanus (1940), avec des dérivations depuis la Gittaz et depuis Roselend ;

—aménagement de Malgovert (1952) amenant les eaux de l'Isère, des Brévières de Tignes à Bourg-Saint-Maurice par une galerie en rive gauche ;

—aménagement de Feissons-sur-Isère (1956) dérivant les eaux des torrents de Naves et de la Glaize à l'Isère.

Aménagement de Beaufort-amont (galerie Arêches—Fontanus)

D'amont en aval, les formations suivantes ont été recoupées : schistes verts (0 à 64 m), moraines (64-165), schistes noirs fins (165-560), schistes verts avec passées de terres et argiles et venues d'eau (560-1 672), charbon (1 672-1 700), schistes verts fins, secs, friables, (1 700-2 020), graphite (2 020-2 060), schistes verts (2 060-2 170), schistes noirs fins, secs, friables (2 170-530), schistes verts et terre, argile, eau (2 530-3 325, avec des schistes noirs à 107-3 130 et 3 280-3 325), orthogneiss dur (3 325-5044,54 m, avec des veines de houille à 3 530,3 536,3 620 et 3 625 m). Le charbon trouvé pourrait être le prolongement de la couche exploitée à Arêches. Les venues d'eau entre 2 531-3 325 m se situent à l'aplomb du glissement du Bersend (cf. *supra*).

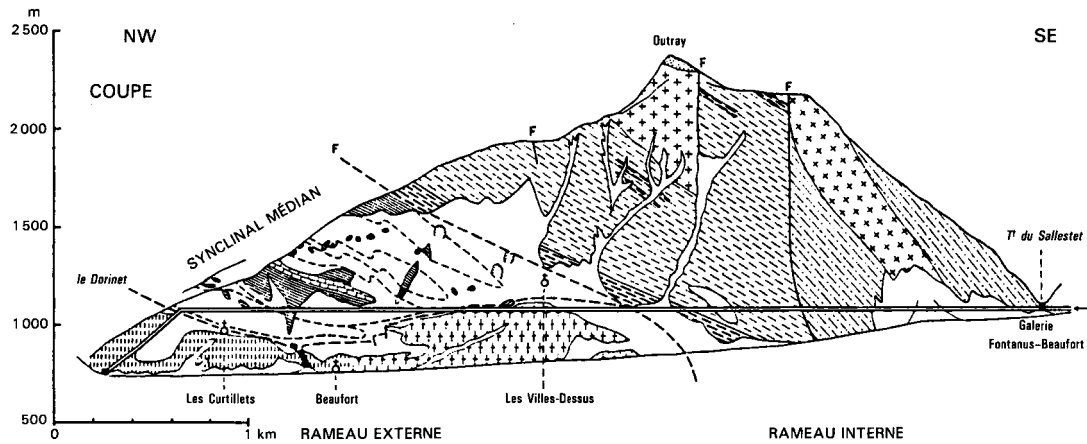
Aménagement de Beaufort-aval (galerie du Fontanus-Domelin) (fig.13)

Elle intéresse aussi la feuille Saint-Gervais où elle a recoupé le granite de Beaufort et sa couverture jurassique à l'Ouest ; nous n'en avons pas de coupe détaillée pour ce qui concerne les contacts « schistes verts »—schistes jurassiques de l'accident médian.

Aménagement de Feissons-sur-Isère (fig. 14).

La galerie traverse les gneiss et migmatites du rameau interne de Belle-donne, avec des filons de granite et de pegmatite (en relation avec le granite de Notre-Dame-de-Briançon ?, feuille La Rochette) et, près de Naves, des passées de conglomérats proches du Houiller mais appartenant à la série cristallophyllienne.

Le fait intéressant a été la découverte d'une bande de cargneules et dolomies sur 80-100 m (inclivée de 45° au Sud-Est) près de la Glaize, non visible à l'affleurement ; de plus le fauchage de grande ampleur des deux versants de la montagne séparant Naves de la Glaize a été bien mis en évidence. La galerie n'a traversé de roches saines qu'à la verticale de la crête topographique. Le flanc oriental est complètement renversé avec un pendage des couches vers le Nord-Ouest.



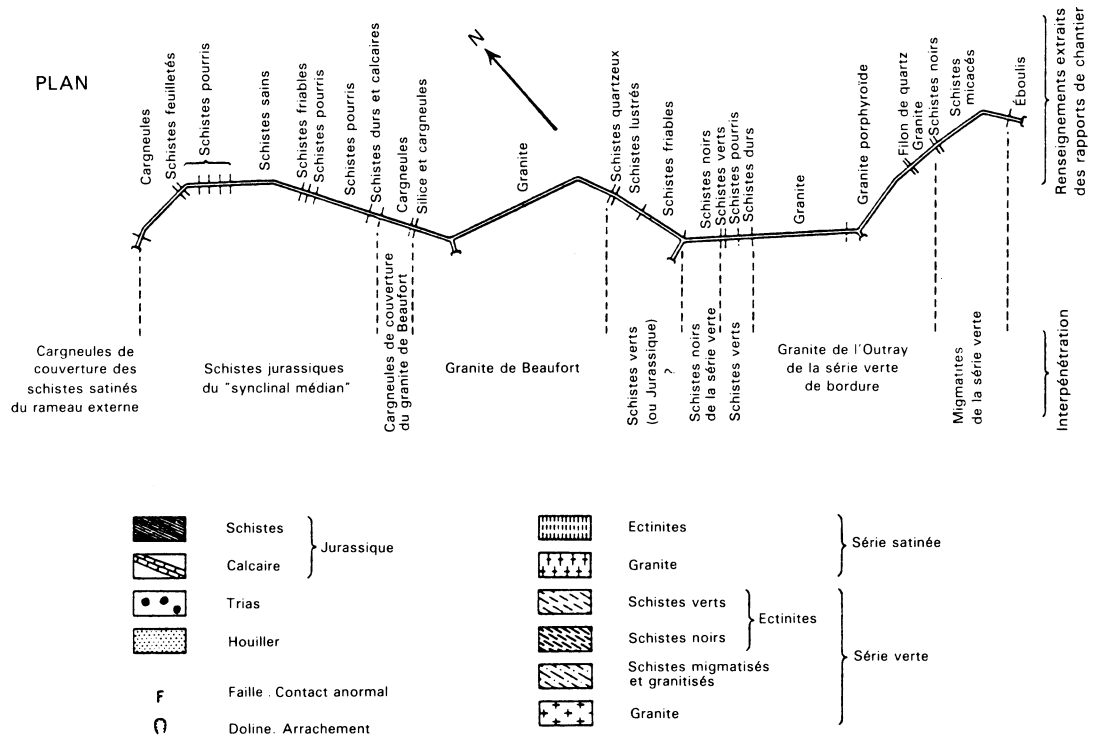


Fig. 13 - Projection sur un plan vertical de la rive droite du Doron de Beaufort à hauteur de Beaufort (C. Bordet, 1961)

