



LA MURE

La carte géologique à 1/50 000
 LA MURE est recouverte par les coupures suivantes
 de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
 à l'ouest : VIZILLE (N° 188)
 à l'est : BRIANÇON (N° 189)

Vif	Vuille	La Grève
La Chapelle- en-Vercors	LA MURE	St-Christophe- en-Oisans
Mens	St-Bonnet	Orcières

**CARTE
 GÉOLOGIQUE
 DE LA FRANCE
 A 1/50 000**

LA MURE



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
LA MURE A 1/50 000**

par

J.C. BARFÉTY, G. MONTJUVENT, A. PÉCHER et F. CARME

1988

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>APERÇU GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL</i>	6
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	9
<i>ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE, PÉDOGENÈSE</i>	15
DESCRIPTION DES TERRAINS	16
<i>ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES</i>	16
<i>ROCHES MAGMATIQUES</i>	28
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	34
<i>ROCHES SÉDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES</i>	35
<i>TERRAINS QUATERNAIRES</i>	52
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	72
<i>TECTONIQUE ANCIENNE</i>	72
<i>TECTONIQUE JURASSIQUE</i>	74
<i>TECTONIQUE ALPINE</i>	75
<i>STABILITÉ DES VERSANTS</i>	77
RESSOURCES DU SOUS-SOL	78
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	78
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	79
<i>CHARBON</i>	81
<i>SUBSTANCES DIVERSES</i>	82
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	87
<i>GALERIES ET SONDAGES</i>	87
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	88
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	89
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	97
AUTEURS DE LA NOTICE	97
ANNEXES 1 et 2	97

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE

Le territoire de la feuille La Mure, dont l'altitude moyenne est supérieure à 1 000 mètres, regroupe plusieurs régions naturelles : dans la partie ouest, la Matheysine, le Trièves et le Beaumont, dans la partie centrale et orientale, le Sud du massif du Taillefer (Tabor, Piquet de Nantes, Armet et Coiro) et la bordure ouest du massif des Ecrins - Pelvoux (Rochail, Signal de Lauvitel, Pic de Valsenestre, Roche de la Muzelle, Tête du Clotonnet).

La Matheysine s'étend entre les lacs de Laffrey (lacs de Petichet et de Pierre-Châtel) jusqu'à la confluence du Drac et de la Bonne. C'est un plateau bordé à l'Est par les contreforts du Tabor et du Piquet de Nantes et l'Ouest par les flancs du Conest et du Sénéppy (Genépi des cartes) qui culminent sur la feuille voisine La Chapelle-en-Vercors.

La ville de La Mure et ses activités minières et industrielles constitue le grand pôle d'attraction du plateau matheysin relié par la voie ferrée et la RN 85 (ou route Napoléon) aux vallées de la Romanche (Vizille) et de l'Isère (Grenoble).

Le Trièves, au Sud du Drac, est un petit plateau vallonné flanqué au Sud par l'imposant massif de l'Obiou appartenant au Dévoluy (feuille Saint-Bonnet), visible de tous les points hauts de la carte La Mure.

Le Beaumont, région de montagnes arrondies et dénudées, s'insère entre les gorges du Drac et celles de la Bonne interrompues par la plaine de Valbonnais. Il est surtout réputé par la présence du Sanctuaire de la Salette, lieu de pèlerinage très fréquenté et mondialement connu (Mont Gargas).

Les communications entre ces 3 régions naturelles, Matheysine, Trièves et Beaumont, sont rendues difficiles par les profondes entailles du Drac et de ses affluents la Roizonne et la Bonne que l'on ne franchit qu'en des points limités : pont Haut, pont de Cognet, pont de Ponsonnas, pont de la Roizonne. Ces gorges ont été utilisées pour capter l'énergie hydraulique : la retenue de Saint-Pierre-de-Méaroz s'inscrit dans l'aménagement du Drac, entre les barrages du Sautet à l'amont et du Monteynard à l'aval.

Toute la partie sud du massif du Taillefer (feuille Vizille), est subdivisée en deux longues crêtes Nord-Sud par la profonde vallée de Lavaldens (Roizonne) : à l'Ouest, le Tabor (2 390 m) et le Piquet de Nantes (2 212 m) dominent la Matheysine, à l'Est, le Grand Armet (2 790 m) et le Coiro (2 606 m) ont des flancs très escarpés formant une barrière que l'on ne peut contourner que par le Sud, le Valbonnais.

Le bord ouest et sud-ouest du massif des Ecrins - Pelvoux constitue le relief du tiers de la feuille. Il est séparé du Taillefer par la vallée de la Malsanne (Chantelouve) permettant, par le col d'Ornon, un passage aisé avec le bassin de Bourg-d'Oisans (feuille Vizille). Il faut encore y distinguer, sur le territoire de la feuille, les hauts sommets du bord est

(Roche de la Muzelle, 3 465 m, Aiguille des Marmes, 3 046 m) qui appartiennent au Pelvoux central (feuille Saint-Christophe) de ceux du Rochail (3 023 m), Signal de Lautivel (2 903 m), Pic de Valsenestre (2 753 m), Tête du Clotonnet (2 836 m) ou Pelvoux occidental, car une ligne de cols bien marquée (cols de la Muzelle, de Côte Belle, de la Vaurze) les en sépare. Ces cols sont autant de passages pour le GR 54, de Venosc à Villars-Loubière (feuille Orcières) au Sud.

La haute vallée de la Bonne ou Valjouffrey et son affluent le torrent de Béranger (Valsenestre) sont des axes de pénétration plus aisés pour le tourisme.

Toute la zone très montagneuse de la feuille La Mure est englobée dans le *Parc national des Ecrins* depuis 1972 : les hauts sommets entre la Malsanne et le Valjouffrey sont dans la zone centrale, les massifs du Tabor, Armet, Coiro et la rive gauche du Valjouffrey appartiennent à la zone périphérique.

APERÇU GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL

La feuille La Mure est occupée par une seule zone structurale alpine, la *zone dauphinoise ou zone externe*, mais dans laquelle on retrouve 3 grands groupes de terrains : socle cristallin, couverture sédimentaire qui ont gardé la trace de phases tectoniques antéalpines et/ou alpines et le quaternaire, épais et varié, surtout dans la partie ouest de la feuille.

Le **socle cristallin** est représenté par le petit dôme de La Mure, l'extrémité sud du Taillefer et le bord ouest du massif du Pelvoux. Ces entités géographiques sont cependant moins tranchées en termes de pétrographie et de structure. Ainsi La Mure et Sud Taillefer se rattachent au massif cristallin de Belledonne : le premier correspond à la terminaison du rameau externe de Belledonne (P. Lory), le second au rameau interne. De plus le Taillefer est constitué de 2 ensembles tectonisés et charriés : le complexe de Belledonne chevauchant la série du Taillefer, plus récente (F. Carme). Cette dernière se prolonge dans le bord sud-ouest du massif du Pelvoux, au moins jusque dans le Valjouffrey et la série du Vieux Chaillol, encore plus au Sud-Est, en est sans doute la réapparition (feuilles Saint-Bonnet et Orcières).

Le massif du Pelvoux comporte des granites hercynien et deux séries cristallophylliennes, qu'ils recoupent : l'une, plus ancienne ou *noyau du Pelvoux* est fortement migmatisée (Lauvitel, Roche de la Muzelle, Tête du Clotonnet), l'autre est encore appelé *zone cortical* et, venant jouxter la série du Taillefer dans le Valjouffrey, elle peut lui être comparée. Les deux masses granitiques les plus importantes sont celles constituant le Rochail et le Pic de Valsenestre.

La **couverture sédimentaire**. A la base, *Houiller et Permien* sont plutôt rattachés au socle antétriasique, mais ne sont pas métamorphiques, ce qui les en différencie. Le Houiller est remarquablement développé à La Mure, avec des niveaux de charbon non négligeables (exploitation active), mais vers le Nord il se cicatrise très vite dans le "synclinal médian" de Belledonne (feuille Vizille). On le retrouve au Sud-Est, bordant le Coiro

et les hauts versants de rive gauche du Valjouffrey, d'Oris-en-Rattier au sommet du Rouchoux où il est surmonté du seul affleurement de Permien de la feuille. Enfin une troisième bande de Houiller, très étroite, est pincée dans le "synclinal" de Venosc, prolongement de l'accident médian des Rousses.

Les terrains mésozoïques peuvent être regroupés en 4 ensembles :

– *le Trias et la base du Jurassique inférieur* (ou Lias calcaire) forment corniche et auréolent le plus souvent les masses cristallines. La région de La Mure se caractérise par une très forte réduction des calcaires du Lias appelés ici "Calcaire de Laffrey" ;

– *le sommet du Jurassique inférieur* (ou Lias schisteux) et une partie du Dogger sont plus marneux, interrompus de côtes plus calcaires (Toarcien moyen – Aalénien inférieur et Bajocien) ; la série sédimentaire se termine souvent à ce niveau ;

– *les Terres Noires*, argilitiques, s'étendent du sommet du Bajocien à l'Oxfordien inférieur et sont visibles surtout dans le Trièves (Sud-Ouest de la carte) ou ont été épisodiquement conservés dans un étroit synclinal, sur le flanc ouest du Rochail (du Grand Rénaud au lac Labarre) ;

– *le sommet du Malm et la base du Crétacé*, calcaires, sont très peu représentés : petit massif du Châtel au bord sud-ouest et minuscules témoins du Grand Rénaud et du lac Labarre.

Socle cristallin et couverture sédimentaire *ont été fortement affectés par les phases tectonique alpines* qui leur ont imprimés l'essentiel du découpage structural actuel, même si on doit tenir compte de l'héritage de la tectonique synsédimentaire jurassique (cf. *infra*).

Les deux éléments structuraux majeurs et bien lisibles sur la carte (et aussi sur le schéma structural et les coupes tectoniques) sont les déversements vers le Nord ou le Nord-Ouest (dans le Rochail, la Roche de la Muzelle ou le Pic de Valsenestre) et les grands accidents plus ou moins longitudinaux qui les reprennent. Citons comme exemples les plus nets : le prolongement de l'accident médian de Belledonne à l'Est du dôme de La Mure, la faille du col d'Ornon-le-Périer limitant à l'Ouest le demi-graben de Bourg-d'Oisans – Grand Rénaud et relayée au Sud par l'accident du Vet et celui du col d'Hurtières, l'accident Venosc – col de la Muzelle qui se bifurque sous le Pic de Valsenestre pour donner la branche d'Aspres-les-Corps vers le Sud-Ouest et celle du col de la Vaurze – Villars-Loubière. Tous trois sont des accidents alpins majeurs hérités de phases tectoniques antérieures, jurassiques et/ou hercyniennes.

Le Quaternaire. Du point de vue du Quaternaire, la feuille La Mure se situe dans le domaine glaciaire ; glaciations anciennes mais aussi actuelles puisque sa partie orientale est située en haute montagne où subsistent encore de petits glaciers de cirques à haute altitude (Grand Armet mais surtout Ouest du Pelvoux – Muzelle – Rochail). La partie occidentale (vallée du Drac, Matheysine) fait partie de la dépression périphérique du massif du Pelvoux, autrefois appelée *sillon alpin du Sud*, notion essentiellement topographique, dont les structures ne prolongent pas le

sillon alpin proprement dit (Grésivaudan, etc.) au Nord de Grenoble. Cette dépression a servi pendant les glaciations de transfluence entre les glaciers de la Durance et de l'Isère. La feuille peut se subdiviser en trois unités régionales de dimensions très inégales :

– la Matheysine, plateau subhorizontal d'altitude 900 m environ, diffluence du glacier de la Romanche vers le Drac où subsistent des lacs de barrage morainique (Pierre-Châtel, Petichet) ;

– le Beaumont, ou vallée du Drac, zone de plateaux alluviaux d'altitude 800 à 900 m, creusée par le Drac et la Bonne de vallées étroites et profondes de 300 à 500 mètres ;

– le massif montagneux (Pelvoux occidental), zone d'englacement aux sommets échancrés de cirques et aux profondes vallées glaciaires (Bonne, Vénéon), tranché par deux transfluences perchées entre Romanche et Bonne (la Morte – Roizonne, Ornon – Malsanne), parallèlement à la Matheysine.

Les glaciers quaternaires autochtone (glacier de la Bonne) ou externes (Drac) et diffluents (Romanche par Ornon, la Morte et la Matheysine) confluaient dans le secteur de La Mure avant de s'écouler dans la basse vallée du Drac pour rejoindre le glacier de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble.

Les formations cartographiées sont essentiellement de nature morainique, glacio-lacustre, fluvio-glaciaire, fluvatile et torrentielle, palustre et de versant (éboulis divers, mouvements de terrain).

Les moraines se rencontrent sous forme de placages discontinus sur les versants, de moraines de fond dans les vallées mais surtout de moraines terminales et latérales dessinant de beaux vallums (La Mure, Lauvitel). Leur formation s'étage du Riss à l'Actuel (avec les glaciers rocheux) mais les plus importantes sont wurmiennes.

Les formations glacio-lacustres sont très étendues et épaisses dans la vallée du Drac (Beaumont, Saint-Jean-d'Hérans), le confluent Drac – Bonne – Roizonne (La Mure), la basse Roizonne et le Valbonnais. Elles se présentent sous forme d'argiles plus ou moins silteuses litées ou non, de sables lités, de graviers et cailloutis deltaïques, atteignant localement une épaisseur de 200 m en formant le substrat de toutes les hautes terrasses. D'âge rissien et wurmien pour les plus nombreuses, elles se situent dans des contextes stratigraphiques et paléogéographiques très variés.

Les formations fluvio-glaciaires constituent essentiellement de hautes terrasses couronnant les dépôts glacio-lacustres de cailloutis et sables grossiers peu épais, et d'âges équivalents (terrasses du Beaumont, de Valbonnais). Une mention à part doit être faite pour les dépôts rissiens qui constituent d'épais remplissages résiduels (jusqu'à 200 m) fossilisant une vallée du Drac plus ancienne presque aussi profondément creusée que l'actuelle.

Les formations fluviales se résument essentiellement à la terrasse ancienne (début Würm) des "alluvions de base" du Drac, épais (jusqu'à 100 m) cailloutis à galets grossiers, remplissant une vallée interglaciaire de profondeur analogue à l'actuelle, fossilisée par les formations glacio-lacustres wurmiennes et affleurant largement sur les versants du Drac et de la Bonne.

Les formations torrentielles constituent des cônes de déjection de matériel local peu évolué (cailloutis anguleux, litage grossier), peu épais, superposés aux terrasses wurmiennes ou nourrissant les alluvions récentes (Tardiglaciaire, Holocène) de fond de vallée. Ces dernières sont développées dans la Roizonne, la Malsanne et la Bonne.

Les formations palustres remplissent des dépressions marécageuses d'origine glaciaire (Matheysine) ou karstique (Muzelle). Il s'agit d'argiles, de gyttjas et de tourbes. La tourbière de la Muzelle est particulièrement intéressante par sa situation topographique (2 150 m dans le cirque nord de la Muzelle) et sa stratigraphie qui remonte au début du Tardiglaciaire (M. Coûteaux, 1982-1983).

Enfin *les formations des versants* sont spécialement abondantes et variées du fait du caractère montagneux de la région et de la nature du remplissage quaternaire : éboulis divers (de gravité ou périglaciaires, à gros blocs, remaniés par ruissellement, cônes d'avalanches) surtout dans les vallées pelvosiennes ; mouvements de versant : coulées boueuses et glissements diffus dans les formations glacio-lacustres et morainiques du Beaumont et de l'ombilic de La Mure, tassements en masse de panneaux rocheux surtout sur les versants du Grand Armet - Coiro.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Grâce aux données stratigraphiques, tectoniques et géochronologiques actuellement disponibles, on peut esquisser les grands traits de l'évolution paléogéographique et structurale ancienne, puis alpine, et aussi, plus proche de nous, l'histoire des dépôts quaternaires des terrains de la feuille La Mure.

Cambrien à Permien

Le socle ancien a l'avantage, depuis quelques années, d'avoir livré quelques points de datation, soit grâce à la découverte de restes d'organismes, soit par la géochronologie :

- bryozoaires viséens (?) dans les "grès à trous" du Valbonnais (série du Taillefer) ;
- Roetlingerellidés cambriens dans les schistes cristallins de la série d'Huez (feuille Vizille) qui surmontent les gneiss du Vénéon (ensemble du "noyau du Pelvoux") et qui se rattachent, semble-t-il, à la série de Belledonne ;
- des datations effectuées sur le "complexe de Belledonne" indiquent un âge paléozoïque inférieur (500 ± 20 Ma) pour les roches vertes du Tabor - Chamrousse ;

- les leptynites et gneiss de Rioupéroux seraient plus récents (350 ± 50 Ma) et donc dévoniens (cf. *infra*) ;
- le granite du Rochail est daté (1982) de 331 ± 31 Ma (Rb/Sr sur roches totales), donc viséen terminal ;
- sur la feuille Saint-Christophe a été constatée l'existence de vieux granites (représentés par les gneiss de Crupillouse ou des Bancs) intercalés entre 2 phases de migmatisation, accompagnées de foliation et plissements, ainsi que la formation de grands couloirs de blastomylonites (la Pilatte) ; de même dans Belledonne existent plusieurs phases tectoniques avec des charriages replissés et écaillés (cf. plus loin).

L'histoire du vieux socle de Belledonne - Pelvoux est donc complexe, polycyclique et difficile à déchiffrer car profondément occultée par les phases tectoniques jurassiques et alpines ; on peut toutefois voir se mettre en place successivement : une série ancienne migmatisée, des granites anciens, une série dévonienne, puis dinantienne (ou viséenne), une seconde migmatisation et enfin des masses de granites du type Rochail, puis Combeynot (La Grave).

Houiller

Il débute par des conglomérats discordants sur le socle, puis se caractérise par des dépôts de type paralique (essentiellement stéphanien) qui ont ensuite été pincés dans des synclinaux, anté-Trias, de la fin de l'Hercynien.

Entre Stéphanien et Trias moyen prennent place les grès rouges dits des Rouchoux, à débris volcaniques (ignimbrites) indices d'un volcanisme.

Trias

Les dépôts du Trias, surtout dolomies et coulées de lave, sont minces et sont nettement transgressifs sur le cristallin ou le Houiller.

Leur âge paraît établi avec assez de précision, même s'il y a une certaine hétérochronie suivant les localités : en effet la présence de Myophories près de la base indique le sommet du Ladinien et la base du Carnien. Les dolomies correspondent à un milieu supratidal à rares influences marines avec de faibles paléopentes et de petites cassures verticales : c'est le début de la phase de distension jurassique sur la marge du continent européen qui conduira à l'ouverture de l'océan téthysien. La plus remarquable manifestation en est la mise en place de filons basiques et de coulées basaltiques (spilites) (Carnien à Hettangien inférieur).

Jurassique

Lias. La tectonique en distension conduit progressivement à un découpage en horsts et grabens qui guidera les phases tectoniques ultérieures et décidera des grandes lignes structurales actuelles.

Sur la latitude de la feuille La Mure, les travaux récents (J.C. Barféty et M. Gidon) ont mis en évidence d'Ouest en Est une succession de blocs, La Mure, Taillefer, Rochail, Muzelle, dont les mouvements relatifs (basilements et décrochements) ont orienté les lignes isopiques :

– érosion actives des zones hautes et apports de mégabrèches, olistolites sur les paléopentes ou au pied des escarpements de failles (région de Chantelouve, lac de la Muzelle, col du Vallon, Venosc, Est de Fallavaux) ;
– séries réduites, sur le haut des blocs qui ont joué en hauts-fonds mobiles, avec dépôts de calcaires à entroques (La Mure, Beaumont), de calcaires noduleux et/ou à entroques (du Grand Rénaud au lac Labarre) ou de séries condensées (Muzelle, Beaumont oriental, Grand Rénaud – Signal de Lauvitel) ;
– séries de bassins, très monotones : Grand Serre – Valbonnais, Bourg-d'Oisans – le Périer – Muzelle, col de la Vaurze.

A l'Hettangien, les sédiments sont des calcarénites organodétritiques peu épaisses et passant progressivement à des dépôts très rythmés et monotones, carbonatés et argileux persistant jusqu'au Carixien supérieur (milieu infra ou circalittoral). Du Domérien au Toarcien, la sédimentation est finement terrigène avec quelques épisodes plus marneux (Toarcien moyen). Les mouvements synsédimentaires ont été continus de l'Hettangien au Toarcien supérieur avec toutefois un paroxysme au Sinémurien et surtout au Toarcien moyen - supérieur.

Dogger. Les mouvements de blocs continuent d'influencer la paléogéographie mais des dépôts commencent à manquer, enlevés par l'érosion : marnes ou argilites à nodules, épaisses dans les régions de La Mure et du Beaumont – Valbonnais (seulement coupées par un épisode de terrigènes plus grossiers au Bajocien inférieur – moyen), série réduite de calcaires à entroques et noduleux puis d'argilites sur le bord ouest du Rochail – Signal du Lauvitel, olistolites dans la région à l'Est de Fallavaux.

Malm. Le dépôt des Terres Noires, qui a débuté dans le Bajocien supérieur, se poursuit dans l'Oxfordien inférieur, puis la sédimentation marine devient plus carbonatée et plus rythmée (Kimméridgien) pour aboutir aux vases pélagiques du Tithonique. En fait, les témoins de cette époque sont très rares sur le territoire de la feuille : bord nord du Dévoluy et minuscule chapeau du Grand Rénaud et du synclinal du lac Labarre, où on constate que le haut-fond du Rochail – Lauvitel persiste au moins jusqu'au début du Crétacé, avec des indices de tectonique en distension, au moins localement (filons sédimentaires).

Crétacé – Tertiaire

Les mouvements compressifs alpins correspondant à la fermeture de l'océan téthysien se font en plusieurs phases : Crétacé supérieur – base Tertiaire, puis post- Nummulitique.

– Les premiers sont de fortes compressions dans le sens Nord-Sud donnant des plis ou des chevauchements transverses : plis de la région de La Mure et du Drac, chevauchements vers le Nord ou Nord-Ouest de la Muzelle, du Rochail, du Pic de Valsenestre ou du bord sud du bassin du Périer – Valsenestre. Cette phase tectonique se relie aux phases du Dévoluy ou du Pays des Arves scellées par les dépôts nummulitiques où on connaît une tectonique synsédimentaire (feuilles Saint-Bonnet ou Orcières et La Grave).

– A partir de l'Eocène supérieur, les compressions sont plus transverses et se traduisent surtout par des décrochements NE-SW qui induisent des torsions d'accidents antérieurs et des écaillages complexes ; on a aussi la formation des plis à axes méridiens (avec schistosité) du Beaumont, de la Matheysine, du Périer – col d'Ornon (axe Nord-Sud ou NNW-SSE suivant la région). Le renversement du cristallin sur le bord sud-ouest du Pelvoux doit aussi lui être rapporté.

– Au Miocène, le soulèvement des massifs cristallins (avec plissement de la couverture) accentue le rejet des failles, introduit des minéralisations (fentes alpines) et donne aux massifs leur altitude et leur aspect actuels.

Dans cette région du Dauphiné où socle et couverture sédimentaire alternent, les traits structuraux majeurs sont les accidents qui les limitent et qui sont hérités de l'histoire géologique du Jurassique et sans doute *pro parte* de l'Hercynien (car ils sont par place jalonnés de Houiller) ; ils ont joué un rôle essentiel à chaque étape de la tectogenèse mais et il n'est pas facile de retrouver ce qu'il a été précisément.

Ces accidents majeurs sont : l'accident qui limite à l'Est le bloc cristallin et houiller de La Mure et qui est le prolongement du "*synclinal médian*" de Belledonne ; la faille du versant est du Taillefer ou *faille du col d'Ornon*, qui se poursuit vers le Nord sur tout le bord oriental de Belledonne ; la *suture de Venosc – col de la Muzelle*, prolongement de l'accident médian des Grandes Rousses et/ou de son bord oriental et qui vers le Sud, au delà du Pic de Valsenestre, se bifurque vers *Fallavaux – Aspres-les-Corps* et vers le *Désert-en-Valjouffrey – col de la Vaurze*.

Quaternaire

Une lacune considérable sépare les derniers dépôts mésozoïque du Crétacé inférieur (Châtel) des premiers dépôts quaternaires attribuables au Riss. Elle concerne presque tout le Crétacé, le Tertiaire et la plus grande partie du Quaternaire. Pendant cette période, la région était une terre émergée en proie à l'érosion. Des vallées s'y établirent, qui préfiguraient les vallées actuelles, affluents de l'Isère, évacuant des alluvions qui allaient remplir le sillon subsident de la mer miocène, puis constituer les alluvions de piedmont pliocènes du Bas-Dauphiné. Au Quaternaire, les glaciers prirent naissance sur les Alpes et sortirent à plusieurs reprises de la chaîne. L'ensemble des vallées fut englacé mais il n'en reste aucune trace, jusqu'à la fin du Riss.

Le premier phénomène quaternaire observable est un phénomène d'érosion : une première vallée du Drac, presque aussi profondément creusée que la vallée actuelle, laquelle est en position épigénique. Ce peut-être un témoignage d'un creusement interglaciaire, Mindel – Riss ou, plus probablement, intra-rissien.

Les premiers dépôts quaternaires observables sont des moraines externes, qui se présentent soit à l'extérieur et au-dessus des moraines wurmiennes (Matheysine, Beaumont) soit au fond de la vallée interglaciaire, sous des dépôts rissiens plus récents (le Sautet). Ces dépôts sont datés du Riss car immédiatement antérieurs aux formations attribuées au Würm. Au Riss donc, les vallées existaient sur leurs tracés actuels

avec une profondeur comparable. Elles furent entièrement envahies par les glaciers qui constituèrent un réseau anastomosé transfluent depuis la Durance jusqu'à l'Isère par la vallée du Drac, où circulait le glacier principal. Une transfluence immobilisée stationnait sur le plateau de Matheysine. Par la Roizonne et la Malsanne des diffluences du glacier de la Romanche rejoignaient le glacier de la Bonne, qui débordait la crête de la Sciau (1 413 m) entre Valbonnais et Beaumont. Le glacier du Drac transfluait avec lui-même et la Bonne par le col de l'Holme (1 207 m), au-dessus de Sainte-Luce, et débordait légèrement dans le Trièves par le col de Saint-Sébastien (983 m). Les glaciers n'étaient pas très épais sauf celui de la Bonne (plus de 700 m), surtout en Matheysine. L'ensemble s'écoulait par le Drac jusqu'à l'Isère.

Au cours du retrait, des alluvions grossières remplirent la vallée du Drac sur une épaisseur de 200 m (le Sautet), et se terminent par des dépôts lacustres fins et deltaïques (les Guions), puis de nouveau fluviatiles (les Berliions). Il y eut donc un lac de barrage cataglaciare dont le niveau était voisin de 950 m, puis une nappe alluviale sans doute généralisée de niveau légèrement plus élevé.

L'interglaciaire Riss - Würm est une période de creusement dans la région de La Mure, comme l'interglaciaire actuel, l'Holocène. Tous les cours d'eau réentaillent leurs vallées dans les alluvions rissiennes, jusqu'à un niveau voisin des cours actuels. On en a la preuve dans le Drac et la basse Bonne où une seconde vallée fossile, bien connue et délimitée, existe à côté du cours actuel. Cette période d'érosion fluviatile fait disparaître presque tous les alluvions antérieures de la vallée du Drac. Dans les autres vallées, les glaciers wurmiens achèvent le travail.

La glaciation wurmienne est une période très complexe, où l'essentiel des phénomènes est d'origine glaciaire. Les premiers dépôts wurmiens sont fluviatiles ou fluvio-glaciaires, et non morainiques. Ce sont des cailloutis à galets grossiers qui remplissent sur une épaisseur d'une certaine de mètres la vallée interglaciaire, constituant une nappe alluviale continue (alluvions de base du Drac). Ils sont fossilisés par les dépôts de la première extension glaciaire du Würm.

Le glacier du Drac n'atteint plus le territoire de la feuille au Würm : il reste dans le Champsaur, en amont de Corps. Le glacier principal est, à cette époque, celui de la Bonne qui remplit entièrement sa vallée et déborde au confluent Drac - Matheysine où il construit l'amphithéâtre des moraines internes de la Citadelle de La Mure - Peychaud. En même temps le glacier de la Romanche diffuse par le Nord de la Matheysine jusqu'à Pierre-Châtel (moraines du lac), mais plus dans la Roizonne alors qu'il envahit encore la Malsanne par la diffluence d'Ornon. Les vallées non englacées et barrées par les langues glaciaires se transforment alors en lacs d'obturation : marais de La Mure entre Bonne et Romanche, Beaumont, basse vallée de la Roizonne. Le Trièves, non englacé, est barré par le glacier de l'Isère qui y détermine un lac qui remonte jusqu'au front du glacier de la Bonne (Saint-Jean-d'Hérans). Ces lacs sont de niveaux légèrement différents : Roizonne 970 m, Beaumont et Matheysine 880 m, Trièves 800 m. Ils se remplissent de sédiments glacio-lacustres fins qui se terminent par des alluvionnements fluvio-glaciaires grossiers, sur lesquels les cours d'eau divaguent.

