

MOÛTIERS

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

MOÛTIERS

par

J. DEBELMAS

avec la collaboration de

P. ANTOINE, J.-C. BARFETY, H. DABROVSKY, J. DESMONS, F. ELLENBERGER,
B. GOFFÉ, F. GUILLOT, E. JAILLARD, A. PACHOUD, J.-F. RAOULT, C. VAUTRELLE

La carte géologique à 1/50 000
MOÛTIERS est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : ALBERTVILLE (N° 169 bis)
au sud : ST-JEAN-DE-MAURIENNE (N° 179)

Albertville	Bourg- St-Maurice	Petit- St-Bernard
La Rochette	MOÛTIERS	Tignes
St-Jean de-Maurienne	Modane	Lansiebourg



BRGM

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
MOÛTIERS À 1/50 000**

par

Jacques DEBELMAS

avec la collaboration de

P. ANTOINE, J.C. BARFETY, H. DABROWSKY, J. DESMONS,

F. ELLENBERGER, B. GOFFÉ, F. GUILLOT, E. JAILLARD,

A. PACHOUD, J.F. RAOULT (†), C. VAUTRELLE

1989

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

— *pour la carte* : DEBELMAS J., ANTOINE P., BARBIER R., BARFETY J.C., BRUDOUX B., DONDEY H., FABRE J., FRUDALS., GUILLOT S., JAILLARDE., LU CHIA YU, MERIAUX O., PERUCCIO-PARISON M.D., RAOULT J.F., SCHADE J. (1989) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Moutiers (751). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par DEBELMAS J., BARFETY J.C., DABROWSKY H., DESMONS J., ELLENBERGER F., GOFFÉ B., GUILLOT F., JAILLARDE., PACHOUD A., RAOULT J.F. (1989) — 53 p.

— *pour la notice* : DEBELMAS J., BARFETY J.C., DABROWSKY H., DESMONS J., ELLENBERGER F., GOFFÉ B., GUILLOT F., JAILLARDE., PACHOUD A., RAOULT J.F. (1989) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Moutiers (751). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 53 p. Carte géologique par DEBELMAS J., ANTOINE P., BARBIER R., BARFETY J.C., BRUDOUX B., DONDEY H., FABRE J., FRUDALS., GUILLOT S., JAILLARDE., LU CHIA YU, MERIAUX O., PERUCCIO-PARISON M.D., RAOULT J.F. (1989).

© BRGM, 1989. 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.

SOMMAIRE

	Pages
CADRE GÉOLOGIQUE ACTUEL DE LA FEUILLE	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	7
<i>ZONE DAUPHINOISE</i>	7
<i>UNITÉS D’AFFINITÉS ULTRADAUPHINOISES</i>	7
<i>ZONE DES BRÈCHES DE TARENTOISE</i>	8
<i>ZONE SUBBRIANÇONNAISE</i>	10
<i>ZONE BRIANÇONNAISE</i>	11
<i>NAPPE DES GYPSES</i>	22
<i>ZONE DES SCHISTES LUSTRÉS</i>	22
<i>QUATERNAIRE</i>	23
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	26
<i>TECTONIQUE - STRUCTURE DES PRINCIPAUX ENSEMBLES</i>	26
<i>MÉTAMORPHISMES ALPINS</i>	35
<i>ÉVOLUTION STRUCTURALE</i>	37
<i>RISQUES NATURELS</i>	39
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	40
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	40
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	43
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	44
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	44
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	44
AUTEURS DE LA NOTICE	53

CADRE GÉOLOGIQUE ACTUEL DE LA FEUILLE

Ensembles structuraux

Cette feuille comprend, du NW au SE, les ensembles structuraux suivants :

Le massif cristallin externe de Belledonne et sa couverture sédimentaire, ici exclusivement jurassique inférieur et moyen.

Des unités d'affinités ultradauphinoises, en limite ouest de la feuille, au Nord de Villarly (fin des unités de Crève-Tête et du Niélard, voir feuille de La Rochette).

La zone des brèches de Tarentaise (extrémité sud-est de la zone valaisanne *s.l.*, voir feuille Bourg-Saint-Maurice), avec la ville de Moûtiers.

La zone subbriançonnaise, très étroite et injectée de gypses triasiques.

La zone houillère briançonnaise. Elle est séparée de la précédente par une bande de gypses contenant des écaillés variées (calcaires triasiques principalement). Cette bande prolonge la « zone des gypses du Pas-du-Roc », en Maurienne (feuille Saint-Jean-de-Maurienne). La zone houillère affleure largement dans la moitié sud de la feuille. Par contre, au Nord du Doron de Bozel, le Houiller est en partie masqué par la *klippe de schistes lustrés du Mont-Jovet et son coussin de gypse basal*, particulièrement développé dans la région de La Plagne. Le gypse de la Dent de Villard, au Sud de Bozel, appartient probablement aussi à cet ensemble évaporitique allochtone.

La zone houillère a conservé quelques témoins de sa couverture mésozoïque sous forme de quartzites infratriasiques (Rocher de la Loze au Sud de Courchevel, région de La Plagne).

La zone briançonnaise de Vanoise forme toute la partie droite de la feuille. Elle comprend :

— un **socle ancien**, paléozoïque, formant les massifs du Grand Bec et de Bellecôte, respectivement au Sud et au Nord du Doron de Champagny ;

— une **couverture mésozoïque** hétérogène dans laquelle on peut séparer :

● *la série de Vanoise occidentale*, de type briançonnais classique, à la partie sud de la feuille (Rocs Merlet, Portetta, Petit et Grand Marchet, Bochor, Aiguille de la Vanoise). Vers l'Est (base du versant nord-est de la Réchasse et Aiguille de l'Épena), cette série prend des caractères particuliers (repos du Malm sur les quartzites du Trias) ;

● *la série de la Grande-Motte*, représentée ici par le massif de la Grande Casse, caractérisée par un Lias marin épais ;

● *la grande bande de quartzites triasiques* du Roc du Diable ;

● *les klipptes de la Vallaisonnay et de l'Aliet*, surtout faites de carbonates triasiques. Leur attribution est incertaine ;

● *des lambeaux de marbres* (triasiques ? jurassiques ?) plaqués sur le socle ancien (Sauvire, Vallaisonnay, Bellecôte, col de la Chiaupe, vallée du Pontu-

rin). La nature du contact (stratigraphique ou tectonique) n'est pas encore élucidée.

Paléogéographie

Ces ensembles structuraux résultent de la contraction d'un domaine paléogéographique complexe qui s'est dessiné dès le début du Secondaire, lors de la distension « téthysienne », sur la marge continentale européenne.

La zone dauphinoise était la bordure plus ou moins subsidente du craton européen. Dès le Crétacé supérieur, mais surtout à l'Éocène, elle a vu la naissance, à sa bordure sud-est, c'est-à-dire dans le domaine dit « ultradauphinois », d'une véritable cordillère, prolongement probable de la cordillère ultrahelvétique.

La zone des brèches de Tarentaise n'est que l'extrémité sud du domaine valaisan qui correspondait à un faisceau de rides et de sillons jalonnant une fissure crustale (peut-être « transformante ») si l'on en croit la présence de roches basiques et ultrabasiques près du col du Petit Saint-Bernard (feuille Sainte-Foy-Tarentaise) et dans le Valais suisse. Cette zone a fonctionné jusqu'à la fin du Crétacé, puis, à l'Éocène, a été relayée par la cordillère ultrahelvétique évoquée précédemment.

La zone Briançonnaise a apparu dès le début du Lias sous forme d'un « géanticlinal » tectoniquement bien circonscrit. Il est resté en grande partie émergé au Lias et au début du Jurassique moyen, sauf au niveau du sillon de la Grande-Motte, probablement un demi-graben issu du rifting téthysien. Le domaine Briançonnais s'immerge ensuite et s'approfondit jusqu'à l'Éocène.

La zone subBriançonnaise correspondait à son talus ouest, certainement très accidenté, mais encore mal connu.

La zone des schistes lustrés n'est représentée que par la klippe du Jovet qui appartient déjà au domaine océanique téthysien (ou ligure), avec un reste de sa croûte (ophiolites) et sa couverture sédimentaire mince et incomplète (elle débute seulement au Jurassique supérieur, date de l'ouverture océanique).

Orogenèse

L'orogénèse commence au Crétacé supérieur, mettant précocement en place les premières nappes ophiolitifères métamorphisées en faciès de haute pression.

Avec un temps de retard, elle ferme le sillon valaisan, puis, dès la fin de l'Éocène moyen, connaît un paroxysme polyphasé qui se poursuit jusqu'à l'Oligocène inférieur au moins. C'est alors que sont mises en place les grandes unités constitutives de la feuille dans un régime métamorphique plus chaud (faciès schiste vert).

L'activité se termine au Néogène par l'individualisation et le soulèvement plus ou moins cassant des massifs actuels qui jouent probablement aussi en décrochement les uns par rapport aux autres.

DESCRIPTION DES TERRAINS

ZONE DAUPHINOISE

ξξ. **Séricitoschistes feldspathiques.** Ils sont associés à des quartzites également feldspathiques et sériciteux ainsi qu'à des conglomérats métamorphiques à galets de quartz et de roches quartzo-feldspathiques fines (leptynites et granitoïdes schistosés). Cette série est fortement plissée et schistose (schistosité N 10 à N 20, pendage Est très fort).

Ym. **Granite à muscovite** de Notre-Dame de Briançon. Intrusif dans les schistes précédents, il forme un minuscule affleurement dans l'angle nord-ouest de la feuille. C'est un leucogranite à muscovite très cataclasé.

h. **Houiller.** Conglomérats, grès micacés et schistes noirs à plantes (plusieurs espèces de *Pecopteris*, *Odontopteris*, *Neuropteris*, *Asterophyllites*) du Stéphanien moyen. Le Houiller affleure seulement au Nord de Petit Cœur où il est très écrasé et intriqué avec le Trias et le Lias calcaire à bélemnites (d'où la célèbre controverse de 1860 sur l'âge du Houiller). Cette situation souligne le caractère tectonique du contact socle—couverture, ici redressé, voire localement renversé vers l'Est.

t. **Trias indifférencié.** Dolomies, gypses et cargneules, toujours en minces bandes fortement tectonisées.

li. **Lias inférieur indifférencié.** Calcaire fin à cassure esquilleuse noire, alternant avec des bancs schisteux décimétriques. Rares bélemnites. Ce niveau a fourni des ammonites hettangiennes plus au Sud, entre le col de la Madeleine et Doucy (feuille La Rochette).

ls. **Lias supérieur indifférencié, marneux.** Schistes gris ou noirs, sans fossiles.

jo. **Aalénien. Argilites brunes ou noires, à nodules.** Ce terme est daté par des ammonites trouvées au col de la Madeleine (feuille La Rochette) mais, lorsqu'il n'y a pas de fossiles, une confusion est toujours possible avec le Callovo-Oxfordien et ceci surtout dans les affleurements les plus orientaux de la zone (le Bois, le Crêt, Villargerel, Navette).

ji. **Bajocien. Calcaire gréseux ou microbréchiq**ue, à entroques et bélemnites, en bancs décimétriques, plus rarement pluridécimétriques. Quelques passées de schistes brun rougeâtre. Cette formation a été datée par des ammonites sur la feuille La Rochette.

UNITÉS D'AFFINITÉS ULTRADAUPHINOISES

Deux unités ont été rangées sous cette rubrique :

● **L'unité de Crève-Tête**, en bordure ouest de la feuille, au Sud-Ouest de Moûtiers (Crête de Longecha, Pas de Pierre Larron). Elle comprend, de bas en haut :

tK. **Cargneules du Trias**, jalonnant le contact de base de l'unité.

jm. **Calcaires finement gréseux**, lités, à zones siliceuses, pouvant représenter le Dogger (?), dans un minuscule affleurement situé au Pas de Pierre Larron.

Au-dessus, vient une formation détritique hétérogène non datée mais dont le sommet rappelle beaucoup le flysch gréseux des Aiguilles d'Arves. Ces grès, probablement éocène supérieur, reposent en transgression et discordance sur un complexe détritique dont le matériel montre qu'il provient de l'érosion de paléoreliefs où le socle ancien apparaissait. Il y a donc eu, avant le dépôt de ces grès éocène supérieur, des érosions et des mouvements que l'on peut qualifier d'« arvinches » par analogie avec les régions plus méridionales. Pour cette raison, le complexe détritique sous-jacent aux grès a été attribué au *Crétacé—Éocène inférieur*. Il comprend, de bas en haut :

c-eR. **Permien reconstitué** : schistes rouge foncé, à galets carbonatés.

c-eBr. **Brèches de Crève-Tête**. Brèches et conglomérats à matériel cristallin abondant mais parfois aussi calcaréo-dolomitique. Le ciment est gréseux, plus rarement calcaire. On peut rapprocher ce terme des formations détritiques grossières qui forment le substrat du flysch des Aiguilles d'Arves sur la feuille voisine (La Rochette).

eG. **Grès de Crève-Tête**. Grès clair, en bancs massifs mais bien lités, rappelant certains faciès du flysch des Aiguilles d'Arves dont il peut être un équivalent. Ce niveau est discordant sur le précédent.

● **L'Unité du Niélard** (?), ici représentée par quelques écailles de Lias calcaire (l) et de cargneules (tK) affleurant ici et là dans la région de Villaret, au Nord de Villarly. Cette unité est surtout développée sur la feuille La Rochette. Elle fait transition vers le domaine valaisan.

ZONE DES BRÈCHES DE TARENNAISE (ZONE VALAISANNE s.l.)

Elle comprend deux ensembles différents. De l'extérieur vers l'intérieur :

Unité du Quermoz

Au Nord de Moûtiers, elle chevauche directement la zone dauphinoise qu'elle domine en une haute cuesta.

r. **Permien**. Schistes rouges, en lambeaux discontinus et écrasés, jalonnant la base de la formation.

jQ. **« Série du Quermoz »** proprement dite, attribuée au *Jurassique inférieur et moyen*. Alternances caractéristiques de schistes noirs rappelant ceux du

Jurassique dauphinois, et de bancs ou de lentilles d'épaisseur parfois plurimétrique de brèches à éléments dolomitiques (Trias moyen) dans un ciment calcaire. Cette série a fourni à sa base *Rhacophyllites diopsis* (Lias).

Ce niveau, assez dur, a donné les énormes blocs de l'écroulement d'Aigueblanche en 1977.

cQ. **Formation détritique inférieure du Quermoz.** Ensemble de microbrèches à matériel surtout cristallin, plus rarement carbonaté, à cassure jaune. Il est attribué au *Crétacé* (voir plus loin).

eQ. **Formation détritique supérieure du Quermoz.** Épaisse série bien litée, calcaréo-dolomitique, à séquences plus ou moins rythmées, de type flysch. Au Nord de l'Isère, elle contient un niveau de conglomérat polygénique (1) à éléments bien roulés, siliceux (socle cristallin abondant, Permien, quartzites triasiques) ou carbonatés (Trias dolomitique surtout), parfois de grosse taille.

L'âge de cette formation n'est pas mieux connu que celui de la précédente. Toutefois une indication peut être donnée par le fait que le domaine paléogéographique de l'unité du Quermoz a pu être récemment parallélisé, sur des arguments structuraux et sédimentologiques (spectres de minéraux lourds parfaitement comparables), avec celui du flysch du Niesen (Préalpes romandes), flysch qui est mieux daté. D'où l'attribution respective au *Crétacé (inférieur?)* et au *Crétacé supérieur-Paléocène* des deux formations détritiques décrites ici.

Unité de Moûtiers (zone valaisanne s. str.)

ξ-δ. **Cristallin indifférencié.** Au Nord de Moûtiers, le Cristallin montre des faciès variés : micaschistes à phengite, fortement quartzeux et faiblement chloriteux (Hautecour), micaschistes à deux micas (Le Villard), amphibolites et prasinites (Grégny), gneiss, plus exactement micaschistes feldspathiques à deux micas (Plan Villard).

A l'Ouest de Villarly, les deux petites lentilles proches du pont sur le ruisseau du Golet (route de Saint-Jean-de-Belleville) sont des gneiss à deux micas, rétomorphosés (chlorite, phengite) et plus ou moins mylonitisés. La lentille ouest est lardée de filons de quartz minéralisés en sidérose et oligiste.

Tous ces faciès sont voisins de ceux du massif de Belledonne.

h. **Houiller.** Grès micacés et schistes noirs.

r. **Permien.** Schistes violacés passant aux quartzites du Trias par des faciès de grès grossiers verdâtres (Moûtiers) (rt : *Permo-Trias*).

tQ, tD, tS, tG. **Trias :** Quartzites, dolomies beiges, schistes versicolores et gypses (tK : *cargneules*).

t-l. **Lias de Tarentaise** ou « *calcaires du Siaix* », attribués au Lias inférieur-moyen par encadrement. Ils sont en effet intercalés entre un Trias supérieur (schistes versicolores) et des marnes qui ont fourni des ammonites du Lias

supérieur. Il s'agit d'un calcaire blanc, massif, subrécifal, donnant les Étroits du Siaix au Nord-Est de Moûtiers.