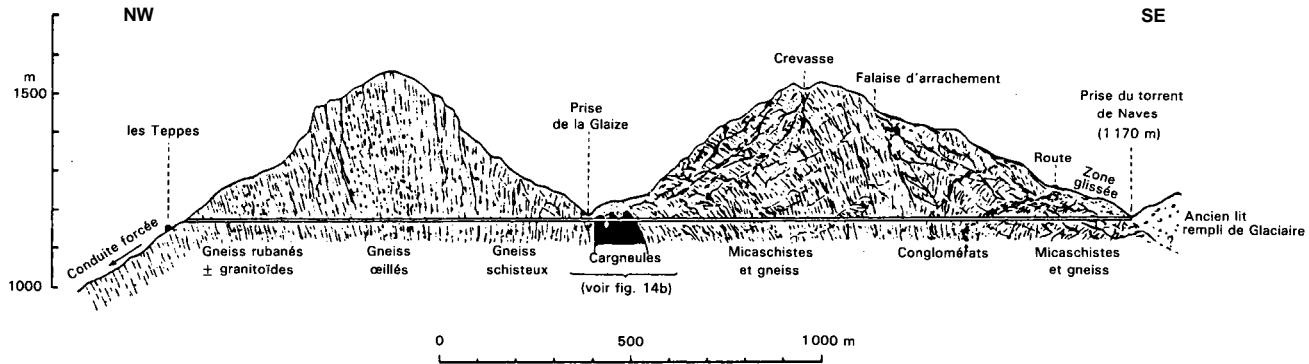


Fig. 14a - Coupe géologique de la galerie de Feissons-sur-Isère

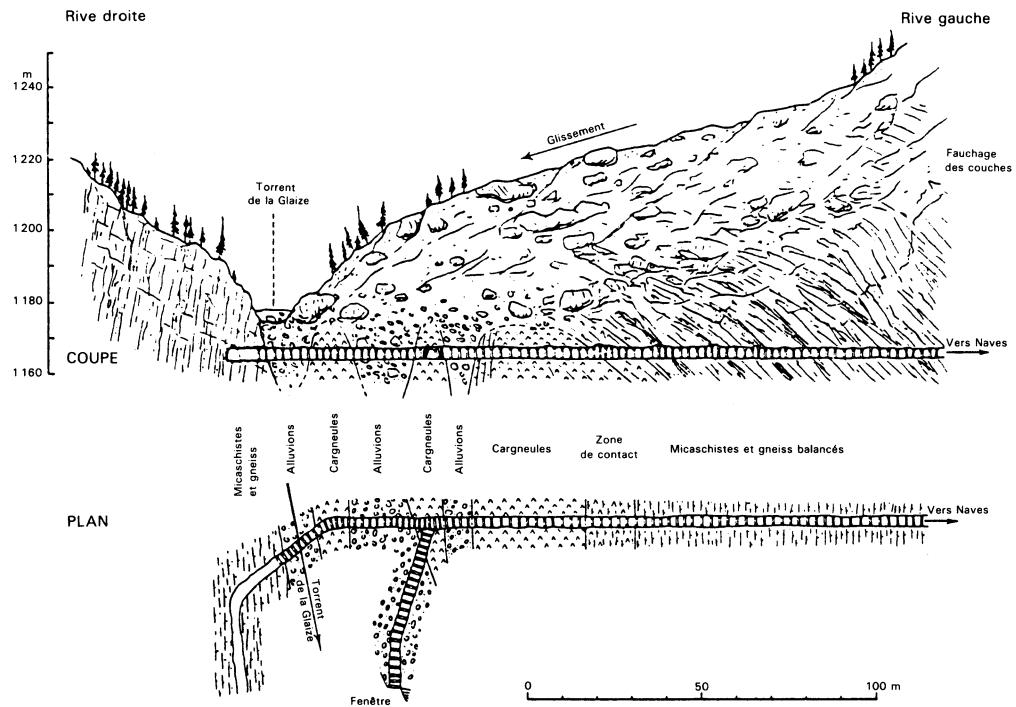


Fig. 14b - Géologie de détail du fond de la vallée de la Glaize à hauteur de la prise d'eau EDF , plan et coupe (C. Bordet, 1961)

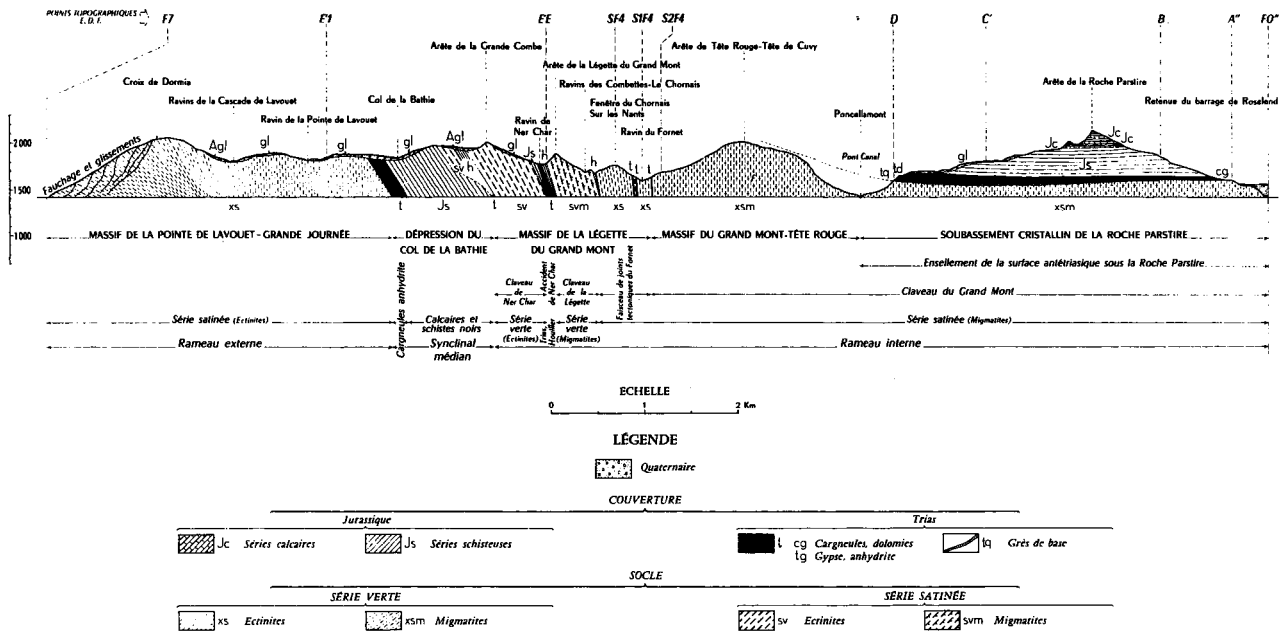


Fig. 15 - Coupe géologique de la galerie Roselend-La Bathie (C. Bordet, 1961)

Aménagement de Malgovert

Seule la portion de galerie du torrent de Pissevieille—cheminée d'équilibre de Courbaton, intéresse cette carte ; elle recoupe la zone houillère briançonnaise et a mis en évidence des veines d'antracite de 2,50 m, 2 m, 1 m, 0,80 m et 0,60 m successivement. La direction des couches est sensiblement E-W avec un pendage S ou N, et des replis à axe inclinés vers le Nord.