Le retrait des glaciers de ce premier épisode s'accompagne de la formation de lacs de barrages morainiques. Les plus évidents sont ceux de la Matheysine (Pierre-Châtel, Petichet, Laffrey, Lac Mort), retenus entre des moraines frontales et qui existent encore. Ils témoignent de quatre épisodes de stationnement dans le retrait du glacier de la Romanche, et ne sont pas comblés étant à l'écart de tout alluvionnement important. A l'intérieur de l'amphithéâtre morainique de La Mure le retrait du glacier de la Bonne laisse un lac qui se remplit d'argiles litées (ravin des Demoiselles), mais ses dimensions exactes en sont inconnues. Le Drac, qui coulait en surface de sa nappe alluviale du Beaumont, s'enfonce sur place dès le retrait du glacier de la Bonne et commence à creuser sa vallée actuelle, épigénique par rapport aux deux vallées interglaciaires précédentes. Le creusement des hautes vallées suivit parallèlement le retrait de ce glacier.

Un deuxième épisode glaciaire wurmien voit la réavancée du glacier de la Bonne jusque dans l'intérieur de l'amphithéâtre morainique précédent. Mais le front n'atteignait plus le confluent du Drac et aucune obturation glacio-lacustre ne se produisit dans le Beaumont. Par contre un second lac de niveau légèrement inférieur au premier s'installa dans la basse Roizonne (la Valette, 950 m). Aucune diffluence romanchoise n'eut lieu en raison du niveau trop bas du glacier. Par contre une stabilisation dans la vallée du Drac, consécutive à une obturation du confluent par le glacier de l'Isère, fut probablement responsable du façonnement du premier niveau de basses terrasses (Quet, les Rives supérieur). Puis le retrait du glacier de la Bonne s'accompagna de la formation de trois lacs de barrages morainiques successifs (Tuilerie de La Mure, 850 m, Siévoz, 770 m, Valbonnais, 745 m), qui se remplirent de sédiments lacustres (argiles litées) et deltaïques. Au cours de ce retrait eut probablement lieu le façonnement du second niveau de basses terrasses du Drac (bas Beaumont, les Rives inférieur).

Un épisode de stationnement dans ce retrait, ou une réavancée postérieure des glaciers, est marqué par trois groupes de moraines dans le Vénéon et la Bonne : la grosse moraine des Ougiers (Vénéon), le système morainique frontal de la Danchère - Lauvitel (cirque de Lauvitel) et la moraine frontale de la Chalp en Valjouffrey (Bonne). Aucun alluvionnement spécial ne semble lié à cet épisode, dont les dépôts fluvio-glaciaires doivent faire partie du complexe des alluvions de fonds de vallées.

Aucun élément de datation ne permet d'établir la chronologie absolue de ces événements. Par corrélations morphologiques et paléogéographiques on a pu émettre l'hypothèse que la première extension serait d'un stade précoce du Würm (WII?), la seconde Würm III (G. Monjuvent, 1971, 1973). Une confirmation indirecte de cette chronologie relativement ancienne dans le Würm vient d'être apportée par l'étude palynologique de la tourbière de la Muzelle (M. Coûteaux, 1983). Il est établi que le retrait des glaciers de cirque du versant nord du Vénéon a eu lieu pendant le Würm, ces cirques étant déglacés jusqu'à plus de 2 150 m d'altitude dès le début du Tardiglaciaire (Dryas ancien, avant 13 300 BP). On ne sait rien des fluctuations des glaciers au Tardiglaciaire, aucune forme frontale nette n'étant conservée dans le cadre de cette feuille. Les analyses palynologiques indiqueraient un recul continu pendant le Dryas ancien, le Bölling et le Dryas moyen, une petite crue au début de l'Alleröd

(stade 1 de l'Alleröd initial) puis un nouveau recul, trois crues des glaciers de cirque au Dryas supérieur (stades 2, 3 et 4) et enfin un recul continu mais irrégulier pendant l'Holocène.

L'Holocène se manifeste seulement par les alluvions de fond de vallée, qui forment localement deux niveaux étagés mais non datés, des formations lacustres et palustres très localisées (marais de La Mure, tourbière de la Muzelle notamment) et les moraines frontales bien marquées à proximité des glaciers actuels, qui appartiennent au "Petit Age Glaciaire" du XVII-XIX^e siècles.

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE, PÉDOGÈNE

L'évolution morphologique résulte de la combinaison de deux facteurs : l'installation et le creusement des vallées et la tectogenèse, qui sont d'ailleurs liés. Ne sera envisagé ici que le réseau hydrographique.

L'installation du réseau hydrographique a suivi l'émersion de la région qui est générale à la fin du Crétacé. La mer nummulitique qui bordait le Pelvoux à l'Est et au Sud (Lutétien - Priabonien) recevait des affluents parmi lesquels probablement un ancêtre du Drac, peu étendu, coulant vers le Sud.

C'est à l'Oligocène que le réseau actuel se dessine, sur l'emplacement du "seuil dracquois" séparant les bras de mer savoyard et provençal. On peut reconstituer une ancienne Romanche suivant son haut cours actuel puis empruntant la Matheysine et se jetant dans le golfe provençal qui atteignait le Dévoluy vers le Nord, ainsi qu'un ancien Drac suivant l'actuelle basse vallée et aboutissant dans le lac bas-dauphinois dans la région de Grenoble.

La structuration du réseau se fait au cours du Miocène, en direction de la mer périalpine. Le Drac a capturé la Romanche dans la région de La Mure mais aussi la haute Durance et se jette dans la mer toujours dans le secteur de Grenoble ; son cours, superposé à l'actuel, est entièrement constitué de même que ses principaux affluents.

A la fin de cette période, la capture de la Durance par un affluent de l'Ubaye le réduit à ses dimensions actuelles (le col Bayard est alors un seuil de capture). La seule modification ultérieure concerne la Romanche, capturée par un affluent du bas Drac, la Matheysine devenant alors une vallée morte, probablement au cours du Pliocène.

Pendant le Quaternaire le réseau du Drac va se creuser jusqu'au niveau actuel avant le dernier épisode glaciaire du Riss. On connaît deux anciens talwegs du Drac, le premier inter-rissien, le second interglaciaire Riss - Würm. Les glaciers ne semblent pas avoir eu un effet morphologique déterminant, sinon par le surcreusement des ombilics de Valbonnais et du Périer et par l'élargissement de la transfluence matheysine, et peut-être aussi par l'approfondissement et l'élargissement des vallées.

Aux formes d'érosion ainsi décrites s'ajoutent des formes de constructions de bien moins grandes dimensions, principalement dans les vallées. Une première nappe alluviale, remplissant le talweg du Drac et suivi par un colmatage glacio-lacustre généralisé, est connue à la fin du Riss. Après l'incision interglaciaire qui l'a presque entièrement détruite, une seconde nappe alluviale a rempli la vallée du Drac et la basse Bonne, puis a été fossilisée par le colmatage lacustre du Beaumont, de la Roizonne et du Valbonnais. A part les moraines de Matheysine, les autres dépôts glaciaires, de faible ampleur, n'ont qu'une signification morphologique locale.

Un autre type d'évolution morphologique, typiquement quaternaire et même actuel, concerne la dynamique des versants. Elle comprend des éboulements et écroulements divers, des mouvements de masse, des glissements et coulées boueuses.

Eboulements, écroulements et avalanches caractérisent essentiellement les profondes vallées de la haute montagne. Tous sont encore subactifs ou actifs, notamment les avalanches. Les mouvements de masse, intéressant des panneaux de dimensions hectométrique à kilométrique, semblent localisés sur le versant ouest du Grand Armet - Coiro, Valbonnais et les versants sud de la montagne du Beaumont. Ils paraissent aujourd'hui stabilisés.

Les glissements et coulées boueuses sont de règle générale dans les formations argileuses et sableuses glacio-lacustres des berges du Drac et de la basse Bonne. De nombreux sont subactifs ou actifs, ou peuvent se déclencher à tout moment.

Les phénomènes de pédogenèse, enfin, sont peu importants sur la feuille du fait de la relative jeunesse du relief et des dépôts quaternaires, consécutive au passage des glaciers. Les moraines rissiennes sont altérées sur une épaisseur de plus de un mètre tandis que les surfaces des terrasses caillouteuses wurmiennes portent un sol décalcarisé et rubéfié, mais peu argilifié, pouvant atteindre voire dépasser un mètre.

DESCRIPTION DES TERRAINS

Le socle ancien est formé de roches métamorphiques dans lesquelles se sont mis en place de petits batholites de granite hercyniens, le tout étant recoupé par des filons tardi-hercyniens de nature variée.

ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES

Présentation des séries et définition des grands ensembles

Le massif du Taillefer

Le massif du Tabor de Matheysine, la vallée de la Lavaldens et le massif de l'Armet et du Coiro constituent l'extrémité méridionale de la chaîne de Belledonne ou le Taillefer méridional.

Indépendamment de toute interprétation chronologique un certain nombre d'unités lithologiques peuvent être distinguées sur le terrain, à savoir (cf. schéma structural et coupes tectoniques joints) :

– *La formation du Tabor et de Chamrousse*. Ophiolite métamorphisée (amphibolites, gabbros, serpentines) à polarité inverse évidente depuis Chamrousse (feuille Vizille) jusqu'au ravin de la Chinarde.

– *La formation de Rioupéroux*, définie dans la vallée de la Romanche (feuille Vizille), caractérisée par des leptynites et des gneiss albitiques issus de la recristallisation faible à nulle de plagiogranites sodiques à texture granophyriques.

– *La formation de Lavaldens* : micaschistes microplissés, gneiss albitiques et gneiss prasinitiques constituant le prolongement méridional des micaschistes de Livet (feuille Vizille) ; à ce niveau elle semble en continuité avec la formation précédente, pour autant que l'intensité de la déformation tectonique permet de le penser ; en tout état de cause certains gneiss albitiques de la deuxième formation sont issus de plagiogranites identiques à ceux de la première.

– *La formation du Taillefer oriental*, formée essentiellement de micaschistes, paragneiss et amphibolites, les premiers se distinguent de ceux de la formation précédente par la présence de staurotide et de disthène relictuels ; cet ensemble se rattache vers le Nord aux gneiss et micaschistes d'Allemont et de Rochetaillé et, très probablement, vers le Sud-Est, par delà le fossé liasique d'Ornon, aux faciès absolument identiques de la coupe du Valjouffrey.

– *La série du Taillefer*, définie elle aussi plus au Nord sur la feuille Vizille mais particulièrement développée ici puisqu'elle constitue notamment l'essentiel du massif de l'Armet. Dans la vallée de Lavaldens elle repose en discordance cartographique et en discontinuité structurale sur la formation de Lavaldens, le contact est jalonné par un niveau conglomératique assez mince et discontinu. Cette série est caractérisée par la faible intensité des recristallisations métamorphiques et par une lithologie variée comprenant, outre des spilites kéraatophyres et tufs, d'une part une énorme formation conglomératique constituant l'essentiel des crêtes de l'Armet, d'autre part une association beaucoup plus discrète mais spécifique de siltites noirs, grauwackes, grès calcareux et petits niveaux de dolomie gréseuse.

Le massif du Pelvoux

A l'échelle de l'ensemble du massif (cf. schéma structural à 1/250 000, feuille Saint-Christophe) on peut séparer les formations métamorphiques en un noyau migmatitique, fait de roches à l'histoire particulièrement complexe et en partie masquée par la migmatisation, et, ceinturant au Sud-Ouest le massif, une zone corticale moins métamorphique (au plus staurotide – disthène) : on peut rapprocher les migmatites du noyau des migmatites de l'Argentera – Mercantour, de Belledonne, des Aiguilles Rouges, du Nord du Mont Blanc et de l'Aar, tandis que les formations corticales prolongent directement les formations du Taillefer.

Sur le feuille La Mure, les *gneiss et migmatites du noyau* n'affleurent que sous forme d'une bande assez mince à l'Est de la feuille : en rive gauche de la Bonne, migmatites des vallons de Malentrax, de Combe Méane et de l'Echarenne ; entre Le Désert-en-Valjougfrey et le refuge de la Muzelle, migmatites de l'Aiguille des Marmes et de la Muzelle, à l'Est de la suture jurassique col de la Vaurze - col de la Muzelle ; enfin, dans la région Lauvitel - Rochail, lambeaux résiduels de l'encaissant gneissique du granite du Rochail, qu'il faut sans doute aussi rattacher aux formations du noyau.

Tous ces gneiss sont très comparables aux gneiss de la Lavey, définis plus à l'Est (feuille Saint-Christophe) ; leur monotonie n'est interrompue que par quelques niveaux amphiboliques, le plus souvent minces et discontinus (exception faite de la bande amphibolique des versants est de la Pointe Swan et chapeau sur les migmatites acides au coeur du massif), par des passées de gneiss oeilés migmatisés analogues aux orthogneiss de Crupillouse ou des Bans (feuille Saint-Christophe) et par le spectaculaire niveau de cipolin (cipolins du Valsenestre) qui se suit, plus ou moins disloqué, parfois dédoublé, du Désert au col de la Muzelle.

L'âge des gneiss du noyau est encore hypothétique ; tout au plus peut-on remarquer qu'ils sont apparemment déjà métamorphiques et structurés au moment où se mettent en place les granites qui, après déformation et migmatisation à l'Hercynien, donneront les gneiss oeilés type Crupillouse ; par ailleurs, il semble que ce soit aussi eux que l'on retrouve en galets dans les conglomérats paléozoïques d'Entraigues : leur âge serait donc ancien, probablement précambrien pour beaucoup d'entre eux.

L'ensemble cortical affleure largement à l'Ouest des formations précédentes. Il est formé de terrains comparables à ceux connus dans la région du Chaillol, au Sud-Est (feuilles Saint-Bonnet et Orcières) : amphibolites généralement associées à des leptynites, schistes sombres parfois carbonés (équivalents aux "Dalles Noires" définies dans la région du Chaillol), rares niveaux de cipolins et ensemble détritique dont l'expression la plus spectaculaire est le conglomérat d'Entraigues, équivalent probable du conglomérat du Vieux Chaillol (feuille Orcières). La lithostratigraphie de cet ensemble et sa polarité sont encore mal connues : il est en effet affecté par une intense tectonique antérieure à la mise en place des granites, encore mal débrouillée : plis isoclinaux très redressés (région du vallon de la Chalp) et aussi sans doute grands plis couchés (en aval de La Chapelle-en-Valjougfrey). Son âge, très approximativement calé par des analogies lithologiques ou par de rares découvertes de fossiles (P. Gibergy, 1968), serait Paléozoïque inférieur à Dinantien.

Les relations entre l'ensemble cortical et le noyau sont partout oblitérées soit par les granites hercyniens (par exemple les granites de Combe Guyon et des Quatre-Tours, mis en place à la limite noyau - cortex en Valsenestre), soit le plus souvent par la tectonique alpine (par exemple, en Valjougfrey, suture Combe Argentière - ravin de la Réméouse). En outre, la migmatisation hercynienne, omniprésente dans le noyau dont elle est l'un des éléments caractéristiques, a pu aussi partiellement affecter les séries corticales (par exemple au Sud de Valsenestre, à Combe Oursière, on observe un début de migmatisation dans des gneiss qui par ailleurs se rattachent aux séries corticales),

contribuant à masquer la limite initiale entre ce qui l'on peut considérer comme d'un côté une couverture uniquement structurée à l'Hercynien (puis à l'Alpin), et de l'autre côté un socle ancien polycyclique.

Description des séries

Roches cristallophylliennes migmatitiques (noyau du Pelvoux)

ζ, ζδ, ζsi, ζb. Gneiss du Lauvitel, gneiss à niveaux d'amphibolites, gneiss à sillimanite, gneiss biotitiques. Ces gneiss ont des faciès cristallophylliens comparables à ceux décrits sur les feuilles géologiques voisines La Grave et Saint-Christophe sous les noms de gneiss leucocrates, gneiss de Saint-Christophe, de gneiss de la Lavey (bien que plus migmatiques) ou de gneiss biotitique également.

On a différencié sur cette carte les gneiss à niveaux d'amphibolites présents au Nord du Vénéon et les gneiss à sillimanite du lac du Vallon.

ζδ : ce sont des gneiss régulièrement lités, clairs, montrant des bandes sombres à biotite et amphibole. Ils sont peu mobilisés. C'est le prolongement des roches baptisées "amphibolites migmatitiques" au Sud de la feuille Vizille et dont les meilleurs affleurements sont visibles le long de la RN 85 (pont Saint-Guillerme – rampe des Commères).

ζsi : ces gneiss sont situés au Sud du lac du Vallon (Chantelouve) et dans les contreforts orientaux du Neyrarel et le long du vallon de la Selle. Ils sont remarquables par leur teinte gris bleuté et leurs plissements souples soulignés par des lits clairs. Ils sont très riches en quartz avec des feldspaths plagioclases et des biotites bien conservées. Ils se caractérisent par la présence de sillimanite, disposée en fibres isolées ou incluses dans la biotite (renfermant aussi du rutile et du zircon).

M, Mζ. Gneiss très migmatisés. Ces gneiss sont très comparables aux gneiss migmatitiques de la Lavey (feuille Saint-Christophe) dont ils forment d'ailleurs la prolongation directe.

Ce sont des roches essentiellement quartzo-feldspathiques, à patine souvent rouille, où de petits lits micacés déterminent la structure gneissique. Les lits sombres peuvent être assez réguliers (gneiss et migmatites rubanés), mais le plus souvent moulent les irrégularités en golfe des lits leucocrates partiellement mobilisés. La mobilisation se marque aussi par la blastèse en ocelles centimétriques du plagioclase (gneiss "perlé"), par l'apparition de petites masses diffuses de mobilisat à grain fin, parfois à taches de cordiérite pinnitisée, ou, dans ses formes les plus intenses, par des structures nébulitiques, où le litage antérieur du gneiss n'est préservé que dans des schlierens à limites floues.

Mγ. Granite d'anatexie. On a distingué sous cette appellation les plus importantes masses de granite d'anatexie (granite à grain fin, souvent à taches de cordiérite pinnitisée) qui apparaissent comme terme ultime de la mobilisation dans les domaines où elle est la plus intense (versant sud-ouest de l'Aiguille des Marmes).

M₁-2. Gneiss de l'Embernard. Ces gneiss migmatitiques affleurent dans la région du Pic du Clapier du Peyron ; ils sont particulièrement bien exposés dans les polis glaciaires qui occupent le haut de la combe de l'Embernard (vallon du Lauvitel).

Il s'agit de migmatites de teinte générale très claire, riches en feldspath potassique, à tendance ocellée plus ou moins marquée. Là où ce caractère est le plus net, on reconnaît encore dans les yeux de vieux mégacristaux de FK ; mais le plus souvent il ne reste de ces yeux que des amandes granulées très étirées.

Ces gneiss évoquent beaucoup les gneiss des Bans ou de Claphouse, dans l'Est du massif (feuille Saint-Christophe), ou encore les gneiss ocellés de Crupillouse, dont il n'ont cependant pas la grande homogénéité. Il s'agirait comme eux d'anciens granites, localement porphyroïdes, gneissifiés antérieurement à la migmatisation hercynienne.

M. Gneiss ocellés de Crupillouse. Ce sont des gneiss à patine claire, homogènes en grand, dont le faciès de base est celui de gneiss ocellé à mégacristaux d'orthose, passant dans les zones les plus déformées à des gneiss plus rubanés, à amandes quartzo-feldspathiques très étirées (faciès devenant alors proche de celui des gneiss de l'Embernard).

Leur massif principal est situé en Champoléon (feuille Orcières). Sur la feuille La Mure, on trouve la prolongation vers le Nord-Ouest de la grande lanière des gneiss de Crupillouse qui forme au-dessus de La Chapelle-en-Valgaudemar la crête de Colombes (feuille Saint-Christophe), puis coupe l'arête sud-ouest du sommet des Mourres Rouges ; vers le NNW, cette bande se poursuit en rive droite du vallon de l'Echarenne (où les gneiss ont un faciès très spectaculaire, à cristaux automorphes pluricentimétriques de FK bien préservés), puis coupe la vallée de la Bonne environ 1,5 km en amont du Désert-en-Valjouffrey ; elle s'amincit alors et se termine en rive droite de la vallée contre la longue faille méridienne qui coupe le Valjouffrey au niveau du Désert. Au Nord-Est de cette faille, on retrouve dans les migmatites corticales (gneiss de la Lavey) quelques minces lanières de ces gneiss, qui viennent buter contre la grande suture sédimentaire du col des Marmes. Enfin les gneiss de l'Embernard pourraient n'être que la suite de ces mêmes gneiss (plus altérés par la migmatisation, ou dérivant d'un granite moins porphyroïde), décalés par le grand décrochement dextre d'âge alpin qui correspond à la suture Combe de la Réméouse - col de la Muzelle : on aurait là dans le noyau, à proximité de la limite du cortex, une remarquable ceinture de granites anciens (c'est-à-dire anté-migmatisation hercynienne).

λ. Leptynites. Au Sud du Désert-en-Valjouffrey, sur l'éperon rive gauche du vallon de l'Echarenne qui monte vers la Pointe Marceline, on trouve des leptynites très homogènes, finement grenues, très massives à l'échelle de l'échantillon, mais montrant à échelle de l'affleurement un délit en bancs décimétriques à millimétriques. Ces leptynites rappellent beaucoup les faciès analogues des séries corticales (leptynites de la Pointe de la Chalp) ; mais elles ne sont jamais associées, comme c'est systématiquement le cas dans le cortex du massif, à des amphibolites, et passent progressivement vers le Sud, avec plusieurs récurrences, aux migmatites

acides qui forment la rive gauche du vallon de l'Echarenne : elles ont donc été considérées comme un faciès particulier des gneiss du noyau.

M6. Amphibolites migmatisées. Ces roches affleurent en une bande de 200 à 300 m de large sur la crête du Ferrand (entre le vallon d'Aillot à l'Ouest et le vallon de la Haute-Pisse à l'Est, feuille Saint-Christophe), puis forment la Pointe Swan et se poursuivent au Nord en rive gauche du vallon de Lanchatra, où elle est recoupée par le granite du Turbat - Lauranoure.

Il s'agit surtout d'amphibolites massives, peu ou pas orientées, à grain assez grossier, et d'amphibolites rubanées, où alternent des lits sombres à amphibole (\pm biotite) et lits clairs feldspathiques, l'épaisseur des lits variant du millimètre à quelques centimètres. La migmatisation se marque par la nature granitique des lits clairs les plus épais, ou par la présence de mobilisats granitiques qui s'insinuent entre un assemblage de blocs anguleux amphiboliques (texture agmatitique).

C. Cipolin. Un niveau de cipolin se suit de manière presque continue sur plus de 10 km, de la rive gauche de la Bonne, en amont du Désert, jusqu'aux environs du col de la Muzelle. Sa puissance varie de moins d'un mètre à plus de 10 m ; en rive droite de la Bonne, sur l'éperon SSW de l'Aiguille des Marmes, il est accompagné de plusieurs niveaux secondaires discontinus et d'épaisseur métrique. Là où il a été observé, le contact entre gneiss et cipolin est toujours repris tectoniquement. Ce niveau correspond le plus souvent à un marbre très pur (qui a d'ailleurs été exploité comme tel dans les carrières de Valsenestre), à gros grain ; au Nord-Est du Désert, sa patine est plus grise et il montre un litage net, marqué par des lits siliceux.

La signification de ce niveau de cipolin n'est actuellement pas très clairement établie : s'il s'agit simplement d'un ancien niveau calcaire dans les formations pélitiques et grauwackeuses ayant donné par métamorphisme les gneiss et migmatites adjacents, sa continuité et sa régularité sont alors un peu suprenantes ; en outre (mais cela reste à établir plus sûrement) il semble que son métamorphisme soit de plus faible degré, et que sa direction soit faiblement oblique à échelle cartographique sur la direction des alternances lithologiques de l'encaissant.

Roches cristalphylliennes non migmatitiques

● Ensemble cortical du Pelvoux et série du Taillefer

ξN : schistes noirs et métagreywackes, ξ : micaschistes, $\xi Q\delta$: schistes quartzeux amphiboliques, $\chi\xi Q$: quartzites noirs et schistes quartzeux, ζC : gneiss quartzitiques et microconglomérats. Toutes ces roches correspondent à un ensemble de faciès assez proches les uns des autres que l'on a regroupé ici dans une même description. Les distinctions cartographiques apportées, en particulier en Valbonnais et Valjouffrey, n'ont qu'une valeur locale ($\xi Q\delta$, $\chi\xi Q$, ζC).

Faciès dominants :

– *métagreywackes* : roches d'aspect quartzo-sériciteux gris-noir à gris-vert. Suivant la taille du grain la schistosité est très fine ou peu nette à l'oeil nu, elle est de plus en général parallèle à la stratification. Ceci donne à première vue l'impression de roches peu affectées par la déformation tectonique. En fait l'observation microscopique montre que celle-ci est intense, avec une surface S0-S1 reprise soit par des surfaces de cisaillement obliques, soit par une crénulation serrée. L'association minérale est la suivante : quartz, feldspaths d'origine détritique peu ou pas recristallisés, biotite et muscovite en petites paillettes, plus rarement grenat. Localement, la déformation, moins intense, n'a pas effacée des figures sédimentaires : *micro-slump* et *load-cast* ;

– *micaschistes fins, charbonneux* (méta-siltites), tendres, de grain très fin : quartz, albite (?) chlorite, séricite, parfois biotite, pyrite, pigment carboné.

Faciès subordonnés :

– *grès et siltites dolomitiques et dolomies gréseuses*. Il s'agit d'une formation caractéristique, à rubanement centimétrique : lits siliceux gris-noir et lits dolomitiques à patine rousse et cassure gris bleuté plus ou moins foncé ;

– *niveaux gréseux* : quartz, feldspath détritique (plus rare que dans les métagreywackes classiques) dolomie, séricite, épidote et parfois biotite ;

– *niveaux carbonatés* : dolomie, séricite, pyrite. P. Gibergy y a décrit des encrines, ce qui présente l'intérêt de préciser le caractère marin de la formation.

Ces faciès ne représentent qu'une part infime de la série du Taillefer ; les affleurements repérés sont rares mais répartis sur l'ensemble des secteurs ; on les connaît notamment sous le charriage du Tabor.

– "*grès à trou*" (grès décarbonatés), décrits très localement par P. Gibergy qui a trouvé des empreintes de fossiles d'affinité viséenne (Viséen supérieur ?).

§C. **Conglomérats métamorphiques.** Le *ciment* est constitué de métagreywackes ; les *galets* présentent une déformation extrêmement variable : certains sont équidimensionnels, arrondis ou même anguleux, d'autre très étirés. La taille varie du centimètre au mètre. On peut distinguer, quant à la nature :

– des galets de schiste noir, correspondant à un remaniement de la formation,

– des galets de quartz,

– des galets microgrenus quartzo-albitiques,

– des galets et blocs de granite,

– des galets et blocs de paragneiss, de leptynite et de gneiss rubané, dont la foliation est souvent oblique sur l'aplatissement.

K1-3. **Albitophyres et tufs.** On a regroupé ici d'une part des spilites et des kératophyres, d'autre part des schistes gris clair à vert foncé issus des matériaux pyroclastiques correspondants.

Méta-spilites : roches massives gris-vert à vert sombre qui se révèlent au microscope très peu recristallisées lors du métamorphisme général. On distingue principalement :

- des roches à texture microlitique - porphyrique. Matrice constituée d'albite, souvent encore partiellement à l'état de microlites, d'épidote, de hornblende actinotique pâle aciculaire, de chlorite, parfois de biotite en petites paillettes, accessoirement de calcite, pyrite, parfois quartz. Phénocristaux reliques : plagioclases pourvus d'une zonation ancienne soulignée par la quantité d'épidote exsudée ; amphibole de type ouralite (hornblende actinotique pâle évoquant des pseudomorphes de pyroxène) ;
- des roches à texture doléritique intersertale : même minéralogie, carbonates et chlorites plus largement représentés.

Deux faciès subordonnés sont à signaler :

- spilite à vacuoles remplies de clinozoïzite et de carbonates ;
- faciès bréchiqes.

Méta-kératophyres quartziques : à l'oeil nu, leptynites felsitiques présentant une cassure blanche et une patine rougeâtre caractéristiques. Au microscope, phénocristaux non recristallisés d'albite et matrice constituée de microlites d'albite conservés et d'un fond recristallisé microcristallin de quartz et d'albite avec chlorite et sulfures rares.