Crétacé détritique de Tarentaise (« Flysch de Tarentaise » des auteurs). Transgressif et discordant sur tous les termes précédents, il comprend trois formations :

cFB. **Formation détritique de base**. D'aspect massif, elle comporte surtout des conglomérats à matériel polygénique incluant du Cristallin. Cette formation est équivalente des « Couches de l'Aroley » de la série valaisanne suisse. En effet, elle passe progressivement vers le Nord-Est (feuille Bourg-Saint-Maurice) aux calcaires microbréchiques plaquetés caractéristiques de ces couches, calcaires qui ont fourni à leur base des *Globo truncana* turo-niens-santonniens au Nord des Chapieux (feuille Saint-Gervais).

cFQ. **Schistes noirs et quartzites verdâtres**, absolument identiques aux « Couches des Marmontains » du flysch valaisan. Seul ce terme présente parfois, malgré sa minceur, les caractères lithologiques d'un véritable flysch.

cFT. « **Flysch de Tarentaise** ». Calcaires plus ou moins gréseux, bien lités, en bancs décimétriques, alternant avec des calcschistes et des schistes noirs. La base est plus ou moins gréseuse, voire conglomératique. On a même distingué par un figuré spécial (1) les « Grès du lac d'Arcchat » à la limite nord de la feuille (localité-type sur la feuille Bourg-Saint-Maurice).

La monotonie et une certaine rythmicité de ce terme lui ont fait attribuer à tort le qualificatif de « Flysch de Tarentaise ». On peut le comparer aux « Couches de Saint-Christophe » du flysch valaisan proprement dit (non datées). Aucun argument ne permet de préciser ici l'âge de cette formation (*Crétacé supérieur—Paléocène ?*).

ZONE SUBBRIANÇONNAISE

La série rappelle celle du Pas du Roc (feuille Saint-Jean-de-Maurienne) et montre, de bas en haut :

tG,tK. **Gypses et cargneules (Keuper)** affleurant à la base de l'unité ou au cœur des replis qui l'affectent.

tS. **Trias supérieur**. Argilites versicolores, jaunes, brunes ou rouge violacé, associées à de minces bancs dolomitiques gris ou jaunes (Villarly).

li. **Lias inférieur (Hettangien—Sinémurien inférieur)**. Calcaires sombres, en bancs massifs, à patine grise, contenant des rognons ou des bandes siliceuses blanchâtres (30 m ?).

lm. **Lias moyen (Sinémurien—Domérien)**. Alternance régulière de petits bancs décimétriques de calcaires marneux noirs et de calcschistes gris (200 m ?).

ls. **Lias supérieur (Toarcien)**. Calcschistes gris, très fissiles, monotones, pouvant comprendre localement tout ou partie de l'Aalénien (150 m ?).

jo. **Aalénien**. Schistes argileux non calcaires, luisants, à patine gris argenté (Nord de Brides-les-Bains) (50 m).

Tous les termes liasiques et l'Aalénien ont été datés par des ammonites plus au Sud (feuille Saint-Jean-de-Maurienne). Par contre le reste du Jurassique n'est daté que par analogie de faciès.

jm. **Jurassique moyen indifférencié** (20 à 40 m). Calcaires plaquetés sombres ou gris-bleu, parfois légèrement gréseux, en bancs plus ou moins réguliers, ondulés, alternant avec des calcschistes brunâtres (*Bajocien—Bathonien*). Ils passent vers le haut à des calcaires marneux et des calcschistes tendres, gris foncé, à patine gris bleuté (*Callovien*).

Ce terme est localement envahi par des brèches et microbrèches dolomitiques (route de Feissons).

ja-6. **Oxfordien** *s.l.* (10 m). Schistes noirs tendres.

ja. **Tithonique** *s.l.* (4 à 5 m). Calcaire noir, compact, à zones siliceuses.

Les deux termes précédents ne sont connus qu'au Nord de Brides.

ci. **Crétacé inférieur indifférencié** (100 à 150 m ?). Calcaire bleu-noir à cassure noire, en plaquettes irrégulières, à bélemnites recristallisées, dont peut-être une *Duvalia* (?), et ammonites indéterminables. Ces calcaires alternent avec des calcschistes gris rouille, se débitant souvent en « frites ».

Au Nord de Brides-les-Bains, sur la route de Feissons, ce terme contient une passée bréchique diffuse, à galets dolomitiques et débris d'organismes indéterminables d'aspect identique à celui des « brèches et microbrèches à *Aptychus* » du Néocomien vocontien et du Subbriançonnais durancien.

cm. « **Black shales** » du **Crétacé moyen (Aptien-Albien)** (?). Schistes très noirs, tendres, non micacés (Sud et Est de Montfort) (30 m ?).

cs-e. **Crétacé supérieur — Éocène** (?). Calcaires en petits bancs, parfois gréseux, bien stratifiés, alternant avec de minces lits schisteux. Le sommet de cette formation montre un faciès bréchique, polysgénique, mais peut aussi contenir par places des olistolites isolés (Lias calcaire, gypse, Trias dolomitique) à l'Est de Montfort et au Sud de Notre-Dame-du-Pré.

Le sommet de la formation, peu visible, est peut-être déjà tertiaire. Ce sont des schistes noirs quasi azoïques (nannofaune indéterminable) contenant de gros olistolites de grès permien, de quartzites et de dolomies du Trias, ainsi que des lentilles d'une brèche dolomitique très dure, véritable Trias reconstitué (cap-rock de paléodiapir ?), lentilles qui sont peut-être elles-mêmes des olistolites (entre Notre-Dame-du-Pré et le pont du Thiéret).

ZONE BRIANÇONNAISE

Socle antépermien

C'est surtout dans le **massif de Bellocôte** que sa stratigraphie a pu être précisée (F. Guillot). On a là quatre ensembles superposés. De bas en haut :

● **Micaschistes gris ζ** à amandes et filonnets de quartz plissotés, avec grenats (un seul affleurement dans le haut Ponturin).

● **« Complexe basal »** (500 à 1000 m), comprenant surtout des *métaspilites* (K^3) verts, rubanés, chlorito-albitiques, à ocelles d'épidote, coupés de passées stratiformes de roches blanches, quartzo-albitiques, feuilletées (*barres quartzieuses inférieures*: q1). Ces roches, véritables quartz-kératophyres sodiques, sont interprétées comme d'anciennes laves acides ayant subi une silicification secondaire.

A Plan Richard, au pied ouest de l'Aliet, il existe un petit affleurement d'une *roche blanche, microgrenue, à quartz rhyolitique* (ρ) qui est peut-être un témoin de ces laves, témoin en partie protégé de l'albitisation par son gisement en cheminée (?).

Au total, ce complexe basal peut être interprété comme le résultat d'un volcanisme (sous-marin ?) à basaltes dominants et laves acides subordonnées, précocement transformés en spilites et kératophyres.

● **« Masse magmatique médiane »**, probablement intrusive, comprenant essentiellement une *roche gabbroïque ou dioritique* (θ), massive, vert bleuté clair, à porphyroblastes noirs d'actinote. A son sommet, elle est coiffée par une roche quartzreuse feuilletée (*barre quartzreuse supérieure*, q2) pouvant contenir des interbanes chloriteux vert sombre.

L'étude géochimique fait interpréter la roche quartzreuse comme une ancienne rhyolite ayant subi un hydrothermalisme acide qui aurait détruit les feldspaths, et les interlits chloriteux comme des metabasites elles aussi affectées par l'hydrothermalisme en question.

● **« Complexe schisteux supérieur »** (S) (400 à 500 m ?) dont l'essentiel est fait de schistes (métapélites) noirs, fissiles, pyriteux et charbonneux, ou bien de schistes gris rubanés, moins fissiles, à passées albitiques.

Cet ensemble contient des *grès arkosiques (grauwackes ?)* (SA), gris, en bancs métriques, à interlits schisteux, gris, noirs ou vert pâle, ainsi que des sills de metabasites (*prasinites*, $S\zeta^{11}$), vert sombre, à amphibole, ou des passées décimétriques vert pâle de métacinérites (?). Les sills de metabasites ont souvent, par leur teneur en alcalins, un caractère spilitique ; les teneurs en Ti, Fe et Mg sont celles de tholéiites. Il s'agit donc d'une série volcano-sédimentaire où se mélangent apports terrigènes fins et produits volcaniques acides-sodiques, le tout traversé de sills de tholéiites à caractères océaniques.

Au Sud de Doron de Champagny, dans le versant nord du massif du Grand Bec, très difficile d'accès, la stratigraphie du socle ancien est mal connue. Le faciès dominant (S) est celui de schistes cendrés ou noirs, avec bancs de quartzites albitiques, horizons charbonneux et filons-couches de basaltes, qui rappellent tout-à-fait le « complexe schisteux supérieur » du massif de Bellecôte. De fait, on retrouve ici le corps gabbroïque médian (θ) (pied nord de la Sauvire).

A la Pointe du Vallonet, sur l'arête ouest du Grand Bec et l'arête nord de la Pointe de Méribel, les filons-couches de basalte deviennent prépondérants sur les schistes si bien que l'ensemble a été cartographié sous l'indice

S ζ ¹¹. Dans ce même secteur, les grès quartziteux deviennent également plus abondants au sein des schistes et ont été signalés par une surcharge spéciale (S χ).

L'âge de ce socle antépermien n'est pas encore établi. Un âge carbonifère supérieur a été souvent suggéré par l'aspect charbonneux des schistes noirs (S) du complexe schisteux supérieur. Mais la tendance actuelle est plutôt de considérer ce complexe comme anténomurien (*Culm* ?). Toutefois, ce matériel antépermien ne montre pas de trace de polymétamorphisme. Ou bien il n'a pas subi le métamorphisme hercynien ou bien ce dernier s'est fait dans les mêmes conditions thermodynamiques de schistes verts que le métamorphisme éocène (ou « mésoalpin », cf. p. 37).

En tout cas, les micaschistes gris sous-jacents, terme le plus ancien du complexe de Bellecôte, pourraient être parallélisés avec les micaschistes gris de l'Arpont (cf. ci-après et feuille Modane) considérés comme antécarbonifères.

Dans le massif de Chasseforêt, dont seule l'extrême partie nord affleure sur le bord sud de la feuille, le faciès dominant est celui de micaschistes (ξ A ou *micaschistes de l'Arpont*, cf. feuille Modane), à patine grise ou verdâtre, riches en chlorite, albite et quartz d'exsudation. Ces micaschistes contiennent aussi du grenat, du mica blanc et, assez souvent, des aiguilles d'amphibole sodique. La teinte assez sombre de la formation est due à la présence de l'ilménite et de la pyrite.

Il s'agit probablement d'anciennes grauwackes, métamorphisées au Primaire, puis au cours des mouvements alpins. Pour le métamorphisme anté-alpin, des minéraux reliques (muscovite, grenat, rare hornblende) traduisent un faciès amphibolite dont l'âge est mal précisé. L'histoire anté-alpine se termine par une phase tardi-permienne datée radiométriquement de 247 ± 10 Ma (J. Bocquet *et al.*, 1974).

Houiller

h4. **Westphalien inférieur et moyen**. Il n'est connu qu'au front de la zone, (ex-faisceau de Salins) avec son faciès habituel de schistes noirs et de grès micacés. Il a fourni au Sud de Moûtiers, près du pont sur le Doron de Bozel, au bord de la route montant à Saint-Laurent-de-la-Côte, *Neuropteris* (*Paripteris*) *linguaefolia*, *Mariopteris* sp.

h4-5. « **Assise de Tarentaise** » (**Westphalien supérieur — Stéphanien inférieur** (500 à 900 m). Schistes noirs, grès fins arkosiques gris ou noirs, psammites, avec quelques bancs de conglomérats gris à petits galets, d'épaisseur décimétrique à plurimétrique. Quelques niveaux d'antracite ont été exploités artisanalement jusque vers 1960 dans la région de Montagny et de Villemartin, en rive droite du Doron de Bozel.

Cet ensemble a fourni en de nombreux points une flore du Westphalien supérieur — Stéphanien inférieur : *Mixoneura ovata*, *M. flexuosa*, *Pecopteris lamurensis*, *P. pluckeneti*, *P. cyathea*, *Asterophyllites equisetiformis*, *Annularia sphenophylloides*, *Calamites cisti*, *Cordaites* sp., etc.

h5-r. « **Assise de Courchevel** » (**Stéphanien moyen — Autunien**) (400 à 600 m). Schistes, grès et conglomérats gris à la base, verts, rouges ou violets

au sommet, traduisant une reprise intense du détritisme (effet de la phase asturienne ?). En rive gauche du Nant Bénin (ouest de Nancroix), les conglomérats montrent des galets de l'ordre du mètre cube.

Cette formation a donné, à sa base, au col de La Loze (lac Bleu, sur le versant nord de la Croix de Verdon), *Pecopteris unita*, *P. arborescens*, *Alethopteris grandini* et, au chalet de Prachepeix (nord de Montagny, en rive droite du Doron), *Pecopteris feminaeformis*, *P. polymorpha*, *P. hemitelioides* du Stéphanien moyen.

Le sommet de la formation n'est pas daté, mais le caractère de plus en plus versicolore de ses sédiments les fait classiquement attribuer au Permien inférieur.

Permien

● **Sur la bordure ouest de la zone houillère** (angle sud-ouest de la feuille), on lui attribue des schistes rouges contenant quelques passées de grès conglomératiques à galets de quartz ou de roches volcaniques albitisées. Cet ensemble n'est daté que par encadrement. Sa couleur rouge évoque le Permien supérieur.

● **Au sein de la zone houillère**, les sédiments permien manquent. Par contre, on connaît quelques affleurements de « gneiss du Sapey » dans la vallée du Ponturin et à la Saulire, où ces gneiss reposent directement sur le Stéphanio-Permien (assise de Courchevel) par un contact qui est apparemment tectonique car la formation gneissique est tronquée à sa base.

On a distingué deux faciès dans ces « gneiss du Sapey » :

170. **Gneiss œillés.** Roches massives, à patine généralement rougeâtre, plus rarement claire. Les paragenèses primitives étaient constituées d'un feldspath potassique (actuellement fortement albitisé), de biotite (actuellement plus ou moins chloritisée) et de quartz. La roche était donc probablement un granite qui a ultérieurement acquis une foliation soulignée par la muscovite.

171. **Gneiss fins, micaschistes et chloritoschistes.** Ces roches à patine sombre sont affectées d'une foliation primitive à biotite (plus ou moins chloritisée) et muscovite, recoupée par une foliation secondaire à phengite. La première témoigne d'un degré de métamorphisme que ne présente pas le Stéphanio-Permien sous-jacent. Il est donc probable que ces roches, provenant d'un vieux socle plus oriental, ont été mises en place tectoniquement sur le Houiller au cours du Permien (phase saaliennne ?), comme sur la feuille Modane, ce que paraît confirmer l'existence d'une zone mylonitique très fine au contact du Stéphanio-Permien et quelques données radiométriques obtenues sur le socle de Chasseforêt et le massif d'Ambin (cf. feuille Modane) qui montrent en effet l'existence d'un événement tardi-permien (247 ± 10 Ma).

Les gneiss du Sapey sont également associés à des filons de roches magmatiques qui n'ont pas été figurés sur la carte en raison de leur trop faible

volume : filons verts (à chlorite—épidote) de roches basiques, filons blancs (à albite et quartz) de roches acides.

Les gneiss du Sapey sont directement surmontés par le Permo-Trias, avec discordance stratigraphique parfois très nette (ESE du sommet de la Viselle) et décoloration des gneiss sous-jacents.

● **En Vanoise**, le Permien repose directement sur le « socle » sans interposition de Houiller. Le faciès dominant est celui de *séricitoschistes* plus ou moins quartzeux, toujours *albitiques* (rA), à patine bleutée ou gris violacé clair. Cette teinte est due à la présence d'oligiste et de chlorite.

Dans le massif de la Roche de Mio et les gorges de la Pontille, ces schistes passent ou sont associés à des *quartzites conglomératiques*, voire de véritables conglomérats polygéniques (rCg), de teinte blanche ou franchement violacée.

Au Nord du Doron de Champagne, la base de la formation est marquée par un niveau de *schistes calcareux* (rC), très chloriteux, associés à des bancs lenticulaires de calcaires dolomitiques et de dolomies jaunes ou brunes.

Au Sud du Doron de Champagne, l'épaisseur du Permien diminue rapidement et ce terme disparaît au col du Vallonet, si bien que le terme suivant (rt) repose alors directement sur le complexe antépermien. Cette disposition paraît stratigraphique.

rt. **Permo-Trias**. Quartzites blanchâtres, feuilletés, à gros grains de quartz rose, alternant de façon irrégulière avec des *séricitoschistes* nacrés, blancs ou vert pâle, à filets ankéritiques. Très localement (Ouest du Grand Bec), une lentille décamétrique de conglomérat contient quelques galets du socle antépermien. Cette observation va de pair avec le repos direct du Permo-Trias sur le socle, déjà signalé. Le Permo-Trias, qui est bien représenté partout, repose en discordance sur des formations variées, depuis le « socle » de Bellecôte jusqu'au Permien.