Aménagement de Roselend (fig. 15)

La galerie aval (Roselend—la Bâthie) a été bien relevée, les galeries amont irrégulièrement (galerie des Chapieux—Sainte-Foy) ou pas du tout (Ormente).

- La coupe de la **galerie de Roselend** a traversé successivement d'Ouest en Est : la série satinée ; l'accident médian jalonné par des cargneules (quelques mètres) ; de l'anhydrite avec des lits d'argilites vertes et violettes centimétriques (170 m) ; puis du Lias schisteux noir. Dans le rameau interne, les points remarquables ont été : l'accident de Ner-Char avec 20-30 m de dolomies, 30 m de dolomies, cargneules et quartzites broyées puis 20 m de Houiller écrasé schisteux ; le Houiller du Chomais avec quelques mètres de schistes et charbon. Au niveau du ravin du Fomet, 4 lames de Trias (dolomies, cargneules et grès écrasés) verticales de 15,5 m, 1m et 10 m d'épaisseur ont été recoupées. Sous la Roche Parstire, la galerie est restée dans le Cristallin, 150 m au-dessous de la base du Trias à peu près horizontal ici.

- **Galerie des Chapieux** (coupe de la galerie EDF d'adduction amont du barrage de Roselend entre les fenêtres du Reclus et du Versoyen). L'adduction amont du barrage de Roselend est réalisée par une très longue galerie qui capte tour à tour les torrents de la Nova, des Glaciers, du Versoyen, du Reclus, des Moulins, de la Louie-Blanche. Seul le tronçon compris entre les torrents de la Louie-Blanche et du Versoyen a fait l'objet d'un relevé systématique par J. Fabre (documents inédits). Nous nous bornons à donner ci-après une *coupe interprétée* (P. Antoine) des levés originaux de l'auteur précité. L'origine des points métriques se trouve à la fenêtre du Reclus.

0-1680 m : *Série du Petit Saint-Bernard*

De 0 à 300 m, ensemble schisteux (IS ?).

De 300 à 1680 m, série devenant progressivement plus calcaire pour s'achever par des calcaires relativement massifs (lm + IC).

1 680 - 1 772 : *Zone de contact anormal* mylonitisé.

1 772 - 1 800 : Écailles de prasinites de la série du Versoyen, de calcschistes et de calcaires.

1 800 m : *Contact anormal à gypse* et mylonite de roches diverses : schistes, calcaire, quartz (épaisseur de la zone: quelques mètres ; très forte venue d'eau).

- 1 800-2 313 : *Série du Versoyen* (ensemble antéflysch) : alternance de sills de roches vertes (cθ) et de niveaux de schistes noirs (cS). On note vers la base de la série l'apparition de calcaires et de calcschistes et un passage sans doute progressif à la formation suivante.
- 2 313-2 925 : *Formation basale duflysch de Tarentaise* (cFB) : calcaires (sans doute microbréchiques), conglomérats et calcaires feuilletés ou calcschistes.
- 2925-3 043 : Schistes noirs tendres. Il pourrait s'agir des *schistes noirs à quartzites verts* (cFQ) qui apparaissent souvent dépourvus de leurs quartzites vers la marge interne de l'unité du Roignais—Versoyen.
- 3043 - 3 693 : *Flysch* (cFT) dont l'analogie avec le faciès des schistes lustrés piémontais est soulignée.

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Des itinéraires sont décrits dans le **guide géologique régional ; Alpes de Savoie** (Debelmas, 1982), Paris : Masson édit. :

—la vallée de la Tarentaise de Moûtiers à Bourg-Saint-Maurice, dans *Vitinéraire 4*, p. 106 ;

—de Beaufort à Bourg-Saint-Maurice par le barrage de Roselend, le Cornet de Roselend et les Chapieux, dans *l'itinéraire 5*, p. 129, se prolongeant ensuite sur le col du Petit-Saint-Bernard ou bien sur Val-d'Isère—Tignes, p. 134.

On peut relier Beaufort à Aime par Arêches, le lac de Saint-Guérin, le Cornet d'Arêches et Granier à l'aide d'une route plus étroite, souvent pastorale.

Le sentier GR5, venant des Contamines-Montjoie par le col du Bonhomme, traverse la feuille du Nord au Sud en suivant la Crête des Gittes, le Plan de la Lai (refuge), puis par le col Bresson (refuge du lac de Presset) le vallon de l'Ormente, Bellentre, Landry, pour atteindre le parc de la Vanoise au refuge du Rosuel.

Tous ces itinéraires parcourent chacune des zones géologiques décrites dans cette notice.

Dans le guide « Alpe de Savoie », est aussi détaillée l'excursion du col du Grand-Fond depuis Aime (par le GR5).

BIBLIOGRAPHIE

Zone dauphinoise : terrains cristallins

AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) - La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne

hercynienne. *In* : « Géologie de l'Europe », 20^e C.G.I., Paris, C.6, p. 90-111.

BORDET P., BORDET C. (1952) - Sur la géologie des massifs des Grandes-Rousses et de Belledonne. *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 234, p. 1187-1188.

BORDET P., BORDET C. (1963) - Belledonne, Grandes-Rousses et Aiguilles-Rouges—Mont-Blanc : quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot, Mém. hors série, Soc. géol. de France, 2, p. 309-316.

CARME F. (1970 a) — Âge briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). *C.R. Acad. Sci*, Paris, 271, D, p. 631-633.

CARME F. (1970 b) — Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles-Rouges. Rôle des décrochements. *C.R. Acad. Sci*, Paris, 271, D, p. 2232-2235.

CARME F. (1973) — Précisions nouvelles sur l'ampleur de la tectonique tangentielle hercynienne dans la chaîne de Belledonne. *C.R. Acad. Sci*, Paris, 277, D, p. 2309-2312.

CARME F. (1977) — *In* G. Menessier *et al.* : Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Saint-Gervais (703). Orléans: BRGM, 38p.

DEMEULEMEESTER P. (1982) - Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des massifs cristallins externes (Alpes françaises). Distribution cartographique des âges sur biotites et amphiboles. Thèse doctorat de spécialité, U.S.M. Grenoble, 227 p.

DEMEULEMEESTER P., ROQUES M., GIRAUD P., VIVIER G., BONHOMME M.G. (1986) — Influence du métamorphisme alpin sur les âges isotopiques Rb/Sr et K/Ar des biotites des massifs cristallins externes (Alpes françaises). *Géol. alpine*, t. 62, p. 31-44.

DUPARC L. (1894) — Sur les roches éruptives de la chaîne de Belledonne. *C.R. Acad. Sci*, Paris, 118, p. 634-636.

EHRSTROM CE. (1971) - Contribution à l'étude géochimique et pétrologique des formations cristallines de la chaîne de Belledonne. Thèse État, Grenoble, 182 p.

GASQUET D. (1979) — Étude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand-Châtelard traversés par les galeries EDF, Arc-Isère (Alpes françaises). Thèse 3^e cycle, Grenoble, 230 p.