Tufs albitophyriques : roches gris clair à vert sombre souvent nettement rubanées et à grain fin (cinérites), alors assez classiquement associées à des lits microquartziteux noirs évoquant fortement des phtanites. Paragenèse : albite, épidote, amphiboles fibreuses, chlorite \pm biotite \pm quartz \pm muscovite.

ζλ. Gneiss leptynitiques. Ces gneiss sont facilement identifiables sur le terrain à leur teinte d'ensemble très claire, ainsi qu'à leur structure très massive à l'échelle de l'affleurement, mais bien litée à l'échelle du paysage ; ils affleurent largement dans le versant sud-ouest du Pic de Valsenestre : ici ils forment une bande d'environ 600 m d'épaisseur, qui se suit depuis le grand accident de la Roche des Faures au Sud-Est jusqu'en rive droite du vallon de Béranger au Nord-Ouest.

A l'échelle de l'affleurement, ces gneiss montrent une alternance à toutes échelles (millimètre à décamètre) de lits de nature assez variée :

- des "quartzites" feldspathiques, plus ou moins riches en biotite et chlorite, avec parfois un peu de grenat ;
- des leptynites, à texture parfois aplitique, où la schistosité est marquée par des lits très minces et discontinus à chlorite et muscovite ;
- des quartzites, où un rubanement peut se marquer par des lentilles très aplaties de quartz.

Le passage des gneiss leptynitiques aux formations situées de part et d'autre est rapide mais toujours progressif : ainsi les leptynites du versant sud-ouest du Pic de Valsenestre passent aux amphibolites qui les surmontent par l'intermédiaire d'une zone où alternent des niveaux pluricentimétriques de leptynites et d'amphibolites, et aux schistes feldspathiques sous-jacents par augmentation de la teneur en micas.

δ. Amphibolites. Dans le versant sud-est du Pic de Valsenestre, les amphibolites forment une bande très continue d'environ 500 m de puissance ; son extrémité sud-est est pincée en synforme dans les gneiss leptynitiques ; sa limite orientale correspond le plus souvent au contact intrusif des granites du vallon de la Chalp et de la rive gauche du torrent de Béranger, le contact avec les schistes leptynitiques du versant oriental de la synforme n'étant préservé que dans le haut vallon de Frasse Folle, entre Combe Oursière et le vallon de la Chalp. Une bande d'amphiboles de puissance comparable se suit en rive gauche du ruisseau de la Fayolle (vallon du lac Labarre) ; ce sont vraisemblablement les mêmes niveaux que ceux du Pic de Valsenestre, répétés tectoniquement.

Il s'agit le plus souvent d'amphibolites à grain fin, finement rubanées à l'échelle millimétrique, où alternant à échelle centimétrique à décimétrique avec des niveaux leptynitiques ; leur faciès est alors tout à fait semblable à celui des formations leptyno-amphiboliques connues dans les séries corticales un peu plus au Sud (bas Valgaudemar et Petit Chaillol, feuille Saint-Bonnet).

ζ. Gneiss. En rive gauche du vallon de Valsenestre (Combe Oursière) et en rive droite du Valjouffrey en aval de La Chapelle, on passe, par enrichissement en biotite et augmentation de la taille du grain, des gneiss leptynitiques à des gneiss biotitiques banaux, tout à fait analogues aux gneiss de la Lavey connus plus à l'Est dans le noyau du massif. Néanmoins, le caractère toujours très progressif du passage entre ces gneiss et les faciès typiquement corticaux, avec de nombreuses récurrences des uns dans les autres, les rattachent nettement aux séries corticales.

ξF. Micaschistes feldspathiques. Les affleurements les plus étendus de ces roches se situent au Nord de Valsenestre (de part et d'autre du débouché du vallon de Valsenestre) et au Nord-Est de La Chapelle-en-Valjouffrey (à la base du versant occidental du Pic de Valsenestre). Il s'agit d'une roche à patine sombre, à trame schisteuse très abondante, riche en biotite et muscovite, où peut parfois s'observer un rubanement dû à des lits quartzo-feldspathiques réguliers, de puissance millimétrique à centimétrique ; mais le plus souvent le quartz et le feldspath ne forment que des lentilles discontinues (donnant au micaschiste un aspect "migmatitique"), où même de simples ocelles millimétriques à centimétriques noyés dans une matrice faite de biotite, muscovite et quartz (faciès de micaschiste ou gneiss ocellaire).

Dans les pentes dominant La Chapelle-en-Valjouffrey au Nord-Est, on peut voir le passage progressif de ces micaschistes aux gneiss leptynitiques, par apparition d'intercalations de leptynites, en même temps que les schistes prennent un aspect plus gneissique par diminution de leur teneur en phyllites.

C. Cipolins. Des niveaux de cipolins plus remarquables ont été distingués sur la carte, principalement en rive droite de la Bonne ou du ruisseau de Béranger. On les trouve aussi bien dans les faciès de schistes quartzeux ou les quartzites que dans les amphibolites et les gneiss. Leur puissance varie du décimètre à quelques mètres.

● **Complexe de Belledonne**

Micaschistes, gneiss albitiques, gneiss prasinitiques, prasinites, amphibolites : tous les intermédiaires existent dans cette série d'origine volcano-sédimentaire et d'évolution métamorphique polyphasée sinon polycyclique ; ils sont regroupés en 2 ensembles.

ξζ. **Micaschistes et gneiss albitiques.** *Micaschistes* : en général gris verdâtre plus rarement gris brunâtre (biotite fraîche), caractérisés par le microplissement intense d'une foliation bien marquée (voir paragraphe "microtectonique"). Dans la formation de Lavalens, la paragenèse est le plus souvent à quartz, albite, muscovite, chlorite, parfois à quartz, albite, muscovite, chlorite, biotite ou même à quartz, albite, biotite, grenat ; dans ce dernier cas il s'agit cependant d'un assemblage très tardif, synchrone à postérieur à la dernière phase de microplissement. *Gneiss albitiques* : roches plus massives que les micaschistes, beaucoup moins microplissées et à grain assez gros ; paragenèse à albite dominante, quartz, chlorite, parfois biotite, muscovite très subordonnée. Leur caractéristique majeure réside dans la conservation partielle très fréquente de la texture magmatique grenue-granophyrique typique des plagiogranites de la série de Rioupéroux.

ζδ. **Gneiss prasinitiques, prasinites et amphibolites.** *Gneiss prasinitiques* : variante des précédents marquée par un enrichissement en chlorite, l'apparition de l'épidote et/ou de la calcite et la disparition de la muscovite. *Prasinites* : roches sombres, finement schisteuses mais en général peu microplissées ; la paragenèse est : albite, chlorite, hornblende actinotique, leucoxène ± épidote ± calcite ± quartz ; la texture est toujours très fine et typiquement mylonitique. *Amphibolites* : dans la formation du Taillefer oriental les prasinites sont remplacées par de véritables amphibolites (oligoclase + hornblende) à texture blastomylonitique : clastes de plagioclase, blastes poecilites de hornblende ; matrice microgranoblastique.

Dans la formation du Taillefer oriental, les micaschistes, plus largement cristallins tendant vers les paragneiss, contiennent oligoclase et, surtout, staurotide et disthène rélictuels. A ces faciès s'associent des niveaux de gneiss à yeux d'oligoclase.

λ. **Leptynites, métagranophyres.** Roches voisines des gneiss albitiques précédemment décrits mais d'une part en général plus massives (leptynitiques et non gneissiques) et, d'autre part, présentant beaucoup plus fréquemment des textures magmatiques bien conservées : grands cristaux automorphes, légèrement zonés, d'albite ($An_{0.5}$ à An_{5-10}), corrodés par des micropegmatites à étoilement constituées de quartz et d'albite A_{n0} ; mésostase formée de micropegmatite et/ou d'un fond granoblastique recristallisé (?) d'albite, de quartz, d'épidote et soit de biotite, soit, plus rarement, de hornblende ; chlorite et parfois calcite secondaires.

δ. **Amphibolites.** Il s'agit ici des amphibolites de la formation du Tabor de Mateysine ; ce sont de belles roches vert sombre tantôt massives, tantôt rubanées ; texture granonématoblastique classique ; plagioclase très variable avec deux fréquences maximales An_{28-32} et An_{48-52} : données statistiques recueillies sur l'ensemble Chamrousse (feuille Vizille) - Tabor.

δθ. **Méta-gabbros et méta-pyroxénolites.** On a regroupé ici un ensemble de roches très variées dans le détail ; on peut distinguer :

- des méta-gabbros à grain fin, à amphibole ;
- des gabbros isotropes à gros, voire très gros grain, à CPX (diallage) partiellement amphibolitisés ;
- des gabbros à rubanements séquentiels, avec "grano-classement" (stratification magmatique *sensu stricto*) ;
- des gabbros et méta-gabbros amphiboliques à fluidalité magmatique (*flow layering*) ;
- des "flasser-gabbros" issus du laminage modéré des faciès précédents ;
- des pyroxénolites (diallagites) ;
- des pseudo-hornblendites (diallagites totalement ouralitisées) ;
- enfin, des blastomylonites à hornblende ± plagioclase ± diopside, issues du laminage intense à haute température des gabbros et des pyroxénolites.

Les relations, extrêmement complexes, entre ces divers faciès témoignent de l'évolution suivante :

- altération hydrothermale précoce ;
- métamorphisme général dans la mésozone ;
- rétrogenèse hercynienne tardive et/ou alpine.

Les paragenèses repérables sont les suivantes :

- magmatique : labrador, diallage, orthopyroxène (? : entièrement basitité) ;
- catazonale précoce : hornblende brune, diopside, labrador ou andésine ;
- mésozonale : hornblende verte (andésine ?) ;
- épizonale : trémolite, clinozoïzite, bastite, chlorite.

Les paragenèses épizonale et mésozonale, étroitement intriquées, peuvent appartenir, l'une comme l'autre et suivant les cas soit à l'évolution tardi-magmatique (hydrothermale) du complexe, soit aux métamorphismes généraux postérieurs.

α. **Serpentinites.** Série litée, rubanée, d'ultrabasites serpentinisées, recoupées par de rares filons et présentant tous les intermédiaires entre les types lithologiques suivants :

- *serpentinite massive* grossièrement rubanée à texture relique de cumulat ; olivine entièrement serpentinisée ± amphibole trémolitique ± spinelle chromifère ± clinopyroxène (ce dernier exceptionnel) ;
- *amphibolite blastomylonitique* (méta-cumulat pyroxénique) : clastes de hornblende brune, matrice de hornblende brune et, exceptionnellement, plagioclase et/ou clinozoïzite ;
- *serpentinite finement rubanée* à texture mylonitique : clastes d'olivine entièrement serpentinisés, hornblende brune, exceptionnellement clinopyroxène, matrice micro à cryptocristalline chlorito-serpentineuse ;
- les filons sont représentés d'une part par des diallagites, d'autre part et plus rarement encore par des gabbros à grain fin amphibolitisés.

ζγ3. Porphyroïdes. On a qualifié ainsi des roches à texture d'orthogneiss, à quartz, microcline, albite, chlorite, muscovite, formant des lentilles décimétriques de part et d'autre de la discordance dans la région de Lavaldens. Il s'agit vraisemblablement d'anciens sills de microgranite porphyrique recristallisés plus largement que les kératophyres lors du métamorphisme.

ξ. Micaschistes du dôme de La Mure. Le socle cristallin affleurant entre La Mure et le lac de Petichet est la réapparition du rameau externe de Belledonne (série satinée) dont il a tous les caractères. Ce sont des micaschistes à deux micas plus ou moins quartzeux et chloriteux alternant avec des leptynites ; une forte albitisation secondaire y est repérable. Près du lac de Petichet, le faciès est plus quartzeux, plus détritique et moins métamorphique. L'âge de cette série n'est pas connu.

Mylonites et blastomylonites post-granites hercyniens

myξ. Schistes chloriteux du Ramu et du Clotonnet, schistes du Grand Chapelet. Ces formations se disposent en bandes étroites, jalonnant les chevauchements ou les décrochements d'âge post-jurassique. Dans ces bandes mylonitiques, on peut distinguer (Champenois, 1982) plusieurs faciès inégalement représentés d'un point à l'autre :

- des brèches ;
- des microbrèches et cataclasites, roches souvent de teinte vert sombre, où les minéraux constitutifs de l'ancien gneiss (quartz et feldspath) sont fragment s dans une phase phylliteuse très finement cristalline ;
- des phyllonites à grain fin, se présentant à l'affleurement comme des chloritoschistes, aux plans de schistosités souvent striés et enduit d'épidote.

Dans la bande de phyllonites et gneiss ocellaires du versant sud de la Pointe de la Chalp, on remarque des schistes à grain très fins, formés d'alternances millimétriques, régulières, de lits riches en quartz et de lits   séricite – muscovite très prédominants ; il s'agirait plutôt d'une roche d'origine métasédimentaire (phyllades d'âge peut-être carbonifère pincées dans cet accident) que d'une phyllonite d'origine purement tectonique.

οζ. Gneiss ocellaires. A côté des brèches et des schistes, il existe dans les couloirs mylonitiques des gneiss ocellaires. Ils sont caractérisés par de petits ocelles (1 mm   1/2 cm) arrondis, mono ou poly-cristallins (plagioclase séricitisé ; ou plagioclase + quartz), moulés par la matrice schisteuse mylonitique à muscovite (\pm chlorite) et quartz en rubans (faciès de blastomylonite).

Ces gneiss ocellaires correspondent à une mylonitisation dans des conditions vraisemblablement un peu plus "chaudes" que celles ayant donné les faciès précédents. On les trouve dans toutes les grandes bandes mylonitiques, en particulier dans la bande du versant sud de la Pointe de la Chalp (entre autres dans les affleurements entaillés par la route D 117) ; ils n'ont été distingués cartographiquement que dans le vallon de Valsenestre, où ils sont le mieux représentés.

myY. **Granite mylonitisé de la Pointe de la Chalp.** Les faciès précédents se développent surtout à partir des gneiss et des migmatites. Mais dans le grand couloir mylonitique orienté N 150°E qui limite à l'Ouest le granite porphyroïde du Pic de Valsenestre (versant sud de la Pointe de la Chalp), on peut distinguer facilement, même dans le paysage (formation de teinte plus claire que le reste des mylonites), les termes correspondant granite : ce dernier est transformé par tectonisation en un gneiss oillé, où les anciens mégacristsaux du granite, encore souvent bien identifiables, donnent des yeux ovoïdes plus ou moins laminés, moulés par la matrice mylonitique à chlorite et quartz en longs rubans.

ROCHES MAGMATIQUES

Les granitoïdes, abondants dans toute la moitié est de la feuille (à l'Est du synclinal de Bourg-d'Oisans), affleurent dans de nombreux petits batholites, souvent très disloqués par la tectonique alpine. Le plus important d'entre eux est celui du granite de Rochail (environ 34 km²), qui forme les crêtes et versants rive gauche du vallon du Lautivel, et se poursuit au Nord (feuille Vizille) jusqu'au pont Saint-Guillaume. Tout à fait à l'Est de la feuille on trouve les affleurements les plus occidentaux du granite de Turbat - Lauranoure (env. 33 km²), massif bien individualisé sur la feuille Saint-Christophe. Enfin, en Valsenestre et Valjouffrey affleurent plusieurs petits massifs (granites du Ramu et des Quatre-Tours, en Valsenestre, granites du vallon de La Chalp et du Pic de Valsenestre, granite du Péou de Saint-Maurice, en Valjouffrey) dont les contacts intrusifs originels sont souvent oblitérés par des mylonites tardi-hercyniennes ou alpines.

Aux distinctions basées sur des critères pétrographiques ou structuraux se superposent des regroupements mis en évidence par leur étude chimique systématique : environ 100 analyses chimiques (éléments majeurs et principaux éléments-traces) des granites de la feuille La Mure ont été effectuées, au CRPG de Nancy (quantométrie) ou à l'Institut Dolomieu de Grenoble (fluorescence X), sur des échantillons récoltés par G. Banzet, P. Le Fort, R.A. Oliver, A. Pécher, G. Vivier et P. Vittoz. L'ensemble des données analytiques correspondant aux points d'échantillonnage géochimique indiqués sur la carte est disponible au CRPG (banque de donnée Artémise). On trouvera en annexe des analyses moyennes ou des moyennes d'analyses concernant les principaux massifs.

En se basant sur ces données analytiques, et en poursuivant la typologie chimico-minéralogique adoptée sur la feuille voisine Saint-Christophe (voir notice), on peut regrouper les granitoïdes de la feuille La Mure en deux groupes principaux :

- un ensemble de *granites alumino-sodiques* à deux micas, riches en muscovite, à dominante générale leucocrate, où le plagioclase est en général proche de l'albite (granites notés $\gamma 1$). La plupart de ces granites (hormis les granites du vallon de la Chalp et du Grun de Saint-Maurice) montrent de nombreuses enclaves sombres, vauagnéritiques* (la fameuse "syénite du Lautivel"), de taille centimétrique à décimétrique, soit disséminées, soit souvent regroupées en amas dans certaines zones privilégiées (par exemple au Sud-Ouest de la Danchères, au-dessus du lac Lautivel, dans le granite du Rochail, ou en rive droite de vallon Cros,

dans le granite du Péou de Saint-Maurice). A échelle de toute la région, cette association magmatique acide-basique est caractéristique de cette région occidentale, où les différents massifs dessinent une longue ceinture, depuis le granite des Moutières au Sud (feuille Orcières) jusqu'au granite de Roche Noire, dans les Grandes Rousses, au Nord (feuille Vizille) ;

— un ensemble de *granites monzonitiques*, moins sodiques (granites de Turbat, de l'Alfrey, du Pic de Valsenestre, d'Orgières), où la muscovite est peu abondante ou absente, où le plagioclase est un oligoclase, et où le terme le plus sombre contient de l'amphibole (granite d'Orgières). Dans cet ensemble, ce dernier granite est bien individualisé ; mais en ce qui concerne les termes clairs, la discrimination chimique entre granites aluminosodiques et granites monzonitiques est plus difficile. Il a alors surtout été utilisé comme facteur discriminant la teneur en Na_2O , facteur déjà adopté pour différencier les leucogranites de la feuille Saint-Christophe : cette teneur est généralement $>$ à 3,65 dans les granites albitiques à 2 micas, et $<$ à 3,65 dans les granites leucocrates ou subleucocrates rattachés à l'ensemble monzonitique ;

— on a enfin séparé le granite d'Entraigues, que ses caractères chimiques rapprochent des granites aluminosodiques du Haut-Dauphiné (il est cependant globalement plus pauvre en alcalin, à cause de sa faible teneur en K_2O) mais qui est déjà situé dans l'ensemble structural du Taillefer.

Granites aluminosodiques à muscovite

$\gamma 1$. Granite du Rochail, granite du Péou de Saint-Maurice, granite du vallon du Roux. Sous ce titre ont été regroupés des granites de réalité assez disparates :

Le granite du Rochail, qui s'étend sur 34 km² de la Romanche (pont Saint-Guillaume, feuille Vizille) au vallon de Valsenestre, est un massif de granite composite comprenant 2 faciès, l'un et l'autre riches en enclaves vaugnéritiques* ou dioritiques :

— un granite à grain grossier, souvent légèrement porphyroïde (mégacrists feldspathiques de taille centimétrique), où une fluidalité magmatique assez nette est soulignée par l'alignement des biotites ;

— un granite plus leucocrate, à grain moyen, parfois aplitique, à biotite et muscovite** ; il semble postérieur au précédent, dans lequel il forme des masses à contours flous ou des filons à épontes nettes.

D'un point de vue chimique, ces granites sont nettement différenciables (cf. analyses moyennes en annexe) : le granite fin, leucocrate, est un granite alumineux et sodique qui appartient sans conteste au groupe des granites aluminosodiques à muscovite ; le granite grossier est un granite nettement moins siliceux, toujours très alumineux, mais sensiblement plus potassique et plus calcique, et moins sodique : il se rapproche donc beaucoup plus du groupe des granites à tendance monzonitique, notés par ailleurs $\gamma 2$.

* Bien que généralement pauvre en FK ; il faudrait mieux parler de syénite ou de faciès durbachitiques (G. Vivier).

** La muscovite n'est jamais observée dans le granite du Rochail s.s., n'étant généralement pas exprimée minéralogiquement (G. Vivier).

D'un point de vue chimique, ces granites sont nettement différenciables (cf. analyses moyennes en annexe) : le granite fin, leucocrate, est un granite alumineux et sodique qui appartient sans conteste au groupe des granites alumino-sodiques à muscovite ; le granite grossier est un granite nettement moins siliceux, toujours très alumineux, mais sensiblement plus potassique et plus calcique, et moins sodique : il se rapproche donc beaucoup plus du groupe des granites à tendance monzonitique, notés par ailleurs $\gamma 2$.

Sur le terrain, ces deux faciès du granite du Rochail sont très inter-pénétrés, et n'ont pas été individualisés cartographiquement ; dans la partie sud du massif (vallon de Valsenestre), le faciès à grain grossier est prédominant, recoupé par des filons de granite leucocrate à grain moyen ; par contre, dans toute la partie centrale et septentrionale du massif (du Vénéon au fond du vallon de Lauvitel), le faciès leucocrate alumino-sodique est prédominant : ceci explique que l'ensemble du massif ait été regroupé sous la désignation $\gamma 1$.

Le granite du Péou de Saint-Maurice forme un petit massif d'environ 6,5 km² qui s'étend du haut vallon du Roux, en Valgaudemar, jusqu'au vallon Cros, au-dessus des Faures en Valjouffrey. Ses contacts intrusifs sont partout nets (ils sont facilement observables, par exemple, dans le versant sud du col de Menoux) ; mais on note à sa périphérie, dans les migmatites encaissantes, une auréole de granitisation plus diffuse qui peut s'étendre jusqu'à 1 à 2 km du granite, avec de nombreuses bouffées et filons d'un granite clair dont il est difficile de dire s'il s'agit de granite d'anatexis ou du granite du Péou de Saint-Maurice.

On peut aussi séparer dans ce granite 2 faciès pétrographiquement différents, tous deux riches en enclaves vaugnéritiques ou syénitiques : le plus largement représenté est un granite leucocrate à grain moyen, à biotite (\pm chlorite) disséminée soulignant une fluidalité en général bien marquée ; le second est un granite à grain plus fin et plus riche en muscovite, formant dans le premier des filons ou des masses décamétriques ou hectométriques ; il prend une extension importante dans la région du col de Menoux. Ces granites, qui ne semblent pas significativement différents du point de vue chimique, ont une composition tout à fait analogue à celle du granite clair du Rochail.

$\rho\gamma 1$. **Granite porphyroïde du Grun.** Le granite du Grun affleure à la bordure sud de la feuille, sur la crête Rochers du Diable – Grand Chapelet (arête WNW du Grun de Saint-Maurice, entre Valjouffrey et Valgaudemar), et dans le flanc nord-est de cette crête, en rive gauche du vallon de Malentraz. Ici, il forme plusieurs amas de taille assez réduite, pluri-hectométrique, et quelques filons de puissance métrique (par exemple à l'Ouest de la cabane de Malentraz). Il se développe plus vers le Sud en direction de Saint-Maurice-en-Valgaudemar (feuille Saint-Bonnet, où il est en réalité plus étendu que ne l'indique la carte).

C'est un granite clair, à biotite (presque totalement transformée en chlorite) et muscovite, à mégascritaux plus ou moins arrondis de FK, dont la taille, habituellement 2 à 3 cm, peut atteindre 10 cm. Chimiquement proche du granite clair du Rochail, du granite des Quatre-Tours et du

granite du Péou de Saint-Maurice, il s'en différencie cependant nettement par l'absence des enclaves vaugnéritiques.

g γ 1. **Granite du vallon de la Chalp, granite du Ramu.** Dans les pentes inférieures boisées de la rive gauche du vallon de Béranger, en aval de Valsenestre, et dans le haut vallon de la Chalp, à l'Ouest du Pic de Valsenestre, affleure un granite leucocrate à biotite – muscovite, à grain grossier, parfois à tendance porphyroïde, dont le faciès évoque beaucoup le granite de Combe Guyon ou le granite grossier du Rochail. Il s'en distingue néanmoins par son caractère très sodique, qui le rattache au groupe des granites aluminosodiques. Comme le granite du Grun, il se différencie des autres granites de cette famille par l'absence d'enclaves basiques.

Le granite du Ramu, qui affleure largement dans le versant sud-est du Pic du Clapier du Peyron, est un granite très leucocrate, à grain moyen à grossier, également aluminosodique. Il se différencie néanmoins nettement des précédents par sa teneur un peu moins forte en aluminium, et surtout par son absence d'enclaves vaugnéritiques; il est ainsi à rapprocher beaucoup plus du granite de la Bérarde (feuille Saint-Christophe-en-Oisans) que du granite du Rochail.

f γ 1. **Granite des Quatre-Tours, granite de la Pointe Marceline.** Sous le symbole f γ 1 sont regroupés deux granites assez différents et géographiquement très distincts :

Le granite des Quatre-Tours forme une bande étirée sur environ 8 km de long de la brèche de Valsenestre au lieu-dit Les Quatre-Tours, à l'extrémité sud de l'arête sud du Pic du Clapier du Peyron. C'est un granite leucocrate, équigranulaire, à grain fin (millimétrique), à 2 micas (la biotite étant toujours très chloritisée). Localement il montre un faciès très blanc et plus riche en muscovite, qui semble être lié à la proximité des grands accidents alpins qui le découpent. Il est parfois recoupé par des filons ou bouffées d'aplite et renferme, comme les granites du Rochail et du Péou de Saint-Maurice, des enclaves vaugnéritiques ou dioritiques; elles sont peu abondantes et disséminées, mais leur taille peut être pluridécamétrique (par exemple en face de la cabane du Vallon, dans le thalweg du torrent du Pichoud, ou dans le haut des couloirs qui sillonnent face au Sud les Quatre-Tours).

Ses relations avec les granites voisins du Rochail ou de Combe Guyon sont toujours de nature tectonique. Mais il semble que le granite des Quatre-Tours puisse être un équivalent à grain un peu plus fin des termes acides aluminosodiques du granite du Rochail, bien que sa composition chimique soit légèrement différente (un peu plus sodique, un peu moins potassique, cf. analyses en annexe).

Le granite de la Pointe Marceline affleure au Sud du Désert, et forme le sommet de la Pointe Marceline. Géographiquement, il prolonge directement au Sud le granite porphyroïde du Pic de Valsenestre, dont il est séparé au niveau du torrent de Maladra par un panneau de migmatites, et avec lequel il est probablement en contact direct un peu plus au Nord-Est, dans les raides pentes rive gauche de la Bonne en aval du Désert; mais il est très nettement différent du granite du Pic de Valsenestre,

aussi bien par son faciès que par son chimisme : c'est un granite à muscovite très leucocrate, à grain fin, à texture plus ou moins aplitique. Sa richesse en aluminium et en sodium le rattache très nettement à la famille des granites aluminosodiques (à la différence du granite monzonitique du Pic de Valsenestre) ; mais comme les granites du Grun et du vallon de la Chalp, il ne renferme pas d'enclaves basiques.

ση. **Vagnérites.** Sous ce nom on a regroupé les très nombreuses enclaves basiques micacées qui caractérisent les massifs de granite du Rochail, des Quatre-Tours et du Péou de Saint-Maurice. Ces enclaves peuvent être isolées et de grande taille : ainsi l'enclave déjà citée dans le granite des Quatre-Tours, ou encore l'enclave syénitique qui se suit sur plusieurs dizaines de mètres vers 2 150 m d'altitude sur l'éperon rive droite du ruisseau du Lauvet (vallon de Malentraz) ; le plus souvent il s'agit d'enclaves de plus petite taille (dm à m), regroupées en amas dont l'étendue peut être hectométrique : c'est par exemple le cas en rive droite du vallon Cros, où les enclaves forment un entassement de boules séparées par une matrice granitique de volume très subordonné ; enfin, dans certains zones, elles sont plus régulièrement disséminées.

Très souvent, la nature de ces enclaves n'est pas vagnéritique, mais on observe toute une gamme de faciès intermédiaires entre des enclaves surmicacées biotitiques, syénitiques, des enclaves plus-feldspathiques, de teinte vert pâle, et des enclaves dioritiques à plagioclase et amphibole à texture doléritique. A échelle régionale on note une certaine évolution spatiale du Nord vers le Sud, les enclaves vagnéritiques ou syénitiques étant surtout abondantes dans le granite du Rochail (vallon du Lauvitel), les enclaves dioritiques devenant plus fréquentes dans le granite du Péou de Saint-Maurice, tout particulièrement à son extrémité sud, près du Col de Menoux. Chimiquement on retrouve cette grande hétérogénéité, traduite par la forte dispersion des teneurs en K_2O (de 5 à plus de 9 %) et en CaO (de 4 à 8 %), avec un rapport CaO/K_2O moyen plus élevé pour les enclaves du granite du Péou que pour celles du granite du Rochail (cf. analyses en annexe).