Trias

● **Trias inférieur siliceux**

to. **Quartzites blancs. Trias inférieur** (200 à 300 m). Purs, massifs à bien stratifiés, ils passent à leur base au Permo-Trias. Le sommet de la formation montre un faciès versicolore, vert ou rouge, qui a été distingué sur la carte (1). Il est lui-même surmonté de niveaux microconglomératiques quartzeux, à ciment carbonaté roux, pouvant être confondus de loin avec des carneules (*Spathien*, tQs).

Dans certains secteurs fortement tectonisés (et peut-être sous l'effet d'une intense fracturation hydraulique, les quartzites deviennent un sable pulvérulent (NNW de Bozel, environs de La Plagne).

● **Trias carbonaté**

C'est dans la partie sud de la feuille que l'on trouve les séries les plus complètes prolongeant celles de la feuille Modane, notamment à la Croix de

Verdon, dans le massif du Roc Merlet, à la Portetta, au Petit et au Grand Marchet, etc.

En tous ces points, on peut distinguer :

tc1. **Anisien inférieur** (50-100 m) (pour la correspondance avec les cycles classiques du Trias moyen, voir fig. 1). Ce terme est surtout caractérisé par les « calcaires vermiculés » de sa base : calcaires plaquetés noirs, à patine jaune, couverts de pistes ou de terriers noir bleuté. Les plus beaux affleurements sont ceux du Mont Bochor (cirque du Creux Noir) et du pied ouest des Rochers de Plassas (massif de la Portetta).

Au-dessus de ces calcaires vermiculés, viennent des calcaires à réticulations dolomitiques, alternant avec des bancs de dolomies grises ou jaunes en patine. Le sommet des calcaires a fourni des *Anisoporella* et des *Worthenia* (massif de la Saulire—Croix de Verdon, Ariondaz, cirque du Creux Noir).

tc2. **Anisien moyen et base de l'Anisien supérieur** (100-150 m) (cf. fig. 1). Ce sont surtout des calcaires dont le terme le plus caractéristique est un niveau à rognons de silex allongés, de couleur brunâtre. Ces calcaires sont associés à des dolomies blanches ou blanc jaunâtre. Ils ont fourni *Physoporella prealpina* et *Diplopora annulatissima* (Passage des Chapelets, près Ariondaz, au Sud de Courchevel 1650).

Le terme tc2 se termine par un horizon de schistes vert pâle à patine orangée dans des dolomies jaunâtres, dit « niveau d'émersion ».

Sur le terrain, l'ensemble calcaire tc1—tc2 (c'est-à-dire en gros l'Anisien) se distingue facilement des calcaires tc3 par ses accidents dolomitiques (granules ou membranes) à patine jaune.

tc3. **Anisien supérieur—Ladinien inférieur. « Calcaires rubanés »** (fig. 1). Ce sont des calcaires francs, épais (150 à 200 m), gris bleuté, à mouchetures dolomitiques blanches (distinction avec tc1—tc2). Ils montrent un aspect rubané caractéristique qui a donné son nom à la formation. Ces calcaires alternent avec des bancs dolomitiques blanchâtres. Les fossiles sont rares (*Encrinus liliiformis*, *Diplopora uniserialis*).

A leur partie supérieure, ces calcaires peuvent passer à des dolomies saccharoïdes grises annonçant le terme suivant.

tc4. **Ladinien supérieur. « Dolomies supérieures »** (40 à 70 m) (fig. 1). De bas en haut :

- dolomies blanches (20-30 m), à grain très fin, bien stratifiées, montrant de fréquentes laminations algaires et des brèches de dessiccation ;
- des dolomies gris sombre (20-40 m), bien litées, à *Myophoria goldfussi*.

Cette série carbonatée du Trias moyen, épaisse de 300 à 500 m, témoigne d'une sédimentation en eau peu profonde, à la limite de l'émersion. Elle n'est complète que dans les massifs situés entre Pralognan et la Saulire. Ailleurs, certains termes peuvent manquer. Par exemple, à la Grande Aiguille de l'Arcelin, on voit l'Anisien puis le Ladinien s'amincir et disparaître entre

TRIAS SUPÉRIEUR	NORIEN	Rhétien	Calcaires lumachelliques		tc7
			Argilites		tc6
	CARNIEN	supérieur	Grès à végétaux		tG
		inférieur	Complexe schisto-dolomitique basal	Formation brechique	tc5
	TRIAS MOYEN	LADINIEN	supérieur	Dolomies grises Couche à <i>M. goldfussi</i> Dolomies blanches	S9 S8 S7
inférieur			Calcaires rubanés	S6	Formation de Champcella tc3
supérieur			Niveau d'émersion	S5	Formation de St-Triphon tc2
moyen		Niveau à silex	S4 S3		
inférieur		Calcaires vermiculés	S2	tc1	
TRIAS INF.		SPATHIEN		Pérites-Evaporites	
			Quartzites		tq

Fig. 1 - Stratigraphie du Trias et subdivisions cartographiques retenues (d'après Mégard-Galli et Baud, 1977)

quartzites infratriasiques et brèches supraladiniennes (v. plus loin). Dans le chaînon du Bochor, le Ladinien manque sous la transgression du Callovien. Inversement, en Vallaisonnay, c'est l'Anisien qui manque, mais probablement pour des raisons tectoniques (troncature basale).

105. (**Carnien inférieur ?**). **Calcaires noirs et brèches dolomitiques**. En quelques points, Roc de la Vallette, col du Tambour, Pointe de la Réchasse, massif de Vallaisonnay, on observe, au-dessus des dolomies ladiniennes, des calcaires noirs ou, plus souvent, des dolomies à interlits argileux. Un faciès caractéristique est celui de brèches intraformationnelles noires (en cassure la dolomie est blanche, le calcaire reste noir). Des déformations syn-sédimentaires et quelques niveaux de brèches polygéniques indiquent une instabilité du fond que l'on a attribuée à la crise de distension carnienne. Ces formations sont donc attribuées au Carnien inférieur.

Le Carnien supérieur est généralement considéré comme évaporitique (fig. 1) mais il manque dans tout le Briançonnais occidental, soit par non-dépôt (émersion précoce de cette partie du domaine briançonnais), soit par suite de l'érosion qui a accompagné l'émersion liasique de ce domaine. Dans les unités plus internes, il a pu exister et provoquer alors le décollement de la série sus-jacente débutant, dans ce cas, par le Norien qui n'affleure pas sur la feuille.

Lias et début du Jurassique moyen

● **Formations marines du Lias (unité de la Grande Motte)**

11. **Lias inférieur (Hettangien probable)**. On lui attribue l'unique affleurement situé près des chalets de La Plagne (refuge de la Glière), dans la haute vallée du Doron de Champagny. C'est une brèche à matériel dolomitique blanc (Norien probable) dans un ciment calcaire marmoréen qui a donné localement des bélemnites. Cette brèche est stratigraphiquement surmontée par le terme suivant.

1. **Lias indifférencié**. Calcaires plaquetés gris à gris bleuté, à fines zones siliceuses blanchâtres ou jaunâtres. La monotonie de cette formation, par ailleurs légèrement métamorphique, ainsi que l'inaccessibilité des parois de la Grande Casse, ne permettent pas pour l'instant d'y établir des coupures stratigraphiques. L'âge liasique résulte de la découverte d'une ammonite (*Paltechioceras*) à la Dent Parrachée (feuille Modane) et de la position de ces calcaires entre les dolomies noriennes et le Callovien.

● **Formations liées à l'émersion du domaine briançonnais au Lias-Bajocien**

11Br. « **Brèches supraladiniennes** ». En de nombreux points (Pointe Est du Grand Marchet, col de l'Arcelin, Vallaisonnay, Aliet, etc.), il existe des amas de brèches hétérogènes à patine brune, orangée ou jaune, faites d'éléments dolomitiques centimétriques à décimétriques. La matrice, peu abondante, est argileuse et colorée comme l'ensemble de la brèche.

Ces brèches reposent souvent en discordance nette sur le Trias. Par exemple, le long d'une coupe W-E Grand Marchet — socle de la Réchasse, on les voit, au Grand Marchet, sur les dolomies blanches du Ladinien, au col

de l'Arcelin sur les dolomies jaunes et les calcaires de l'Anisien qui disparaissent peu à peu pour faire place à un contact stratigraphique brèche — quartzites infratriasiques, visible aussi à la Pointe du Dard.

Ces brèches se sont donc déposées, comme les termes jurassique moyen sus-jacents, sur des paléoreliefs où, par places, la totalité du Trias carbonaté avait été érodée, ce qui implique un basculement assez fort du substrat, classiquement attribué à la surrection liasique du domaine briançonnais.

On les considère donc comme jurassiques (Lias supérieur—Dogger inférieur), mais évidemment antérieures au Bathonien moyen qui les surmonte par places (fig. 2).

Il en existe certainement plusieurs types, d'âge différent. L'échelle de la carte et la difficulté d'analyse de ces formations ne permettent pas pour l'instant de les séparer. Un bon exemple est celui fourni par le col de l'Arcelin où les filons bréchiques s'insinuant dans les quartzites triasiques sont plus récents que la brèche superposée qu'ils recoupent. Ces deux ensembles sont pourtant bloqués sous un même indice.

A l'émergence du domaine briançonnais, il faut également rattacher des *formations bauxitiques*. Très minces et localisées, elles n'ont pas été cartographiées et ne sont citées ici que pour mémoire. On peut les voir en place à la cascade du ruisseau du Vallonnet en amont des chalets de La Glière, au Mont Bochor d'en Haut, où elles se présentent sous forme d'un banc de 0,50 à 0,80 m, de couleur vert pâle à rouge sombre, coiffant les calcaires ou les dolomies de l'Anisien. Ces formations existent aussi au pied de l'Aiguille d'Août (massif de la Portetta), au Roc Merlet, à la crête de Plan Mugnier et sur le versant ouest du Petit Marchet, sur le sentier, en filon.

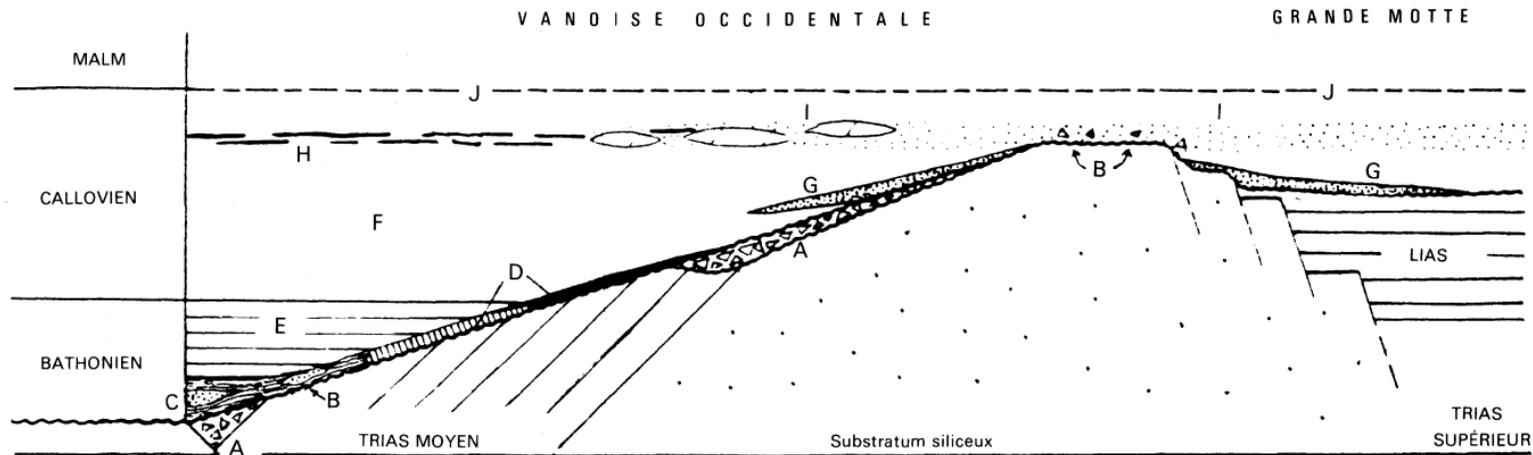
j2. **Bathonien moyen-supérieur.** Il n'existe qu'à l'Ouest et au Sud de Pralognan. Le faciès dominant est celui de calcaires plaquetés à patine sombre, contenant des brachiopodes, des huîtres, des mytilidés (« Dogger à *Mytilus* ») et surtout des nérinées. A la base, on peut parfois observer des niveaux plus ou moins continus de schistes noirs à lentilles gréseuses deltaïques (col du Tambour près du Roc de la Vallette, Portetta) (fig. 2).

L'environnement sédimentaire de ce terme est celui d'une plate-forme peu profonde et confinée.

j3. **Callovien.** Ce sont des calcaires massifs gris sombre à gris clair, localement des calcaires plaquetés et des calcschistes noirs, qui ont été longtemps confondus soit avec le Bathonien (Dogger à *Mytilus*) soit avec le Malm. Ils se distinguent de ce dernier par des sections d'organismes indéterminables, principalement des gastéropodes (nérinées probables) et des polypiers branchus. Rappelons que ces calcaires ont fourni au Roc du Bourget (feuille Modane) une faune d'ammonites du Callovien moyen à supérieur.

A son sommet, ce terme montre parfois des dolomies jaunes et gréseuses (Grand Marchet, Arcelin) ou des passées très gréseuses (socle de la Réchasse, Roche Ferran, Pointe du Dard) (fig. 2).

A sa base, il peut présenter un niveau métrique de quartzites bleutés, à grain très fin et patine rouille. On le trouve là où ce terme est transgressif sur



- | | |
|---------------------------------------------------------------|------------------------------------------------|
| A : Brèches "supraladiniennes" | F : Marbres massifs gris |
| B : Surface d'érosion et de discordance | G : Quartzites bleus |
| C : Conglomérats, quartzites et schistes alumineux deltaïques | H : Zones gréseuses et siliceuses blanches |
| D : Argilites vertes et bauxites rouges | I : Horizons gréseux et/ou dolomitiques jaunes |
| E : Calcaires lités noirs ("Dogger à <i>Mytilus</i> ") | J : Discontinuité sédimentaire (?) |

Fig. 2 - Schéma de la sédimentation du Jurassique moyen en Vanoise externe
(d'après E. Jaillard, simplifié)

les quartzites triasiques (Roche Ferran, Pointe du Dard) et même au-delà, notamment dans la série de la Grande Casse (fig. 2).

Mais, en beaucoup de points, le Callovien, sous son faciès massif, n'a pu être séparé du Malm avec lequel il est donc cartographié sous l'indice js (Bochor, Épéna, Grande Casse).

js. **Malm.** Marbres massifs à patine claire, parfois rosés à verts (Petit Marchet), dont l'épaisseur varie de quelques mètres à la centaine de mètres (Épéna). En quelques points, (Bochor, Épéna), sa base, à patine foncée, appartient probablement encore au Callovien.

Crétacé supérieur—Paléocène

cs-e. «**Marbres chloriteux**» (10 à 80 m). Marbres compacts, à patine jaunâtre, verdâtre ou rosée, toujours plus sombre que celle du Malm sous-jacent. La chlorite se concentre dans de fins réseaux millimétriques où elle est associée à du mica blanc et des oxydes métalliques diffus.

Le contact avec le Malm est toujours très franc, mais les hard grounds sont finalement assez rares (Mont Bochor, bord sud du Moriond). Ils contiennent une microfaune à *Globotruncana* du Crétacé supérieur (Bochor) ou à *Globorotalia* du Paléocène (chalets de la Glière), assez souvent les deux mélangées. Dans ce cas, les marbres chloriteux sont évidemment paléocènes.

Une bonne coupe de cette formation est donnée par le rocher de La Loze à Pralognan, qui montre deux ensembles superposés :

— à la base, des marbres roses néocrétacés, d'aspect granuleux, à niveaux plus gris soulignant la stratification, passant au sommet à des marbres jaunâtres.

— au-dessus, le Paléocène débute par un hard ground phosphaté et minéralisé, violet ou vert, qui a fourni des Globorotalidés (*Morozovella*, du Paléocène supérieur à Éocène moyen). Puis viennent les marbres chloriteux proprement dits, verdâtres, avec mica blanc, quartz et albite.

Éocène

eS. «**Schistes de Pralognan**». Schistes et calcschistes noirs passant progressivement mais rapidement (1 à 2 m), à leur base, aux marbres chloriteux (Pointe de la Réchasse, les Fontanettes, versant est de la Portetta, etc.). La formation peut admettre des passées gréseuses. Son sommet n'est pas daté (Éocène moyen à supérieur ?)

Formations briançonnaises d'attribution incertaine

C. **Marbres gris** (Trias ? Malm ? ou les deux ?) de la Sauvire, du Vallaisonnay, de la Chiaupe, etc. Ils reposent directement sur le socle ancien de Bellecôte par un contact dont la nature, stratigraphique ou tectonique, n'a pu encore être précisée en raison des étirements et du métamorphisme subis par les matériaux en présence.