GASQUET D., GIRAUD P., PLOQUIN A., VIVIER G. (1981) - Géochimie des mylonites et relations entre les rameaux internes et externes du massif de Belledonne. *C.R. Acad., Sci*, Paris, 292, n° 7. p. 607-610.

GROS Y. (1974) — Étude pétrologique et structurale du Beaufortain (Nord de Belledonne). Thèse 3^e cycle, Grenoble, 124 p.

KALSBECK F. (1962) — Petrology and structural geology of the Berlanche-Valloire area (Belledonne Massif, France). Thèse, Leiden, 136 p.

LA ROCHE H. (de), STUSSI J.M. (1982) - A contribution to the development of regional geochemical mapping based on the example of the French variscan granitoids. Final Report E.C.C., C.R.P.G., Nancy, 80 p.

LE FORT P., EHRSTROM C.E. (1969) - Caractères géochimiques et origine des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne. *Sci. de la Terre*, Nancy, t. XIV, n°3, p. 215-238.

MATTE P. (1986) — La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantique, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, II, 1, p. 9-24.

MÉNOT R.P. (1987) — Magmatismes et structuration orogénique paléozoïques de la chaîne de Belledonne (massifs cristallins externes alpins). Le domaine sud-occidental. *Géol. alpine*, t. 63, p. 55-93.

MÉNOT R.P. (1988) — Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du massif de Belledonne (Alpes françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. Mém. doc. Centre armoricain d'études structurales des socles, Rennes, n°21, 465 p.

MÉNOT R.P., VIVIER G. (1986) - Décrochements et cisaillements varisques dans les massifs cristallins externes alpins. 11^e RST, Clermont-Ferrand, p. 126.

NEGGA H.S. (1984) — Comportement de l'uranium lors des métamorphismes tardihercynien et alpin dans les massifs des Aiguilles-Rouges et de Belledonne (Vallorcine et Lauzière), Alpes occidentales. Thèse 3^e cycle, CREGU, Nancy, 400 p.

PAQUETTE J.L. (1987) — Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme écolitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. Thèse univ. Rennes ; Mém. doc. Centre armoricain d'études structurales des socles, Rennes, 14, 190 p.

PAQUETTE J.L., MÉNOT R.P., PEUCAT J.J. (1989) - REE, Sm-Nd and U-Pb zircons study of eclogites from the Alpine external Massif (Western Alps) : evidence for crustal contamination. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 1-2, p.181-189.

PEUCAT J.J., BERNARD-GRIFFITHS J., PAQUETTE J.L., MÉNOT R.P., IGLESIAS M., CORNICHE J. (1985) - U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb and REE systematic of hercynian eclogites. II nd. Int. Eclogite Congr., Vienne ;

Résumé in : *Terra Cognita*, 1985, 5/4, p. 435.

PLOQUIN A., VIVIER G. (1983) - In J.M. Stussi et A. Ploquin : « Chronology and typology of the Caledono-Hercynian plutonism in France. Contribution of the French working group », IGCP n° 27.

PONCERRY E. (1981) — Contribution à l'étude géologique des granitoïdes de Vallorcine, Beaufort, Lauzière, de leur encaissant et des minéralisations uranifères associées. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 316 p.

SIMÉON Y. (1979) — Étude pétrologique et structurale des terrains cristallins de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes françaises). Thèse 3^e cycle, Grenoble, 224 p.

VERJAT J.L. (1980) — Étude pétrologique et structurale des terrains cristallins du Sud-Est de Belledonne, à l'Ouest du col du Glandon. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 285 p.

VIVIER G., MÉNOT R.P., GIRAUD P. (1987) - Magmatismes et structuration orogénique paléozoïques de la chaîne de Belledonne (massifs cristallins externes alpins). Le domaine nord-oriental. *Géol. alpine*, t. 63, p. 25-53.

Zone dauphinoise : terrains sédimentaires

ANTOINE P., LANDRY P. (1976) - Précisions nouvelles sur l'extension du domaine helvétique en Savoie, à l'arrière de l'axe cristallin Belledonne - Mont-Blanc. *Ecl. Geol. Helv.*, 69,2, p. 403-413.

ANTOINE P., PAIRIS B., PAIRIS J.L. (1975) - Quelques observations nouvelles sur la structure de la couverture sédimentaire interne du massif du Mont-Blanc, entre le col Ferret (frontière italo-suisse) et la Tête des Fours (Savoie, France). *Géol. alpine*, t. 51, p. 5-23.

ANTOINE P. (1979) - In P. Antoine *et al.* : Carte géol. France (1/50 000), feuille Mont-Blanc (704). Orléans: BRGM. Notice explicative par P. Antoine *et al.* (1978), 22 p.

APRAHAMIAN J. (1988) — Cartographie du métamorphisme faible à très faible dans les Alpes françaises externes par l'utilisation de la cristallinité de l'illite. *Geodinamica Acta*, Paris, 2, 1, p. 25-32.

BARFÉTY J.C. (1985) — Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône. Étude stratigraphique et géodynamique. Zone externe des Alpes occidentales françaises (thèse État). *Documents du BRGM*, n° 131,655 p., 175 fig., 24 pl.

BARFÉTY J.C., MOUTERDE M. (1978) - Présence d'Hettangien fossilifère dans le massif du Mont-Joly (Megève, Haute-Savoie). Implications stratigraphiques et conséquences structurales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 287, p. 113-116.

BARFÉTY J.C., ANTOINE P., BARBIER R., BLAISE J., BORDET P., MOUTERDE M. (1983) - Carte géol. France (1/50 000), feuille La Rochette (750). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.C. Barféty, J. Biais, J.C. Fourmeaux, J. Méloux, 45 p.

BORDET C. (1961) — Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). *Mém. Carte géol. Fr.* (thèse), 218 p.

BORDET P., BORDET C. (1953) - Sur la présence de Carbonifère antéstéphanien dans la série cristallophyllienne du massif de Belledonne (Alpes françaises). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 236, p. 305-307.

BUTLER R.W. (1985) — The restoration of thrust Systems and displacement continuity around the Mont-Blanc Massif, NW external alpine thrust. *J. Struct. geol.* (7), 5, p. 569-582.

ELTCHANINOFF C, TRIBOULET S. (1980) - Étude géologique entre Belledonne et Mont-Blanc, les terrains de couverture. Thèse 3^e cycle, Paris VI et Chambéry, 3 vol. : 93 p., 3 pl. ; 115 p., 3pl. ; 54 p., 2 pl.

ELTCHANINOFF-LANCELOT C, TRIBOULET S., DOUDOUX B., FUDRAL S., RAMPNOUX J.P., TARDY M. (1982) - Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre Mont-Blanc et Belledonne (Savoie-Alpes occidentales). Implications régionales. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. 24, n°4, p. 817-830.

GOGUEL J. (1969) - Des failles d'âge quaternaire à Peisey (Savoie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, t. XI, n° 1, p. 35-39.

GOURLAY P. (1984) — La déformation alpine des massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Aiguilles-Rouges, Belledonne) et celle de leur couverture mésozoïque (Alpes occidentales). Thèse 3^e cycle, Paris VI, 131 p., 4 pl.