Granites monzonitiques, peu sodiques

γ2. **Granite de Combe Guyon.** Ce granite affleure au Nord de Valsenestre, en une lentille allongée NW-SE, de Combe Guyon (au Sud du lac Labarre) au vallon de Valsenestre. Son contact sud est intrusif dans les schistes feldspathiques et les amphibolites de l'ensemble cortical, et il est séparé du granite des Quatre-Tours à l'Est par une fracture importante. Il est néanmoins recoupé localement par des filons de granite de type Quatre-Tours (dans le verrou du vallon de Valsenestre, à proximité du chemin de la cabane du Vallon), et pourrait donc être, comme le granite du Rochail, un granite relativement précoce. Mais il se différencie bien du granite à tendance porphyroïde du Rochail par sa teneur plus forte en quartz.

Il s'agit d'un granite à grain grossier, parfois presque porphyroïde, à 2 micas, et où le quartz s'exprime en amas globulaires demi-centimétriques. Chimiquement, ce granite se caractérise par sa forte teneur en silice (nettement plus forte que celle du granite grossier du Rochail) et, de

manière plus significative, par sa faible teneur en sodium qui le classe (comme le granite grossier du Rochail) parmi l'ensemble des granites à tendance monzonitique du massif du Pelvoux.

Il est ainsi à rapprocher du granite de Turbat - Laurantou, granite largement développé dans le vallon de Lanchatra (feuille Saint-Christophe), juste à l'Est de la Muzelle, et dont le petit massif granitique qui coupe l'arête ouest de la Muzelle (feuille La Mure), non caractérisé géochimiquement, est sans doute une apophyse.

$\rho\gamma 2$. **Granite porphyroïde du Pic de Valsenestre.** Au Nord-Ouest du Désert-en-Valjouffrey, tout le Pic de Valsenestre est formé d'un granite porphyroïde très spectaculaire, de teinte verdâtre, où des mégacristaux de feldspath potassique dont la taille atteint souvent plusieurs centimètres sont moulés dans une matrice très riche en chlorite. En lame-mince, on ne retrouve que très peu de biotite non totalement chloritisée, et on observe aussi un peu de muscovite secondaire. Chimiquement, il s'agit d'un granite peu sodique, relativement très riche en calcium, à caractère monzonitique assez net.

Les relations entre ce petit massif de granite (environ 5,5 km²) et les granites voisins ne sont pas connues: il est presque partout limité tectoniquement (au Sud-Est par la grande bande mylonitique de la pointe de la Chalp qui le sépare du granite du vallon de la Chalp, au Nord-Ouest, au Nord et à l'Est par des sutures sédimentaires) et au Sud, son contact avec le granite aplitique de la Pointe Marceline n'a pu être observé.

$\rho\gamma 2$. **Granite du Petit Chapelet.** Il affleure dans un très petit massif, rive gauche du haut vallon de Malentraz, à la base des éperons nord du Grand Chapelet et du Petit Chapelet. C'est un granite à grain très fin, gris, riche en biotite, surtout caractérisé chimiquement par ses teneurs en sodium relativement très basse par rapport à celles des autres granites du Haut-Dauphiné.

γ $\begin{matrix} 3-4 \\ a-b \end{matrix}$. **Granite d'Orgières.** Il forme une bande étroite étirée sur 5 km de part et d'autre de la vallée de la Bonne, de la cime d'Orgières au Sud (feuille Saint-Christophe) à la crête du Ferrand et au vallon d'Aillot au Nord. C'est un granite équigranulaire, à grain fin, gris verdâtre, composé de plagioclase prédominant, de quartz, d'orthose, de biotite abondante et d'un peu de hornblende verte. Il est intrusif dans les migmatites, dans lesquelles se développent près du contact des masses à bord flous du même granite (vallon de la Haute-Pisse, au SSE de la pointe Swan, et rive gauche du vallon d'Aillot), ou des filons à épontes plus franches (dont l'un d'entre eux, de puissance > 10 m, se suit sur près de 500 m de dénivellée en rive droite du vallon d'Aillot).

Granites externes

γ . **Granite d'Entraigues,** adamellite peralumineuse et sodique. Il s'agit d'un très petit massif de granite leucocrate à grain moyen - fin, assez fortement tectonisé, qui affleure au Sud d'Entraigues. Dans ce granite, la biotite est presque totalement altérée en chlorite, la muscovite est abondante ainsi que le plagioclase sodique, mais la teneur en feldspath potas-

sique est faible. Chimiquement, sa teneur assez élevée en sodium le rapproche des granites aluminosodiques du massif du Pelvoux, dont il se différencie cependant nettement par des teneurs en potassium relativement très basses.

ROCHES FILONIENNES

Q. **Filons de quartz.** Se trouvent dans tout le massif ; ils sont dus au remplissage des *fentes alpines*, le plus souvent d'âge Crétacé supérieur à Tertiaire ou post-Nummulitique. Ils renferment du quartz laiteux ou en cristaux plus ou moins développés ; parfois s'y joignent des sulfures ou des minéraux rares. Des filons ont été notés au Nord de la Roche de la Muzelle.

γ. **Filons de granite.** Se placent au voisinage des massifs granitiques ; ce sont en général surtout des aplites.

ρ. **Filons acides.** *Les rhyolites du lac de la Muzelle* sont des filons disposés dans la face est de la Muraillette, au-dessus du lac ; c'est une roche blanche, massive, riche en quartz et muscovite avec un peu de chlorite (2 m de puissance).

dK, K³, ν, β. **Filons basiques.** Diabases, spilites, lamprophyres ou filons indifférenciés sont les plus nombreux, mais surtout représentés dans la région de Valjouffrey - Entraigues (N. Vatin-Pérignon *et al.*, 1972).

Les lamprophyres (ν) sont très abondants dans les parois dominant Entraigues et l'entrée du Valjouffrey où ils se situent au voisinage des spilites potassiques du Trias (les filons peuvent avoir jusqu'à 15 m d'épaisseur et 200 m de long, recoupant les conglomérats de la face ouest du Vet). On en connaît aussi sur l'arête est du Pic du Clapier du Peyron et sur les éperons rocheux du glacier de la Muzelle (le filon de "l'Oeil de la Muzelle" a 20 m de puissance). Les roches du Vet ont une structure porphyrique à pâte feldspathique et micacée avec des cristaux de périclase transformés en calcite, pyroxène, phlogopite, feldspath, diopside, apatite abondante, calcite, chlorite, pyrite et parfois amphibole.

Les spilites en filons (K³) présentent les mêmes caractéristiques que les spilites en coulées ; on en connaît dans les amphibolites de La Chapelle-en-Valjouffrey (au pied sud de l'Arcanier) : la structure est microlitique avec ou sans phénocristaux d'olivine et des vacuoles rondes à calcite, quartz ou produits ferrugineux, la trame feldspathique étant à dominante albitique ou orthosique.

Les diabases (dK), auxquelles on peut adjoindre les filons basiques dits indifférenciés (β), sont de nature très variée ; d'après leurs structures on distingue les diabases microlitiques, microgrenues, porphyriques ou intersertales, dont les lattes sont de l'oligoclase-andésine ou de l'andésine et les minéraux relevés peu variés : olivine, chlorite, quartz, apatite, séricite, épidote, augite, sphène et minéraux opaques.

ROCHES SÉDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES

Régions de La Mure et du Beaumont

h. Houiller. Le Houiller est bien représenté dans 3 secteurs :

- sur tout le long de la bordure ouest de la Matheysine, près des lacs de Pierre-Châtel et de Petichet et aux environs de La Mure où il est largement exploité (cf. Ressources minérales) ;
- en Valbonnais, dans la vallée de la Bonne à Oris-en-Rattier ou au Sud-Est d'Entraigues près du Villard-d'Entraigues ;
- au Nord de la Salette au Chamoux et à l'Est au Sommet du Rouchoux.

Dans le premier secteur il forme la couverture normale du petit massif cristallin de La Mure, dans les deux autres, il représente la bordure sud-ouest, fortement redressée et tectonisée, du Coiro et du Pelvoux externe.

Le Houiller comporte alternativement et sur de fortes épaisseurs, des conglomérats sombres, des grès micacés brunâtres et des argilites noires avec ou non des veines de charbon. L'âge reconnu de la formation, par les récoltes de flore, est Stéphanien inférieur ou Stéphanien inférieur-moyen. Le Westphalien D est peut être représenté à la base de la série (bassin de La Mure).

C'est dans le bassin de La Mure que la série est le mieux reconnu à la suite des travaux d'exploitation ; sur 800 m de puissance, on a, de bas en haut :

- conglomérats, grès, schistes (à *Mixoneura*) et charbons, discordants sur le socle, appelés Assise de la Faurie et attribuée au sommet du Westphalien (D) ou à la base du Stéphanien (A), de 0 à 70 m de puissance ;
- conglomérats (30 m) dit conglomérats des Merlins, grès et schistes : Assise stérile des Boines (ou Formation stérile du mur), au total 220 m ;
- grès et schistes comportant six couches de charbon de 1,5 à 2 m de puissance, mais, dont une seule, la Grande Couche de 10 à 12 m est exploitable ; c'est l'Assise productive du Villaret (200 m) dans laquelle la flore à *Pecopteris lamurensis* et la faune à *Esteria cebennensis* est caractéristique du Stéphanien inférieur ;
- grès et schistes de l'Assise de Simane (ou Formation stérile du toit) pouvant atteindre 400 m d'épaisseur.

Outre la région de La Mure, la flore a été découverte au Villard-d'Entraigues (anciennes exploitations), à Près Clos, dans le ruisseau de Marcoz, près du Quairelet et à Oris-en-Rattier, indiquant partout le Stéphanien inférieur (C. Greber, 1965).

Deux types de conglomérats, présents au Sud de la Bonne, doivent être signalés :

- à la base du Houiller ou au sommet du cristallin on trouve souvent un conglomérat faiblement métamorphique (ciment recristallisé avec séricite et chlorite) qu'il est difficile de placer dans l'un plutôt que dans l'autre ensemble, d'autant plus que la série cristallophyllienne comporte dans la région d'importants niveaux de conglomérats. Sur la carte il n'a été distingué du socle qu'en un point (1), au Villard-d'Entraigues ;

– au sommet du Houiller, peut se trouver un conglomérat clair, à lentilles de grès (50 m), Est du col de Près Clos.

r. Permien. La formation attribuée au Permien ne se trouve qu'à l'Est de la Salette-Fallavaux au Sommet des Rouchoux ; ce sont des sédiments détritiques rouges compris entre le Stéphanien à plantes et le Trias, leur âge est donc approximatif. Au-dessus d'un mince (1 m) conglomérat à ciment rouge-brun avec des éléments allant jusqu'à 15 cm, se répètent des alternances décimétriques de grès à surface irrégulière et de pélites souvent plus sombres, sur près de 250 mètres. La teinte générale rouge, due à la présence d'hématite dans le ciment, peut être coupée de zones irrégulières vertes.

La principale caractéristique de ces roches est d'avoir des fragments centimétriques de roches volcaniques (ignimbrites) démontrant qu'il existait, à cette époque, un important volcanisme (J. Arahamian et P. Gibergy, 1966).

Trias

Le Trias comporte classiquement les termes suivants, bien reconnaissables sur le terrain :

- grès clairs de base (tQ) ;
- dolomies et argilites (tD) souvent transformées en cargneules (tK) ;
- gypses, peu fréquents à l'affleurement (tG) ;
- spilites (K³).

Par suite de la tectonisation, l'ensemble des termes n'est pas toujours représenté sauf dans quelques coupes remarquables qu'il est intéressant de signaler. Ainsi, sur le plateau de La Mure, les coupes des Chusins, des Rioux, de Simane où le Trias repose sur le Houiller, ou celle du pont de Cognet (pour la partie supérieure du Trias seule) ; en bordure du Tabor – Coiro : la coupe de Côte Dure sur le cristallin, celle d'Oris-en-Rattier sur le Houiller et, sur le bord sud-ouest du Pelvoux, la coupe de Près Clos sur le Permien.

L'épaisseur du Trias varie de 50 à 100 m, et elle peut être doublée suivant l'importance et le nombre de coulées spilites ; en fait la présence fréquente de cargneules rend illusoire les estimations sur l'épaisseur de la série triasique.

tQ. Grès de base. On appelle ainsi des conglomérats, grès ou arkoses clairs ravinant le cristallin, le Houiller ou le Permien et dont l'épaisseur varie de quelques centimètres ou décimètres à plusieurs mètres ; les éléments en sont quartz, feldspaths, micas et oxydes de fer, produits d'altération sur place et peu transportés. Ces grès n'ont pas été datés dans la région mais on a tendance actuellement à les placer au sommet du Trias moyen ou à la base du Trias supérieur, car ils sont suivis de dolomies à *Costatoria goldfussi* (cf. plus loin) et, dans le massif des Aiguilles Rouges, la même formation a livré des empreintes de reptiles dinasoriens de la base du Carnien.

tD. **Dolomies, calcaires, argilites.** Sous ce terme, on a regroupé l'ensemble des formations carbonatées et argilitiques qui constituent l'essentiel des sédiments du Trias et que l'on a pas séparé étant donné la variabilité des coupes et la faible épaisseur des divers niveaux. On peut cependant y distinguer deux ensembles superposés : un ensemble inférieur carbonaté, un ensemble supérieur argilitique, donc plus détritique :

– le premier est constitué de 40 à 50 mètres de dolomies grises ou ocre et de calcaires dolomitiques gris (La Mure) ou bien de dolomies brunes à rousses ("dolomies capucins" des auteurs) en bancs de 40 – 60 m (Côte Dure) ; celles-ci ont livré, à Côte Dure, *Costatoria goldfussi*, bivalve caractérisant le sommet du Muschelkalk ou le base du Keuper (G. Lienhardt *et al.*, 1960) ; les mêmes fossiles ont été trouvés sur la feuille Saint-Bonnet (P. Baron, 1981). Ce niveau carbonaté peut montrer des lits de silex et des bancs bréchifiés ;

– le deuxième ensemble comporte surtout des argilites jaunes, rouges ou vertes avec des bancs dolomitiques et des calcaires marmoréens blancs, rouges ou verts ; à la base on peut y trouver un mince niveau de schistes noirs (Roche Paviotte, près La Mure) et de grès (Côte Dure). Cet ensemble est bien représenté à Côte Dure, Oris-en Rattier et à l'Est de la Salette (Près Clos), mais manque à La Mure où il a pu être enlevé par l'érosion liasique ; au pont de Cognet il est à nouveau observable. Il atteint plusieurs dizaine de mètres et doit représenter le Norien *s.l.* car il passe en continuité, dans certains coupes, au Rhétien – Hettangien daté.

tK. **Cargneules.** Toutes les formations décrites ci-dessus peuvent évoluer en cargneules, par altération de la dolomie (avec dissolution de la calcite) et on a une cargneule monogénique grise ou jaune, vacuolaire et friable, ou bien on a affaire à une roche polygénique faite d'un agrégat de fragments de dolomies, calcaires, schistes, argilites colorées (col de l'Ollière, Côte Dure, Combe du Villard au Sud-Est d'Entraigues), dû à la tectonique.

Les cargneules sont plus fréquentes au-dessus des dolomies, relayant tout ou partie des sédiments que l'on a tendance à attribuer au Carnien – Norien où justement la présence d'anhydrite, signalée en sondage, a pu faciliter cette transformation (la circulation d'eau séléniteuse favorise le phénomène).

tG. **Gypse.** Le gypse est très rare à l'affleurement : on connaît celui des Sauvous, lieu-dit situé au-dessus de Valbonnais et où il a été exploité. Les anciens en signalaient dans la Combe du Villard (Sud-Est d'Entraigues), mais là le Trias est très discontinu, disloqué et recouvert en grande partie par des glissements quaternaires. Par contre des niveaux d'anhydrites ont été traversés par plusieurs sondages près de La Mure ou au Sud : la Sauzie, la Crouillonne, Saint-Jean-d'Hérans.

K3. **Spilites.** Deux types de produits volcaniques sont regroupés sous ce vocable : les coulées de laves proprement dites, qui peuvent se superposer jusqu'à 5 à 6 épisodes successifs séparés par de minces niveaux de schistes violacés ou rouges et acquérir 40 à 50 m de puissance totale (Combe de la Gorge, Près Clos) et les produits d'accompagnements seuls, tels que schistes spilitiques, tufs, cinérites et brèches, qui n'ont que quelques décimètres ou mètres de puissance et peuvent correspondre à des

manifestations volcaniques précoces ; ils se placent alors à la base des argilites (Près Clos).

Les spilites sont présentes tout le long de la bordure ouest ou sud-ouest du Tabor - Coiro et en rive gauche de la Bonne (versant Beaumont) ; on ne le connaît pas sur le "dôme" même de La Mure, mais elles réapparaissent au pont de Cagnet.

La roche est vert foncé, vert jaunâtre ou violacée, massive ou vacuo-laire, avec des pustules de calcite et de chlorite. Sa paragenèse est à albite (ou orthose), chlorite, calcite, hématite et parfois périclase.

Habituellement, les coupes du Trias se terminent par les spilites ce qui est une limite cartographique commode. A Côte Dure, cependant, un ensemble dolomitique et lumachelique a été daté du Rhétien ; le passage avec l'Hettangien étant progressif, c'est dans ce dernier étage que cette formation sera décrite.

Lias

Le Lias présente d'importantes variations de faciès et d'épaisseur entre la bordure du Tabor - Coiro et le dôme de La Mure ou le Beaumont occidental. On décrira en premier le Lias épais du Grand Serre et du Valbonnais avec les variations que l'on rencontre en Beaumont et à la Salette, puis le Lias réduit de Laffrey (région de la Mure).

11-2. **Hettangien.** On rapporte à l'Hettangien un niveau de calcarénites et lumachelles à patine brunâtre (col de Plan Collet, Combe du Villard) à polypiers, gastéropodes et lamellibranches (moins de 10 mètres d'épaisseur) et des calcaires lités à surfaces onduleuses en bancs décimétriques séparés par de minces passées marneuses (de 20 à 30 mètres environ). Le premier niveau a été daté par des lamellibranches de l'Hettangien inférieur : *Modiola hoffmani* trouvé à Beaufin (feuille Saint-Bonnet) et plus à l'Est (cf. couverture du Pelvoux, plus loin).

A Côte Dure (versant sud de la Crête du Pérolier, à l'Est de Villard-Saint-Christophe), on relève une coupe remarquable, inhabituelle, indiquant la présence de Rhétien ; au-dessus des spilites (4-5 m), on a :

- dolomies blanches et marnes dolomitiques jaunes (8 m) ;
- calcaires spathiques, lumachelles brun-vert et pélites sombres à débris de gastéropodes et petits bivalves (*Anatina amici*, *Anatina passieri* du Rhétien ?) à la base, puis à nombreux débris d'oursins, polypiers, gastéropodes, lamellibranches, bivalves et végétaux (*Otozamites brevifolius*) hettangiens largement décrits par Manquat et Moret (de 1948 à 1958) ; L. Moret cite une *Schlotheimia angulata* ? (quelques mètres) ;
- calcaires gris, spathiques et gréseux en bancs durs plus ou moins jointifs, patine brunâtre, se terminant par un mètre de calcaires noduleux, nombreux Pectens (15 à 20 m) ; au-dessus se développent les calcaires à débris noduleux de l'Hettangien (*Schlotheimia angulata*, in Manquat et Moret, au Pérolier, versant ouest et au col de Serriou).

13-4a. **Sinémurien - Lotharingien inférieur.** Les limites inférieure et supérieure du Sinémurien sont mal définies. Si bien que l'on y rattache

un ensemble de calcaires argileux à l'aspect rubané parfois, en bancs moyens de 40-50 cm mais pouvant varier du décimètre au mètre, les calcschistes intercalaires ayant une vingtaine de centimètres (150 à 200 m). Vers le haut, les calcaires sont plus clairs (80 m) et sont peut être déjà du Lotharingien inférieur. Les ammonites (Ariétites) y sont toujours très rares, elles ont été trouvées surtout au Grand Serre et au Sud d'Entraigues (Combe du Villard). Un niveau de calcaires à patine rouille a pu y être distingué (14b) dans la Montagne de Roussillon.

14b. **Lotharingien supérieur.** Un bon repère lithologique est constitué par les calcaires à patine rousse qui sont des calcaires noirs riches en pyrite, en bancs d'épaisseur métrique séparés par des passées de schistes noirs également métriques (on peut aussi y trouver des passées de calcaires clairs), 200 m environ. Relativement fossilifère, ce niveau a livré en plusieurs points (pont du Prêtre, Grand-Serre) des *Echioceras* de la zone à *Semicostatum*; il a été exploité autrefois en galerie en Valbonnais et à Villard-Saint-Christophe (cf. plus loin, chapitre Substances utiles). Des passées de calcaire à entroques apparaissent à la Salle-en-Beaumont et au Chauvet (14b1).

La teinte rousse s'atténue vers le haut et on passe progressivement à des calcaires gris appartenant peut-être au Carixien inférieur (14b-5a).

15a, 5b. **Carixien.** Le Carixien est constitué de calcaires gris (15a) et surtout de calcaires rubanés (15b) bien reconnaissables; ce sont des alternances décimétriques ou pluridécimétriques de calcaires bleus fins et de calcaires ocreux plus détritiques et plus argileux, qui ont livré des ammonites de la zone à Davoei (Carixien supérieur) (col de Malissol, Saint-Honoré, Beaumont), mais ils pourraient débiter dans le Carixien moyen. On y trouve aussi de grands *Lytoceras*, des inocérames, de nombreuses bélemnites et les niveaux à entroques sont fréquents dans la région du Beaumont et au Chauvet.

Réductions d'épaisseur

A l'Est et au Nord de la Salette - Fallavaux, d'importantes réductions d'épaisseur s'observent dans le Lias inférieur - moyen. Ainsi au col d'Hurtière, les spilites sont ravinées et les bancs de Lias calcaire, qui n'ont qu'une épaisseur d'une dizaine de mètres au total, sont discordants sur elles. Au Chamoux, la série débute au Lotharingien supérieur (5 m) discordant sur le Houiller et se poursuit par 20 m de Carixien.

16, 16a, 16b, 16E. **Domérien.** Le Domérien est représenté par une épaisse série de marnes, parfois à petits nodules de pyrite, sans litage visible et sans niveau-repère (16). Souvent la partie inférieure contient, sur 20-30 m, des bancs calcaires ocreux que l'on a séparés (16a) des marnes (16b). Le Domérien est finement détritique et a une épaisseur de 200 à 300 mètres. Les trois zones d'ammonites de l'étage ont pu être caractérisées à Siévoz et à Saint-Honoré.

Dans le Beaumont occidental (Salle-en-Beaumont, Montagne du Chauvet), le Domérien n'est formé que de calcaire à entroques et se distingue mal du Carixien supérieur (50 mètres au total). Plus à l'Est, région

de Fallavaux, les réductions d'épaisseur sont fréquentes : le Domérien a 20 m au Chamoux, les marnes domériennes ravinent le Lias calcaire et contiennent des conglomérats et galets au col d'Hurtières ; à la Tête de l'Homme, les calcaires du Lias déterminent (surtout au Domérien supérieur) un relief qui ne sera recouvert qu'au Toarcien moyen (M. Gidon et J. Arahamian). Tous ces faits dénotent d'une activité paléotectonique non négligeable.

17, 17a, 18. **Toarcien.** Le Toarcien comprend normalement, sur le bord ouest du Tabor – Piquet de Nantes, trois termes :

– des marnes noires, finement détritiques, à rares bancs calcaires roux que de rares ammonites (Chateau-Rattier, Quet) ont permis de rapporter aux zones à *Tenuicostatum* et *Serpentinus* du Toarcien inférieur (17a) (50 m) ;

– des marno-calcaires ou calcaires marneux noirs à patine rousse, en bancs métriques et débit en plaquettes (150-180 m) ; de nombreuses ammonites permettent de les rapporter au Toarcien moyen (zone à Bifrons) (Siévoz, Chateau-Rattier, Chamoux, Salle-en-Beaumont, Est de Fallavaux). Toarcien inférieur et moyen ne sont parfois pas distingués (17) ;

– marnes noires à nodules (100 à 200 m) où des ammonites des quatre zones du Toarcien supérieur (18) peuvent se trouver à Siévoz, Chateau-Rattier, Moulin-Bonnet, La Salle.

Le Toarcien inférieur et moyen recèle des passées de calcaires à entroques ; on en connaît à Villard-Saint-Christophe, dans les gorges de la Bonne mais surtout en Beaumont où on ne les a pas séparés de ceux du Domérien (16ε). Ainsi à La Salle-en-Beaumont où ils correspondent au Toarcien inférieur et à une grande partie du Toarcien moyen (20-30 m) et comportent des brèches à débris de micaschistes ; ils sont surmontés de quelques mètres de bancs de calcaires à patine rouille (Toarcien moyen).

A l'Est et au Nord de la Salette – Fallavaux on retrouve des épaisseurs de sédiments très réduites : quelques mètres dans la coupe du Chamoux ou aux Rochers de l'Ayrette. De plus les mouvements paléotectoniques ont pu déclencher la mise en place d'olistolites : le Serre des Bergers à l'E-SE de Fallavaux.

11, 18. **Calcaires de Laffrey (région de La Mure).** Au bord ouest du plateau de la Matheysine, depuis les rives du Drac, les faciès vaseux et épais du Lias sont relayés par quelques dizaines de mètres de calcaires à entroques dits "formation des calcaires de Laffrey" (village situé un peu au Nord des limites de la feuille La Mure). Ce faciès s'étend sur les feuilles voisines La Chapelle-en-Vercors et Vizille.

C'est un ensemble massif de calcaires gris-bleus, très durs, à entroques et à débris, se débitant en bancs décimétriques ou pluridécimétriques jointifs, épais de 10 à 60 m suivant les coupes ; des quartz et des fragments de micaschistes peuvent s'y trouver (Versenat). Des niveaux micritiques ou des micrites à foraminifères ou spicules de spongiaires s'intercalent entre les passées à entroques, ainsi dans les carrières de Laffrey et à la statue de Napoléon. Dans la partie supérieure, on rencontre davantage de silex (en rognons isolés ou en lits continus). Des surfaces de rubéfaction se retrouvent à plusieurs niveaux.

A leur base, ils ravinent le Trias ou beaucoup plus rarement l'Hettangien (La Motte-les-Bains, feuille La Chapelle-en-Vercors). La présence de rares ammonites du Sinémurien, Lotharingien, Carixien, de grandes et nombreuses bélemmites dans la partie haute et d'un niveau sommital d'un mètre environ de calcaires ocreux à grosses entroques et nodules contenant des ammonites de la zone à Bifrons (bien visible à la Combe Favier, Chapelle de Cognet, Jonche mais pas toujours présent toutefois) permet de dater avec assez de certitude ces calcaires de l'Hettangien au sommet du Toarcien moyen ou à la base du Toarcien supérieur.

Au-dessus des calcaires de Laffrey, la sédimentation argileuse reprend avec des marnes sombres dont la base, contenant des nodules à ammonites des zones à Pseudoradosa et Aalensis, date bien le Toarcien supérieur (18) (Versenat, Combe Favier). Ces marnes ont 30 à 40 m d'épaisseur ou se réduisent à quelques mètres sous la barre de l'Aalénien inférieur. Les calcaires de Laffrey se terminent donc dans le Toarcien moyen ou supérieur suivant les points.

L'étude sédimentologique (T. Bas) des calcaires de Laffrey a permis de reconnaître plusieurs milieux de dépôts : profonds ou de plateforme se succédant dans le temps et soumis aux mouvements du fond marin (enfoncement, basculement) qui pouvaient déclencher par épisodes des phénomènes de turbidites et coulées boueuses avec ravinements, au sein des vases à entroques et débris divers.