L'âge de ces marbres est discuté. Ils rappellent certains calcaires ladinien inférieur ou carniens mais leur liaison avec des faciès de type marbres chloriteux (col de la Chiaupe, les Chamossières au Sud de la Chiaupe) suggère également le Malm. Dans cette deuxième hypothèse, ce mince placage serait en série renversée, les marbres chloriteux se trouvant à la base des marbres gris. Le contact avec le socle serait donc tectonique.

En quelques points, ces marbres sont également associés à des quartzites bleus (La Chiaupe, torrent du Laisonnay, Chamossière, Sauvire) et des brèches de type « supraladinien » (figurées sur la carte CBr), dont la position renforce l'hypothèse d'une polarité inverse pour cette mince série.

NAPPE DES GYPSES

tG. **Gypses triasiques.** Ces roches couvrent des surfaces considérables autour du Mont Jovet ou forment des reliefs sensibles (Dent de Villard), probablement à cause de la présence d'anhydrite en profondeur.

A la Dent de Villard (face nord-est), une lentille de pélites noires contenue dans ces gypses a fourni une flore à *Equisetum myrtharum*, *Asterotheca meriani*, *A. arenaceum*, *Pterophyllum*, *Voltzia* (?), et une faune à *Estheria minuta* et ailes de mésoblattinidés, d'âge keuper (Carnien). Ce gisement a malheureusement été dégradé par une avalanche en 1953.

Les gypses de La Plagne appartiennent indiscutablement au coussinet de base de la nappe des schistes lustrés du Jovet. Ceux de la Dent de Villard peuvent lui être rattachés, mais l'origine paléogéographique de l'ensemble reste obscure. On en fait volontiers les restes d'un diapir précocément apparu à la limite des domaines Briançonnais et piémontais, puis étalé par la (ou les) nappe(s) de schistes lustrés au cours de leur mise en place.

tK. **Cargneules.** Roches calcaires, jaunâtres ou roussâtres, vacuolaires, dures ou terreuses, toujours liées aux masses de gypse qu'elles peuvent remplacer latéralement. Il s'agit à la fois d'un résidu de dissolution du gypse et d'un produit de l'altération chimique des dolomies primitivement associées aux gypses.

Les cargneules peuvent aussi cimenter de véritables brèches tectoniques et leur âge est alors celui de la tectonisation du complexe déformé.

ZONE DES SCHISTES LUSTRÉS

Elle n'est représentée que par la klippe du Mont Jovet.

Le faciès dominant est celui de calcschistes épimétamorphiques assez monotones dont la stratigraphie est difficile à établir. Par analogie de faciès avec des séries datées plus au Sud (Alpes Cottiennes), on peut cependant reconnaître à la base de la formation, sur le versant nord du Jovet et près de la station d'Aime-La-Plagne (haut vallon des Frasses, Tête du Jarset, Dos des Frasses), les termes lithologiques suivants. De bas en haut :

A. **Serpentines**, très cataclastiques, provenant de l'altération de lherzolites dont certains minéraux sont encore reconnaissables. Localement des ophi-

calcites ont fait l'objet d'une tentative d'exploitation (rive gauche du torrent des Frasses, en amont du chalet du Grand Chaillé).

SLM. **Marbres clairs, blancs, gris ou rosés**, (4 à 20 m) en contact stratigraphique avec les serpentines qui y sont remaniées en grains ou galets, parfois même en lits métriques d'une roche serpentineuse reconstituée (versant est de la Tête du Jarset). *Malm* probable.

SLci. **Calcaires et marnes**. Les calcaires bleu sombre, à patine brune, en bancs décimétriques, alternent avec des schistes noirs. Ce terme donne un ressaut de 40 à 50 m d'épaisseur. *Néocomien s.l.* probable.

SLcm. «**Black shales**». Schistes noirs ou blafards, non calcaires, très tendres et fissibles, donnent des replats ou des pentes plus douces. Épaisseur de quelques mètres (col de la Lovatière) à 50-60 m. Équivalent probable des «Upper Black Shales» du *Crétacé moyen* téthysien.

SL. **Schistes lustrés indifférenciés**. Viennent ensuite des calcschistes plus durs, gris, mouchetés d'ankérite, rugueux au toucher, formant les crêtes du Jovet et du Bécoin, d'âge *crétacé supérieur* probable. Toutefois, le sommet du Jovet montre des faciès à nouveau hétérogènes de calcschistes noirs, parfois gréseux, et de calcaires bruns, d'âge inconnu. On a laissé ces termes sous l'indice SL qui peut aussi désigner l'ensemble de la formation des schistes lustrés quand les termes inférieurs ne sont pas reconnaissables.

Les différentes séries stratigraphiques que l'on vient de décrire peuvent être résumées par la figure 3.

QUATERNAIRE

Les rock-glaciers — ou glaciers rocheux — sont fréquents dans toutes les parties hautes du massif : ils représentent des masses d'éboulis ou de moraines à blocs soudés les uns aux autres par un film de glace à partir d'une certaine profondeur. Ces masses glissent lentement sur les pentes à la manière d'un glacier, en édifiant des bourrelets emboîtés. On les a figurés par des traits bleus soulignant les bourrelets en question, traits superposés à la couleur de l'éboulis ou de la moraine.

RtK. On a représenté sous cet indice une *croûte calcaire* faite de **brèches de pente à ciment de cargneule** qui affleure sur d'assez vastes surfaces au Grand Tuf de Séry (Nord du massif calcaire de la Vallaisonnay) ainsi qu'au pied du versant sud de ce même massif.

Gk. **Moraines à ciment de cargneule** et moraines faites de cargneules reconstituées. Un bel exemple en rive droite de l'ancien lac de la Glière.

G. **Glaciaire indifférencié, surtout wurmien**. Il se présente tantôt sous forme de placages de pentes, sans formes propres, envahis par la végétation, tantôt sous forme de crêtes morainiques bien individualisées dont celles de Courchevel 1850 et 1650 sont un exemple spectaculaire.

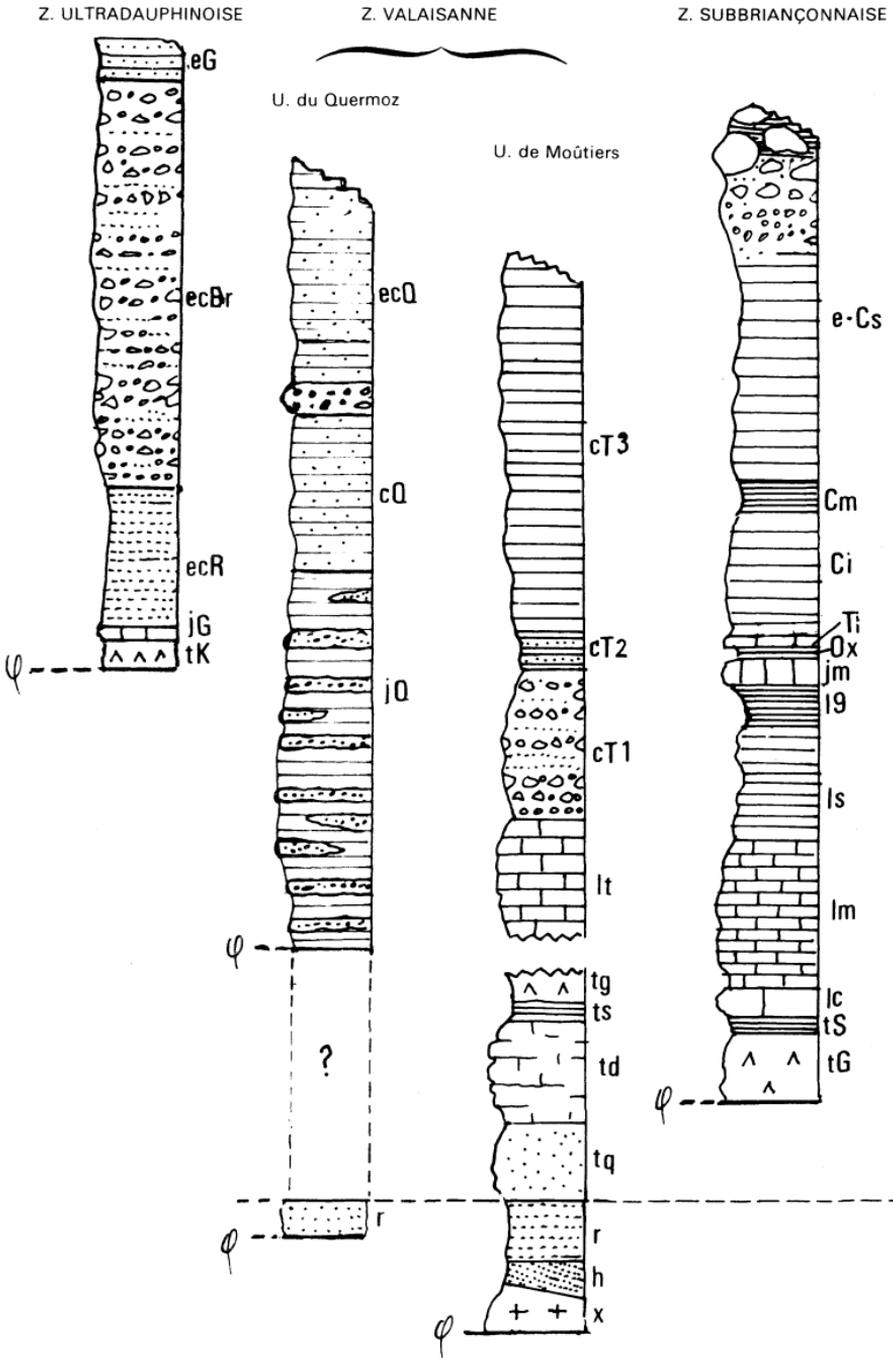
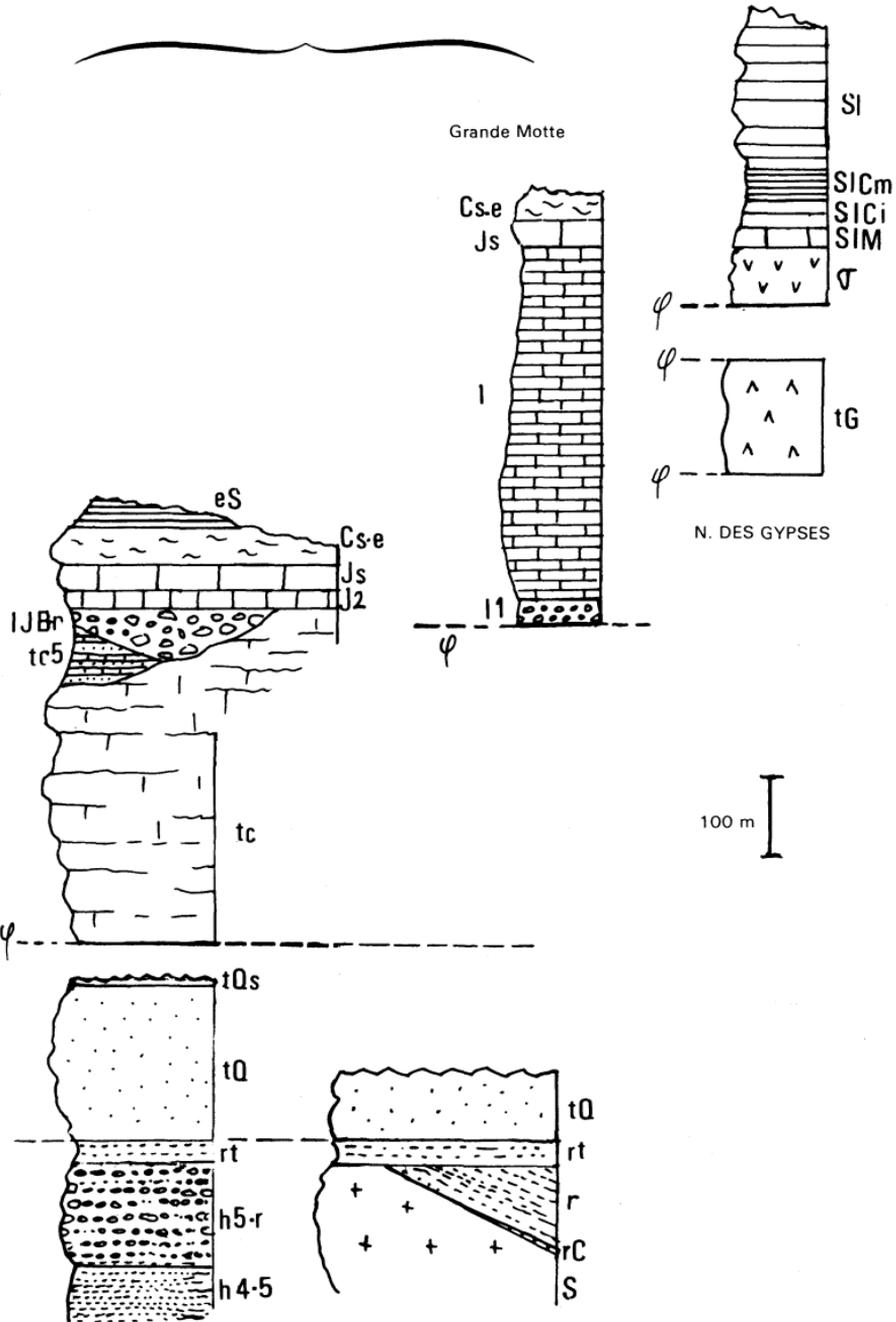


Fig. 3 - Séries stratigraphiques des

Z. BRIANÇONNAISE

Z. DES SCHISTES LUSTRÉS



Z. HOUILLÈRE

M. DE BELLECÔTE

différents ensembles structuraux

FGz. **Alluvions fluvio-glaciaires récentes à actuelles.** Déposées depuis la dernière poussée glaciaire, ces formations sont en fait les alluvions transportées par tous les torrents s'échappant des fronts glaciaires actuels. On a seulement distingué le grand cône situé au pied du glacier de l'Épena.

Gz. **Glaciaire récent.** Formations glaciaires post-wurmiennes et historiques. Cette notation concerne les moraines très fraîches qu'abandonnent les glaciers actuels après la grande crue des XVII^e et XVIII^e siècles, particulièrement bien marquée au pied ouest de la Grande Casse.

Fy. **Alluvions anciennes.** Le seul exemple est celui de la petite terrasse de la Perrière, en amont de Brides-les-Bains.

Fz. **Alluvions récentes** des fonds de vallées ou de cuvettes lacustres en altitude. Un bel exemple de cette dernière disposition est l'ancien lac comblé de la Glière, dans la haute vallée du Doron de Champagny.

Jz. **Cônes de déjection actuels,** se raccordant aux alluvions modernes des fonds de vallée.

U. **Tufs calcaires** (Aigueblanche, Villarlurin, etc...). Ils sont en général liés à des circulations d'eau dans des bandes gypseuses profondes qu'ils peuvent ainsi aider à déceler.

E. **Éboulis et cônes d'avalanches.** On n'a pas séparé éboulis et cônes actifs et anciens ; ces derniers, plus ou moins envahis par la végétation sont très souvent mélangés à des produits morainiques. On a indiqué par une surcharge spéciale les éboulis à gros blocs, les tassements sur place et les éboulements en masse ; ces phénomènes sont particulièrement importants en quelques points : deux versants de la vallée des Allues en amont de Méribel ou versant sud du massif calcaire de la Vallaisonnay par exemple.

Sous la teinte et l'indice E mais toujours avec une surcharge spéciale, on a également figuré de grands glissements de versant, comme celui du versant nord de la Pointe de Méribel, des versants ouest et nord-est de la Pointe du Friolin ou de Bellecombe-en-Tarentaise (près Aigueblanche).

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

TECTONIQUE. STRUCTURE DES PRINCIPAUX ENSEMBLES

Zone dauphinoise

Le socle ancien couvre ici trop peu de place pour laisser paraître une structure cohérente, plus claire sur les feuilles voisines (La Rochette et Bourg-Saint-Maurice).

Le contact avec la couverture sédimentaire est tectonique et jalonné de gypses triasiques. Il explique la quasi disparition du Lias inférieur calcaire et l'intrication de ses quelques écaillés résiduelles avec du Trias et du Houiller, intrication bien visible au Nord de Petit Cœur.

C'est surtout le Lias supérieur—Aalénien et le Bajocien qui affleurent, très replissés, avec des anticlinaux aigus comme celui qui donne la mince bande de Lias inférieur calcaire et de Trias du Nant Noir, au Sud d'Aigueblanche (Le Crêt).

Zone ultra-dauphinoise s.l.

On a dit qu'elle n'est représentée ici que par deux écailles, celle de *Crève-Tête* à l'Ouest, celle du *Niélard* à l'Est, qui viennent toutes deux se terminer contre la faille (tardive) du lac de La Coche. L'unité de *Crève-Tête* est en contact direct avec la zone dauphinoise par un coussinet de cargneules.