GOURLAY P. (1986) — La déformation du socle et des couvertures delphino-helvétiques dans la région du Mont-Blanc (Alpes occidentales). *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. II, n° 1, p. 159-169.

GOURLAY P., RICOU L.E. (1983) - Le jeu décrochant dextre tardif de la suture de Chamonix (Alpes françaises et suisses). *C.R. Acad., Sci.*, Paris, t. 296, p. 927-932.

GREBER C. (1965) — Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. *Mém. BRGM*, n°21, 380 p.

LANDRY P. (1976) — Contribution à l'étude géologique de la région de Roselend (Savoie). Thèse 3^e cycle, Grenoble, 139 p.

LANDRY P. (1978) — Données nouvelles sur la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes au Sud du Mont-Blanc. *Géol. alpine*, t. 34, p. 83-112.

LEIKINE M., KIENAST J.R., ELTCHANINOFF-LANCELOT C, TRIBOULET S. (1983) — Le métamorphisme polyphasé des unités dauphinoises entre Belledonne et Mont-Blanc (Alpes occidentales). Relation avec les épisodes de déformation. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. 25, n° 4, p. 575-587.

MENNESSIER G. (1965) — Sur la présence du Nummulitique dans la région de Roselend (Savoie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 133-134.

MENNESSIER G., ROSSET J., BELLIERE J., DHELLEMES R., OULIANOFF N., ANTOINE P., CARME F. (1976) - Carte géol. France (1/50000) feuille Saint-Gervais-les-Bains (703). Orléans: BRGM. Notice explicative par G. Mennessier, F. Carme, J. Bellière, R. Dhellemmes, P. Antoine, H. Dabrowski, J. Méloux, P. Bordet (1976), 38 p.

REVIL J. (1883) — Études géologiques sur la vallée de Beaufort. Congrès soc. sav. savoisiennes, 6^e session, Albertville, p. 92.

REVIL J. (1895-96) — Note sur le vallon de Naves (Tarentaise) et sa prolongation vers le Nord. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 7, p. 140-143.

REVIL J. (1896-97) - Note sur le vallon de Roselend et le col du Bonhomme. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 8, p. 188-190.

SCHOELLER H. (1928) — Note préliminaire sur la stratigraphie de la zone dauphinoise en Tarentaise. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 248.

SCHOELLER H. (1930) - Feuille de Bourg-Saint-Maurice (1^{re} éd). Carte géol. France 1/50000. Paris: Imprimerie nationale. Notice explicative par H. Schoeller, 47 p.

Zones internes

ANTOINE P. (1971) — La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. Mém. lab. géol. Grenoble, n° 9, 367 p.

ANTOINE P. (1972) — Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse (Bilan des connaissances actuelles sur ce secteur de la zone des Brèches de Tarentaise). *Géol. alpine*, t. 48, fasc. 1, p. 5-40.

ANTOINE P., BARBIER R., COLLART J. (1972) - Sur la présence de faciès volcano-sédimentaires à la base des schistes de la Bagnaz (zone des Brèches de Tarentaise, Savoie). *Géol. alpine*, t. 48, p. 41-47.

ANTOINE P., BARBIER R., DEBELMAS J., FUDRAL S. (1972) - Précisions chronologiques et paléogéographiques sur les brèches du massif du Grand-Fond (zone des Brèches de Tarentaise, Savoie). *Géol. alpine*, t. 48, p. 49-59.

ANTOINE P., BARBIER R., COLLART J. (1973) - L'âge jurassique de la série du Quermoz au Nord de Moûtiers (Savoie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 128-129.

ANTOINE P., LOUBAT H., VATIN-PERIGNON N. (1973) - Hypothèses nouvelles sur l'origine et la signification des « ophiolites » du domaine pennique externe (Savoie, Valais). *Géol. alpine*, 49, 21-39.

BARBIER R. (1948) — Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 291 p.

BOCQUET J. (1974) — Études minéralogiques et pétrographiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse État, Grenoble, 489 p.

COLLART J. (1973) — La zone des Brèches de Tarentaise entre Montgirod et le vallon du Cormet d'Arêches (au Nord de Moûtiers), Savoie. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 99 p.

ELLENBERGER F. (1958) - Étude géologique du Pays de Vanoise. *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, n°50, 561 p., 42 pl. et 2 panorama.

FABRE J. (1961) — Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). *Mém. BRGM*, n°2, 315 p.

FABRE J., FEYS R. (1952) — Phénomènes de plasticité et migrations dans les charbons alpins. 19^e Congr. géol. intern., Alger, sect. III, fasc. III, p. 149-162.

FABRE J., SCHADE J., BAUDIN T., DESMONS J., MERCIER D., PERRUCCIO-PARISON M.D. (1987) - Relies of pre-Mesozoic events in the Briançon zone (Northern French Alps). *In* : « Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts », edited by Flügel, Sassi and Grecula. *Mineralia Slovaca* monography. Bratislava : Alfa édit, p. 183-208.

FEYS R. (1963) — Étude géologique du Carbonifère briançonnais (thèse Paris, 1957). *Mém. BRGM*, n°6, 387 p.

FUDRAL S. (1973) — Contribution à l'étude de l'unité de Moûtiers (zone des Brèches de Tarentaise) entre le vallon du torrent du Cormet d'Arêches et le hameau des Chapieux (Savoie). Thèse 3^e cycle, Grenoble, 129 p.

FUDRAL S. (1988) — Découverte de clastes à mariposite dans les conglomérats de la base du « Flysch de Tarentaise » (zone valaisanne), Savoie, France. Conséquences. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 306, p. 911-914.

GAND G. (1990) — Observations sédimentologiques et paléontologiques dans le Permien de la zone valaisanne (Savoie, France). Conséquences paléoenvironnementales. *Bull. Soc. hist. nat. Autun*, n° 133, p. 27-36.

GREBER C. (1965) — Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. *Mém. BRGM*, n°21, 380 p.

GUILLOT F. (1987) - Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (zone Briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). Thèse Université, Lille, 280 p.

HOMEWOOD P., ACKERMANN T., ANTOINE P., BARBIER R. (1984) - Sur l'origine de la nappe du Niesen et la limite entre les zones ultrahelvétique et valaisanne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 299, sér. II, n° 15, p. 1055-1059.

KILIAN W., TERMIER P. (1895) - Sur quelques roches éruptives des Alpes françaises. *Bull. Soc. géol. Fr.*, n°1.

LANCELOT J.C. (1979) - Étude tectonique de la zone des Brèches de Tarentaise dans la région de Bourg-Saint-Maurice, Savoie. Thèse 3^e cycle, Paris, 121 p.

LASSERRE J.L., LAVERGNE C. (1976) - Le volcanisme tholéitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes) : minéralogie, pétrographie et géochimie. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 252 p.

LOUBAT M. (1968) — Étude pétrographique des ophiolites de la « zone du Versoyen » - Savoie (France), province d'Aoste (Italie) (thèse). *Arch. Sci.*, Genève, 21, p. 265-457.

LOUBAT H. (1975) — La zone du Versoyen. Témoin possible d'une intersection entre dorsale océanique et marge continentale. *Arch. Sci.*, Genève, 28, p. 101-116.