Dogger

19a, 19b. **Aalénien**. L'Aalénien comporte deux termes :

– des marno-calcaires gris-jaune donnant un ressaut entre les schistes du Toarcien supérieur et les argilites de l'Aalénien, datés de l'Aalénien inférieur par d'assez nombreux fossiles de la zone à Opalinum. D'où le nom de "barre à Opalinum" donné à cette formation (100 à 150 m). Elle est assez bien individualisée dans la moitié sud de la feuille, sur les rives du Drac et en Beaumont, mais à partir de La Mure, elle se repère moins bien dans la topographie, ce qui correspond à sa disparition progressive (elle n'existe plus du tout dès la latitude de Vif). Ce niveau a fourni des ammonites aux Rieux, les Miards, Quet, le Chamoux, les Rives, pont de Ponsonnas, pont de Cognet, la Jonche – la Combe de Tremoulins, colline du Crey (19a) ;

– des argilites brunes ou noires à Posidonies avec des nodules très durs silico-alumineux que les ammonites (La Salle-en-Beaumont, rives de la Bonne, les Chusins, la Combe de Tremoulins, Mont-Cimon, Versenat, pont de Ponsonnas) ont permis de rapporter aux zones à Murchisonae et à Concavum (Aalénien moyen et supérieur) (19b).

j1. **Bajocien**. Le Bajocien est surtout représenté par des marno-calcaires gréseux (200-250 m) mais devient plus marneux dès le sommet de l'étage, annonçant les Terres Noires. On a pu y faire les subdivisions suivantes, de bas en haut :

– calcaires gréseux en gros bancs métriques gris, à surface ocreuse, coupés de passées marneuses plus minces ; on les voit dans les gorges de la Bonne, de la Roizonne, sur la route des Rieux aux Miards, à La Salle-en-Beaumont et ils sont datés là des zones à Sowerbyi et Sauzei (j1a) (100 m) ;
– marnes ou marno-calcaires gris avec des ammonites de la zone à Humphriesianum (à Nantison, près La Mure) du Bajocien moyen (j1b1), acquérant vers le haut des petits bancs décimétriques gréseux roux où les ammonites (les Miards, Chateau-Vieux, Rasseranges) sont du sommet de la zone à Humphriesianum (j1b2) (100 m au total) ;
– marnes calcaires claires à rares bancs calcaires ayant livré quelques ammonites des zones à Garantiana et Parkinsoni, à Quet, ravin de la Croix de la Pigne (j1c) (50-80 m).

Au Nord de la Bonne ces subdivisions ne se retrouvent pas à cause de conditions d'affleurements défavorables et par suite de variations de faciès ; on distingue seulement un ensemble calcaire à bancs marno-gréseux à cassure sombre et patine ocreuse (j1) ayant livré des formes du Bajocien inférieur et moyen, et un ensemble marneux que l'on ne sépare pas des Terres Noires (cf. plus loin). Les bélemnites sont de grandes tailles et souvent canaliculées.

Dans le Dogger (Aalénien – Bajocien) on a les preuves d'une paléotectonique active, toujours au Sud et à l'Est de Fallavaux : au Serre des Bergers, un panneau de Carixien et Domérien de plusieurs centaines de mètres, à l'envers, repose sur le Toarcien et est scellé par l'Aalénien inférieur ; à la crête de Roche Rattier, c'est un paquet de Lias calcaire, hectométrique, renversé, qui s'interstratifie dans les sédiments de l'Aalénien supérieur – Bajocien (M. Gidon et J. Arahamian).

j2-4. **Bathonien – Oxfordien inférieur.** Des marnes sombres à Posidonies, noires ou brunes, constituent la formation des *Terres Noires* dont l'âge s'étend du Bajocien supérieur à l'Oxfordien inférieur ; la partie supérieure montre de fréquents nodules sombres décimétriques. Environ 400 mètres.

Les ammonites sont rares dans les limites de cette feuille et de celle voisine Saint-Bonnet, sauf dans la partie basale de la formation datée du sommet du Bajocien par des *Parkinsonia* et *Cadomites* (ravin Croix de la Pigne, la Sézia). P. Lory cite "*Ammonites coronatus*" et "*Perisphinctes funatus*" (Callovien) entre Mens et Saint-Sébastien.

Malm – Crétacé inférieur

Tous les terrains allant de l'Oxfordien moyen au Berriasien inférieur ne se retrouvent que dans le coin sud-ouest de la feuille, dans la Montagne du Petit-Châtel appartenant au Trièves ; ils sont beaucoup plus développés sur la feuille Saint-Bonnet (où M. Gidon en donne de larges descriptions).

j5. **Oxfordien moyen ("Argovien").** Marno-calcaires gris à patine rousâtre, disposés en faisceaux de bancs décimétriques séparés par des passées plus marneuses décimétriques ou métriques, dont l'âge est imprécis (100 m).

j6. **Oxfordien supérieur ("Séquanien")**. Bancs calcaires métriques séparés par des joints marneux minces, centimétriques, à cassure gris-beige et patine grise ou rousse ; les Périssphinctidés trouvés indiquent les zones à *Planula* et *Bimammatum* (150 à 200 m).

j7. **Kimméridgien inférieur**. Calcaires argileux en petits bancs (10-30 cm) et joints marneux ; plus tendres que les niveaux les encadrant, ils donnent une vire dite *vire kimméridgienne* (80 m).

j8-9a. **Kimméridgien supérieur – Tithonique inférieur**. Calcaires massifs, constitués de petits bancs jointifs à surface onduluse, à pâte fine beige, avec des silex ; ils passent latéralement à de grosses lentilles compactes, épaisses de quelques dizaines de mètres et effilées (4-5 dans la face ouest du Châtel). Les calcaires sont souvent bréchiques et rognoneux et constituent une falaise abrupte (100 m).

j9b. **Tithonique supérieur**. Calcaires blancs, très fins, en bancs jointifs, avec des Calpionelles ; le passage avec les termes qui l'encadre est progressif et ils correspondent à un adoucissement de la topographie (50 m).

n1a. **Berriasien inférieur**. Calcaires lités à pâte fine, beige, en bancs de 40-60 cm gris ocreux alternant avec des marnes de 10-15 cm (Calpionelles et Berriaselles).

Massif du Pelvoux s.l.

h. **Houiller**. Légèrement à l'Ouest de Venosc, entre le cristallin de Pied-Moutet et le sédimentaire de la suture Muzelle – Venosc, affleurent des terrains houillers, prolongement vers le Sud de la bande houillère de l'Herpie (Grandes Rousses, Alpe d'Huez, sur la feuille Vizille). Dans les déblais des anciennes mines de l'Herpie et de Venosc (lieu-dit les Cristallières), les récoltes de flores ont permis de dater ces terrains du Stéphanien inférieur, ou plus généralement du Stéphanien (cf. Greber, 1961). A Venosc, on retrouve les conglomérats, grès et schistes à minces veines de charbon, habituels ; mais en s'approchant du cristallin, les conglomérats ne sont pas toujours faciles à distinguer des gneiss, ainsi en bordure du Vénéon, avant Venosc.

En rive gauche du Vénéon, au Champ de l'Aiguille, Combe de la Draye, il est mal aisé de suivre avec certitude le prolongement de cette bande de Carbonifère qui a tendance à se cicatrizer.

De minuscules affleurements de conglomérats (matrice de schistes noirs) sont aussi connus à l'Ouest du lac de la Muzelle, près du sentier montant au col du Vallon, puis au-delà du col, dans le versant Lauvitel – ravin de la Pisse, où J. Vernet en a repéré quelques très petits lambeaux. Ils jalonnent un accident chevauchant du col du Vallon à la Brèche du Lauvitel.

Trias

Le Trias est très laminé le long des sutures sédimentaires (Venosc, Côte-Belle, col de la Vaurze) mais, ailleurs, sur le flanc ouest du massif cristallin (Rochail, Vet, Arcanier, Pic Vert), les coupes sont complètes (P. Baron, 1981).

tQ. Arkose, grès de base. Discordants et directement transgressifs sur le cristallin, on a les grès de base du Trias qui peuvent être aussi des arkoses ou des conglomérats clairs à galets de quartz rose ; ils se disposent en bancs décimétriques de teinte claire ou grise et ont quelques centimètres ou décimètres, rarement quelques mètres. Les éléments principaux sont quartz, feldspath et micas dans une matrice argilo-micacée. C'est au col du Rochail et à l'arête du Neyrarel que ces grès sont les plus épais et affleurent le plus largement.

tD, tK. Dolomies, calcaires, cargneules. Dolomies et calcaires sont le plus souvent altérés en cargneules (tK), le long des sutures du sédimentaire : lac et col de la Muzelle, col des Marmes, col de la Vaurze.

Ailleurs on a regroupé sous le terme tD, tout l'ensemble, de 40 à 70 m de puissance, carbonaté ou argileux, qui constitue l'essentiel du Trias avant les grosses barres de spilites. Les épaisseurs et les faciès varient quelque peu d'une coupe à l'autre, mais on peut reconnaître un ensemble inférieur plus carbonaté et un ensemble supérieur plus argilitique, séparés, dans les coupes les plus complètes, par un mince niveau de schistes noirs (2 à 3 m) :

– dolomies claires, ocreuses ou brunes et brèches à éléments dolomitiques avec diverses figures sédimentaires comme des laminations algaires, "bird-eyes", fentes de dessiccation, rétro-morphoses de gypse ou d'anhydrite ainsi que des silicifications, ce qui dénote un milieu de sédimentation confiné, calme, situé au-dessus des marées ordinaires (ou supratidal) (10 à 30 m) ; on peut y voir de belles discordances internes, ainsi au point coté 2 541 de l'Arcanier. Dans ces dolomies, on a trouvé *Myophoria goldfussi* à la crête de la Lavey (feuille Saint-Bonnet) entre le col des Vachers et l'Esparcelet, ce qui leur donne un âge approximatif Ladinien à Carnien ;

– schistes noirs fins pouvant contenir des petits bancs ou des lentilles dolomitiques (le Paletas) ;

– niveau argilo-carbonaté avec des bancs dolomitiques à la base, mais formé surtout d'argilites colorées, jaunes, vertes ou rouges, coupées de marnes dolomitiques et de calcaires marmorés ; localement les premières coulées spilitiques apparaissent (Pic Vert). Des figures sédimentaires s'y retrouvent, mais la présence d'oolithes (col du Rochail) et des apports terrigènes fins (dans le haut surtout) indiquent un approfondissement du milieu de dépôt (supratidal à intertidal).

K3. Spilites triasiques. Les coulées et éléments pyroclastiques spilitiques traduisent, comme partout, un volcanisme alcalin hyperpotassique au Trias supérieur. Sur le massif, on constate qu'il débute dans le "Carnien" (lac Gary) et se poursuit jusque dans la base de l'Hettangien (le Vet).

Les caractères de ce volcanisme varient peu par rapport à ce qui est connu ailleurs, si ce n'est le nombre et l'épaisseur des coulées : 5 à 6 (40-50 m) près du col du Rochail, haut bassin de la Malsanne, 3 dans le secteur du Vet (15-20 m), 3 coulées (35 m) au lac Gary. Les produits de projection (bombes, cendres) se voient surtout dans les coupes du Vet (versant ouest), au-dessus des coulées et s'interstratifient dans les calcaires de l'Hettangien inférieur.

De rares filons de laves recoupant la série sédimentaire sous-jacente ont pu être repérés : ce pourrait être des dykes et cheminées d'alimentation des coulées mais on ne voit pas, malheureusement, leur liaison avec le socle ; leur orientation est soit méridienne, soit plus transverse (ENE-WSW) dans le secteur Rochail – Neyrarel – Paletas (G. Adlin, 1982).

Jurassique

La caractéristique du Jurassique constituant la couverture du socle du Pelvoux occidental tient aux variations, datées, de faciès et d'épaisseur, surtout analysables dans le secteur Grand Rénaud – lac Labarre (J.C. Barféty et M. Gidon, 1982) et à l'important détritisme attesté par des paléopentes, olistolites et brèches dans la vallée de la Malsanne et la région lac de la Muzelle – col du Vallon (J.C. Barféty et M. Gidon, 1980, 1984) où les sédiments n'ont pas été trop altérés par le jeu des compressions alpines.

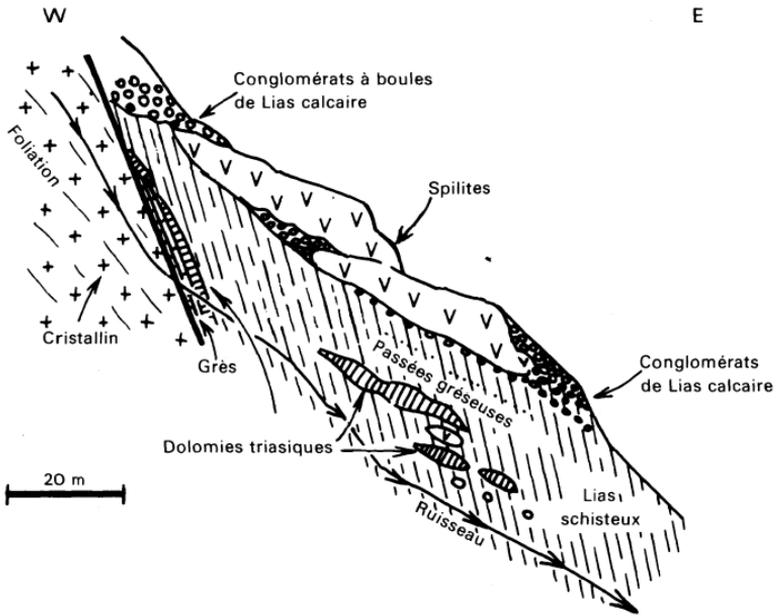
Par contre la suture sédimentaire Venosc – col de la Muzelle – col de la Vaurze est trop écrasée pour que l'on puisse en reconstituer les caractères propres ; là, les terrains sont comprimés en bandes très étroites et les datations incertaines.

11-2. **Hettangien.** L'Hettangien est bien représenté sur toutes les coupes à la base de la série liasique et, en première approche, il s'agit de biocalcarénites brunes ; en fait les coupes sont assez variables d'un point à un autre :

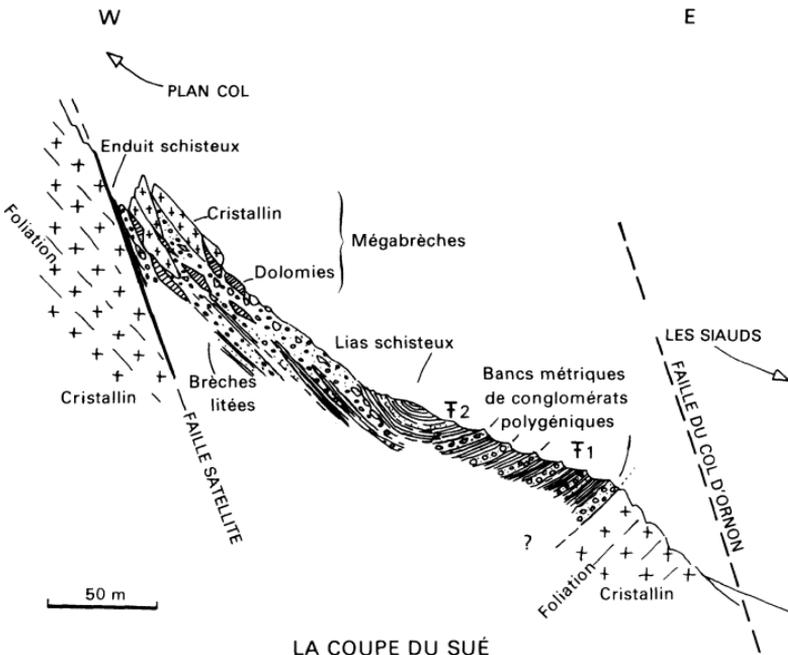
– à la base, des marnes vertes et noires, contenant encore de nombreuses boules ou débris de spilites ou même de minces coulées ; on y repère quelques bancs décimétriques de calcaires lumachelliques dans lesquels J. Aprahamian a découvert, au Vet, des lamellibranches sans doute hettangiens (détermination R. Mouterde) : *Modiola* cf. *hillanus*, *Isocyprina* proche de *germari*, *Gervilleia* proche de *conimbrica* ; 10 à 15 m au plus (Vet – Neyravel) ;

– au-dessus, mais pouvant aussi reposer directement sur les spilites, des calcaires bioclastiques bruns, en bancs pluridécimétriques (parfois des oolithes). Polypiers et gastéropodes : *Coelostylina thieryi* (J.C. Barféty, déterm. R. Mouterde) au Pic Vert. Dans le dernier banc de la formation, à Chantelouve, ruisseau de la Chave, on a *Schlotheimia* sp. (J.W. Schade, dét. R. Mouterde).

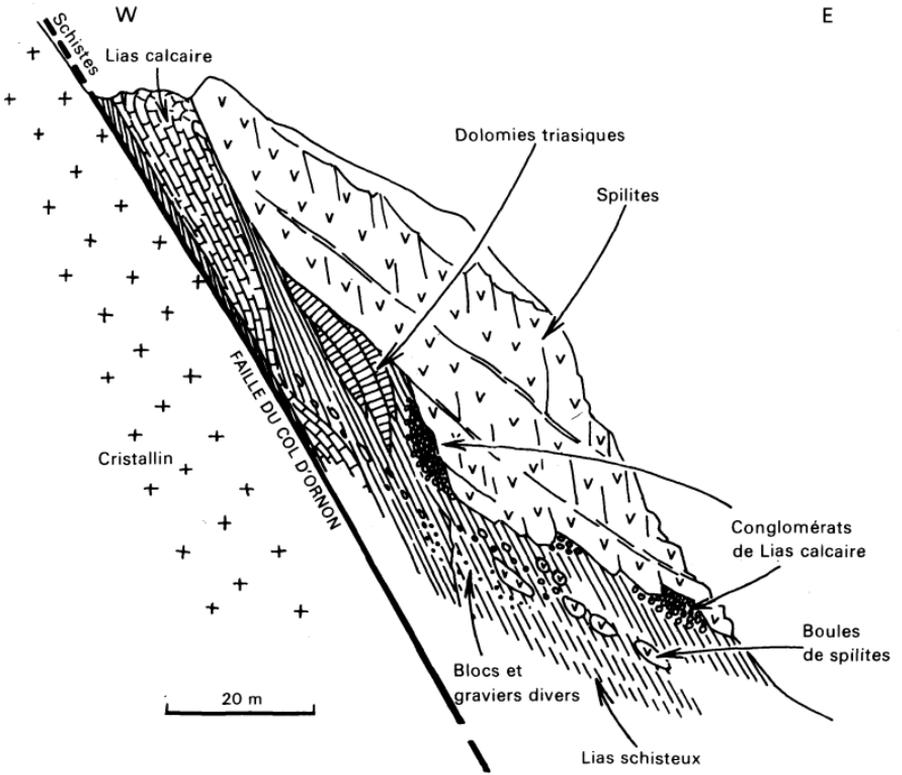
13-4a. **Sinémurien ou Sinémurien – Lotharingien inférieur.** Calcaires argileux gris-bleu alternant avec des calcschistes noirs ; les intercalations schisteuses sombres sont plus marquées (métriques) dans la partie inférieure où on peut trouver de grandes Ariétites (*Coroniceras*) : Est de



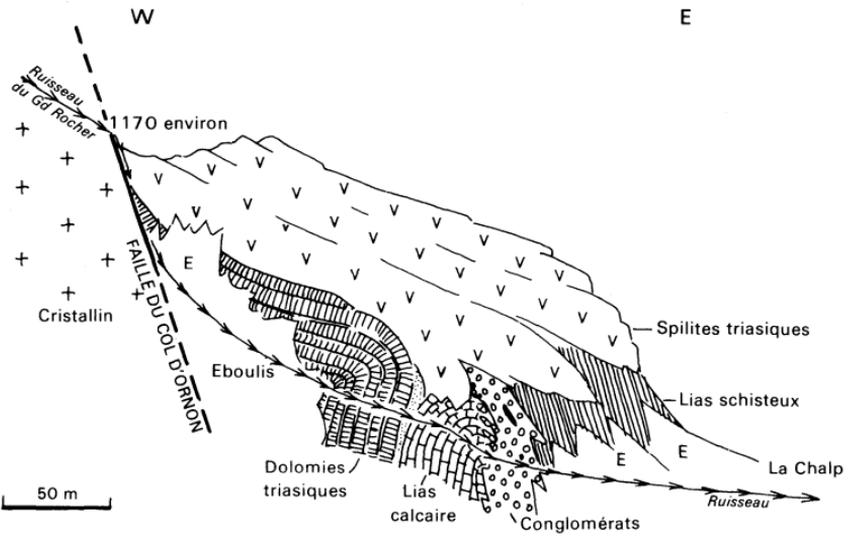
LA COUPE DU CROS DU QUNCHIOL



LA COUPE DU SUÉ



LA COUPE SEPTENTRIONALE DE LA CHALP



LA COUPE MÉRIDIIONALE DE LA CHALP

Fig. 1 - Exemples de sédimentation sur un abrupt de faille fossile

Chantelouve, scierie de Périer, indiquant la zone à *Semicostatum* (?); dans la partie supérieure, plus massive, on a *Arnioceras*; *Asteroceras*: Clottous, Petit Rénaud, crête de Côte Dure (passage Sinémurien supérieur - Lotharingien inférieur) (200-300 m).

14b-5a. Lotharingien supérieur - Carixien inférieur. Les calcaires, en bancs plus épais, prennent une patine brune, couleur de rouille caractéristique et les marnes intercalées sont noires ou brunes; des *Echioceras* gr. *rari-costatum*, *Leptechioceras* gr. *nodotianum* du sommet du Lotharingien se trouve aux Clottous, Tête des Chétives, Petit Rénaud, crête de Côte Dure (100-150 m).

15b. Carixien. Le Lias calcaire se termine par des bancs plus durs, rubanés bleus et ocres, avec de grandes bélemmites. Ce faciès a été daté sur la feuille voisine Vizille par des ammonites du Carixien moyen et supérieur (Villard-Reymond, Signal de l'Homme, col de Maronne) (100-150 m).

11-5. 1. Hettangien - Carixien non différencié. Dans certains secteurs, où les terrains sont très écrasés ou très peu épais, aucune différenciation n'a pu être effectuée dans le Lias calcaire, uniformément représenté par des calcaires lités gris; seule la présence d'olistolithes et des niveaux à entroques ont été signalés (1, 2).

16-8. Domérien - Toarcien. Au coeur des replis du Lias calcaire on trouve une formation de marnes noires épaisses, finement détritiques et à patine brun chocolat; il s'y intercalent souvent des bancs calcaires à patine rousse ou ocre, à cassure noire, de 50 cm environ, qui partout où ils ont livré des ammonites ont été datés du Domérien supérieur (*Pleuroceras*) (cf. feuilles La Grave, Saint-Bonnet et Orcières). Ces marnes sont bien visibles dans la suture de la Muzelle, en montant au lac ou à Côte-Belle.

A Chantelouve les marnes noires ont donné *Amaltheus subnodosus* (J.C. Barfèty et R. Mouterde) de la zone à *Margaritatus* (16) (200 m?).

Vers le haut ces marnes passent progressivement à des marno-calcaires sombres sans litage net que l'on peut rapporter au Toarcien; ils n'ont été datés qu'en un seul point sur cette feuille (cf. plus loin) (100-150 m?).

Cet ensemble marneux n'a pas en général été subdivisé (16-8).

Olistolithes (1) et mégabrèches (2). Le Lias schisteux (Domérien - Toarcien) héberge de larges paquets d'olistolithes et de mégabrèches dans deux secteurs privilégiés de la carte: le bord est du Taillefer - Armet à Chantelouve et entre le lac de la Muzelle et le col du Vallon, correspondant à des érosions, glissements et sédimentation sur des paléopentes liasiques (fig. 1).

Les éléments arrachés à leur substrat sont du cristallin aussi bien que des dolomies, des spilites ou du Lias calcaire et ils peuvent atteindre des dimensions hectométriques; ils passent à des mégabrèches, puis à une brèche et à des blocs roulés dans une matrice argileuse. L'ensemble constituant un véritable *olistostrome*. Près du col d'Ornon (lieu-dit le Sué), le sommet de la formation a été daté par des ammonites du Toarcien supérieur: *Pseudogrammoceras* (zone à

Thouarsense) et *Dumortiera* (zone à *Pseudoradosa*) (J.C. Barféty et R. Mouterde). Les meilleurs coupes se trouvent, pour le secteur de Chantelouve, à la Chalp, au Cros de Qunchiol et au Sué et pour le secteur Muzelle au Nord du lac du même nom et sur l'arête du col du Vallon. On suppose aussi que les paquets de terrains divers emballés dans les schistes au Nord de Venosc (rive gauche du Merdaret) ont une origine semblable, mais là la tectonique alpine les aurait fortement altérés.

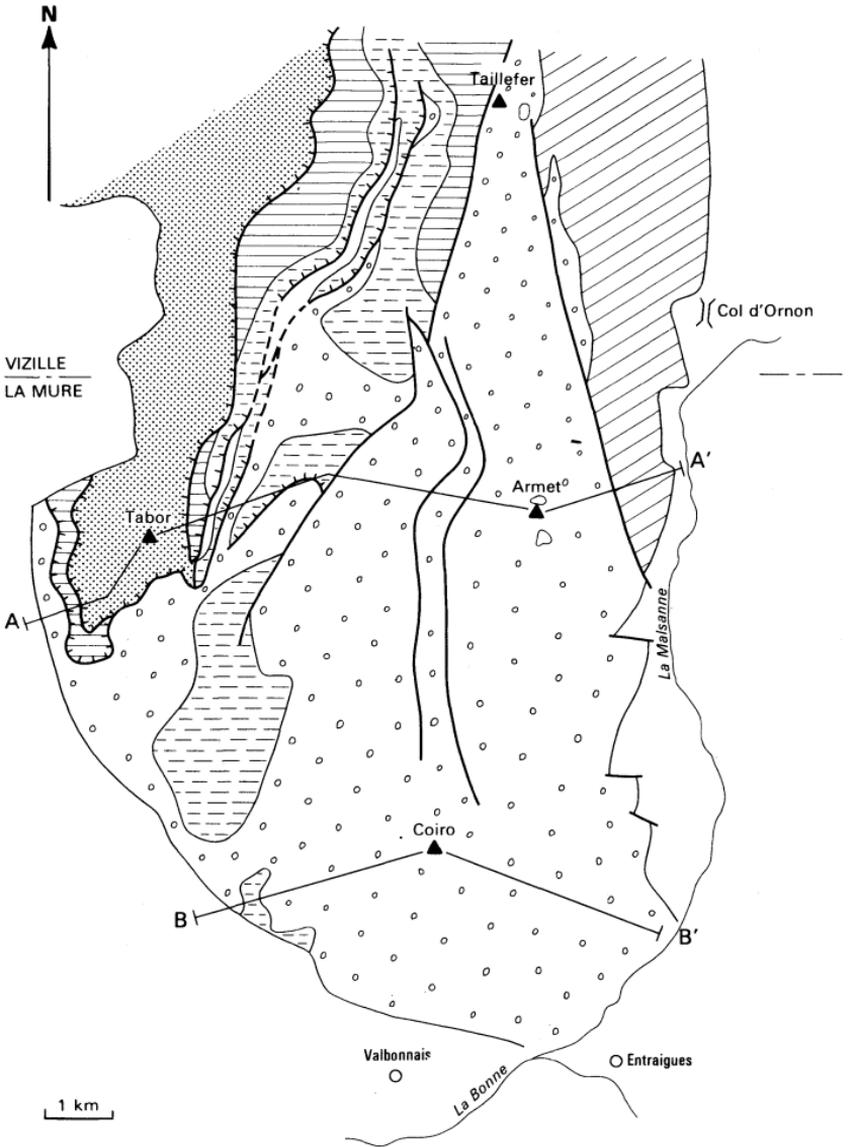
l9. **Aalénien.** Argilites noires à patine brune, présentant des surface irisées ou mordorées, à nodules silico-alumineux, qui ont été repérées dans la suture Muzelle - col de Vaurze et rapportées par analogie de faciès à l'Aalénien des feuilles Vizille, La Grave, Orcières.

j1. **Bajocien.** Sur le Pelvoux occidental, le Bajocien est mal repéré, seuls quelques lambeaux de calcaires clairs, pincés dans la suture Muzelle - Vaurze, peuvent lui être rapporté. De même, sur le bord est du synclinal du lac Labarre - Rochers de la Grande Eglise, sous le Signal du Lauvitel, une bande de calcaires clairs, fins, compris entre Sinémurien et Malm, peut lui correspondre au moins en partie (cf. plus loin). Enfin, à l'Est du Périer, entre Confolens et les Terrasses, des marnes grises à rares bancs calcaires ont livré des morceaux d'ammonites : *Garantiana* ou *Parkinsonia* (?) donc du Bajocien supérieur ; ces marnes sont comprises entre des calcaires à entroques, sans doute Lias moyen-supérieur, et des marnes noires oxfordiennes.

j2-4. **Bathonien - Oxfordien inférieur.** L'équivalent des Terres Noires dauphinoises est représenté par des marnes noires à rares petits bancs décimétriques bruns, boudinés, et petits nodules noirs, d'épaisseur faible et variable : une centaine de mètres à quelques mètres (Pic du col d'Ornon ou Grand Rénaud). La découverte d'ammonites (Manquat, Reboul, Barféty, Debélas, Gidon) : *Sowerbyceras*, *Perisphinctes* sp., *Euaspidoceras* sp. *Perisphinctes* (*Properisphinctes* sp.) indique l'Oxfordien inférieur et plus précisément la zone à *Cordatium* avec *Perisphinctes* (*Otosphinctes* sp.) gr. *moeschi* au lac Labarre ou au Grand Rénaud.

lj. **Lias calcaire à Malm.** Entre le Grand Rénaud et le Haut-Valsenestre, dans la couverture ouest du Rochail - Signal du Lauvitel, on assiste à des ravinements importants et aux relais (latéraux) des séries habituelles (décrites ci-dessus) par des formations de calcaires noduleux, calcaires à entroques ou calcaires clairs à silex, difficiles à dater car très peu fossilifères et certainement hétérochrones.