La tectonisation de cet ensemble est probablement contemporaine de celle des zones internes, soit l'Éocène supérieur avec reprise (s) au Néogène. Mais cette importante déformation masque une phase plus ancienne, dite « arvinche » (car définie dans le « pays des Arves »), d'âge crétacé supérieur à éocène inférieur, probablement contemporaine des mouvements pyrénéo-provençaux. Cette phase « anténummulitique » a dû édifier des paléoreliefs que l'érosion a rapidement éventrés jusqu'au socle ancien, alimentant en produits détritiques le complexe détritique de base du flysch des Aiguilles d'Arves et formations apparentées (eG de la feuille).

Zone des Brèches de Tarentaise (= zone valaisanne)

La zone du Quermoz est un monoclin à pendage est, qui vient se terminer au Sud contre le faisceau faillé du col de la Coche. Apparemment simple, il doit être en réalité assez compliqué (replis visibles en rive gauche de l'Isère, dans les gorges de Pont Séran).

L'unité de Moutiers offre une structure plus complexe car elle est découpée en plusieurs écailles, très redressées, les contacts étant jalonnés de gypses et de cargneules.

A l'Ouest, l'unité de Hautecour est faite de deux anticlinaux parallèles, écrasés l'un contre l'autre. Le plus occidental est à cœur cristallin, le second, plus étiré et continu, à cœur permien ; il se prolonge jusqu'à Salins en rive droite du torrent de Bozel. Les voûtes anticlinales respectives se voient dans la barre de calcaires triasiques dominant au Nord le Villard et dans celle de la forêt des Gollards. On ne peut pas cependant éliminer l'hypothèse selon laquelle la première serait l'effet d'un « décoiffement » de la seconde. De toute façon, dans les deux cas, la série crétacée (ex-flysch de Tarentaise des auteurs) enveloppe normalement son substratum sur lequel elle est transgressive et discordante.

A l'Est, l'écaille des Étroits du Siaix comporte surtout une barre de calcaires du Lias inférieur-moyen, écaillée et fortement replissée avec les schistes du Trias supérieur et du Lias supérieur, ceci au point que ces différents termes n'ont pas pu être distingués sur la carte. L'apparente simplicité de celle-ci est donc tout-à-fait trompeuse.

Entre Montgirod et Centron, la couverture crétacée se développe large-

ment mais ses rapports avec le Lias sont partout masqués par le Quaternaire. Divers arguments suggèrent que ce contact est actuellement faillé.

Les études microstructurales sur le Crétacé montrent l'existence de trois phases synschisteuses mais leur corrélation avec celles du Briançonnais (voir ce paragraphe) n'est pas encore établie. Ces phases s'accompagnent d'un métamorphisme de type schiste vert, avec chlorite et albite.

Zone subbriançonnaise

Dans toute la partie sud-ouest de la feuille, elle apparaît comme un train de plis étroits et serrés, à matériel presque exclusivement liasique, qui franchit le Doron de Bozel près de Villarlurin pour se dilater entre Moûtiers et Brides.

Là, elle se complique et deux ensembles structuraux se juxtaposent :

— à la base, la suite du faisceau de plis de Villarlurin. Malgré les écaillages qui amènent la répétition des séries, l'ensemble montre une structure grossièrement anticlinoriale, le cœur de la structure étant marqué par la bande gypseuse de la Croix de Feissons. Ce premier ensemble disparaît vers le Nord, à Montfort ;

— au-dessus, vient un élément nouveau, sous la forme d'une écaille isoclinale à matériel surtout crétacé que l'on suit de Brides à Notre-Dame-du-Pré et qui représente probablement la suite diverticulée de l'ensemble liasique de Villarlurin. Ses termes les plus anciens, Aalénien à Néocomien, se voient sur la route de Feissons, au Nord de Brides. Inversement, les termes les plus élevés apparaissent au Nord de Feissons : Crétacé moyen (black shales) à l'Est de Montfort, puis Crétacé supérieur envahi de brèches à son sommet et couronné par la formation (éocène ?) à olistolites de Notre-Dame-du-Pré.

La zone subbriançonnaise est séparée de la zone valaisanne par une écaille assez continue de Houiller de type briançonnais qui se prolonge longuement au Nord sur la feuille Bourg-Saint-Maurice, alors qu'elle se lamine et disparaît vers le sud sur la présente feuille. Les bordures de cette lame sont jalonnées d'amas de gypse triasique plus ou moins continus.

Ce Houiller est celui de l'ancien « faisceau de Salins » de R. Barbier (1978). Il peut représenter :

— soit une pincée tardive de Houiller briançonnais, hypothèse retenue sur cette feuille ;

— soit le substratum d'une écaille subbriançonnaise ou valaisanne, hypothèse retenue sur la feuille Bourg-Saint-Maurice.

Zone briançonnaise

Cette zone est faite de deux ensembles différents :

— une *partie externe*, la *zone houillère*, avec les restes de sa couverture mésozoïque (quartzites triasiques seulement) ;

— une *partie interne*, la *Vanoise*, avec les deux massifs de socle ancien de Chasseforêt au Sud et de Bellecôte au Nord, dépourvus de Houiller, mais

portant des unités de couverture parautochtones ou franchement allochtones.

Ces deux ensembles étaient primitivement séparés par un espace de largeur inconnue qui s'est trouvé considérablement raccourci par les contractions tardives (D3, voir plus loin) et n'est plus représenté maintenant que par une zone d'écrasement et de cisaillement approximativement méridienne qui court de la Portetta au Sud jusqu'à la Tête des Arpettes, près de La Plagne, au Nord. Après quoi, ce contact s'infléchit brusquement vers l'Est en se couchant.

La zone houillère

Sur la transversale du Doron de Bozel, la zone offre une disposition grossièrement anticlinoriale entre Brides et Bozel, le cœur de cette structure se situant dans la région de La Perrière—La Roche.

Dans l'angle sud-ouest de la feuille, apparaît l'extrémité nord de la *zone synclinale de Saint-Martin-de-Belleville*. Cette zone est dissymétrique, avec un cœur de Permien et quartzites triasiques fortement faillé, surtout sur le flanc est qui a presque complètement disparu. Les accidents sont injectés de gypse triasique. La disparition brutale de cette structure synclinale vers le Nord, dans la région de Saint-Martin-de-Belleville, est certainement due à une faille qui a déterminé le cours NW-SE du Doron de Belleville dans ce secteur.

A son bord externe, le Houiller briançonnais chevauche la zone subbriançonnaise grâce à un matelas de gypse presque continu que l'on suit de Saint-Martin-de-Belleville jusqu'à Notre-Dame-du-Pré. Cette zone de gypse, qui prolonge celle du Pas du Roc (feuille Saint-Jean-de-Maurienne) contient de nombreux blocs-klippes de carbonates triasiques, plus rarement de Permien et quartzites triasiques (route des Allues), de Jurassique supérieur—Crétacé inférieur (calcaires à silex), Crétacé moyen (black shales) et flysch noir (?) (Charvarin, au Nord-Ouest de Feissons). Ces blocs représentent les restes de la couverture briançonnaise la plus externe de ce Houiller (quartzites et calcaires triasiques) ou des copeaux arrachés au Subbriançonnais sous-jacent (Charvarin).

La zone d'écrasement méridienne

A l'Est du méridien de Bozel, le Houiller est beaucoup plus fortement tectonisé qu'à l'Ouest. On atteint là, en effet, la zone de rapprochement et d'écrasement de la zone houillère et du socle de la Vanoise. Ce mouvement est probablement contemporain de la phase de rétrocharriage (D3) que l'on détaillera plus loin, mais on ne peut exclure qu'une partie au moins du rapprochement ne soit hercynienne et contemporaine de la phase saaliennne au cours de laquelle des écaillés de socle ont été mises en place sur la zone houillère (gneiss du Sapey, voir feuille Modane).

En tout cas, le Houiller supporte là des éléments de couverture variés, plus ou moins écaillés et plissés : massif du Roc Merlet, de la Portetta, car-

gneules d'Ariondaz, lame triasique du Mont de la Guerre (avec ses gypses encaissants qui contiennent de minuscules écailles de terrains briançonnais variés) dont on reparlera plus loin.

Cette zone est également affectée de grandes failles qui courent d'un bord à l'autre de la feuille et commandent la topographie : à l'Ouest, faille du Mont de la Guerre qui se prolonge probablement par Courchevel 1650, Ariondaz et le col du Fruit où elle est jalonnée de cargneules ; à l'Est, la faille du Roc du Diable, qui passe à Champagny même (gypse de l'église), se suit dans le soubassement nord de la Dent de Villard pour ressortir au Sud de celui-ci, à l'Ouest de la Montagne de la Petite Val qu'elle sépare du complexe des lacs Merlet, toujours jalonnée de cargneules.

La Vanoise

La structure actuelle est le résultat d'une évolution complexe dans laquelle on peut distinguer les étapes suivantes :

Une première série de mouvements voit la mise en place des nappes vers le NW ou le NNE.

Au Sud de la feuille, et comme sur celle de Modane, on peut y distinguer, par commodité, deux phases représentant probablement deux étapes d'un même processus de déformation :

- l'une D1, à vergence grossièrement NW, est associée à une linéation plus ou moins contemporaine de la cristallisation de glaucophane ;
- l'autre D2, à vergence NNE, est contemporaine d'un métamorphisme à faciès schiste vert modéré.

Au Nord de la feuille, par contre, ces deux étapes ne sont plus discernables l'une de l'autre.

Une deuxième série de mouvements correspond aux mouvements dits de « rétrocharriage » (D3), avec des plis synschisteux d'axe subméri dien à NE-SW, déversés vers l'Est ou le Sud-Est, et des charriages de même vergence.

Une dernière série de mouvements (D4) correspond à une nouvelle compression SE-NW, accompagnée et suivie d'une importante fracturation.

La datation de ces phases, toutes post-éocène moyen (âge probable des schistes de Pralognan), peut être partiellement précisée au moyen des données du métamorphisme, puisque, entre D2 et D3 se produit un pic thermique de métamorphisme à faciès schiste vert, daté de 38 ± 2 Ma (fin de l'Éocène ou début de l'Oligocène) ; D1 et D2 se placent donc au cours de l'Éocène supérieur ; D3 et D4 sont oligocènes à néogènes.

● **La phase 1.** On lui doit la mise en place des grands ensembles structuraux, à savoir, du Nord au Sud ;

Le grand pli couché de Bellecôte (fig. 4). Ce massif montre, en effet, deux séries superposées ; *un flanc normal*, formant tout le versant sud du massif

jusqu'au Doron de Champagne au moins, ainsi que son versant ouest (Roche de Mio), et un *flanc inverse* formant la base du versant nord de Bellecôte. Entre les deux, existe une bande mylonitique assez épaisse, bien visible sur les versants nord de Bellecôte et du col de la Chiaupe. La charnière du pli n'est pas visible.

Le faisceau des plis de couverture bordant au sud le massif du Grand Bec, de Pralognan au col de la Vanoise et à l'Épéna, faisceau auquel il faut associer la série siliceuse renversée du versant sud du massif du Grand Bec (Pointe du Creux Noir).

Toute la partie sud de ce matériel mésozoïque (Grand Marchet, Arcelin) représente probablement la couverture décollée du massif ancien de Chasseforêt. Son déversement vers le Sud pourrait être dû à un effet d'encapuchonnement de ce massif, ultérieurement accentué comme nous le verrons.

Le massif de Chasseforêt. Comme on n'en observe que le dos, il est difficile de dire s'il s'agit ou non d'un grand pli couché du style de celui de Bellecôte. Allant dans le sens de l'interprétation d'un grand pli couché, vient l'observation, à l'angle sud-est de la feuille, d'une structure de ce type, à ossature quartzitique, dont le flanc normal correspond au plateau de la Réchasse et se poursuit sur la feuille Modane. Le matériel ancien de Chasseforêt est engagé dans le cœur de ce pli sur la feuille Modane mais seul le Permo-Trias y affleure sur la feuille Moûtiers.

C'est également à la phase 1 que l'on doit :

- à l'Ouest de Pralognan, la mise en place d'une couverture décollée (Roc Merlet, Portetta, Croix de Verdon) sur la zone houillère déjà débarrassée de sa couverture mésozoïque carbonatée (érosion ? charriage antérieur vers les Préalpes ?) ;
- à l'Est de Pralognan, la mise en place de la nappe de la Grande Motte—Grande Casse sur la couverture décollée du massif de Chasseforêt.

● **La phase 2.** Nous avons dit qu'elle n'est discernable de la précédente que dans le Sud de la feuille.

A l'Est de la zone fracturée Pralognan—Champagne, elle n'apporte que des retouches aux structures de phase 1. Les plis du faisceau Pralognan—col de la Vanoise sont redressés et plissés en une virgation telle que l'ensemble dessine une sorte d'accent circonflexe dont la pointe serait au col de la Vanoise. De ce fait, l'axe du pli couché du plateau de la Réchasse acquiert sa direction actuelle WNW-ESE.

C'est toujours à cette phase 2 que l'on pourrait rattacher le ploiement en synforme de la klippe de la Grande Casse et, plus au Nord, au fond du Doron de Champagne, le pincement d'une lanière de la même unité, mais beaucoup plus étroite (chalet de La Plagne, Grand Chalet) qui disparaît rapidement vers l'Est.

Le plissement N 110 du Mésozoïque de la Sauvire pourrait être le dernier témoin visible vers le Nord de cette phase 2.

A l'Ouest de la zone fracturée Pralognan—Champagny, c'est-à-dire dans la zone houillère, la phase 2 constitue l'époque majeure de structuration des éléments mis en place précédemment. Elle donne de grands plis d'axe WNW-ESE mais ces plis ont été ultérieurement déformés par la phase 3 et ont actuellement des directions axiales qui oscillent de NE-SW à NW-SE.

● **La phase 3.** Dite aussi « phase de rétrocharriage », elle est à vergence E à SE. On a déjà dit qu'elle rapprochait la zone houillère de la Vanoise.

Sur le bord de la zone houillère, elle provoque un plissement d'axe N 20 déversé vers l'Est (Petite Val, Mont Bel Air) qui déforme localement les axes anciens 2 (Portetta, Roc Merlet). Elle s'accompagne du jeu de failles inverses à vergence Est (col du Fruit, vallon du Biol) et du rétrocharriage de la zone houillère sur le bord de la Vanoise, dont l'accident Modane—Pralognan, relayé par le faisceau des failles de Champagny, est la manifestation la plus spectaculaire : chevauchement de la Dent du Villard et de la Portetta sur les quartzites de Pralognan, Chambéranger et de la Tour du Merle.

En Vanoise, et au Nord du Doron de Champagny, elle provoque, dans le flanc normal du pli de Bellecôte, la structuration et le chevauchement vers l'Est du massif de la Roche de Mio, chevauchement souligné par les cagneules du col de la Chiaupe, puis, en position plus interne, celui de Bellecôte-Becqui Rouge, enfin le basculement vers l'Est des petites pincées de marbres du sommet de Bellecôte.

Au Sud du Doron de Champagny, le rétrocharriage se manifeste :

- dans l'ensemble Arcelin, Pointe du Dard, Mont Pelve qui se déplace vers l'Est par rapport à son socle en y transposant, dans la schistosité S3, la linéation à glaucophane qui est donc ici tardive, à la différence du dôme de l'Arpont (feuille Modane) où elle a gardé sa disposition primitive liée à la phase 1 ;
- dans le pli couché du plateau de la Réchasse qui est également transporté en bloc vers l'Est, frottant sur son flanc inverse qui est alors très laminé et jalonné de petites écailles écrasées (La Para, à l'angle sud-est de la feuille).

● **La phase 4.** Elle est essentiellement à vergence Nord et se manifeste de façon diverse.

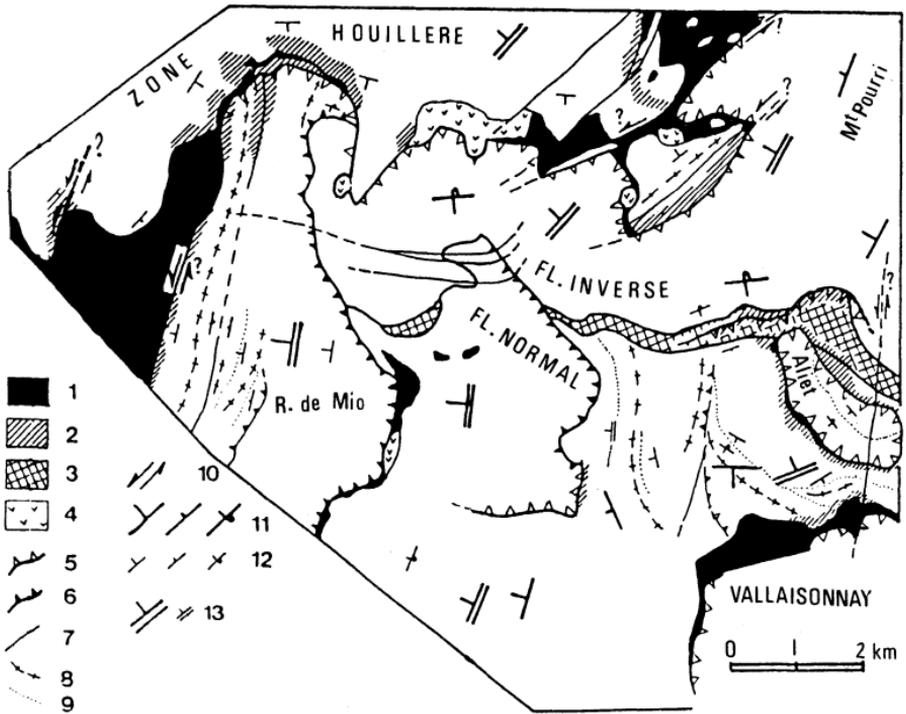
Sur le bord nord du dôme de Chasseforêt, nouvel effet de poinçonnement de ce massif vers le Nord, déterminant un grand pli en genou affectant le socle et responsable de la verticalisation des structures antérieures. Ce mouvement va de pair avec un jeu de décrochement sénestre probable de l'accident Modane—Chavières—Pralognan (feuille Modane).