LOUBAT H., DELALOYE M. (1984) - La zone de Versoyen (Alpes franco-italienne) : le témoin d'une océanisation mésozoïque circonscrite constituant un milieu hybride subvolcano-sédimentaire avec mobilisats et adinolites. *Géol. alpine*, 60, p. 5-76.

MOULINIER L. (1924) — Les gisements houillers des Alpes françaises. *Trav. lab. géol. Grenoble*, XIII, p. 189-253.

SCHOELLER H. (1929) - La nappe de l'Embrunais au nord de l'Isère ; avec quelques observations sur les régions voisines : bord externe de la nappe du Briançonnais, zone dauphinoise, lambeaux de recouvrement de Sulens (feuille de Bourg-Saint-Maurice au 50000^e). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 33, 422 p.

SCHURCH M.L. (1987) — Les ophiolites de la zone du Versoyen : témoins d'un bassin à évolution métamorphique complexe - Province d'Aoste (Italie), Savoie (France). Thèse n°2257, Genève, 159 p.

SCHURCH M.L. (1987) - Les ophiolites de la zone du Versoyen (France - Italie). *Schweiz. mineral, petrogr. Mitt.*, 61, p. 374-375.

SCHURCH M.L., BERTRAND J., LOUBAT H. (1986) - Présence de ferroaxinite dans la série volcano-sédimentaire de la zone du Versoyen (Savoie, France - province d'Aoste, Italie). *Bull. Suisse minéral, pétrogr.*, 66, p. 267-280.

Minéralisations

BORDEAUX A. (1925) — La géologie et les mines de la Savoie et de ses régions avoisinantes. Mines, carrières et grandes entreprises.

CANET J. (1960) — Étude bibliographique sur les sites et gisements des départements de Haute-Savoie, Savoie et Isère. Rapp. BRGM A 2007.

CHERMETTE A. (1963) — Les indices de fer de la Tarentaise, Savoie. Rapp. BRGM DRMM 63 A 6.

DESROUSSEAUX J. (1938) - Bassins houillers et lignifères de la France, p. 250-255.

FABRE J., FEYS R. (1948) — Rapport géologique sur les affleurements carbonifères de la région d'Arêches (Savoie). Rapp. BRGG A161, 56 p et annexes.

GUILLEMIN C, SAKOWITCH W. (1957) - Mission de reconnaissance des indices minéralisés de la région de Beaufort. Rapp. BRGM A 1156.

JACQUESON R., MÉLOUX J., POULAIN P.A. (1965-66) - Les indices de Belledonne entre Arc et Isère. Note interne DIV MIN S.E., n° 53, inédite.

LELIVEC H. (1806) — Mines et usines du département du Mont-Blanc. *Journal des Mines*, n° 120, 12/1806.

MÉLOUX J. (1979) - Carte des gîtes minéraux de la France, 1/500 000, feuille Lyon et notice. Orléans : BRGM, 119 p.

MORET L. (1925) — Enquête critique sur les gîtes et gisements des départements de Haute-Savoie, Savoie et Isère. *Bull. Soc. sci. Isère*, 201 p.

MORTILLET G. (de) (1858) - Géologie et minéralogie de la Savoie.

POCACHARD J. (1977) — Application du magnétomètre différentiel à double résonance à la prospection minière sur des sites métallifères alpins. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 91 p.

PONCERRY E. (1981) — Contribution à l'étude géologique des granitoïdes de Vallorcine, Beaufort, Lauzière, et leur encaissant et des minéralisations uranifères associées. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 316 p.

ROUBAULT M., BORDET C. (1947) - Sur l'existence d'une minéralisation post-triasique à Roselend, Savoie. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 321-322.

ROY R. (1943) - Mines de cuivre du Beaufortain. Rapp. BRGM A 379.

SARROT-REYNAULD J. (1952) - Étude géologique du travers-banc n° 1.111 et de la mine de Montgirod. Les Chapelles. D.E.S., Grenoble.

SARP H., DEFERNE J., LOUVAT L., LIEBICH B. (1980) - Présence de Posnjakite dans la mine de l'Ami, près du barrage de Saint-Guérin, Savoie (France). *Soc. phys. hist. nat. Genève*, C.R. des séances, vol. 15, fasc. 1, p. 27-31.

Géologie appliquée et divers

BARAT A., JERPHANION P. (1989) - Réalisation de forages de reconnaissance en eau thermale à Séez (73). Rapp. BRGM R. 30252 RHA 4589,9 p., 4 fig., 1 annexe.

BOIS J.P. (1959) - Galerie d'amenée de Roselend à la Bâthie (Savoie). Rapp. BRGM, Hy, Th. 10, A 1416, 11 p.

BOIS J.P., RICOUR J. (1955) — Observations géologiques effectuées dans la galerie d'alimentation de la chute de Roselend (Savoie). Rapp. BRGM, Hy Th. 10, 1 A 794, 30 p.

BOIS J.P., FABRE J. (1959) - Chute de Roselend (Savoie). Aménagement amont. Rapp. BRGM A 1415 (Th/10).

BORDET C., DELETIE (1978) - La stabilité des versants d'une grande retenue des Alpes françaises. *Bull. Engineering Geology*, n°20, p. 168-172.

FABRE J., RICOUR J., VAYSSE A. (1952) - Observations géologiques effectuées dans la galerie d'alimentation de l'usine hydroélectrique de Malgovert - Bourg-Saint-Maurice (Savoie). Rapp. BRGM, A 324, EDF, Th/3.

HUDRY M. (1976) — Les salines de l'Arbonne. Métiers et Industrie en Savoie. *Mém. et doc. Acad. salésienne*, Annecy, t. 86, p. 130-136.

HUDRY M. (1985) — Les origines du thermalisme en Tarentaise. 110^e congrès national des soc. savantes, Montpellier 1985, p. 223-234.

MUGNIER J.L., GUELLEC S., MÉNARD G., ROURE F. (1989) - Géométrie et structures du socle des Alpes externes déduites des profils Ecors-Crop Alpes 1 et Ecors Alpes 2. *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 309, p. 733-739.

PACHOUD A. (1979) - Région de Bourg-Saint-Maurice (Savoie) - Carte Zermos à 1/25 000 et notice explicative, 16 p. Orléans : BRGM.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit à l'agence régionale Rhône-Alpes, 29, bd du 11 Novembre, 69604 Villeurbanne Cedex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée en 1989-1990 par :

—P. ANTOINE, professeur à l'université Joseph Fourier, Grenoble, pour tout ce qui concerne les zones internes de la feuille ;

—J.C. BARFÉTY, ingénieur géologue au BRGM. (SGN-CSG), Grenoble, pour la partie sédimentaire de la zone dauphinoise ;

—G. VIVIER, ingénieur de recherches au CNRS, Grenoble, pour la partie cristalline de la zone dauphinoise ;

—J. DEBELMAS, professeur à l'université Joseph Fourier, Grenoble (collaboration scientifique) ;

—J. DESMONS, maître de recherches au CNRS, C.R.P.G. Nancy, pour le métamorphisme ;

et avec la collaboration de J. FABRE, directeur de recherches au CNRS, Grenoble, pour la zone houillère *l.s.* ; H. LOUBAT, maître de conférences à l'université Joseph Fourier, Grenoble, pour les roches vertes du Versoyen ; C. VAUTRELLE, ingénieur géologue au BRGM, Orléans, pour les gîtes minéraux.