Au-dessus des calcaires liasiques (calcaires bruns du Lotharigien ou calcaires rubanés du Carixien) et discordants sur eux, vient une barre de 5 à 10 mètres de calcaires noduleux et/ou de calcaires à entroques à patine claire, ocreuse, avec des bélemmites abondantes et de grandes tailles (ce qui évoque le Lias moyen), appelés *calcaires du Petit Rénaud* (J.C. Barféty et M. Gidon, 1983) ; ils sont surmontés directement par les Terres Noires mais dans certaines coupes (crête du Rochail), le passage aux marnes se fait par une dizaine de mètres de calcschistes clairs, avec *Nannolytoceras tripartitum* et *Parkinsonia* (Bajocien supérieur - base Bathonien). L'âge des calcaires du Petit Rénaud serait donc compris entre Carixien et Bathonien.



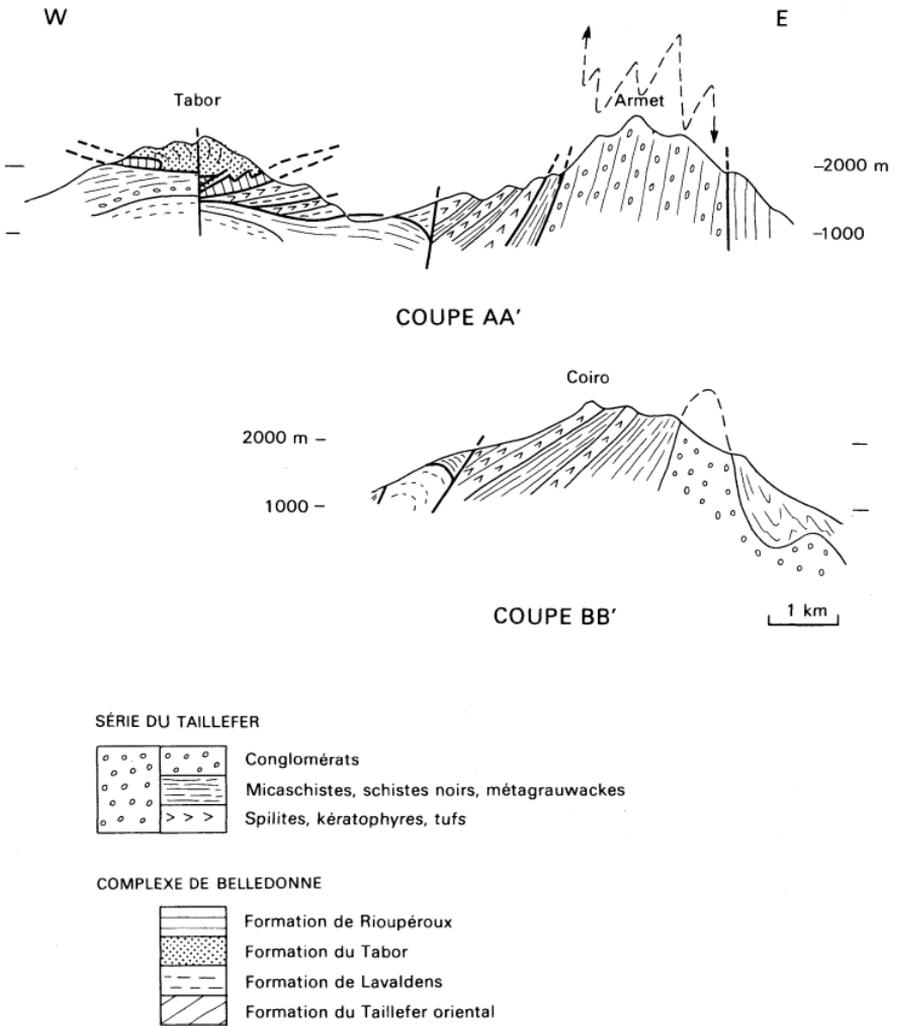


Fig. 3 - Massif du Taillefer. Schéma structural et coupes tectoniques
(d'après F. Carme)

Au Sud-Est du synclinal et en se rapprochant du socle (région Signal du Lauvitel) on constate que les Terres Noires ou les calcaires du Petit Rénaud passent, par des brèches et des calcaires noduleux, à des calcaires clairs à pâte fine, à silex avec des récurrence de calcaires noduleux ; ils peuvent reposer alors directement sur le Sinémurien inférieur ou même sur le socle (Brèche du Lauvitel). Ces calcaires, appelés *calcaires du Paletas*, ont livré des Calpionelles ; leur âge serait Lias – Malm, voire Néocomien (?)

j5-6. **Oxfordien moyen – supérieur.** Il a été repéré et daté au lac Labarre et au Grand Rénaud : calcaires marneux ou marno-calcaires ocreux en gros bancs métriques et délits de schistes noirs de la zone à *Plicatilis* de l'Oxfordien moyen (*Dichotomosphinctes gr. rotoïdes-antecedens*) (Barféty et Debelmas, lac Labarre) (80 m).

j7-8. **Kimméridgien.** Calcaires en petits bancs avec *Progeronia* du Kimméridgien (récolte G. Cherrey), 30 m environ. Ils dessinent une vire entre 2 ensembles plus massifs.

j9. **Tithonique.** Barre de calcaires fins massifs à pâte claire (12-15 m) à *Calpionella alpina* et *Pseudovirgatites seorsus*.

n1-2, n1-2G. **Berriasien – Valanginien.** Calcaires argileux gris-clair en plaquette à empreintes de Berriaselles et *Sarasinella* (formes antérieures au Valanginien) (n1-2) ; ils passent à des calcaires gréso-argileux brun, d'abord mal lités, puis en bancs décimétriques, qui appartiendraient au Valanginien (n1-2G) (50 m visibles).

Les terrains décrits du Kimméridgien au Valanginien ne sont présents qu'au sommet du Grand Rénaud, pic du col d'Ornon (et au Neyravel ?).

TERRAINS QUATERNAIRES

Présentation des terrains

La feuille La Mure se partage environ par moitié entre une région de haute montagne, l'extrémité sud du massif des Ecrins – Pelvoux (point culminant à la Roche de la Muzelle, 3 465 m), et une région de montagne d'altitude voisinant 2 000 m (Beaumont, Dévoluy), creusées d'étroites et profondes vallées dont la principale, la Bonne, traverse la feuille d'Est en Ouest pour rejoindre le Drac au pont de Ponsonnas. Le Drac, qui suit une dépression monoclinale dans le Jurassique moyen entre Beaumont et Dévoluy, oblique brusquement vers le Sud-Ouest au contact de la retombee du Génépé, pour une raison probablement structurale (faille). Dans l'angle nord-est le Vénéon est superposé à un réseau de fractures, comme probablement la Bonne et le ruisseau de Béranger (Valsenestre). Deux affluents d'orientation Nord-Sud rejoignent la Bonne : la Roizonne qui suit un réseau de cassures entre Tabor et Grand-Armet – Coiro, la Mal-sanne creusée au contact du cristallin du Taillefer – Coiro et du sédimentaire d'Ornon. Tout le réseau hydrographique appartient au bassin du Drac qui se jette dans l'Isère à Grenoble, elle-même affluent du Rhône.

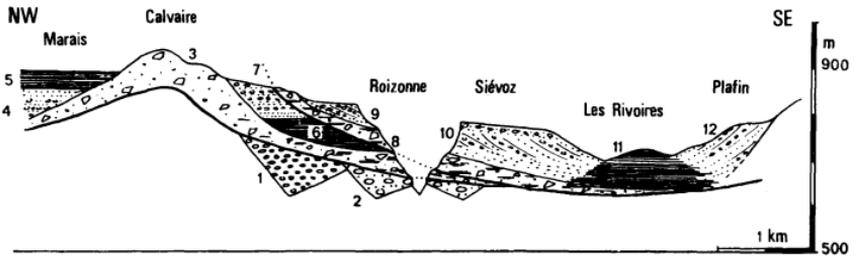


Fig. 2 - Coupe longitudinale de l'ombilic de La Mure

(Extrait de G. Monjuvent, *Géologie alpine, Grenoble*, t. 49, 1973, p. 57-118)

1 - Alluvions du Pivol (FGx); 2 - Alluvions de base (Fya); 3 - Moraines du calvaire de La Mure et des Demoiselles (Gyb); 4 - Remplissage caillouteux inférieur du Marais de La Mure; 5 - Argiles supérieures (4 et 5, glacio-lacustres GLyb); 6 - Argiles de la Tuilerie; 7 - Sables intermédiaires et terrasses supérieures (6 et 7 glacio-lacustres cataglaciales GLyb); 8 - Moraine supérieure des Demoiselles (Gyc); 9 - Terrasses deltaïques inférieures de Roizon; 10 - Terrasse deltaïque de Siévoz; 11 - Argiles litées des Rivoires; 12 - Sables et cailloutis deltaïques de Plafin (9 à 12, cataglaciale glacio-lacustre GLyc; 10, de provenance Roizonne; 12, Bonne).

Remarquer le remplissage de l'ombilic abandonné par le glacier GLyc de la Bonne, avec ses variations de faciès liées aux différents apports (litage et morphologie).

L'érosion glaciaire a imprimé son empreinte dans la morphologie de cette région : près des hauts sommets d'abord, découpés par des cirques généralement au-dessus de 2 000 m, dans lesquels des glaciers subsistent au-dessus de 2 500 m (fig. 2) ainsi que des ombilics de surcreusement encore occupés par des lacs (le Vallon, Plan Vianney, Muzelle, etc.) ; dans les vallées profondément enfoncées et étagées, notamment les transfluences de la Morte (Roizonne) et d'Ornon (Malsanne), de la Romanche vers la Bonne ; dans la transfluence structurale de la Matheysine, peut-être initialement ancien cours de la Romanche vers le Drac ; dans les surcreusements (ombilics) de Valbonnais et du Périer, fermés en aval par les verrous du pont du Prêtre et d'Entraigues ; dans le col diffluent de Sainte-Luce pour les plus importants.

Les formes de construction glaciaires sont aussi nombreuses et bien développées : arcs morainiques frontaux wurmiens de la Matheysine (Petichet, les Thénaux, Pierre-Châtel), d'une langue diffluent du glacier de la Romanche et retenant les lacs de barrage morainiques de Laffrey, (Petitichet, Pierre-Châtel), de la citadelle de La Mure (front du glacier de la Bonne), moraine frontale du Lauvitel, d'un stade plus récent, moraines frontales des cirques, tardiglaciaires et holocènes (Petit Age Glaciaire).

Les ensembles géologiques quaternaires se situent essentiellement dans la vallée du Drac, la basse vallée de la Bonne et la Matheysine, secondairement dans les vallées plus internes. On y distingue :

– une épaisse série glacio-lacustre (300 m) remplissant la vallée du Drac et la Bonne inférieure et se terminant par un plateau alluvial subhorizontal formant une haute terrasse vers la cote 900, puis 800 m (Cordéac, Saint-Sébastien, Sant-Jean-d'Hérans) ;

- un complexe glaciaire (moraines) et glacio-lacustre ancien (Riss) et plus récent (Würm) colmatant le plateau de la Matheysine (plus de 150 m d'épaisseur, altitude 900 m) ;
- un système d'alluvions torrentielles et fluviales de fond de vallée (Bonne, Malsanne, Roizonne), d'âge récent (Tardiglaciaire à Holocène), avec localement des dépôts plus anciens d'origine glacio-lacustre (terrasses de la basse Roizonne - la Valette, du Valbonnais) ou morainique (la Chalp en Valjouffrey).

Conditions d'établissement de la carte du Quaternaire

La feuille La Mure est la traduction cartographique, localement, des recherches sur le bassin du Drac (G. Monjuvent, thèse, 1971). Outre la confirmation des résultats, les levés détaillés ont permis de compléter et de préciser la paléogéographie, au niveau notamment du retrait du deuxième épisode glaciaire wurmien. Trois lacs de barrage morainique successifs ont été mis en évidence dans la basse vallée de la Bonne (La Mure, Siévoz, Valbonnais). Enfin des données nouvelles concernant la déglaciation du massif du Pelvoux ont été obtenues récemment. La tourbière de la Muzelle (2 150 m), qui contient une séquence sédimentaire complète depuis le début du Tardiglaciaire (M. Coûteaux, 1982. 83), a montré que les glaciers de cirque du massif du Pelvoux étaient retirés près des sommets dès la fin du Würm.

Description des terrains

Riss

Gx. Moraines rissiennes (blocs, cailloux, galets, argiles). Le faciès des moraines rissiennes, relativement répandues, est très mal connu car il n'y existe aucune coupe naturelle ou artificielle sur le territoire de la feuille. D'après des observations de surface on peut cependant estimer qu'il s'agit d'une formation à matrice argilo-sableuses assez abondante, contenant de nombreux blocs et cailloux anguleux ainsi que quelques galets, de nature essentiellement cristalline, mais aussi calcaires et gréseux (secteur du Drac). Epaisseur également inconnue, mais probablement faible (de l'ordre du mètre ou décamètre) car ces moraines se présentent le plus souvent sous forme de placages contre les versants. Dans la diffluence de Sainte-Luce, à l'Est de la montagne du Beaumont, son épaisseur maximale connue par sondage est de 12,50 m (6-12) et elle présente localement un faciès d'argiles bleues, grises ou rougeâtres plus ou moins graveleuses, témoignant probablement d'influences glacio-lacustres locales. La plus grande épaisseur est sans doute atteinte au col de la Festinière entre la Matheysine et le bassin de La Motte-d'Aveillans (plusieurs dizaines de mètres). L'altération de ce matériel est difficile à estimer mais il donne lieu à la formation de sols rubéfiés et décalcarisés, d'épaisseur supérieure au mètre, dans lesquels les éléments cristallins sont plus ou moins décomposés, visibles surtout dans le secteur de Saint-Michel-en-Beaumont et de Combalberte (Matheysine).

Les moraines n'existent que sur les versants de la vallée du Drac et en Matheysine, à l'extérieur du domaine des glaciers wurmiens. Les plus importantes sont celles de Matheysine, qui dessinent de grands drumlins

longitudinaux à substratum calcaire (Tord, Serbouvét), des placages sur les versants et un colmatage dans le col de la Festinière. Dans la vallée du Drac on en trouve des placages autour du Châtel (pointe nord du Dévoluy), dans la diffluence de Sainte-Luce et autour de Saint-Michel-en-Beaumont. Les cols qui échancrent l'arête de Saint-Michel au-dessus du Valbonnais (Chênelette par exemple, 1 320 m) sont parsemés d'un chaos de gros blocs cristallins provenant du glacier de la Bonne. Il en existerait aussi localement sous les alluvions fluvio-glaciaires rissiennes, au contact du substratum, comme cela a été révélé par certains sondages du secteur du Sautet, sous forme de cailloutis grossiers à blocs et matrice sablo-argileuse (3 à 14 m aux sondages n°5 et 7).

Trois courants glaciaires majeurs caractérisaient le Riss, comme le Würm d'ailleurs. Le plus puissant était celui de la Bonne, augmenté des diffluences de la Malsanne (col d'Ornon) et de la Roizonne (col de la Morte), en provenance du Vénéon ; celui de la Romanche ensuite, qui débordait sur le plateau matheysien et cheminait en direction du Sud ; celui du Drac enfin, le plus faible, qui descendait la vallée actuelle. Ces trois courants confluaient dans le secteur de La Mure et se dirigeaient de là vers la basse vallée du Drac, à l'exception de la diffluence de la Festinière qui court-circuitait le courant principal en empruntant le bassin de la Motte-d'Aveillans. C'est pourquoi ces glaciers n'ont laissé aucune forme terminale. Leur retrait a probablement été continu sur le territoire de cette feuille car ils n'ont laissé également aucune forme frontale.

FGx. Alluvions fluvio-glaciaires rissiennes (blocs arrondis, galets grossiers, matrice sableuse). Deux faciès se partagent ces alluvions : un faciès polygénique d'extension générale, un faciès calcaire local.

Faciès polygénique (ou dracquois) : cailloutis à galets très hétérométriques pouvant atteindre 0,60 m de diamètre, avec blocs roulés pouvant atteindre 1 mètre, généralement bien arrondis, à matrice sablo-graveleuse grossière. Eléments très divers à dominante siliceuse : granites, gneiss, micaschistes, grès, mais assez riche en calcaires. Matrice très calcaire également. Litage horizontal médiocre dans le détail, net dans l'ensemble. Sédiment homogène, compact, cohérent, de teinte générale jaunâtre par oxydation et début d'altération (arénisation de certains éléments cristallins, mais pas de décalcarisation). Consolidations en pouingue locales. Epaisseur atteignant 200 m, voire plus. Ce sont des alluvions du Drac, d'origine probablement fluvio-glaciaire d'après leur faciès et la stratigraphie (superposées à de la moraine, cf. Gx). Elles n'affleurent aujourd'hui qu'en quatre lambeaux réduits sur les versants de la vallée du Drac. Au Sautet (cote maximale observée 853 m au sondage S1 du Sautet), aux Souchons (La Salle-en-Beaumont) où on peut les observer dans une carrière au bord de la N 85 jusqu'à la cote 850, dans les gorges du Drac en aval de Cognet où elles ne semblent pas dépasser la cote 700 m, et dans le ravin de la Nantette au Pivotal (Est de La Mure, cote 750-760 m).

Ces alluvions reposent sur un substratum très irrégulier comme l'ont révélé les sondages du Sautet, leur base la plus profonde connue étant à la cote 678 m (sondage S1). Le talweg rocheux du Drac se trouvant localement vers la cote 640-650 m, et la base au sondage S1 n'étant proba-

blement pas le point le plus profond, on voit qu'elles remplissent un talweg fossile presque aussi profondément creusé que le talweg actuel, et qui a été attribué à l'Interglaciaire précédent, Mindel – Riss (il pourrait s'agir aussi d'un "interstadiaire" intérieur au Riss).

Le sommet de ces alluvions présente aussi des irrégularités considérables, dues à l'érosion fluviale interglaciaire Riss – Würm pendant laquelle une deuxième vallée a été creusée par le Drac, épigéniquement par rapport à la première et de profondeur équivalente. Ainsi dans les sondages du Sautet la cote supérieure des alluvions passe de 846,3 m au n°1 à 726,00 m au n°5. C'est cette érosion qui a fait disparaître ces alluvions de la plus grande partie de la vallée.

Faciès local : cailloutis relativement homométrique autour de 0,10 m mais pouvant atteindre presque 0,50 m, sans blocs, à éléments subanguleux à arêtes émoussées, certains mal arrondis, presque exclusivement calcaires (quelques cristallins), à matrice terreuse ou boueuse assez peu abondante et litage apparemment horizontal. On peut les observer, mais mal, dans une ancienne gravière à la cote 952 m au-dessus des Berliions (Cordéac). Ces cailloutis forment un replat de cote 955-960 m au-dessus de la terrasse de Cordéac et n'existent qu'ici. Ils constituent le bas du versant du Châtel entre les cotes 960 et 890 m, de sorte qu'on peut leur attribuer une épaisseur de 70 m, peut-être plus. Ils sont nettement plus élevés que les cailloutis dracquois des Souchons, en face, qui n'atteignent que 850 m (cote probablement d'érosion). Situés à l'aval du delta glacio-lacustre de Trièves, ils représentent probablement le sommet du colmatage d'un lac consécutif au retrait des glaciers rissiens du Beaumont, dont le niveau devait être proche de 950 m.

Glx. Alluvions glacio-lacustres rissiennes (cailloutis, sables). Les alluvions glacio-lacustres rissiennes semblent présenter aussi deux faciès : un faciès deltaïque et un faciès glacio-lacustre proprement dit.

Faciès deltaïque : cailloutis de petit calibre (0,10-0,15 m maximum), assez isométriques, à matrice sablo-graveleuse de nature exclusivement calcaire, donc locale, à litage très net fortement oblique vers le Sud-Est (amont Drac). L'ensemble, visible en gravière sur une épaisseur supérieure à 10 m, est très homogène mais contient de rares blocs calcaires et cristallins anguleux disséminés pouvant dépasser 1 mètre. Cette formation est connue par la gravière de Trièves, au Sud de Cordéac, entre les cotes 933 et 950 m. Elle n'existe qu'entre ce point et Chalanne où elle forme une petite banquette, cote 950 m, dans le prolongement amont de celle des Berliions. D'après le faciès et la structure, il s'agit du delta du torrent de Chalanne issu du ravin nord de l'Aiguille (2036,5 m feuille Saint-Bonnet). Elle indique l'existence d'un lac postérieur au retrait des glaciers rissiens, de niveau 950 m environ. Son épaisseur, visible localement sur 15 à 20 m, est peut-être plus grande en réalité.

Faciès glacio-lacustre proprement dit : dans le secteur de Corps existent des indices ténus de formations glacio-lacustres rissiennes :

– les sables fins, gris, à litage horizontal, supportant un chapeau de galets polygéniques grossiers, mal arrondis, épais de 2-3 mètres et formant la petite butte cotée 897 m à l'Ouest de la terrasse du Coin ;

- les sables fins recouvrant l'arête de la Chaux, au Nord de Pâques (Ouest des Côtes de Corps) jusque vers la cote 920 m environ ;
- les argiles litées et sables affleurant jusque vers la cote 920 environ sous le hameau des Touches, à l'Est des Cotes de Corps.

Ces formations de type lacustre, affleurant à un niveau largement supérieur à celui du lac d'obturation wurmien que l'on peut estimer à 880 m au maximum, sont probablement le résidu du comblement du lac rissien de niveau 950 m attesté par le delta de Trièves.

Ex. Eboulis anciens. N'ont été repérés que sur la rive gauche du Drac, autour de la montagne du Châtel ; ils sont surtout bien représentés sur la feuille Saint-Bonnet. Rappelons que ce sont des formations épaisses, avec une pente faible, entaillées de profonds ravins et ne se raccordant plus à des zones d'alimentations actuelles. On y repère d'importants paquets éboulés, mis en place très anciennement, lors de conditions climatiques n'existant plus, ainsi sur le versant ouest de la montagne du Châtel.

Ils paraissent s'intercaler dans les moraines ou les alluvions fluvio-glaciaires rissiennes.

Jx. Cônes de déjection. Sur les flancs du Châtel encore, par continuité avec la feuille Saint-Bonnet, on a rapporté au Riss des cônes de déjection à faible pente étalant des cailloutis à débris surtout calcaires.

Würm

Fya. Alluvions wurmiennes de base (galets hétérométriques, sables). On appelle "alluvion de base du Drac" une nappe de cailloutis à gros galets qui existe dans toute la vallée du Drac en aval du verrou de Beaufin, ainsi que dans les basses vallées de la Bonne et de la Roizonne, et qui sert de base à toutes les formations wurmiennes.

Ce sont des cailloutis à galets bien arrondis généralement, notamment les moyens (0,05-0,30 m), contenant aussi des blocs arrondis atteignant 0,50 m et même plus, alors seulement émoussés. Les éléments sont en majorité cristallins (granites, gneiss, amphibolites, micaschistes) avec une proportion variable de calcaires, des brèches et conglomérats siliceux, et des grès le long du Drac. La matrice, sablo-graveleuse, est très grossière, légèrement limoneuse vers le haut (infiltrations ?) et plus ou moins calcaire. L'ensemble est bien lité horizontalement, homogène, très compact et cohérent (tient bien en paroi verticale), et cimenté sporadiquement parfois sur de grandes épaisseurs.

Cette nappe alluviale forme une terrasse à surface régulière et progressivement décroissante d'amont (750 m à la Grange de Quet) en aval (650 m dans le secteur de La Mure, 600 m en aval des Rives), qui remplit un talweg fossile creusé épigéniquement par rapport à la vallée rissienne dans le substratum et les alluvions fluvio-glaciaires rissiennes, probablement pendant l'interglaciaire Riss - Würm, à une profondeur voisine de la vallée actuelle. L'épaisseur de ces alluvions semble être d'environ 70 m en aval, et atteindre voire dépasser 100 m en amont.

Ces alluvions disparaissent rapidement vers l'amont des vallées de la Roizonne et de la Bonne, où elles ont dû exister aussi, du fait de l'érosion des glaciers wurmiens. Elles ne doivent d'avoir subsisté dans le Beaumont que parce que le glacier de la Bonne était à son extrémité, donc privé de tout pouvoir érosif notable.

Dans le Drac et le secteur de La Mure cette nappe alluviale, intacte, est fossilisée sous les dépôts glacio-lacustres et, au confluent Bonne – Roizonne uniquement, directement par les moraines de la première extension wurmienne (coupes des Demoiselles et de la Nantette). Elle est peut-être et même probablement d'origine fluvio-glaciaire (faciès très grossier), mais comme elle ne montre aucune relation avec des glaciers nous l'avons notée F. Si glaciers il y eut, ils étaient probablement loin en amont, dans le haut Champsaur et la haute Bonne.

Gyb. Moraines wurmiennes de la première extension (cailloutis, galets, blocs, argiles). Deux ensembles de moraines terminales et latérales d'origines différentes existent sur la feuille : l'ensemble des moraines de Pierre-Châtel – Petichet, en Mateysine, déposées par une diffluence du glacier de la Romanche venue du Nord ; l'amphithéâtre de la Citadelle de La Mure – Peychaud, moraines terminales du glacier de la Bonne (Valbonnais) qui ferment le plateau matheysin au Sud. Leurs faciès sont également différents :

Moraines de Pierre-Châtel – Petichet, formation complexe comprenant en juxtaposition ou en superposition :

– un faciès amorphe, à matrice argilo-sableuse abondante de couleur gris jaunâtre, peu calcaire, à galets, cailloux anguleux et blocs presque exclusivement cristallins ;

– un faciès structuré (lité), se présentant en lentilles, formé par un cailloutis graveleux très hétérométrique, plus ou moins émoussé, à éléments également cristallins et matrice sableuse très grossière, faiblement calcaire.

Ces moraines sont relativement peu épaisses (23,5 m maximum au sondage LM 22 de Pierre-Châtel), et reposent sur un ensemble de graviers et de sables plus ou moins argileux, fluvio-glaciaires et glacio-lacustres. Elles forment ici trois ensembles d'arcs ou vallums frontaux de hauteur modeste (20 m à Petichet, Pierre-Châtel, les Thénoux), retenant respectivement les lacs de Pierre-Châtel, de Petichet et de Laffrey.

Moraines de La Mure – Peychaud : leur faciès est beaucoup plus argileux. Il s'agit en fait d'une argile silteuse noire ou gris très foncé emballant de rares éléments grossiers (cailloutis, galets, blocs), très homogène et compacte, dans laquelle l'érosion a dégagé de nombreuses cheminées de fées (Demoiselles Coiffées de La Mure). C'est un faciès de moraine de fond dû au remaniement d'argiles glacio-lacustres sous-jacentes, qui se retrouve aussi dans le vallum frontal de Peychaud. L'amphithéâtre des moraines de la Citadelle de La Mure, qui est relativement latéral, doit être de nature plus sableuse et caillouteuse mais il n'y existe aucune coupe. L'épaisseur de ces moraines est très variable, une vingtaine de mètres dans les coupes des Demoiselles et des Garguettes, mais elle doit atteindre plusieurs dizaines de mètres dans l'amphithéâtre de la

Citadelle qui domine les marais de La Mure de plus de cinquante mètres (948 m contre 890), et peut-être plus de 100 dans le vallum de Peychaud. En fait on les connaît jusqu'à la cote 740 m au sondage 3 de la centrale du Villaret dans les marais de La Mure (où elles ont une épaisseur de 72,4 m), ce qui, compte tenu de l'altitude du vallum de la Citadelle (948 m), leur donne une épaisseur théorique de plus de deux cents mètres.

Ces moraines n'existent qu'au confluent Bonne - Roizonne (ombilic de La Mure), ne traversent pas le Drac et ne remontent pas en amont de La Salle-en-Beaumont. Elles ne montrent qu'un seul vallum frontal, car la dépression centrale a été réoccupée ultérieurement par les moraines terminales de la deuxième extension.