Mise en place des klippes de l'Aliet, Mont Blanc de Pesey, Vallaisonnay. Le caractère tardif de ce charriage est attesté par l'existence d'une semelle de roches broyées et de cagneules (Plan Séry), très plane, recoupant les structures et les schistosités antérieures dont S3.

Chevauchement d'ensemble du front nord du massif de Bellecôte et de ses annexes vers le Nord. En effet, le bord externe de ce massif est subméridien

et rectiligne de Champagny à la Tête des Arpettes (Nord-Est de La Plagne), puis le contact, jusqu'alors vertical, devient un chevauchement plus sinueux mais grossièrement E-W que l'on suit dans la vallée du Ponturin. On aurait donc là le front d'une dalle chevauchante vers le Nord le long d'un ou de plusieurs décrochements sénestres.

Ce chevauchement se voit bien aussi dans le fait qu'il transporte avec lui les grandes failles du faisceau de Champagny tronquées à leur base.



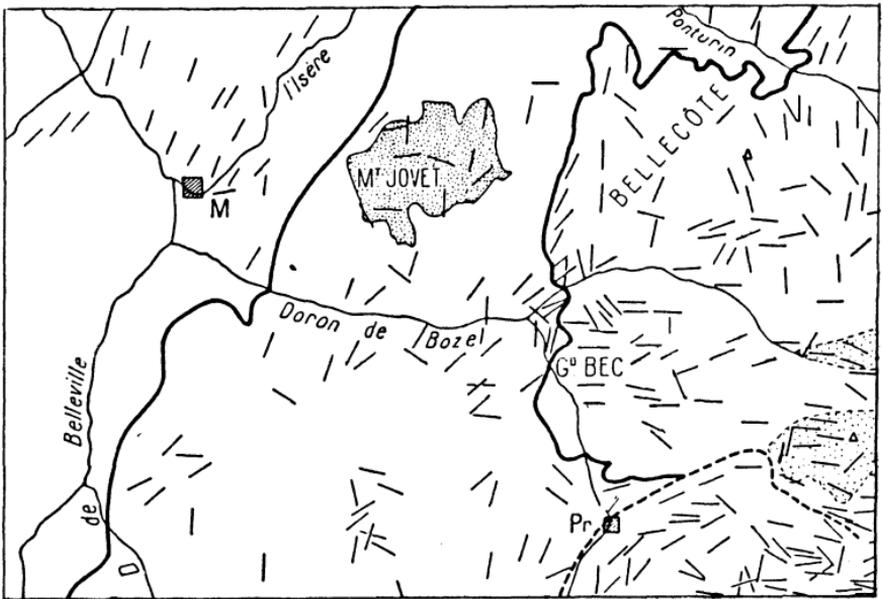
1 : Cargneules ; 2 : Roches broyées ; 3 : Mylonites de phase 1-2 ; 4 : Gypse ; 5 : Chevauchements tardifs (phase 4) ; 6 : Rétro-chevauchements (phase 3) ; 7 : Failles ; 8 : Anticlinal ; 9 : Synclinal ; 10 : Décrochement ; 11 : Pendage de la stratification ; 12 : Pendage de la schistosité (pour 11 et 12, les signes indiquent respectivement des pendages faibles, forts et inverses) ; 13 : Schistosité de strain-slip

Fig. 4 - Schéma structural du massif de Bellecôte
(d'après F. Guillot)

Klippe du Jovet

Elle repose sur son substratum par l'intermédiaire d'une importante masse de gypses, elle-même allochtone (« nappe des gypses »), où se lisent localement de belles structures plicatives (ravin de la Tovière, côte 1700, au Nord de Bozel par exemple).

Les schistes lustrés sont affectés, comme le Briançonnais, par trois phases de déformation superposées. Les deux premières, difficiles à séparer l'une de l'autre, montrent des plis isoclinaux synschisteux, décimétriques à métriques, d'axes NE à NW. La troisième phase se manifeste surtout par un clivage de crénulation subméridien (fig. 5).



Dans la zone briançonnaise et la klippe du Mont Jovet, on voit apparaître deux familles de directions, l'une grossièrement E-W, correspondant aux phases 1 et 2, l'autre méridienne à NE-SW, correspondant à la phase 3

Fig. 5 - Directions de la schistosité et des linéations d'intersection ou de crénulation (d'après F. Ellenberger, modifié et complété)

Après ces déformations plicatives synschisteuses, interviennent des mouvements cassants qui provoquent le contact par faille de la klippe et de ses annexes contre la zone briançonnaise, à l'Est, par les failles du col de la Lovatière et de la Grande Forclaz, de direction NNE-SSW, déjà évoquées. Il s'y ajoute la faille NW-SE du Bois de la Cour. Toutes ces failles encadrent au Sud-Est un compartiment effondré dans lequel est conservée la klippe du Jovet.

LES MÉTAMORPHISMES ALPINS

La feuille Moûtiers montre, d'Ouest en Est, le passage de faciès d'anchizone à ceux de schistes verts, ces derniers ayant succédé, pour la partie Vanoise, à des faciès de plus haute pression. La partie médiane de la feuille montre la limite septentrionale des gisements de lawsonite, dont la place est prise au Nord par l'épidote.

Les critères servant à identifier et délimiter les zones de faciès métamorphiques (cristallinité de l'illite, présence d'amphibole bleue peu ferrifère, de lawsonite ou d'épidote, etc...) ne sont utilisables que dans des lithologies appropriées. Il en découle une imprécision de certaines des attributions effectuées, particulièrement en ce qui concerne les roches quartzitiques ou gypseuses et l'équivalence, en terme de faciès métamorphiques, des associations minérales dans les roches siliceuses, alumineuses ou carbonatées. Des extrapolations ont été nécessaires où l'on a surtout tenu compte du contexte structural.

Massif de Belledonne. Les effets du métamorphisme alpin s'y manifestent par la chloritisation de la biotite et l'albitisation fréquente des plagioclases avec formation d'épidote. La laumontite a été signalée en filons, indiquant une fracturation tardive en climat non métamorphique.

Couverture dauphinoise. Dans les sédiments jurassiques marneux, la cristallinité de l'illite ne dépasse pas les valeurs de l'anchizone (Arahamian, 1988).

L'ensemble valaisan-subbriançonnais est traversé par la limite anchizone/schistes verts telle qu'elle est définie par la cristallinité de l'illite (Arahamian, *op. cit.*).

Zone houillère. Les associations minérales indiquent un faciès de schiste vert, à phengite, chlorite et albite. De la lawsonite y a été signalée dans des grès métamorphiques au Nord de Brides (Saliot, 1978), ce qui permet de conclure qu'ici, comme sur la feuille Modane, un gradient géothermique faible a régné dans la partie interne de cette zone houillère.

Dans les gneiss de type Sapey, le métamorphisme alpin est également de faciès schiste vert. Il se marque par le pâlissement et la chloritisation de la biotite, le développement d'épidote et de rare biotite verte, le remplacement de la hornblende par la chlorite et l'albitisation du plagioclase. Il n'est pas exclu qu'une partie de ces transformations aient déjà eu lieu lors d'un méta-

morphismes tardivarisques. Une légère tendance alpine vers la haute pression est indiquée par la présence de stilpnomélane et, sur le territoire de la feuille Modane, d'amphibole bleue (crossite ?) et de biotite verte.

Dans les schistes lustrés du Mont Jovet, prédominent le quartz, un fin mica blanc phengitique et des matières charbonneuses. Les marbres blancs de la Tête du Jarset ont donné une amphibole bleue ferrifère, de l'aegyrine et de la picotite (Bocquet [Desmons], 1974). Le degré de cristallisation est faible et les déformations sont essentiellement postérieures.

Dans les roches ophiolitiques, la présence de l'antigorite et de la serpentine, indice d'une température plus élevée que celle qui est montrée par les roches encaissantes, est à relier à une phase océanique de métamorphisme. La même phase a affecté les roches grenues, où le pyroxène magmatique montre une légère altération en chlorite et actinote et où le plagioclase est saussuritisé. La pumpellyite y est présente, ainsi que le stilpnomélane, ces deux minéraux étant peut-être à attribuer à une phase du métamorphisme alpin.

Couverture briançonnaise. Là où les lithologies permettent le développement de minéraux significatifs (Portetta, Roc Merlet, Bochor, Arcelin, Marchet, Réchasse), on a des néoformations silicatées de haute pression, avec chlorite, phengite, épidote dans les « marbres chloriteux » crétacés-paléocènes, de l'amphibole bleue (et, postérieurement, de la biotite verte) dans le Jurassique et le Trias (Bochor et Grand Marchet), chloritoïde, diaspore, pyrophyllite, Fe-Mgcarpholite et paragonite dans les métaargilites et metabauxites du Dogger, avec lawsonite à l'Arcelin, phengite et albite dans les niveaux dolomitiques.

Mais il faut distinguer :

- *un secteur nord-ouest ou externe* (Portetta, Roc Merlet) où les minéraux de haute pression n'ont pas subi de rétro-morphose et où la lawsonite manque ;
- *un secteur sud-est ou interne* (Grand Marchet, Pointe du Dard, Arcelin) où les minéraux de haute pression (Fe-Mgcarpholite et lawsonite) ont été rétro-morphosés en faciès schiste vert (Goffé, 1982).

Par contre, la série calcaire de la Grande Casse et celle, calcaire et dolomitique, de la Vallaisonnay contiennent essentiellement des carbonates, du quartz, avec un peu de mica blanc phengitique, association peu indicative. C'est seulement par analogie avec les séries voisines, que l'on a admis sur la carte qu'elles ont été soumises à une pression relativement élevée puis rétro-morphosées en faciès schiste vert.

Socle ancien de Vanoise. *En Vanoise septentrionale*, les néoformations alpines correspondent à un faciès schiste vert à chlorite, albite, épidote + actinote, qui apparaît en plusieurs points comme postérieur à un faciès schiste vert à glaucophane accompagné d'épidote \pm stilpnomélane (Cul du Nant, gabbro de la Sauvire, série magmatique de Bellecôte, etc...). La pumpellyite y est connue.

En Vanoise méridionale, par contre, les micaschistes à ferroglaucophane du Dard sont à relier au faciès à glaucophane-jadéite qui affleure plus large-

ment sur la feuille Modane. Il s'y superpose un faciès de schiste vert à glaucophane, puis le faciès schiste vert.

Âges et conditions P/T des métamorphismes.

Pour ce qui est de l'âge, le métamorphisme principal des séries de couverture est attribué à la phase méso-alpine (Éocène supérieur) puisqu'il affecte les schistes de Pralogan, éocènes, et qu'il a été daté radiométriquement de 38 ± 2 Ma (Bocquet [Desmons] *et al.*, 1974). Des recristallisations plus tardives, modestes, associées à des déformations, n'ont pas encore pu être datées. Plusieurs limites des zones métamorphiques correspondant à des limites structurales, on peut penser que des mouvements de translation des unités structurales ont eu encore lieu après la formation de ces faciès.

Le faciès à jadéite-glaucophane du socle anté-mésozoïque de Vanoise méridionale reste d'âge discuté (éo-alpin ou méso-alpin), les mesures géochronologiques effectuées sur le territoire de la feuille (phengite et ferroglaucophane du Dard) n'étant pas concluantes. On ne dispose d'aucun élément de datation dans la série anté-mésozoïque de Vanoise septentrionale.

Les conditions minimales de pression et de température que l'on peut proposer sur la base des seules données expérimentales, et pour la phase méso-alpine initiale, vont d'environ 300° pour la limite anchizone-schiste vert, à 3-3,5 Kbar pour 300° dans la partie interne de la zone houillère (lawsonite), 6 Kbar pour $300-320^\circ$ dans la couverture Briançonnaise de Vanoise externe (Fe-Mgcarpholite), et 4-6 Kbar pour $350-370^\circ$ en ce qui concerne le faciès schiste vert à glaucophane de Vanoise interne (ferroglaucophane). La jadéite du socle de Vanoise méridionale demanderait, pour une température de 350° , une pression de l'ordre de 10 Kbar.

ÉVOLUTION STRUCTURALE

En rassemblant toutes les données précédentes, on peut décrire comme suit l'évolution tertiaire des structures (fig. 6).

- *A partir de l'Éocène moyen et pendant tout l'Éocène supérieur*, il y a contraction d'un édifice dont la couverture sédimentaire n'est encore que peu ou pas structurée (fin du dépôt marin de l'Éocène Briançonnaise, stade 1 de la fig. 6). Probablement sous l'effet d'une forte surcharge due, au moins en partie, aux nappes de schistes lustrés, la partie est de la feuille montre un style de déformation ductile synschisteuse, à déversement N, NW ou NE, réalisée dans une ambiance métamorphique d'abord de haute pression, puis de faciès schiste vert, datée du début de l'Éocène supérieur.

Il devait exister, à l'époque, un hiatus assez grand entre Vanoise et zone houillère, car la surcharge évoquée n'affecte pas ou peu la couverture de cette dernière. Néanmoins, le développement de la contraction fait que les nappes de Vanoise s'en rapprochent et, quand elles l'atteignent, en refoulent la couverture vers le Nord-Ouest (fig. 6, stade 2). Celle-ci, décollée, et glissant par gravité avec le Subbriançonnais qui la précède, va probablement participer à la genèse des klippen préalpines. Les nappes de Vanoise pren-

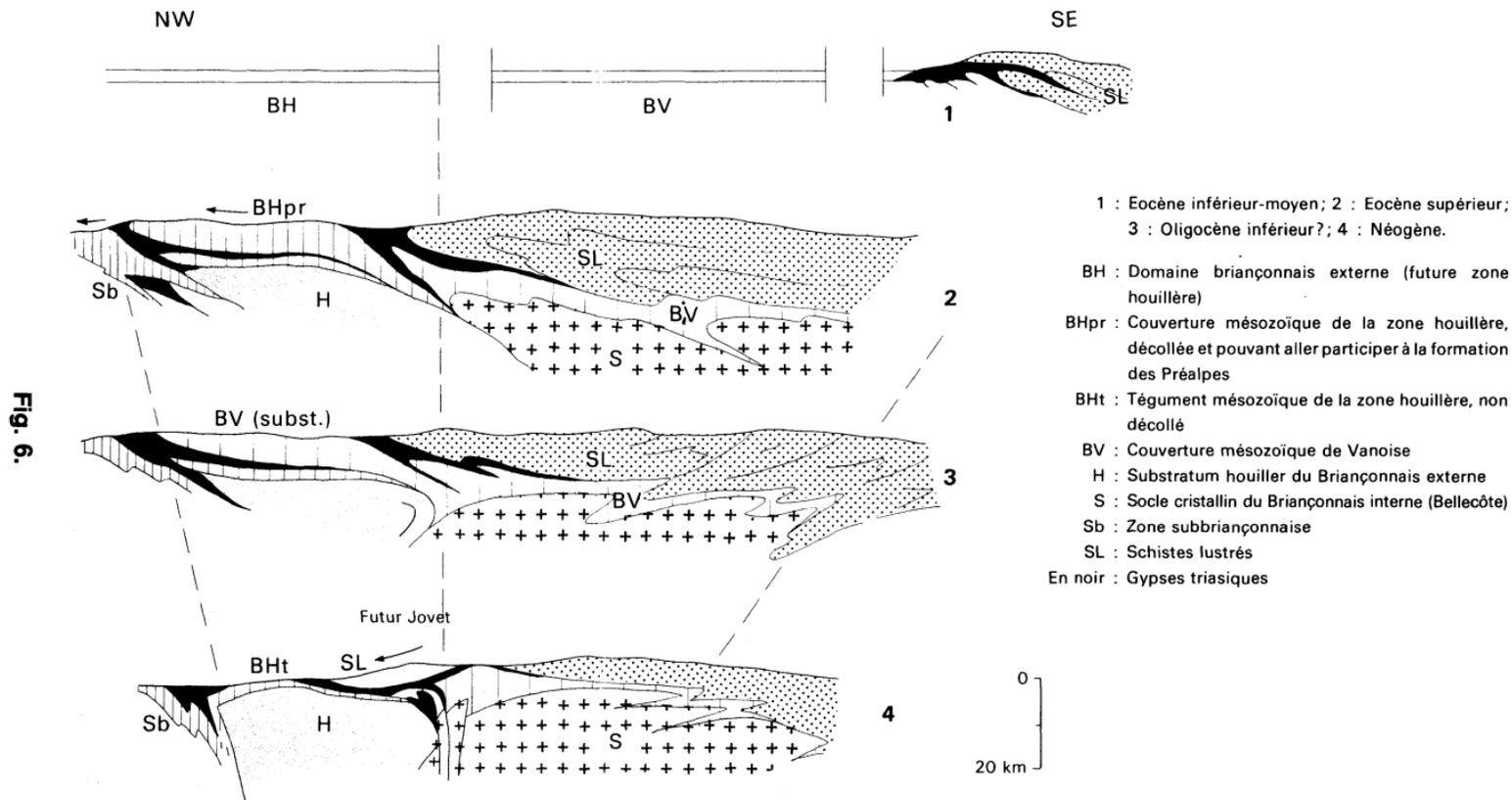


Fig. 6.