Coordination : J.C. BARFÉTY.

Présentation au CCGF: 30 juin 1989.

Acceptation de la carte et de la notice : 6 mars 1990.

Impression de la carte: 1993.

Impression de la notice: novembre 1992.

ANNEXES

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Lac Cornu	1.4001	Cu	Quartz Calcite Chalcopryrite Blende Galène Cuivre gris Pyrite Malachite	Filon 40° Puissance : 1,5 à 2 m	Migmatite Cataclasite Brèche	Tranchées, galeries. Environ 500 m ³ excavés.
Grand-Mont	1.4002	Cu, Pb	Quartz Barytine Galène Blende Cuivre gris	Filon 90° Puissance : 1 à 3 m	Gneiss Migmatite Cataclasite	Série de travaux et galeries superposées dans la paroi ouest du Grand-Mont.
Passage du Dard	1.4003	Pb, Zn, Cu	Quartz Calcite Barytine Chalcopryrite Cuivre gris Galène Blende Pyrite Malachite	Stockwerk	Calcaire Dolomie Cataclasite	Nombreuses excavations alignées à 45°.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Chalets du Rognoux	2.4001	Cu, Pb	Quartz Barytine Chalcopyrite Cuivre gris Blende Galène Azurite Malachite	Stockwerk Filon	Migmatite Calcaire Dolomie	Tranchée. Plusieurs galeries éboulées. Haldes importantes.
L'Ami	2.4002	Cu	Quartz Pyrite Chalcopyrite Malachite	Filon 55°	Migmatite Quartzite Cataclasite	Une galerie de recherche, développement 500 m environ.
Fontanus-Beaubois	2.4003	Cu	Quartz Chalcopyrite Pyrite Galène	Filon 30°	Migmatite Cataclasite	Une galerie de recherche.
Beaufort	2.4004	U	Pyrite Sidérite Pechblende	Disséminé	Granite	Une galerie de recherche, non accessible.
Galerie EDF Roselend-la Bâthie	2.4005	Cu	Quartz Chalcopyrite Pyrite	Filon 135°	Gneiss	Petit filon rencontré au cours du forçage de la galerie.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Forêt de Marlhonais	2.4006	Cu	Quartz Chalcopyrite	Filon 295°	Migmatite Cataclasite	3 tranchées parallèles.
Col du Près-l'Entrus	2.4007	Cu	Quartz Barytine Chalcopyrite Galène	Filon	Dolomie Quartzite	Nombreuses tranchées remblayées. 1 galerie.
La Betière	2.4008	Cu	Quartz Barytine Chalcopyrite Galène	Filon Stockwerk	Schiste Gneiss	Tranchées et petits puits
Torrent de Treicol	2.4009	Cu	Quartz Pyrite Chalcopyrite	Filon 45°	Schiste, gneiss Cataclasite	Grands filons de quartz révélés par les travaux d'ancrage du barrage.
Grand-Praz	2.4010	Cu	Quartz Chalcopyrite	Filon	Migmatite Gneiss	1 Galerie en rive droite du Doron.
Le Tartet	2.4011	Cu	Quartz Chalcopyrite	Stockwerk	Migmatite Cataclasite	Tranchées, plusieurs amorces de galerie.
La Grande-Paraz	2.4012	Ba, Pb, Cu	Quartz Barytine Chalcopyrite Galène Pyrite	Stockwerk	Calcaire Dolomie	Affleurement, prospection marteau.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Rocher	2.4013	Cu	Quartz Chalcopryrite Cuivre gris Malachite	Filon Stockwerk	Dolomie Quartzite	Galerie difficilement accessible dans la falaise.
Point Frassier	2.4014	Cu	Quartz Calcite Chalcopryrite Malachite	Stockwerk	Calcaire Dolomie	Travaux éboulés inaccessibles, haldes.
Le Bersend	2.4015	Pb, Zn	Quartz Galène Blende	Stockwerk Filonnets	Granite	Indices trouvés en éboulis.
Le Cernix	2.4016	Cu	Pyrite Chalcopryrite	Filonnets	Brèche	Remplissage de diaclases, éboulis.
Carrière de Roselend	2.4017	Cu	Quartz Chlorite Pyrite Chalcopryrite	Filonnets	Migmatite Schiste	Indice visible dans la carrière EDF.
Ruisseau de l'Enfer	2.4018	U	Limonite Gummite Pechblende	Disséminé	Granite	Indices répartis dans la tranche altérée du granite sous la paléosurface antétriasique, et en alignement le long de la faille.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Les Orgières	3.4001	Fe	Sidérite Oligiste Magnétite Limonite Gœthite Pyrite	Stockwerk	Calcaire Dolomie	Alignement de vieux travaux. Plusieurs galeries obstruées dont une de 100 m de long. Concession de 1867 à 1938.
Deux-Antoines	3.4002	Fe	Sidérite Oligiste Magnétite Limonite Gœthite Pyrite	Stockwerk	Calcaire Dolomie	Ancienne fouille. La formation atteint 7 à 8 m de puissance.
Roc de l'Enfer	3.4003	Fe	Chlorite Oligiste Pyrite	Stockwerk	Calcaire Dolomie	Indice non visité.
Le Chapin	4.4001	Cu, Pb	Cuivre gris Galène Cuivre natif	Inconnu	Schiste	Tranchées. Indice cité en littérature. Non retrouvé, position imprécise.
Les Bains	4.4002	Pb, Cu	Galène Cuivre	Inconnu	Grès, schiste	Tranchées. Indice cité en littérature. Non retrouvé, position imprécise.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Parai-Blanche	4.4003	Cu, Pb	Chalcopyrite Galène Sidérite Pyrite Cuivre gris	Inconnu	Grès, schiste	Tranchées. Indice cité en littérature. Non retrouvé, position imprécise.
Versoye	4.004	Pb, Ag	Inconnu	Inconnu	Schiste	Tranchées. Indice cité en littérature. Non retrouvé, position imprécise.
Pic de Comborsier	5.4001	Cu	Quartz Chalcopyrite Cuivre gris Malachite	Filon 45° Pendage 45° Puissance: 5 à 7 m	Migmatite Cataclasite	Ancienne exploitation par galeries, effondrées. Haldes importantes.
Montgirod La Bavaudetta	5.4002	Fe	Sidérite Oligiste Limonite Chlorite Pyrite	Stockwerck	Calcaire Dolomie, grès	Exploitation en 1858 par puits, tranchées et galeries.
Lac des Besaces	5.4003	Cu	Quartz Cuivre Oligiste	Filon 120° Pendage 90°	Gneiss Amphibolite	À la base de la falaise, une galerie de 8 à 10 m de long.
Les Fougères	5.4004	Cu, Zn	Cuivre gris Chalcopyrite Blende	Filon	Micaschiste	Travaux abandonnés avant 1800.