GLyb. Complexe glacio-lacustre lié aux moraines de la première extension (argiles, silts, sables, graviers et cailloutis à blocs). Ce complexe glacio-lacustre se rencontre dans les zones occupées par les quatre lacs de barrage glaciaires existant sur le territoire de la feuille : l'amont du lac du Trièves dans la vallée du Drac (Saint-Jean-d'Hérans), le lac du Beaumont (Saint-Sébastien - Cordéac - Corps), le lac de la Matheysine et le lac de la Roizonne. Comme ces lacs étaient de niveaux différents (970 m pour celui de la Roizonne, 820 m pour celui de la Matheysine, 850 m pour celui du Beaumont, 820 m pour celui du Trièves), de dimensions inégales, et que leurs fonds étaient à des cotes différentes, il s'ensuit que les faciès et les épaisseurs de ces complexes sont assez variables. Il semble que ces lacs se soient entièrement comblés, à l'exception peut-être du lac du Beaumont dont le remplissage de la partie aval (Saint-Sébastien) n'atteint pas tout à fait le niveau lacustre (871 m) et montre une morphologie superficielle de vidange (chenaux peu profonds de Saint-Sébastien, Grignolet, Chabrier). Il en résulte des plaines alluviales remarquablement planes et subhorizontales, légèrement surélevées en amont et aux débouchés des cônes torrentiels latéraux par un alluvionnement fluvial ou fluvio-glaciaire de retrait qui a achevé la sédimentation de ces bassins.

Le faciès de ces complexes est très variable verticalement et latéralement, à dominante fine en aval devenant de plus en plus grossière en amont. Le centre de ces bassins étant l'ombilic de La Mure, c'est ici que les faciès sont les plus fins sous l'épaisseur la plus grande. Sous Saint-Sébastien, les berges du Drac montrent une succession de deux niveaux d'argiles litées et de deux niveaux de sable fin, le dernier (sommet) admettant à la base un mince banc de graviers conglomérés, sur une épaisseur totale de 220 m. Cette épaisseur est d'ailleurs de l'ordre de grandeur de la profondeur des lacs du Beaumont, du Trièves et de la Roizonne (230 m), celui de Matheysine l'étant beaucoup moins (une centaine de mètres au plus). Chaque remplissage est d'ailleurs de structure différente : essentiellement sableux à Saint-Jean-d'Hérans (Trièves), surtout argileux en Matheysine, sableux et caillouteux (galets) dans la Roizonne, il est beaucoup plus variable dans le Beaumont. A dominante argileuse et sableuse en aval (Saint-Sébastien, Garguettes, Demoiselles), il admet un banc caillouteux intermédiaire d'épaisseur métrique en aval à décimétrique (20 m) en amont (Sautet), et de calibre également croissant, bien visible rive gauche sous les plateaux de Cordéac, Saint-Sébastien (Malvezin, Botte), ainsi qu'un autre, sommital, de structure deltaïque et fluvial, formant la surface des terrasses de Cordéac.

Un autre delta concerne la sédimentation sableuse des Garguettes et de Siévoz (origine Bonne), mais a été en partie érodé par les moraines de la deuxième extension.

La base du remplissage glacio-lacustre est généralement représentée par la terrasses fossile des alluvions wurmiennes de base (Fya) qui s'élève progressivement de la cote 600 m en aval (Saint-Jean-d'Hérans) à 730 m en amont (Le Coin, Corps), formant l'essentiel du fond des lacs, et par les vestiges des alluvionnements fluvio-glaciaires et glacio-lacustres rissiens dans le Beaumont, le substratum rocheux et même, localement, la moraine de fond de la première extension wurmienne (Gyb), notamment en Matheysine et au confluent Bonne – Roizonne dans l'aval du Beaumont.

L'absence de moraine au contact des cailloutis fluvio-glaciaires de retrait rissien et de la formation glacio-lacustre wurmienne dans les sondages EDF du Sautet – Sézia prouve que le glacier wurmien du Drac, qui occupait le Champsaur, n'a pas franchi le défilé de Corps.

La composition pétrographique des nappes caillouteuses varie naturellement selon leur origine. Le long du Drac elle est surtout de nature cristalline (granites, gneiss, amphibolites, micaschistes) mais avec une proportion notable de sédimentaire (calcaires divers, grès, conglomérats) et quelques volcaniques (spilites). On y trouve quelques blocs et boules de sable fin ou d'argile remaniés, et la matrice est fortement calcaire. Le long de la Bonne et surtout dans la Roizonne elle est presque exclusivement cristalline (granites, gneiss, amphibolites, quelques micaschistes et quartz) avec rares éléments sédimentaires (grès, brèches, calcaires très rares), et la matrice sableuse est très faiblement sinon nullement calcaire.

FGyb. Alluvions fluvio-glaciaires des terrasses (Cordéac, Saint-Jean-d'Hérans) (cailloutis à galets et graviers, sables). Ces alluvions se trouvent en surface des formations glacio-lacustres du Beaumont et du Trièves, où elles forment les lambeaux de terrasse de Corps, Le Coin, Cordéac (890-880 m) et Saint-Jean-d'Hérans (820 m), ainsi que de la Roizonne où elles constituent l'étroite terrasse d'Oris aux Everras (970 m). Leur épaisseur (décamétrique) mais surtout leur calibre décroît d'amont en aval de la vallée du Drac (moyenne 0,15 à 0,20 m à 0,05 m environ). Leur sommet montre une altération superficielle (paléosol) non négligeable, d'épaisseur variant d'environ 1 m (Le Coin, Rochat à Saint-Jean-d'Hérans) à 1,5 m (Ribeyre, Nord de Cordéac). La matrice sableuse est plus ou moins décalcarisée, argilifiée et rubéfiée (couleur brun rougâtre) tandis que les éléments cristallins sont plus ou moins décomposés, indice d'une certaine durée dans l'action des processus pédogénétiques.

Des lambeaux d'alluvions fluvio-glaciaires remplissant des chenaux ou formant terrasse existent aussi dans le secteur des moraines de La Mure, suivant soit la face externe (Le Creux, Les Mas, Pontcharra) soit la face interne du vallum (La Mure). Leur épaisseur et leur faciès ne sont pas connus, les exploitations dont elles ont fait l'objet ayant disparu, mais elles doivent être minces et analogues à celles du Beaumont, peut-être en plus grossier.

Toutes ces alluvions sont localement consolidées.

Jyb. Alluvions torrentielles (cailloutis, sables). Les cônes de déjection issus du ravin de Chalanne et des ravins voisins du versant nord-ouest du Dévoluy recouvrent localement la terrasse de Cordéac au bas des pentes. Il s'agit de cailloutis calcaires locaux hétérométriques et mal roulés, grossiers, à matrice limoneuse et litage fruste, d'épaisseur variable d'amont en aval (où elle devient nulle), inconnue mais probablement faible (quelques mètres).

Gyc. Moraines wurmiennes de la deuxième extension (argiles, sables, cailloutis, galets, blocs). Les coupes de la confluence Bonne – Roizonne (Demoiselles de La Mure, Garguette, Gorges de Siévoz) montrent une deuxième couche de moraine en superposition et ravinement sur le complexe glacio-lacustre de la première extension. Il s'agit soit de moraine de fond, argile noire sans structure à rares galets striés et blocs (Demoiselles, Serre de l'Aigle au-dessus de Saint-Pierre-de-Méaroz), ou de faciès plus sableux à nombreux gros blocs (Garguette, Les Miards, Gorges de Siévoz), soit de moraines latérales (Roussillon au Nord de Siévoz-le-Haut, Les Meyers), soit encore de moraines frontales (Roizon, Sousville). D'épaisseur généralement faible (une vingtaine de mètres au maximum, peut-être plus dans le secteur des Meyers), elles dessinent le lobe terminal du glacier de la Bonne, revenu dans l'ombilic de La Mure après un retrait d'ampleur et de durée inconnues, lors d'une deuxième extension légèrement plus courte que la première. Lors de cette avancée, la basse vallée de la Roizonne a été barrée par un diverticule de rive droite, bien marqué par une crête morainique latérale (Roussillon) qui s'est arrêtée en aval d'Oris-en-Rattier, et un lac s'y est formé (la Valette). Par contre la vallée du Drac n'a pas été atteinte et le creusement, commencé dès le retrait du stade glaciaire précédent, s'y est poursuivi.

Un deuxième épisode de stabilisation dans le retrait de ce glacier est bien marqué par le bel arc morainique de Siévoz-le-Haut et les deux fragments de moraines latérales de Saint-Laurent-en-Beaumont. A ce stade le front du glacier ne devait plus atteindre le confluent de la Roizonne, dans laquelle l'érosion devait donc commencer, et un écoulement fluvio-glaciaire important empruntait le profond chenal de Saint-Laurent-en-Beaumont, probablement façonné lors du stade maximum (Gyb), en direction du Drac.

On peut rapporter à cette seconde extension le colmatage morainique de la Combe du Villard, au-dessus du Villard dans le Valbonnais, déterminant le replat 1 490 m de La Vacherie. Il s'agit d'une moraine argileuse à blocs, épaisse de plus de 250 m, compacte, dans laquelle l'érosion a découpé une haute et pittoresque cheminée de fée (La Demoiselle), ainsi qu'une pseudo-crête morainique entre deux ravins latéraux.

GLyc. Complexe glacio-lacustre lié aux moraines de la deuxième extension (argiles, silts, sables, graviers et cailloutis à blocs). Le complexe glacio-lacustre lié au deuxième stade glaciaire wurmien et à ses phases de retrait compte au minimum quatre bassins différents : un externe et trois internes.

Lors de la stabilisation du glacier à son maximum d'extension (moraines de Roizon – Sousville), la vallée de la Roizonne était barrée et il s'y étendait en aval un lac de niveau 950 m ; c'est le lac externe de la Valette.

Lors d'une première phase de retrait, la dépression terminale centrée sur l'actuel confluent Bonne – Roizonne se transforma en lac d'ombilic contenu à l'intérieur de l'amphithéâtre des moraines terminales, de niveau supérieur à 882 m (peut-être 890) : premier lac interne (La Mure). Une deuxième phase de retrait libère la dépression de Siévoz où s'établit un deuxième lac interne de niveau 780 m (Siévoz). Le front du glacier devait stationner au niveau du verrou du pont du Prêtre, et le lac devait être retenu en aval par un barrage morainique aujourd'hui disparu. Enfin lors d'une troisième phase de retrait c'est l'ombilic du Valbonnais qui est libéré et transformé en lac de niveau 745 m (lac de Valbonnais). Le barrage aval devait être morainique, au niveau du verrou du pont du Prêtre, mais on ne connaît pas la position du glacier en amont.

Les sédiments de ces complexes glacio-lacustres successifs, très variables, seront décrits dans chaque bassin :

Lac de la Valette. Le remplissage forme une terrasse d'altitude 940 m rive droite de la Roizonne seulement (le lac n'a donc pas eu le temps de se combler entièrement), de stratigraphie suivante, de bas en haut :

- argiles grises silteuses, litées horizontalement, à cailloutis anguleux, visibles sur 1-2 m dans le lit de la Roizonne (cote environ 850) ;
- cailloutis à galets hétérométriques, grossiers, à matrice sableuse grossière, de nature exclusivement cristalline et à litage horizontal (850-880 m) ;
- sables fins, gris, compacts, à bancs plus ou moins argileux, bien lités horizontalement (880-930 m) ;
- en amont, ces sables passent progressivement à des cailloutis à galets qui affleurent en amont de la Valette entre 920 et 950 m ; leur partie supérieure montre des litages fortement obliques vers l'aval (delta), ce qui précise le niveau du plan d'eau.

Lac de la Tuilerie de La Mure. Ce lac, qui était peut-être multiple, est attesté par plusieurs formations malheureusement dispersées en plan et en niveau, ce qui ne permet pas d'affirmer son unicité. Il comprend essentiellement :

- les argiles de la Tuilerie de La Mure, superposées aux moraines de fond : ce sont des argiles bien litées horizontalement, d'épaisseur millimétrique (varves), très plastiques, de couleur gris-bleu foncé en profondeur, gris-ocre par altération en surface, d'épaisseur très variable pouvant atteindre 40 m et devenant sableuses vers la base (750-790 m) ;
- les sables de Siévoz, superposés aux moraines de fond des gorges, fins, à niveaux caillouteux et graveleux et litages horizontaux ou localement obliques, culminant à la cote 882 m (cote d'érosion). Leur épaisseur peut atteindre quelques dizaines de mètres ;
- les argiles litées du Serre de l'Aigle (879 m), épaisses de quelques mètres et reposant sur la moraine.

Si ce lac était unique, sa profondeur était très variable entre les cotes extrêmes 750 et 882 m, donc de l'ordre de 150 m.

Le remplissage du lac de La Mure se termine par le dépôt d'alluvions glacio-lacustres cataglaciales grossières formant une série de cinq

niveaux étagés suivant le retrait du glacier. Ce sont des cailloutis à galets hétérométriques pouvant atteindre 0,50 m de diamètre, bien arrondis, à matrice sableuse très grossière de couleur gris sombre non calcaire, pouvant former quelques lits intercalés de faible épaisseur et dans ce cas très faiblement calcaire. Le matériel est essentiellement cristallin (gneiss, amphibolites, granites, gabbros, quartz), avec roches sédimentaires rares (calcaires, grès rouille, spilites, brèches, microconglomérats). Le litage est fortement oblique à pendage sud (delta), avec couche horizontale au sommet. Quatre niveaux existent à Haut-Roizon (880 m, 850 m, 840 m, 830 m), un à Sousville (780 m). L'épaisseur des cailloutis est relativement faible (une vingtaine de mètres) mais s'étagé sur une dénivellation de plus de 100 m (880 à 760 m).

Lac de Siévoz. De dimensions très réduites, il s'allongeait entre l'amont du confluent Bonne - Roizonne et l'aval du verrou du pont du Prêtre. Il s'est entièrement comblé de formations très variées :

- au centre (Les Rivoires), des argiles grises légèrement silteuses, bien litées horizontalement (type La Mure), très compactes, durcies, à rares éléments grossiers flottés (galets, blocs isolés). Leur épaisseur dépasse 100 m (620-740 m), et elles montrent un banc sableux vers la base ;
- en amont (Plafin) et en aval (Siévoz - Le Plan), des cailloutis à galets et graviers bien roulés assez isométriques (autour de 5 cm), avec quelques blocs grossiers atteignant 0,50 m, uniquement siliceux (cristallin et brèches divers), à matrice sablo-graveleuse abondante pouvant former des bancs et litages très fortement obliques vers l'amont au Plan, vers l'aval à Plafin (deltas). Les sédiments se terminent par une couche subhorizontale de galets grossiers à surfaces convergentes vers le centre, dont il reste essentiellement le plan de Siévoz. L'épaisseur de ces formations deltaïques, qui passent latéralement aux faciès fins du centre du lac, est très variable mais forte (plufidécamétrique).

Lac de Valbonnais. Beaucoup plus vaste, il remplissait entièrement l'ombilic de Valbonnais entre le verrou du pont du Prêtre et le confluent Bonne - Malsanne, jusqu'à la cote 745 m. Sa profondeur est inconnue mais le surcreusement de l'ombilic est probablement considérable et dépasse certainement la centaine de mètres. Les dépôts glacio-lacustres apparaissent maintenant sous les vastes terrasses de Valbonnais et de La Roche qui subsistent sur les deux rives, avec une épaisseur visible d'une quarantaine de mètres. Il s'agit de sables grossiers à graviers et petits galets bien arrondis, à litage fortement oblique vers l'aval (deltas), passant au sommet à des cailloutis à galets plus grossiers de litage horizontal vers la cote 745 m. La nature des éléments est presque exclusivement cristalline.

La partie superficielle de ces formations est notablement altérée (rubéfaction, décalcarisation, arénisation) sur une épaisseur de 1 m (Le Plan) à 2 m (Siévoz - Les Gorges).

FGyC. Alluvions fluvio-glaciaires des terrasses (cailloutis, graviers, sables). Les alluvions fluvio-glaciaires liées au retrait du glacier du second stade wurmien terminent généralement le complexe des formations glacio-lacustres cataglaciales, dont elles forment la couche horizontale surmontant les bancs deltaïques à litages obliques. Elles sont peu

épaisses, de l'ordre de 2 m, parfois plus (Valbonnais), de même composition pétrographique que les alluvions deltaïques sous-jacentes mais aussi plus grossières, et supportent le sol d'altération. A Haut-Roizon celui-ci atteint 1 m d'épaisseur, est assez lessivé en surface (matériel très filtrant), de couleur rougeâtre, peu argilifié (terreux), avec assez nombreux éléments décomposés ou fragilisés (micaschistes et granites notamment).

Dans l'ombilic de La Mure elles forment le remplissage de deux couloirs étagés (Le Sauze 880, 850 m) entre les arcs morainiques extérieur et intérieur, probablement peu épais (quelques mètres), et localement consolidé. Dans l'ombilic de Valbonnais elles constituent deux basses terrasses emboîtées dans le remplissage glacio-lacustre aux Verneys (750 à 730 m), d'épaisseur décamétriques ou plus.

Dans la vallée du Drac, deux groupes de terrasses relativement basses, mais cependant nettement étagées au-dessus du talweg (30 à 70 m), forment d'étroits lambeaux à partir de Quet-en-Beaumont :

- le niveau supérieur de Quet (700 m) - Les Chambons (676 m) auquel correspond probablement le niveau supérieur des Rives (640 m) sous Saint-Jean-d'Hérans ;
- le niveau inférieur de Malvezin - Les Serrues (590 m) - Brizon et La Grange (580 m), qui paraît se subdiviser en aval du confluent Bonne - Drac dans les 5 niveaux étagés inférieurs des Rives (600 à 550 m).

Il s'agit essentiellement de terrasses d'érosion dans les cailloutis de base du Drac (Fya), sauf en ce qui concerne le niveau supérieur des Rives qui affecte la formation glacio-lacustre sableuse GLyb. De ce fait le matériel est un remaniement des cailloutis sous-jacents, sur une épaisseur variable mais faible difficile à déterminer.

On a noté ainsi également le matériel alluvial superficiel du chenal fluvio-glaciaire de Saint-Laurent-en-Beaumont, dont on ne connaît pas l'épaisseur, faible selon toute probabilité.

FyC. Alluvions fluviales wurmiennes (cailloutis, limons, argiles). Ces alluvions n'existent que dans l'angle sud-est de la feuille où elles constituent la racine amont de la terrasse de Mens dans le ruisseau de l'Hôte au pied du Châtel. Il s'agit vraisemblablement de cailloutis calcaires locaux relativement hétérométriques et mal roulés auxquels se mêlent quelques éléments cristallins remaniés des moraines rissiennes, emballés dans une matrice abondante sablo-argileuse dérivée des Terres Noires.

JyC. Alluvions torrentielles wurmiennes (cailloutis, sables, limons). Ces alluvions constituent des cônes de déjection fossiles mais à morphologie bien conservée qui se raccordent et/ou surmontent le plus souvent les terrasses d'âge correspondant FGyc, donc sont largement suspendues au-dessus des talwegs actuels. Les plus importants et les mieux connus (par une coupe) sont ceux du Valbonnais (la Maladière). Il s'agit de cailloutis hétérométriques mal roulés d'origine locale composés essentiellement de gneiss et micaschistes, de couleur sombre, emballés dans une abondante matrice limoneuse et de structures anarchique. Vers le sommet le matériel devient plus fin, bien lité horizontalement, montrant aussi un banc de sable gris sombre épais de granulométrie décroissante vers le

haut, témoignant probablement de l'achèvement de la sédimentation torrentielle. Son épaisseur est d'une dizaine de mètres. Mais la plupart des autres cônes de déjection, de dimensions plus faibles, sont moins épais à l'image de celui des Chambons (Drac), qui atteint à peine 2 m. Outre le Valbonnais, ces cônes se rencontrent dans la Roizonne et dans la vallée du Drac où ils sont les moins étendus.

Gyd. Moraines du troisième stade wurmien (inférieur) (cailloutis, blocs). Plusieurs systèmes de moraines terminales situées à l'intérieur du massif, très en amont des doubles moraines frontales wurmiennes de La Mure mais à une altitude guère plus élevée vue la configuration orographique des vallées, existent dans toutes les vallées internes (Bonne, Vénéon, Roizonne, Malsanne). Les deux plus importants sont ceux des Ougiers – la Danchère dans le Vénéon, et de la Chalp dans le Valjouffrey (Bonne). Ils indiquent un stationnement prolongé des glaciers mais ne donnent aucune indication relative à leurs mouvements (réavancée après retrait ou étape de décrue ?) faute de dépôts autres que glaciaires.

Ces moraines se présentent généralement comme des chaos de blocs de grande taille (jusqu'à plusieurs mètres), anguleux ou plus ou moins émoussés ou même arrondis, à matrice fine abondante (les Ougiers, la Chalp), ou à texture vacuolaire par lavage (la Danchère, Lauvitel). Leur épaisseur est partout considérable (pluridécamétrique à hectométrique ou plus dans le cas des Ougiers – la Danchère). Elles présentent presque toutes d'assez beaux vallums terminaux (Lauvitel, la Chalp).

Vénéon. Le système des Ougiers, qui forme un épais colmatage dans le fond du Vénéon jusqu'à Pont-Escoffier (feuille Vizille), est un dépôt de fond et plus ou moins frontal du glacier du Vénéon qui s'achevait ici à l'altitude 800 m environ, bien qu'il ne présente aucune forme caractéristique. Il est recouvert par un éboulis à gros blocs du versant du Clot.

La moraine de la Danchère, par contre, a visiblement été déposée par le glacier du cirque de Lauvitel, à orientation Nord. En aval des crêtes transversales qui retiennent le lac cette moraine montre des alignements longitudinaux pouvant figurer des moraines latérales. Un beau vallum frontal double ferme le Lauvitel à l'altitude de 1 500 m environ. Plus haut encore une moraine frontale bien constituée est perchée sur le gradin suspendu de Plan Vianney, cote 1 950 m, en aval du lac du même nom occupant un cirque aujourd'hui déglacé, preuve de son ancienneté vu son orientation également Nord.

Deux stades sont bien marqués par les moraines frontales du Lauvitel et de Plan Vianney. Mais il n'est pas certain qu'ils correspondent à deux épisodes glaciaires distincts et successifs car les deux bassins glaciaires sont différents dans leurs dimensions et leurs altitudes. De même, il n'est pas possible de savoir si le système Ougiers – Lauvitel est contemporain ou non. Les moraines de la Danchère par exemple pourraient correspondre à celles des Ougiers, auquel cas le vallum de Lauvitel serait d'un stade postérieur. Chronologiquement, l'incertitude demeure. On a noté aussi également les résidus morainiques qui entourent la tourbière de la Muzelle (2 150 m, au Nord du lac de la Muzelle), et qui sont antérieurs au début de la sédimentation dans cette dépression, datée du début du

Tardiglaciaire, avant 13 300 BP (M. Couteaux, 1983), mais qui n'ont guère la morphologie de vallums latéraux ou frontaux.

Bonne. La moraine frontale de la Chalp qui barre le Valjouffrey vers l'altitude 1 000 m environ est aussi double. Les vallums externes sont du glacier de la Bonne tandis que le vallum interne droit a été déposé sur le glacier latéral du vallon de la Chalp, issu du cirque ouest du Pic de Valsenestre (2 753 m). Il y a là une confluence analogue à celle de la Danchère.

Aucune moraine frontale n'est conservée dans le Valsenestre, beaucoup trop étroite, mais des placages morainiques des bas de versant existent rive droite en amont du pont de Paillet (1 132 m). Il est donc probable que le glacier du Valsenestre a séjourné dans le défilé entre ce pont et La Chapelle-en-Valjouffrey au moment du dépôt de la moraine de la Chalp.

Malsanne. Deux masses morainiques anciennes seulement existent dans cette vallée, la moraine frontale de Confolens (1 100 m), d'un glacier occupant le cirque du Pic Vert (2 603 m, orientation Nord), et la moraine informe (vallum latéral gauche ?) remplissant le ravin du Bourdouillet jusqu'à la cote 1 300 m environ sous le cirque est du Coiro (2 606 m).

Roizonne. Des moraines frontales bien caractérisées existent au Mollard (950 m), à Lavaldens (1 200 m) et à Moulin Vieux (1 100 m, feuille Vizille), au confluent avec la Roizonne des cirques latéraux du Rif Bruyant et de l'Espalier (versant ouest de l'Armet - Corio) et du Serriou (versant est du Grand Serre).

Si l'on en croit la chronologie palynologique de la tourbière de la Muzelle, les glaciers latéraux de face nord du Vénéon étaient retirés à une altitude supérieure ou égale à 2 150 m au début du Tardiglaciaire. Les glaciers possédant une autre orientation, et notamment Sud et Ouest, devaient être encore plus retirés en altitude au même moment. Mais il n'est pas exclu que des appareils plus importants, notamment de vallée (Vénéon, Séveraisse), aient pu subsister beaucoup plus bas du fait de leur masse supérieure et de leur situation abritée. Quoi qu'il en soit, il y a eu un stade où les glaciers du Vénéon et de la Bonne stationnaient dans leurs vallées (respectivement à 800 et 1 000 m), les vallées de la Roizonne et de la diffuence de la Malsanne étaient libérées tandis que les glaciers latéraux descendaient localement jusqu'à elles, ou à proximité (Malsanne), et ceci probablement vers la fin du Würm, antérieurement au Tardiglaciaire.

Gy. Moraines wurmiennes non subdivisées (cailloutis, blocs). On a réservé cette notation aux placages morainiques sur les versants dont le niveau les rattache indubitablement aux extensions glaciaires wurmiennes, mais que ni la stratigraphie ni la morphologie ne permettent d'attribuer à un stade déterminé, comme par exemple à Chabrand au-dessus des Engelas, dans l'ombilic de Valbonnais.

Ey. Éboulis stabilisés. Dans certains cas, on a distingué des éboulis non alimentés actuellement et largement recouverts de végétation qui ont dû s'établir après le retrait du Würm (le Châtel) ; il n'est cependant pas facile de les distinguer des éboulis historiques, apparemment inactifs (cf. Ez).

Holocène

Gz. Moraines post-wurmiennes (blocs, cailloutis, sables). Des placages morainiques récents existent en aval de la plupart des glaciers, mais pas de tous, qui subsistent actuellement sur le versant est de l'arête Grand Armet - Coiro, et autour de la haute crête Rochail - Signal de Lauvitel - Roche de la Muzelle - Pointe Swann. Ce ne sont plus que des petits glaciers résiduels retirés dans le haut de cirques beaucoup plus vastes façonnés pendant les périodes de glaciation. Ils sont généralement caractérisés par des formes morainiques terminales ou latérales nettes, d'aspect "frais", parfois très bien conservées (Grand Clot au Nord du Rochail, la Selle au Nord-Ouest du Signal de Lauvitel), sans glacier en amont donc pouvant remonter éventuellement au Tardiglaciaire, glaciers nord du Clapier du Peyron, glaciers de l'arête Pointe Swann - Aiguilles des Marmes. Leur altitude minimale peut s'abaisser jusqu'à 1 550 m en orientation Est (Grand Armet), 2 000 m Ouest (la Selle), 2 250 m Nord (Rochail), 2 500 m Sud (Pointe Swann). Ces moraines sont d'extension et d'épaisseur réduites. Aucune datation de ces moraines n'existe dans le cadre de la feuille mais il est certain qu'elles appartiennent, du moins pour la plupart, au "Petit Age Glaciaire Alpin" du XVIIe au XIXe siècle. Tous les passages intermédiaires semblent exister entre moraines et glaciers rocheux, beaucoup plus nombreux et de distribution et d'altitude plus variées.

EG. Glaciers rocheux (blocs, cailloutis, sable argileux). Beaucoup plus nombreux et étendus que les moraines récentes, les glaciers rocheux existent dans les mêmes formes et dans des situations topographiques voisines de ces dernières, mais aussi dans des secteurs aujourd'hui déglacés, certains depuis fort longtemps. Comme les moraines, ce sont des chaos de blocs anguleux et de cailloutis emballés dans une matrice argilo-sableuse plus ou moins abondante, qui forment le plus souvent des placages probablement peu épais (métriques à décamétriques), sur de hauts versants. Mais leur morphologie est moins nette que celle des moraines. Lorsqu'ils présentent des bourrelets, comme c'est le cas général, ils sont multiples, rapprochés et de disposition plus ou moins anarchique, donnant à l'ensemble une allure "fluidale". Ils peuvent être de diverses origines : moraines reprises, éboulis remaniés soit par solifluxion, soit par écoulement d'un noyau de glace, de névé ou de neige. Il y a en fait toutes les transitions entre moraines, glaciers rocheux et éboulis. On a noté EG quand le caractère morainique de la formation n'est pas évident, quand elle se trouve dans la zone morainique sans glacier en amont ou quand elle est à une altitude trop basse pour être d'origine glaciaire. Il s'agit de formations sans doute encore actives pour les plus élevées, inactives pour les plus basses, sous l'action des phénomènes périglaciaires.