Fig. 6 - Schéma hypothétique et provisoire suggérant une évolution possible du domaine intéressé par la feuille Moûtiers

ment sa place sur le dos de la zone houillère. Il y a donc substitution de couverture.

On attribue à cette phase la structuration, la foliation et le métamorphisme des zones subbriançonnaise et valaisanne.

- Alors qu'en Vanoise la surcharge évoquée diminue par le jeu de l'érosion (ou de phénomènes d'extension plus complexes liés au soulèvement de l'édifice), une nouvelle contraction provoque le reflux des structures superficielles vers le Sud-Est (phase dite de *réetrocharriage*), associée à une schistosité de crénulation et à quelques cristallisations locales. Elle est difficile à dater (*Oligocène ?*) (fig. 6, stade 3).
- Une nouvelle contraction se produit, qui doit structurer définitivement les zones plus externes, suivant une vergence grossièrement Nord-Ouest. En Vanoise, cette phase 4 met encore en place quelques unités (l'Aliet par exemple), avec cette même vergence, mais quelques directions plus franchement Nord traduisent des déviations locales du champ de contraintes par les massifs de socle qui prennent alors naissance, bien délimités par des cassures. Celles-ci peuvent jouer en coulissement, notamment au niveau de la cicatrice de l'ancien hiatus entre zone houillère et Vanoise.

Le style nouveau de cette phase et l'absence de surcharge notable qu'il évoque, suggère qu'il s'agit de celle qui débute au *Miocène supérieur* et se développe au *Pliocène*.

C'est probablement alors que se met en place la klippe de schistes lustrés du Jovet puisqu'elle vient reposer sur le tégument de la zone houillère déjà débarrassé par l'érosion de la couverture briançonnaise substituée qui le recouvrait (fig. 6, stade 4). Immédiatement après, l'activité tectonique se termine par le jeu de grandes failles méridiennes.

RISQUES NATURELS

Le territoire couvert par la feuille Moûtiers est particulièrement exposé aux risques naturels.

Éboulements. Ils sont constants au pied des falaises de roches diaclasées et occasionnels dans les grandes vallées à versants rocheux escarpés où ils menacent les voies de communication. Certains secteurs comme les Étroits du Siaix, le défilé entre Moûtiers et Aigueblanche ou la région de La Léchère—Notre-Dame-de-Briançon, en ont connu une quinzaine en un siècle, parfois meurtriers. Pour s'en tenir aux dernières années seulement, citons celui d'Aigueblanche (1.5.1977), au niveau des Échelles d'Hannibal (6 000 à 8 000 m³, répartis sur un cône de plus de 500 m de large) qui fit 1 mort et 3 blessés, ou celui de la route des Bellevilles (Fontaine-le-Puits) qui fit 2 morts le 4.1.1986.

Ces éboulements tiennent naturellement à la raideur des versants, aux conditions climatiques rigoureuses et à l'intense fracturation des roches.

Glissements de terrains. Ils sont fréquents dans les roches schisteuses, telles que le Houiller briançonnais (région de Brides, 1809, 1897, du Biolley près des Allues, 1897, 1918, 1919), le Lias dauphinois (bassin d'Aigueblanche), les micaschistes antépermien de Champagny-le-Haut, etc. ou bien dans les formations superficielles (éboulis, moraines) gorgées d'eau. Ils peuvent aussi être déclanchés par des surcharges de déblais, des travaux de génie civil effectués sans précautions, ou par l'érosion torrentielle sapant le pied d'un versant rendu instable par l'épaisseur du revêtement quaternaire ou certaines dispositions géologiques (roches schisteuses en aval pendage par exemple) : rive droite du torrent de Villargerel, rive gauche du Doron des Allues, rive gauche du Morel, Merderel, Nant Noir et Sècheron.

Les glissements se font par décollement de grands panneaux qui s'affaissent sur place en se crevassant en surface (Saint-Oyen—Doucy) ou glissent sur des distances plus ou moins longues (Les Emptes, Villargerel) ou encore provoquent des embâcles dans le lit des torrents suivis de coulées boueuses dévastatrices (Nant Noir, Sècheron).

Affaissements par dissolution au niveau des bandes gypseuses, ce qui donne des entonnoirs (La Léchère, Petit Cœur, La Plagne) ou de véritables affaissements de versants : Salins, Fontaine-le-Puits et surtout massif de la Pointe de Friolin au Sud de Nancroix. Depuis près de 25 ans, ce massif se fissure et de multiples et profondes crevasses ont apparu, probablement en liaison avec la dissolution de la bande de gypse coiffant le Houiller briançonnais et ceinturant la base des versants ouest et nord de cette montagne.

Des désordres complexes peuvent survenir par la conjonction des facteurs précédents. Par exemple, en 1979, l'éboulement—glissement du ravin d'Enfer, à Saint-Laurent-de-la-Côte, a été provoqué par un affaissement du gypse affleurant largement en tête du ravin et l'éboulement des schistes jurassiques sous-jacents. Les parties argileuses ont ensuite évolué en coulée boueuse. L'ensemble en mouvement représente un volume de 3 millions de mètres cube sur une surface de 20 hectares. De tels phénomènes s'étaient déjà produits au même endroit en 1967, 1970 et 1971.

Séismes. Si leur nombre est relativement élevé, leurs dégâts sont minimes à ce jour. Quelques dates : 1875, 1877, 1881, 1930, 1969, 1980, mais faute de stations sismologiques on connaît mal ceux dont l'épicentre était réellement sur le territoire couvert par la feuille. L'intensité n'a pas dépassé le degré 4 à 5 (échelle MKS). Tout au plus a-t-on signalé quelques fissures dans des murs ou sur le sol à Saint-Martin-de-Belleville en 1969 et à Naves en 1980.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Sources thermo-minérales

Trois stations thermales se trouvent sur la feuille Moûtiers, qui exploitent des eaux minéralisées par leur circulation dans les gypses triasiques (avec traces de sel).

● **La Léchère** se trouve à l'aval de Moûtiers, en rive gauche de l'Isère, au contact du socle cristallin de Belledonne et de sa couverture sédimentaire, contact jalonné de gypse. La source fut découverte en 1869, à la suite de l'apparition d'un entonnoir d'effondrement dans les alluvions de la vallée. Cet entonnoir se remplit progressivement d'eau chaude.

Actuellement l'exploitation est facilitée par pompage. La température de l'eau, en profondeur, est de 53°. Ce sont des eaux sulfatées calciques avec une très forte teneur en silice (50 mg/l) du fait de la proximité du massif cristallin. La minéralisation totale est de 2,7 g/l.

● **Salins-les-Thermes** se trouve au Sud de Moûtiers, en rive droite du Doron de Bozel. Du sel était déjà extrait de l'eau, par évaporation, à l'époque romaine. Actuellement les captages se font par des galeries qui s'enfoncent dans les calcaires dolomitiques du Trias, mais les eaux se sont évidemment minéralisées dans les gypses qui affleurent immédiatement en amont. La Grande Source Chaude a une température de 33° et un débit de 201/s. La minéralisation totale est très élevée, environ 15 g/l. Ce sont des eaux chlorurées sodiques et potassiques. La teneur en ClNa est de 7 g/l. Une source froide mais minéralisée est également utilisée.

● **Brides-les-Bains** se trouve dans la vallée du Doron de Bozel. L'eau s'est minéralisée dans les gypses soulignant le contact entre la zone subbriançonnaise et le Houiller briançonnais. La plus importante des émergences, la source Hybord, a une température de 37°, un débit de 3 l/s et une minéralisation totale de 3,5 g/l. Cette eau contient des sulfates et des chlorures de magnésium, sodium et potassium.

Ressources aquifères

Seule la vallée de l'Isère possède une nappe souterraine exploitable. Partout ailleurs, les ressources aquifères sont locales et gravitaires.

● **L'eau gravitaire.** La lithologie des différentes unités géologiques conditionne le mode d'émergence et les propriétés des sources.

Le Houiller briançonnais est fait de schistes et de grès très peu perméables si bien que l'eau ne s'infiltrer que dans les niveaux superficiels altérés. Les sources sont relativement nombreuses, peu minéralisées et de faible débit sauf si elles se rassemblent dans une formation quaternaire qui sert alors de réservoir. Par exemple, dans la vallée de Méribel, au-dessus du hameau de Morel, une source drainant une vaste zone morainique a un débit d'étiage de 111/s. Elle contribue, pour une part importante, à l'alimentation des Allues et de Brides-les-Bains. Plus en amont, le bassin versant se réduit et les sources issues du Houiller sont insuffisantes en hiver. Pour la station du Mottaret, il est alors nécessaire de dériver des ruisseaux, tout comme dans la vallée voisine des Bellevilles.

Dans la combe de Courchevel, également creusée dans le Houiller, les sources captées (situées pour la plupart dans le vallon des Verdon) sortent, en règle générale, des placages morainiques qui recouvrent la roche en

place. Ces eaux sont peu minéralisées mais en hiver, durant l'étiage et l'afflux des touristes, il faut utiliser l'appoint de sources situées plus à l'Est et issues de moraines recouvrant des cargneules triasiques ; l'eau est alors légèrement sulfatée.

Dans la zone externe, au Nord-Ouest de la carte, les sources des versants liasiques de la vallée ont beaucoup d'analogies avec celles du Houiller mais sont plus carbonatées.

Il en est de même des schistes lustrés du Mont Jovet qui ont, eux aussi, une faible perméabilité. Sur le flanc nord de la montagne, des drains approvisionnant la station de La Plagne collectent l'eau diffuse des niveaux altérés de surface. En période de pointe, qui est aussi celle d'étiage, un complément est fourni, d'une part par le lac collinaire des Blanchets, d'autre part par l'eau légèrement sulfatée pompée dans les galeries des anciennes mines de La Plagne creusées dans les quartzites triasiques.

D'une façon générale, toute la zone briançonnaise en rive gauche de l'Isère a, en période d'étiage, des ressources en eau potable déficitaires du fait de la surpopulation hivernale. Il est alors nécessaire de recourir à des palliatifs tels que dérivation de ruisseaux ou retenues collinaires.

A l'intérieur du massif de la Vanoise, les calcaires du Trias et du Jurassique sont souvent traversés par des réseaux karstiques. C'est ainsi que les eaux du col de la Vanoise circulent à travers les montagnes calcaires de la rive gauche du torrent de la Glière et parviennent à Pralognan, dans le vallon des Fontanettes, aux sources du Creuset et de la Mousse au pied du Grand Marchet. Du fait de cette liaison, l'eau de ces deux résurgences est souvent polluée en été au moment de la grande fréquentation du refuge Félix Faure.

D'autres exemples de pollution liée à l'activité touristique peuvent être cités. A Courchevel 1850, la source de la Douna avait été captée alors qu'elle se trouvait à l'amont des premières installations. Actuellement, du fait de l'extension de la surface construite et habitée, elle est située au centre de la station et doit donc être traitée.

Quant aux éboulis et moraines récentes qui tapissent les flancs des massifs cristallins où métamorphiques de Chasseforêt, du Grand Bec et de Bellecôte, ils donnent des sources de bonne qualité mais non utilisées du fait de leur éloignement.

● **La nappe aquifère de la vallée de l'Isère.** Elle circule dans des alluvions dont l'épaisseur, mal connue, dépasse 50 m en amont des verrous rocheux (ombilics de Centron, Pomblière, Moûtiers et Aigueblanche).

A Moûtiers, l'eau de la nappe a été utilisée jusqu'en 1980 pour refroidir des installations industrielles. Un puits de 20 m de profondeur avait été creusé dans les alluvions de la vallée sans atteindre la roche en place. La coupe des terrains traversés était la suivante : 0-6 m, terre et argile, 6-20 m graviers et sable. La perméabilité était importante puisque l'ouvrage, muni de drains rayonnants, pouvait fournir 500 m³/h. Cette eau est impropre à la

consommation car elle contient des sulfates ce qui n'est pas surprenant compte tenu des nombreux affleurements de gypse de tout le secteur.

Il faut ajouter que le niveau piézométrique de la nappe est proche de la surface du sol si bien qu'après de fortes précipitations ou lors de la fonte des neiges, certains points bas de la ville sont inondés par la montée de la nappe. Il a donc été nécessaire de maintenir des pompes après l'arrêt de celui de l'usine.

Sur tout le territoire de la feuille, l'eau des alluvions de l'Isère n'est pas utilisée pour l'alimentation. Toutes les localités sont approvisionnées par des sources gravitaires de versant.

Production hydroélectrique

Pour alimenter l'usine électrique souterraine de Sainte-Hélène, près de la retenue des Échelles d'Hannibal sur l'Isère, EDF a capté une partie du Doron des Allues. L'eau est envoyée dans le Doron de Belleville et celui-ci est dérivé à son tour pour rejoindre la retenue de La Coche. De là, l'eau descend par conduite forcée vers l'usine de Sainte-Hélène, mais elle peut être refoulée à La Coche par pompage pour être à nouveau turbinée.

L'eau de l'Isère, retenue aux Échelles d'Hannibal, est dirigée vers l'usine de Randens.

Existence de 3 petites centrales :

- Le Villard de Planay en rive droite du Doron de Pralognan ;
- Vignoton-Bozel en rive droite du Doron de Bozel ;
- Villarlurin en rive gauche de Doron de Belleville.

RESSOURCES MINÉRALES

Minerais métallifères

La région située entre La Plagne et la vallée du Ponturin constitue un district métallifère minéralisé en plomb et argent. Le minerai (galène argentifère) est toujours associé aux quartzites du Trias ou aux schistes permo-triasiques. Les mines sont actuellement abandonnées.

A La Plagne, la minéralisation se trouve dans des horizons bien déterminés, bien que discontinus et lenticulaires. Dans les quartzites, la galène imprègne le sédiment, directement ou par l'intermédiaire de barytine. Dans le Permo-Trias, la galène se situe au contraire dans des lentilles ou des filons de quartz.

L'origine de la minéralisation est mal connue, mais elle pourrait être liée au système des grandes failles méridiennes tardives, évoquées p. 39, dont l'une passe précisément dans le secteur.

Les galeries les plus anciennes ont été creusées, semble-t-il, à l'époque romaine. Les archives font état d'autorisations de fouilles accordées depuis 1462.

Entre 1810 et 1973, la mine a fourni 140 000 tonnes de plomb métal et plus de 360 t d'argent pur.

Dans la vallée du Ponturin, les travaux effectués en rive droite du Ponturin, au Nord-Ouest de Beaupraz, ont exploité la galène dans le contact gneiss du Sapey—quartzites triasiques, souvent jalonné de schistes permo-triasiques. En rive gauche, où les entrées de galeries sont encore visibles, le minerai est surtout dans les quartzites et les schistes du Permo-Trias.

Les minéralisations apparaissent encore liées à un faisceau de failles récentes, mais cette fois de direction NE-SW.

Le plus ancien document faisant état d'une exploitation est de 1644. Mais les travaux les plus sérieux ont eu lieu de 1734 à 1865. Au cours de cette période, les mines ont fourni 24 000 t de plomb métal et un peu plus de 52 tonnes d'argent métal. Il faut aussi rappeler que la première École nationale des mines a été fondée à Pesey sous le Premier Empire, en 1802.

Ressources diverses

Les *quartzites* du Trias sont exploités en carrière en amont de Moûtiers, en rive gauche de l'Isère, pour la silice. Celles de La Plagne, rendues pulvérolentes par broyage tectonique, le sont comme sable et gravier.

Rappelons aussi que *l'antracite* a été jadis exploitée artisanalement dans la zone houillère, en rive droite du Doron de Bozel principalement (voir p. 13), et que le Permien du synclinal de Saint-Martin-de-Belleville (angle sud-ouest de la feuille) contient des *indices d'uranium*.

Ancienne exploitation de *gypse* en rive gauche du Doron de Belleville à l'aval de Moûtiers (ancienne carrière et anciennes galeries visibles).