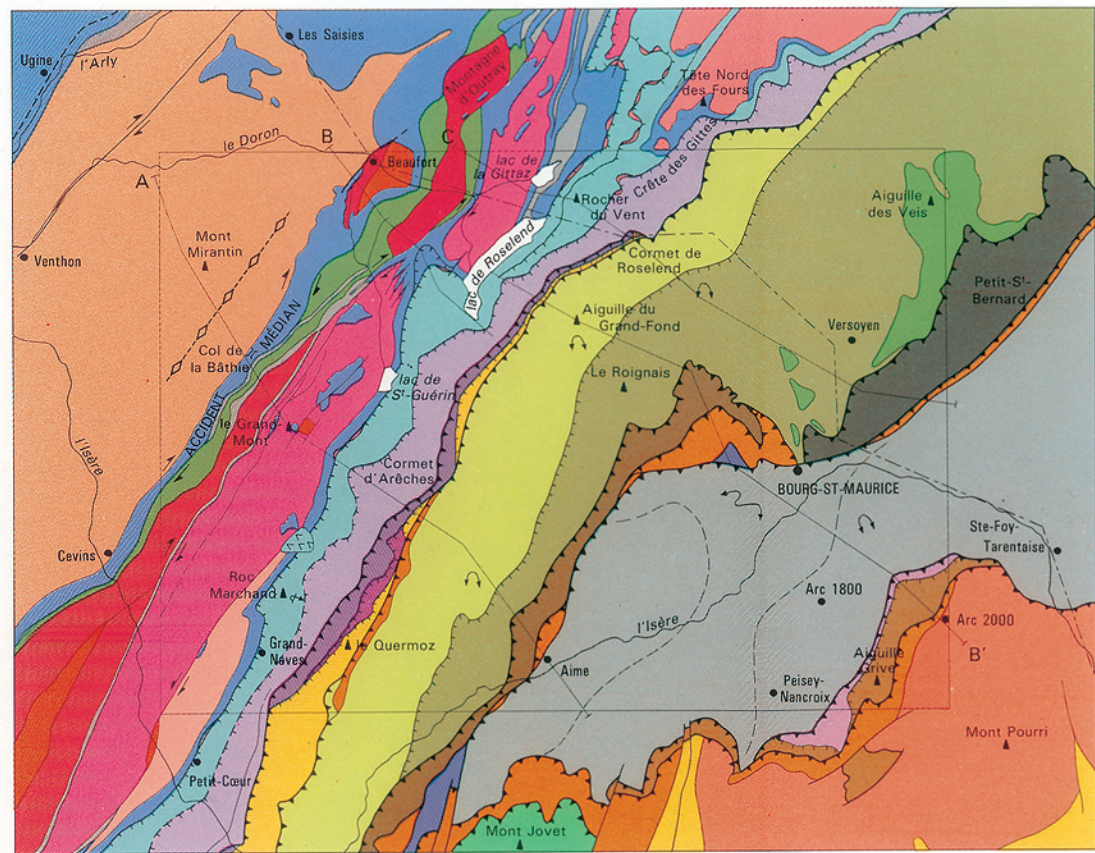
GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Forêt de Mial	6.4001	Cu, Zn, Pb	Cuivre gris Blende Galène Sidérite Limonite	Filon	Calcaire Dolomie	Indice non retrouvé. Galeries creusées en 1765.
Montagne du Chevalier	6.4002	Fe	Sidérite Oligiste	Inconnu	Calcaire Dolomie	Indice non retrouvé. Position imprécise.
Les Rottes Lancevard	7.4001	Cu, Fe	Quartz Oligiste Magnétite Pyrite Chalcopyrite	Stockwerk	Calcaire Dolomie	Anciens travaux sur de gros affleurements. Extraction en 1866 de 5 à 6 tonnes de minerai trié.
Arbonne	7.4002	Sel	Halite Anhydrite	Amas disséminé	Gypse Cargneule	Exploitation au 16 ^e , 17 ^e , 18 ^e siècle.
Nant des Moulins	7.4003	Fe, Pb	Inconnu	Inconnu	Grès, schiste	Non retrouvé, indice cité dans la littérature ancienne.
Montgirod Les Chapelles	7.4004	Cha	Houille	Stratiforme	Grès, schiste	15 passées charbonneuses de 0,5 à 3 m de puissance ; production 1922 : 8 665 t, 1923 : 12 406 t, 1952 : 2 000 t/mois.
Mines de Lequenev	7.4005	Cha	Houille	Stratiforme	Grès, schiste	Exploitation par galeries, travers-bancs, recoupes.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Mines de Planamont	7.4006	Cha	Houille	Stratiforme	Grès, Schiste	
Godon	8.4001	Pb	Inconnu	Inconnu	Grès, Schiste	Indices, non retrouvés, signalés dans la littérature ancienne, emplacements approximatifs.
Plan-David	8.4002	Pb, Ami	Asbeste Galène	Inconnu	Grès, Schiste	

Schéma structural



- DOMAINE DAUPHINOIS**
- Série satinée
 - Schistes verts
 - Migmatites et orthogneiss
 - Gneiss et migmatites 1 - Mylonites
 - Granites
 - Terrains houillers
 - Gneiss, micaschistes et migmatites
 - Unités autochtones ou parautochtones
 - Unités décollées (et écailles de socle)
 - Unité de la Crête des Gittes (et écailles de socle)
- DOMAINE À AFFINITÉS ULTRADAUPHINOISE ET/OU VALAISANNE**
- Unité du Cornet d'Arèches
 - Unité de la Bagnaz
 - Unité du Quermoz
- DOMAINE VALAISAN ("DES BRÈCHES DE TARENTOISE")**
- Unité de Moûtiers
 - 1 - Gypses
 - Unité du Roignais - Versoyen (avec roches volcaniques)

Légende du schéma structural et des coupes tectoniques (au verso)

- DOMAINE D'ORIGINE PALÉOGÉOGRAPHIQUE INCERTAINE**
- Unité du Roc de l'Enfer ("faisceau de Salins")
 - Unité du Petit-St-Bernard
- DOMAINE SUBBRIANÇONNAIS**
- Unité de la Grande-Moëndaz (?)
- ZONE DES GYPSES**
- Gypses
- DOMAINE BRIANÇONNAIS**
- Houiller et Stéphano-Permien] Unité du Houiller
 - Couverture sédimentaire, Gneiss du Sapey (= Ruitor)] Unité du Sapey
 - Couverture sédimentaire, Socle de la Vanoise] Unité de la Vanoise
- NAPPE DES GYPSES**
- Gypses
- DOMAINE DES SCHISTES LUSTRÉS**
- Klippe du Mont-Jovet

- Masse rocheuse tassée
- Contact stratigraphique, allure des couches (sur les coupes)
- Contact tectonique, faille, sens des décrochements
- Contacts d'unités
- Front pennique et zones internes
- Autres chevauchements
- Tracé des plans des coupes tectoniques
- Tracé du profil ECORS
- Charnière de plis
- Couche renversée
- Plis multiples
- Axe synclinal
- Cadre de la Feuille Bourg-St-Maurice