Les gîtes minéraux recensés ont été portés dans les tableaux des pages 45 à 49.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Un ouvrage peut guider le promeneur, géologue ou non, à travers la feuille Moûtiers :

- DEBELMAS J. (1982). Alpes de Savoie. Guides géologiques régionaux. Masson (Paris), 182 p.
- GOGUEL J. et PACHOUD (1981). Géologie pour le randonneur du Parc National de la Vanoise. Éd BRGM, Orléans, 2^e éd., 71 p.

BIBLIOGRAPHIE

Zone dauphinoise

BARFETY J.C. (1985) — Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
LE PENAY	1-4001	Pb, Cu	Quartz Barytine Calcite Galène Chalcopyrite Pyrite	Filon Stockwerk	Micaschiste Schiste Cataclasite	Cette mine explorée en 1858 par 2 niveaux de galeries a été concédée en 1868. Minéralisation en lentilles concordantes avec la schistosité. Minerai à 7,8 % Pb, 2, 3 % Cu, 0,014 % Ag.
SAINT-OYEN	1-4002	Qua	Quartz	Filon	Schiste Micaschiste	30 mètres de galeries et recoupés dans une zone broyée, laminée.
VILLARGEREL	1-4003	Cu	Quartz Calcite Chalcopyrite	Filonnet	Calcaire Dolomie	Éboulis sous une falaise de trias.
LACHAT-LACHAT	1-4004	Fe	Oligiste Hématite Limonite	Amas	Cargneule Cataclasite	Exploitation artisanale comblée.
VILLARLURIN	1-4005	Fe Cha	Oligiste Limonite Pyrite	Amas Couche	Schiste Grès	Ancienne exploitation de fer comblée. Concession paysanne pour le charbon.
HAUTECOUR	1-4006	Fe	Oligiste Magnétite Limonite Pyrite	Amas	Schiste Grès	Exploitation artisanale.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
LESCHAUD	1-4007	Gyp	Gypse Quartz Calcite Hématite Rutile Sidérite	Stratiforme et filon	Cargneule Dolomie	Filon minéralisé observé dans une carrière exploitant du gypse.
COMBE DE LA MOTTE	1-4008	Cha	Charbon	Stratiforme	Schiste	Exploitation par galerie de mauvais charbon dans une couche très redressée.
LA CONTAMINE	1-4009	Cha	Charbon	Stratiforme	Schiste Grès	Ancienne exploitation effondrée. Concession de 1826. De nombreuses autres exploitations sont signalées à St-Martin-de-Belleville, Les Roches, Les Routes, Hauteville, Notre-Dame-du-Pré, Les Allues, Bozel, etc.
NOTRE-DAME-DU-PRÉ	2-4001	Fe	Oligiste Limonite Sidérite	Amas	Quartzite Cataclasite	Exploitation disparue.
NOTRE-DAME-DES-CHAMPS	2-4002	Fe	Oligiste Limonite	Amas	Quartzite Cataclasite	Exploitation en carrière.
LONGEFOY	2-4003	Fe	Limonite Sidérite	Amas	Grès-Schiste Quartzite	Exploitation disparue.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
LA PLAGNE	3-4001	Pb, Ag	Quartz Barytine Galène Cérusite Bornite Cuivre gris Oligiste Sidérite Pyrite Blende	Amas Stratiforme	Quartzite Schiste, Sable	Travaux romains, puis en 1462, 1496, 1505, 1637, redécouverte en 1807, plusieurs périodes d'exploitation, fermeture en 1973. Amas Charles-Aubert : niveau +40. Travaux des Sarrazins : niveau 0, -25 et -40. Amas Espérance : niveaux -75 et -80. Amas des quartzites : hauteur 50 m. Production de 1845 à 1860 : Pb 21,541 T, Ag : 52,609 T de 1910 à 1969 : 150.000 T/Pb et 350 T/Ag.
LA FOUGÈRE	3-4002	U	Quartz Pechblende Pyrite Ankérite Chalcopyrite Cuivre gris	Disséminé Stockwerk	Schiste Quartzite	Petits indices assez nombreux et sans continuité. Faible minéralisation visible au microscope. Éboulis aux Bois des Cabanes.
PEISEY-PISCIEU	4-4001	Pb, Ag	Quartz Barytine Galène Pyrite Cuivre gris Bournonite Cérusite Pyragirite Mispickel	Amas Stratiforme	Quartzite Schiste	Importants travaux anciens. Exploitation arrêtée en 1973. Production : 22.000 T de plomb et 53 T d'argent.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
MONTEU-CHARMETTE ST-VICTOR-BEAUPRAZ	4-4002	Pb	Quartz Galène	Disséminé	Quartzite Schiste	Recherches en rive droite d'une prolongation du gîte de Peisey.
TOGNIN-LE PAVÉ	5-4001	Cha	Charbon	Couche	Schiste	Emplacement imprécis. Ces gisements fournissaient les meilleurs combustibles de la commune. Une analyse ancienne donne les teneurs moyennes suivantes : C : 73 %, O : 3 %, H : 2 %, H ₂ O : 4 %, Cendres : 18 %.
LA CROIX DE VERDON	6-4001	Pb	Quartz Galène Cuivre gris Azurite Malachite	Filon	Quartzite	Tranchées, décapages et, en 1858, une galerie de 10 m environ explore le gîte. Le minerai contient 10 à 30 % de plomb. Un essai a dénoté 113 g d'argent au 100 kg de plomb.
LE GRAND MARCHET	7-4001	Cu	Quartz Calcite Pyrite Chalcopyrite Oligiste Ankérite	Stratiforme	Calcaire Dolomie	Petite lentille stratiforme de 10 cm de puissance et de longueur. Indice ponctuel.
LA PARA	8-4001	Pb	Galène Cuivre gris Sidérite	(?)	Quartzite	Occurrence de plomb sulfuré à une demi-heure de marche des chalets d'Entre-Deux-Eaux. Il pourrait s'agir de la lentille des Gorges de la Letta 775-4X-4001.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
COL DE LA VANOISE	8-4002	Pb	Quartz Barytine Talc Galène	(?)	Calcaire	Simple indice situé d'après un échantillon de l'école des mines de Paris.
CIRQUE DU DARD	8-4003	Fe	Quartz Albite Oligiste	Stockwerk	Micaschiste Séricitoschiste	Série de filonnets centimétriques.

Étude stratigraphique et géodynamique. Thèse Grenoble. Documents BRGM, n° 131, 655 p.

Zone des Brèches de Tarentaise

ANTOINE P., BARBIER R. (1978) — Idées nouvelles sur la structure de la région de Moûtiers (Savoie). *Géologie Alpine*, t.54, pp. 5-14.

ANTOINE P., BARBIER R. (1978) — La terminaison méridionale de la zone des Brèches de Tarentaise au Sud de Moûtiers (Savoie). *C.R. Ac. Sci.*, Paris, t. 286, pp. 1849-1851.

MICHEL R. (1957) — Étude pétrographique des schistes cristallins de la feuille Moûtiers au 50 000°. *Bull. Serv. C. géol. Fr.* n° 252, fasc. B, t. LIV, pp. 1730.

Zone subbriançonnaise

BARBIER R. (1948) — Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. *Mém. Expl. Carte géol. Fr.*, n° 194, 291 p.

Zone briançonnaise

BROUDOUX B. (1985) — Géologie des Unités de Vanoise septentrionale et méridionale, de Pralognan à Tignes. Thèse Lille, 220 p.

BROUDOUX B., DEBRABANT P., RAOULT J.F. (1985) — Géochimie des calcaires et encroûtements, du Malm à l'Éocène, en Vanoise. *Ann. Soc. géol. Nord*, CIV, pp. 193-207.

DATCHARRY B. (1982) — Le massif de la Portetta (Vanoise occidentale). *Mém. DEA*, Lille, 45 p.

DE ROOJ., LISTER G. (1987) — Deformation of a thrust complex in the Col de la Vanoise, Vanoise Massif. *Geol. Soc. Am. Bull.* 98, pp. 388-399.

DONDEY D. (1986) — Étude géologique des unités de Vanoise méridionale, de Pralognan à Aussois (Savoie). Thèse Grenoble, 236 p.

ELLENBERGER F. (1958) — Étude géologique du Pays de Vanoise. *Mém. Expl. Carte géol. Fr.*, 555 p.

ELLENBERGER F., RAOULT J.F. (1979) — Les enseignements géologiques des rochers de la Loze à Pralognan (Vanoise). *Trav. Sc. P.N.V.*, X, pp. 37-63.

ELLENBERGER F., SALIOT P. (1967) — Tectonique pennique à découvrir : le grand pli couché de Vanoise septentrionale (Savoie) et ses structures de détails sur-imposée. *C.R. Ac. Sci.*, Paris, t. 246, pp. 1569-1572.

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

GACHELIN J.P. (1985) — Géologie du massif de la Saulire (Briançonnais externe, Savoie). *Mém. DEA* Lille, 53 p.

GOFFÉ B. (1975) — Étude structurale et pétrographique du versant occidental du massif paléozoïque de Chasseforêt (Vanoise méridionale). Thèse Orsay, 110 p.

GOFFÉ B., VELDE B. (1984) — Contrasted metamorphic evolutions in thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps) : a model for

the conservation of HP-LT metamorphic assemblages. *Earth and Pl. Sc. L.*, 68, pp. 350-360.

GUILLOT F. (1987) — Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (zone Briançonnaise interne, Savoie). Thèse Lille, 280 p.

GUILLOT F., RAOULT F. (1985) — Permien et base du Trias en Vanoise septentrionale ; données nouvelles et hypothèses. *Ann. Soc. géol. Nord*, CIV, pp. 183-192.

GUILLOT F., PLOQUINA., RAOULT J.F., PERRUCIO-PARISON M. (1986) — Les séries antépermiennes de Vanoise septentrionale : lithologie et géochimie dans le massif de Bellecôte. Arguments pour un âge antéhouiller. *C.R. Ac. Sci.*, Paris, 303, pp. 1141-1146.

JAILLARDE. (1984) — Étude géologique des unités Briançonnaises de Vanoise occidentale au Sud de Pralognan. Thèse Grenoble, 212 p.

JAILLARDE. (1985) — Évolution sédimentaire et paléotectonique de la zone Briançonnaise de Vanoise occidentale. *Géologie Alpine*, 61, pp. 85-114.

JAILLARDE. (1985) — La transgression jurassique en Vanoise occidentale. Conséquences paléogéographiques. *C.R. Ac. Sci.*, Paris, t. 301, pp. 633-636.

JAILLARDE. (1987) — Nature, répartition et signification du détritisme mésozoïque dans la zone Briançonnaise de Vanoise. *Géologie Alpine*, t. 63.

JAILLARDE., DONDEY H., DEBELMAS J. (1986) — Reconstitution paléogéographique de la zone Briançonnaise de Vanoise. Nouveaux arguments pour une origine intrabriançonnaise de l'unité de la Grande Motte. *C.R. Ac. Sci.*, Paris, t. 302, pp. 1091-1094.

MEGARD-GALLIJ., BAUDA. (1977) — Le Trias moyen-supérieur des Alpes nord-occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. *Bull. BRGM* (2), sect. IV, n° 3, pp. 233-250.

PERUCCIO-PARISON M.D. (1984) — Problèmes pétrochimiques et structuraux en Vanoise septentrionale (Savoie). Thèse Paris-Orsay 360 p.

RAOULT J.F. (1980) — Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone Briançonnaise, Alpes françaises). *Rév. géol. dyn. géogr. phys.*, 22, pp. 302-312.

RAOULT J.F. (1980) — Caractère transgressif du Trias de Bellecôte en Vanoise ; implications tectoniques. *C.R. Ac. Sci.*, Paris, t. 291, pp. 47-50.

RAOULT J.F., LANGLET P., BROUDOUX B. (1984) — Présence en Vanoise méridionale d'une série de type Acceglio (Briançonnais). Implications stratigraphiques et paléogéographiques. *C.R. Ac. Sci.*, Paris, pp. 298-538.

SCHADE J. (1983) — Le synclinal de Saint-Martin-de-Belleville et son Permien uranifère (Zone Briançonnaise, Alpes de Savoie). Thèse Grenoble, 250 p.

Zone des schistes lustrés (Mont Jovet)

LU CHIA YU (1986) — Analyse tectonique et microtectonique dans la zone des Brèches de Tarentaise (région de Moutiers) et dans les Schistes lustrés du Mont Jovet (Savoie). Thèse Chambéry, 145 p.

Métamorphisme

APRAHAMIAN J. (1988) — Cartographie du métamorphisme faible à très

faible dans les Alpes françaises externes par l'utilisation de la cristallinité de l'illite. *Geod. acta*. Vol. 2, p. 1-12.

BOCQUET [DESMONS] J. (1974) – Études minéralogiques et pétrographiques sur le métamorphisme d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse Grenoble, 489 p.

BOCQUET [DESMONS] J., DELALOYEM., HUNZIKER J.C., KRUMMENACHER D. (1974) – K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 47, p. 26.

GOFFÉ B. (1982) – Définition du faciès à Fe Mg carpholite-chloritoïde, un marqueur du métamorphisme de HP-BT dans les métasédiments alumineux. Thèse Paris, 233 p.

SALIOT P. (1978) – Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse Paris-Orsay, 183 p.

Géologie appliquée

ANTOINE P., DAYRE M., FABRE D., GIRAUD A., LETOURNEUR J. (1979) – Carte Zermos, région de Moûtiers (Savoie). Notice explicative de la carte des zones exposées à des risques liés aux mouvements du sol et du sous-sol à 1/20 000°. BRGM, Orléans 31 p.

PACHOUD A. (1976) – Atlas des sites présentant des risques liés au sol et au sous-sol. Département de la Savoie. Échelle 1/100 000°. BRGM. Orléans.

SIMEON Y. (1980) – Étude hydrogéologique des sources thermominérales de Tarentaise (Savoie) : Brides-les-Bains, Salins-les-Thermes, la Léchère. Thèse Grenoble, 219 p.

Gîtes minéraux, mines et carrières

AINARDI J.L. (1975) – Éléments d'interprétation des anomalies géochimiques en uranium du Permo-Trias épimétamorphique de la région de Champagne. 3° RAST, Montpellier.

BIZARD C. (1955) – Présence de pechblende dans le Trias métamorphique des Alpes françaises. *C.R.Ac. Sci.*, Paris, t. 240, pp. 791-793.

CANET J. (1960) – Études bibliographiques sur les gîtes et gisements des départements de Haute-Savoie, Savoie et Isère. Rapport BRGM R 2007.

CANET J. (1960) – Compte-rendu de mission dans les départements de Haute-Savoie, Savoie et Isère du 01 au 24 septembre 1960. Rapport BRGM A 1703.

CHERMETTE (1963) – Les indices de fer de la Tarentaise. Rapport BRGM, DRMM 63A6.

DAMBRINE P., LANGANEY C. (1979) – Étude géologique et gîtologique du massif de la Vanoise méridionale, Thèse Orsay.

GIMARD J. et G. (1985-1986) – Mines de plomb argentifère, Savoie. *Monde et Minéraux* n° 70 et 71.

LACHAT T. (1961) – Rapport inédit I 142.

MELOUX J. (1975) – Alpes-Nord. Bilan synthétique de 10 années de prospection. Rapport BRGM 75 RME 023 FE.

- MELOUX J. – Carte des gîtes minéraux de la France, 1/500 000, Feuille Lyon.
- MERMILLODF. (1869) – Une excursion à Saint-Martin-de-Belleville, *Revue Savoisiennne*, vol. 10, n° 2, pp. 13-16.
- MORET L. (1925) – Enquête critique sur les ressources minérales de la province de Savoie. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, t. 14, n° 1, pp. 1-199.
- MORTILLET de G. (1858) – Géologie et minéralogie de la Savoie.
- RAGUIN E. (1938) – La mine de plomb argentifère de La Plagne. *Ann. des Mines*, pp. 53-62.
- REVIL J. (1918) – Les richesses industrielles et minérales de la Savoie. *Bull. Soc. Hist. Nat. Savoie*.
- ROGEL P. (1963) – Le gisement de plomb de la Plagne, étude géologique et métallogénique. Thèse Paris.
- ROGEL P. (1963) – Exemple de gisement de galène du Trias des Alpes, *Mém. BRGM*, n° 15, pp. 695-704.
- WALYNE A. (1960) – La mine de la Plagne, *Rev. Ind. Min.*, vol. 42, n° 5, pp. 447-460.

AUTEURS DE LA NOTICE

La notice a été rédigée par J. DEBELMAS qui a bénéficié des remarques constructives de P. ANTOINE, J.C. BARFETY, F. ELLEMBERGER, F. GUILLOT, E. JAILLARD, J.F. RAOULT †.

J. DESMONS et B. GOFFÉ ont rédigé le chapitre métamorphisme, A. PACHOUD, l'hydrogéologie, H. DABROWSKY, les ressources minérales. Les données concernant les gîtes et carrières ont été recensées par C. VAUTRELLE.

Remise de la carte et de sa notice explicative : 27 février 1987

Acceptation de la carte et de sa notice explicative : 3 novembre 1987

Impression de la carte : décembre 1989

Impression de la notice : octobre 1989

Dépôt légal : 4^e trimestre 1989