Les glaciers rocheux sont nombreux sur le versant ouest du Grand Armet, dans des cirques où ils descendent à une altitude inférieure à 1 750 m ou même 1 700 m au Nord de la Tête de Barbaron, autour du Rochail à une altitude supérieure à 2 300 m (Sud de la Tête des Chétives) et sur les arêtes encadrant les vallées du Valbonnais et du Valsenestre (Arcanier, Pic de Valsenestre, arête Rouméouse - Clotonnet) (1 500 m au Nord de la Tête de Rouméouse). Ceux du "cirque" de Fallavaux, sous le sommet des Rouchoux, descendent particulièrement bas (1 400 m au moins) malgré leur exposition, Sud ou Ouest. Cela est dû à leur nature

très riche en matrice argileuse dérivée des schistes liasiques du substrat, très favorable à leur remaniement par solifluxion.

Fz, Jz. Alluvions fluviales et torrentielles de fond de vallée (cailloutis, graviers, sables). Les fonds de vallées de la Bonne, de la Roizonne et de la Malsanne ainsi que la dépression de Matheysine sont remplis par un complexe de cônes de déjection torrentiels latéraux passant en continuité à des alluvions fluviales longitudinales dans lequel se distinguent deux niveaux : un niveau supérieur relativement ancien, fossile (Fz1, Jz1), un niveau inférieur emboîté de quelques mètres, encore soumis aux divagations des cours d'eau (Fz2, Jz2). Localement, il n'existe qu'un seul niveau (Malsanne, Matheysine *p.p.*, Valsenestre, Saint-Sébastien) qui a été noté Fz, Jz). Il n'y en a pas le long du Drac et de la Bonne en aval du confluent de la Roizonne, leurs talwegs étroits entaillant directement le substratum rocheux.

Les alluvions de fond de vallées sont généralement grossières (cailloutis hétérométriques de calibre atteignant 0,50 m voire plus), sans gros blocs, peu arrondis mais émoussés, à matrice plus ou moins importante de graviers et de sables graveleux le plus souvent bien lavés, à litage grossier et de nature reflétant le substrat dans lequel elles ont pris naissance. Leur épaisseur est inconnue faute de sondages, de même que leur structure, mais elle doit être plurimétrique à décimétrique localement, voire plus. Les deux niveaux sont particulièrement bien marqués le long de la Bonne en Valjouffrey, où l'essentiel du remplissage en amont d'Entraigues est ancien, notamment à partir de la Chalp où il est bloqué contre l'obstacle de la moraine frontale. Le second niveau entaille le premier précisément à partir de cette moraine, l'érosion régressive commençant à peine à la traverser. En amont des Faures les deux niveaux réapparaissent, laissant présager l'existence d'un processus d'érosion progressive agissant à partir de l'amont.

Aucun élément ne permet de dater ces deux niveaux. Le plus récent est encore en cours de formation. L'édification du plus ancien doit être immédiatement postérieur au retrait du glacier de la Bonne de son front de la Chalp, probablement ancien (tardiglaciaire ou antérieur), mais on ne sait pas quand l'alluvionnement a cessé. Peut-être l'alluvionnement important a-t-il pris fin après la récurrence froide du Dryas III, auquel cas le niveau emboîté serait entièrement holocène.

Jy + z. Alluvions torrentielles wurmiennes à holocènes (blocs, cailloutis, sable, argile). On a noté ainsi les cônes de déjection de Simiane et Prunières à l'Ouest de La Mure, suspendus au-dessus du ravin de la Jonche et recouvrant les formations glacio-lacustres et morainiques de Peychaud (858 m). Ils sont formés de cailloutis à éléments anguleux locaux (calcaires du Lias et du Trias) emballés en désordre dans une matrice sablo-limoneuse sombre. Leur édification a commencé au moment ou peu après l'extension maximale du glacier wurmien, comme l'indique leur position morphologique, mais a continué ensuite pendant le Würm pour s'achever probablement à l'Holocène, car ils sont très peu recrusés. On ne connaît pas leur épaisseur, probablement d'ordre décimétrique.

FzT. Alluvions des tourbières. Plusieurs tourbières existent sur la feuille, notamment en Matheysine (autour des lacs actuels, dans la dépression morainique de Villard-Saint-Christophe dans les marais de La Mure), à Siévoz-le-Haut et à la Muzelle. Plusieurs ont fait l'objet de recherches palynologiques, ce qui multiplie leur intérêt. Ainsi la tourbière de la Muzelle a permis une reconstitution paléoclimatique depuis le début du Tardiglaciaire (M. Coûteaux, 1983).

Les tourbières de Matheysine, étudiées par J. Becker (1952), sont peu épaisses et de formation relativement récente : Grandes Sagnes de Pierre-Châtel (0,40 m de tourbe fibreuse recouvrant 0,50 m d'argile grise), Ferme du lac de Pierre-Châtel (2,10 m de tourbe caricière), le Villaret (0,75 m de tourbe hypnocaricière et 0,10 m de tourbe argileuse sur de l'argile bleue). En réalité la tourbière des marais de La Mure doit être plus épaisse puisque 2 m de tourbe ont été traversés par le puits n°3, vers le centre (Houillère du Bassin du Dauphiné). La tourbière des Grandes Sagnes a montré le Dryas moyen et l'Alleröd (12 400-10 800 BP), celle de la Ferme du Lac le Subboréal et le Subatlantique (4 500 BP - 0) et celle du Villaret le Subboréal seulement (4 500-3 000 BP), ces deux dernières révélant l'apparition du noyer dès le Subboréal.

Mais c'est la tourbière de la Muzelle qui, de loin, est la plus riche d'enseignement. Elle renferme en effet une séquence pollinique complète depuis le début du Tardiglaciaire, couvrant environ 14 millénaires. Mais surtout sa situation à 2 150 m d'altitude dans le cirque de la Muzelle, d'orientation plein Nord au-dessus de Vénosc (Vénéon), montre que le site était entièrement déglacé à cette époque, donc que la déglaciation et le retrait des glaciers de cirque à proximité de leurs positions actuelles date de la fin du Würm.

Cette tourbière de petites dimensions (de l'ordre de 1 ha) est située dans une dépression de faible profondeur immédiatement au Nord du profond ombilic dans lequel se loge le lac de la Muzelle (2 000 m). Elle se situe sur un replat du substratum séparé de l'ombilic par une arête rocheuse, entre les ravins de la Pisse à l'Ouest et de Chapeau-Roux à l'Est. Elle se trouve donc en position d'abri par rapport aux axes d'écoulement des glaciers qui suivaient nécessairement ces ravins. Il ne semble pas que la dépression de la tourbière soit d'origine glaciaire, comme l'est le lac de la Muzelle, mais plutôt provienne de la dissolution d'une bande transversale de cargneules du Trias redressées qui en constitue le substrat. Les bourrelets qui limitent la dépression vers le Nord (aval) sont formés de roche en place parsemée de dépôts morainiques dessinant de petites buttes mais n'ayant nullement la morphologie de vallums. La sédimentation de la tourbière, fine (argiles, gyttjas, tourbe), ne montre d'ailleurs aucune influence glaciaire directe. Il semble donc exclu que tout glacier ait séjourné à son contact pendant toute la période de sédimentation. D'une épaisseur maximale reconnue par sondage de 7,36 m, la tourbière montre la succession lithologique, pollinique et paléoclimatologique suivante (M. Coûteaux, 1983) :

- *Dryas inférieur* (avant 13 300 BP) : argiles lacustres varvées (0,20 m) ; végétation steppique très clairsemée avec armoise et pins.

- *Bölling* (13 300-12 450 BP) : argiles lacustres non varvées minces ; fruticée à genévriers et rares pins, traduisant une amélioration climatique.
- *Dryas moyen* (12 400-11 900 BP) : argiles lacustres grises, minces ; le genévrier est en régression de même que les armoises, le pin en extension : recrudescence du froid sans accroissement des précipitations.
- *Alleröd* (11 900-10 800 BP) : argiles noires lacustres peu épaisses : pinède dense et homogène, amélioration thermique entraînant la remontée de la forêt conjointement à une augmentation des précipitations amenant un abaissement de la limite des névés au début de la période.
- *Dryas supérieur* (10 800-10 300 BP) : argiles lacustres pseudo-varvées puis gyttjas assez épaisses. La pinède est en nette régression, l'armoise et éphedra augmentent, le genévrier se fait rare. Trois poussées d'armoise traduisent trois péjorations nettes dans cette période de refroidissement important et généralisé.
- *Préboréal* (10 300-8 900 BP) : avec cette période débute l'Holocène, qui fait suite au Tardiglaciaire précédent. La sédimentation est considérablement freinée, voire stoppée localement (lacunes), et consiste en gyttjas lacustres peu épaisses. Les pollens montrent une grande diminution des armoises, la disparition d'éphedra et l'accroissement des pins tandis que les feuillus apparaissent (aulne, chêne, noisetier, bouleau). Le climat est en net réchauffement, et restera tempéré jusqu'à l'époque actuelle.
- *Boréal* (8 900-7 500 BP) : épaisse sédimentation lacustre de gyttjas. L'armoise disparaît et les arbres prennent de l'importance (noisetier de 10 à 20 %, chénaie mixte, tandis que les pins diminuent et que le sapin apparaît).
- *Atlantique* (7 550-4 500 BP) : sédimentation assez épaisse passant du lacustre (gyttjas) au palustre (tourbe). C'est l'époque de l'expansion du sapin (jusqu'à 20 %), avec retrait corrélatif du pin.
- *Subboréal* (4 500-2 800 BP) : sédimentation palustre épaisse (tourbe) : apparition du hêtre, décroissance du bouleau et du noisetier.
- *Subatlantique* (2 600 BP-0) : la croissance de la tourbe continue et l'épicéa apparaît, avec une augmentation de l'aulne (accroissement de l'humidité ?).

M. Couëteux (1982-83) a tiré de ces fluctuations climatiques déduites des variations de la végétation un schéma des avancées et reculs des glaciers de la Muzelle basé essentiellement sur la nature de la sédimentation (les argiles "varvées" sont postulées représenter l'arrivée du glacier dans la dépression) et la palynologie (les poussées d'armoise sont supposées traduire des avancées glaciaires). Ainsi, partant d'un front du glacier dans la cavité de la tourbière au début du Dryas inférieur, ce glacier aurait regressé pendant la plus grande partie de cette période, le Bölling et le Dryas moyen ; il aurait connu une petite crue au début de l'Alleröd malgré une amélioration thermique décelée par la remontée de la forêt, puis un recul accentué ; pendant le Dryas supérieur, une récurrence importante du glacier est subdivisée en trois avancées, dont seule la seconde aurait atteint la tourbière et laissé une série de cinq moraines frontales pouvant correspondre à cinq pulsations. Enfin pendant l'Holocène les glaciers auraient subi un recul irrégulier non traduit par les sédiments lacustres et palustres.

Nous avons vu qu'en fait la configuration de la dépression de la Muzelle est telle qu'il n'est pas possible qu'un front glaciaire s'y soit engagé (une diffluence à la rigueur), et que les buttes morainiques n'ont

rien d'une morphologie frontale. De plus les dimensions de la dépression de la tourbière sont tellement réduites (140 m sur 90) qu'il n'est pas vraisemblable que le front d'un glacier s'y soit avancé sans abandonner de matériaux grossiers. Il est donc probable que les argiles "varvées", si elles représentent bien des épisodes froids traduisant peut-être des récurrences glaciaires, ne signifient pas que le glacier atteignait la tourbière. A notre sens la tourbière de la Muzelle certifie que les glaciers du cirque correspondant avaient abandonné le site dès le début du Tardiglaciaire pour ne plus y revenir. Les argiles "varvées" et les poussées d'armoise traduisent peut-être des réavancées de ces glaciers, mais celles-ci ne se manifestent aucunement dans la morphologie et sont par conséquent purement hypothétique. Les seuls traces de fronts glaciaires subsistant dans le cirque sont les moraines bien formées qui existent au contract ou presque de certains des glaciers actuels, et qui sont attribuables au Petit Age Glaciaire par comparaison avec celles dont la datation est certaine.

Ez. Eboulis de gravité et/ou périglaciaires (blocs, cailloutis, graviers, sables). Cailloutis anguleux de provenance strictement locale (versant), pouvant contenir des blocs et, localement, des éléments remaniés de formation antérieure (blocs et galets cristallins dans les éboulis calcaires du Beaumont par exemple), à matrice sablo-graveleuse, présentant un litage très bon de même pendage que la surface des éboulis. Dans certains cas il y a alternance de lits grossiers épais et de lits fins minces, de faciès *grèze* ou *groize*, et des consolidations en bancs selon la structure. Les éboulis de gravité sont caractérisés par une pente superficielle d'équilibre de 30 à 34° environ, les éboulis périglaciaires (remaniés par nivation) par une pente plus faible (25-30° ou moins), outre leur structure litée. Ils forment des tabliers drapant le bas des versants ou des cônes au débouché de ravins, le long de la plupart des vallées internes où leur distribution est cependant très irrégulière. Leur épaisseur, variable, est d'ordre décamétrique.

Ils sont fréquents et étendus dans le Vénéon, la Bonne, la Roizonne, le versant ouest du Grand Serre (Matheysine) et à la base de la montagne calcaire du Beaumont, où ils ont donné lieu à exploitation.

EB. Eboulis à gros blocs (blocs, cailloutis). Chaos de gros blocs anguleux métriques à décamétriques avec éléments caillouteux pouvant se présenter en énormes cônes à forte pente et résultant de l'écroulement brutal d'un fragment de paroi, pouvant se produire à plusieurs reprises. Ils sont peu nombreux sur la feuille. Les plus importants sont ceux qui recouvrent la moraine des Ougiers et la moraine du Lauvitel (Vénéon) ; il en existe aussi de plus modestes à l'Ouest de Vénosc et en aval du Désert-en-Valjouffrey. Ils n'intéressent que le substrat cristallin.

EJ. Eboulis remaniés par ruissellement (cailloutis, graviers, sables). De même faciès que les éboulis de gravité, peut-être en un peu moins grossiers et mieux lités, les éboulis remaniés par ruissellement forment des cônes plus ou moins étalés généralement à la base des ravins, de profil parabolique et de pente intermédiaire entre celles des éboulis et des cônes de déjection. Ils sont surtout fréquents et étendus au bas des versant sédimentaires (Malsanne, Matheysine, Bois Tourray au Sud de Saint-Jean-d'Hérans), mais existent aussi sur versant cristallin (Vénéon, Valjouffrey).

Cônes d'avalanches (blocs, cailloutis, graviers, sables) (non différenciés des cônes d'éboulis). Cônes de profil généralement assez rectiligne de pente inférieure à celle des éboulis, formés d'un matériel très hétérométrique et sans structure, localisés au bas de ravins (couloirs d'avalanche), sur les versants des vallées internes. Ils sont très nombreux sur la rive droite de la Malsanne, dans le Valjouffrey et le Valsenestre et n'ont pas été différenciés des cônes d'éboulis.

U. Tufs. Ils sont très peu représentés sur la feuille.

X. Remblais artificiels. Le principal remblai est celui formé par les stériles remontés avec le charbon des mines de La Mure au Villaret.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

L'évolution structurale de la région est illustrée par la figure 3.

TECTONIQUE ANCIENNE

Massif du Taillefer

Explication de la carte

A l'échelle des structures cartographiques, le charriage de l'unité du Tabor sur la formation de Lavaldens et la série du Taillefer, avec interposition d'une écaille représentée par la formation de Rioupéroux, est le fait tectonique majeur. Il est évident notamment dans le secteur du Piquet de Nantes.

Un deuxième point qui ressort assez clairement de la carte est la complexité de ce charriage. Un premier contact sépare la formation du Tabor de celle de Rioupéroux. Celui-ci est replissé. Un deuxième contact plat, sécant sur le premier, fait reposer sur les schistes de la série du Taillefer l'une ou l'autre des formations précitées. Ce dispositif abouti localement à la troncature basale des amphibolites redressées de la formation du Tabor (Sud-Est du sommet du Taillefer).

Le troisième point est l'existence d'écaillages répétés intriquant les unités de Lavaldens et du Taillefer. Sur ce dernier point la réalité peut être plus complexe et assez différente de l'image qu'en donne la carte pour la raison suivante : dans le cas de contacts tectoniques, c'est-à-dire en l'absence de la discordance jalonnée par des conglomérats, il n'est pas partout possible d'affecter à coup sûr les schistes épizonaux du soubassement du Tabor à l'une ou à l'autre des unités de Lavaldens et du Taillefer, notamment en l'absence d'affleurements repérés des niveaux lithologiques spécifiques de la seconde : "grès à trous" et dolomies en petits bancs.

Analyse microtectonique

La caractéristique la plus frappante des micaschistes et gneiss albitiques est la présence très générale d'un "microplissement" spectaculaire. Les petits plis les plus évidents, millimétriques à décimétriques,

correspondent en fait à deux phases de déformations tardives d'intérêt limité. Dans la formation de Lavaldens, sous la série charriée du Tabor, ils reprennent clairement des microstructures isoclinales couchées correspondant à deux phases successives de déformation tangentielle. La foliation plissée observable à l'oeil nu sur les affleurements correspond ainsi soit à une surface composite S_0-S_1 replissée par des plis post-schisteux isoclinaux P_2 visibles, soit, par disparition des charnières P_2 (transposition totale de S_0-S_1) à une surface composite $S_0-S_1-S_2$.

Les plis P_1 n'ont été observés qu'exceptionnellement, en affleurement, sur surface polie glaciaire et en lame mince, leur direction axiale reste ici inconnue ; les axes de plis P_2 , par contre, souvent bien repérables sont orientés en moyenne $N 120^\circ E$. L'étude d'ensemble du Sud de Belledonne (feuilles Domène, Vizille, La Mure) conduit à lier les plis P_2 à la phase initiale, majeure, du charriage de l'unité du Tabor.

Interprétation

Il existe une discontinuité structurale cartographique et microtectonique significative au contact des unités du Taillefer et de Lavaldens. Toutefois, l'existence d'une discontinuité correspondante dans le métamorphisme ne peut être démontrée ici en l'absence de reliques indiscutables de paragenèses mésozonales barrowiennes dans les micaschistes polystructurés de Lavaldens.

A l'inverse la coupe du bas Valjougfrey montre, à notre avis, une discontinuité métamorphique très nette entre un ensemble mésozonal à staurotide, disthène et même sillimanite et un ensemble de méta-siltites, méta-grauwackes et conglomérats présentant la même lithologie et le même métamorphisme, faible, que la série du Taillefer. La solution la plus logique et la plus simple est alors de corréliser ces deux discontinuités sur le plan structural, ce qui ne signifie pas pour autant que les séries inférieures aient le même âge de dépôt partout.

L'auteur (F. Carme) avait proposé à l'origine, par comparaison avec le Massif Central et en fonction des idées alors admises sur la chaîne hercynienne, une interprétation polycyclique de Belledonne qui reviendrait ici à regrouper les formations du Tabor, de Rioupéroux, du Taillefer oriental et de Lavaldens en un complexe inférieur (complexe de Belledonne) d'âge briovérien probable, surmonté en discordance majeure, ici au niveau de la série de Lavaldens, par la série du Taillefer d'âge supposé dévondinantien.

Des résultats géochronologiques récemment obtenus par deux méthodes différentes établissent, semble-t-il définitivement, *l'âge paléozoïque inférieur (500 ± 20 Ma) de la formation Tabor - Chamrousse* (Peucat : U/Pb sur zircons ; Pin : isochrone R.T. en Nd/Sm) et donc l'équivalence d'une partie au moins des séries de Belledonne avec les séries "arvernes" du Massif Central. Un autre résultat, unique et peu précis (350 ± 50 Ma) a été obtenu sur les zircons d'un plagiogranite ("granite de Livet", feuille Vizille) identique à ceux de la formation de Rioupéroux. Cette dernière (au moins) pourrait alors être dévonienne, *la série du Taillefer correspondant au seul Dinantien.*

Par ailleurs on doit signaler ici, sans entrer cependant dans une discussion détaillée qui sortirait complètement du cadre de cette notice, qu'il existe plus au Nord (région d'Allemont, feuille Vizille) des indices tendant à démontrer que le métamorphisme à disthène de la région est postérieur à une anatexie qui pourrait être "acadienne" (Siluro-Dévonien).

En conclusion l'évolution structurale anté-houillère de Belledonne serait plus complexe encore qu'on ne l'avait envisagé initialement : à une évolution orogénique en deux étapes principales, l'une anté-dévonienne l'autre post-dévonienne on est conduit à substituer un *schéma en trois étapes : acadienne – bretonne – sudète*.

Massif du Pelvoux

Dans la limite de la feuille, les formations du noyau du Pelvoux n'ont pas livré de traces spectaculaires des phases tectoniques antérieures à la mise en place des granites hercyniens. Rappelons que sur la feuille Saint-Christophe (cf. notice), des plis post-foliaux, recoupés par les limites des granites ont été mis en évidence (de direction Nord-Sud à NW-SE) ainsi que des blastomylonites (orientées N 140°E) disposées en d'importants linéaments (Peyre-Arguet, la Pilatte) et s'intercalant entre les deux phases de migmatisation du massif.

L'enveloppe corticale du Pelvoux est largement recoupée par la Bonne, ce qui permet d'observer de grands plis déversés ou couchés dans les séries cristallophylliennes, en particulier près de La Chapelle-en-Valjouffrey. Les falaises dominant Entraigues à l'Est, portent la trace d'un important chevauchement vers l'Ouest cisailant les séries de conglomérats et de schistes quartzitiques, avec des plis d'accompagnement métriques (N 10°E, N 45°E, N 150°E) (P. Gibergy).

TECTONIQUE JURASSIQUE

Durant le Jurassique, les Alpes occidentales françaises, appartenant à la marge passive du continent européen en voie de submersion par la mer téthysienne, étaient soumises à une tectonique en distension (*rifting*), avec enfoncement généralisé mais progressif. La zone dauphinoise et, en particulier, le territoire de la feuille La Mure, ont conservé des exemples probants de ce type de mouvements, caractérisés par le jeu de failles normales ou listriques qui ont contrôlés la sédimentation durant tout le Jurassique. Ces accidents, sans doute hérités des phases tectoniques hercyniennes car ils sont jalonnés par des dépôts houillers, ont induit un découpage de la région en blocs de socle dont le jeu relatif a délimité des horsts et des grabens de plus en plus marqués. Cela se traduit par des variations de faciès dans le temps et dans l'espace et par l'apparition de dépôts inhabituels : mégabèches, olistolites, calcaires noduleux et/ou à entroques, filons clastiques, répartis sur ou à proximité des zones hautes et mobiles que sont le dôme de La Mure, le Taillefer, le Rochail – Lauvitel, la Roche de la Muzelle et les environs de la Salette – Fallavaux. On constate que ces faciès inhabituels se localisent à proximité du massif cristallin actuel dont la disposition serait approximativement héritée de la paléogéographie jurassique. On a pu aussi constater que dans quelques

cas exceptionnels, les paléo-pentes et paléo-failles coïncidaient, avec une forte probabilité, avec des failles visibles dans la topographie : c'est le cas de la *faille méridienne du col d'Ornon* et de ses satellites, jalonnée par des olistolites (Chantelouve) ou de la *faille du col du Vallon - lac de la Muzelle* (olistolites) ou bien de celles, moins importantes, du Chamoux, d'Hurtières ou du paléohorst de la Tête de l'Homme près de la Salette, marqués par des brèches, des réductions de séries importantes ou par des discordances. Dans d'autres cas l'existence d'accidents jurassiques se déduit de la seule répartition des faciès : ainsi pour la zone de fractures (ou linéaments) à l'Est de Fallavaux (accident d'Aspres-les-Corps, Saint-Bonnet) marquée par de nombreuses anomalies sédimentaires (olistolites, brèches, discordances, réduction de séries) mais où les paléostrucures n'apparaissent plus clairement ou du moins ont été fortement altérées par des tectoniques ultérieures. Ou alors les preuves de cette tectonique ancienne n'ont pas encore été exhumées par l'érosion : on ne connaît pas l'origine du matériel cristallin contenu dans la brèche toarcienne du Beaumont ; ou encore l'importante paléo-faille qui devait limiter à l'Est le dôme de La Mure ne peut être suggérée que par l'opposition brutale des faciès et des épaisseurs de part et d'autre et par la présence d'olistolites plus au Nord, dans le prolongement (olistolites de Fau Laurent au Nord de Séchilienne, feuille Vizille).

Cependant la répartition des faciès et la reconstitution, même approximative, des bassins laissent à penser que les blocs de socle étaient dissymétriques avec un abrupt de faille à regard Est, des pentes plus douces vers l'Ouest, donc que leur basculement se faisait vers l'Ouest. Par la diversité des orientations relevées sur les paléo-accidents reconnus, il est probable que les mouvements distensifs se compliquaient par un entrecroisement de fractures et par le jeu d'accidents conjugués (et donc avec une composante de rejet horizontale).

Cette tectonique a débuté très tôt dans le Lias (Hettangien) voire même au Trias supérieur (filons basiques et coulées de laves), a connu plusieurs épisodes plus importants au Sinémurien et au Toarcien (et/ou Domérien), s'est poursuivie dans le Dogger (région de Fallavaux - le Grand Rénaud - lac Labarre) et sans doute dans une grande partie du Malm (fissures d'extension, discordances au moins callovo-oxfordiennes au Signal du Lauvitel et au Mont Pelvoux, sur Saint-Christophe).

TECTONIQUE ALPINE

La tectonique ultérieure, compressive, s'est échelonnée du Crétacé supérieur au Négoène et a repris les limites des blocs jurassiques en les transformant en accidents coulissants et chevauchants, donnant écaillages et étirements sur les paléo-pentes et sur les olistolites, ce qui efface plus ou moins leurs caractères originels : olistolites de Venosc par exemple. Ces mouvements qui correspondent à la mise en place des nappes alpines, au moins après l'Eocène, sont de plus en plus intenses d'Ouest en Est.

Le découpage des blocs de socle, hérité du Jurassique, va se retrouver dans les grands accidents méridiens de la couverture sédimentaire :

– *l'accident médian de Belledonne* se repère, à La Mure, par le chevauchement du Dogger sur le socle (Mont Cimon) ; plus au Sud, par contre, on le situe difficilement dans les marnes du Jurassique moyen - supérieur ;
– *la faille du Taillefer*, bien visible jusqu'au Sud du Périer est ensuite relayée par plusieurs accidents : faille du col d'Hurtières, faille du Vet – Chamoux ;
– *l'accident de Venosc – col de la Muzelle* se bifurque une première fois au lac de la Muzelle vers le col du Vallon puis le Signal du Lauvitel et une seconde fois au Pic de Valsenestre ; là, il est relayé par deux accidents alpins majeurs : faille d'Aspres-les-Corps, NE-SW et faille du col de la Vaurze, Villar-Loubière et Aiguille de Morges, NW-SE. Tous ces accidents, bien repérables actuellement, correspondent à des limites socle – sédimentaire, mais aussi à de grands ensembles de socle, au moins localement : rameau externe – rameau interne de Belledonne, série corticale (série du Taillefer) – complexe du noyau du Pelvoux (au Sud de Valsenestre) et ils sont soulignés de lambeaux de terrains houillers, relique des anciens bassins. Ils sont donc hérités de phases tectoniques très anciennes.

A peu près méridiens, ils sont complexes car ont joué en coulissements d'abord dextres puis senestres (accident de la Muzelle) et sont associés à des décrochements et/ou des chevauchements beaucoup plus transverses : failles et plis de la région de La Mure, chevauchements du massif du Rochail (se poursuivant à l'Est dans la montagne de Pied-Moutet), chevauchements ou plis couchés du Sud du Périer – Combe Guyon, chevauchement du Pic de Valsenestre, de la Roche de la Muzelle ou encore failles et plis près de l'accident d'Aspres-les-Corps. Toutes ces structures, dont la vergence est vers le Nord ou le Nord-Ouest, sont nettement repris par les accidents méridiens dont un rejeu important est donc postérieur. Le fait qu'elles soient parfois associées à des faciès inhabituels du Jurassique laisse supposer qu'elles pouvaient cependant exister dès cette époque (sous forme de paléo-pentes au moins).

Ainsi deux phases tectoniques alpines majeures sont bien mises en évidence :

– une *compression nord-sud* donnant dans cette région surtout des chevauchements vers le Nord ou le Nord-Ouest et que l'on associe à la phase arvinche ou du Dévoluy (donc Crétacé supérieur), reprenant les paléo-blocs jurassiques ;

– une *compression est-ouest* avec des coulissements importants : le jeu dextre de l'accident d'Aspres-les-Corps se superpose à un premier plutôt senestre (M. Gidon, 1976). Il s'y associe un basculement des compartiments vers l'Ouest ou le Sud-Ouest (région de Valbonnais – Valjouffrey) ; les failles normales Nord-Sud jouent en sens inverse (faille du Taillefer) et la couverture sédimentaire se plisse (avec forte schistosité) et s'aplatit contre la butée que déterminent ces rebords de socle (plis du bassin de Bourg-d'Oisans ; Gratier et Vialon, 1980). Cette phase de compression, la mieux repérable car la plus récente (et la plus vigoureuse ?), correspondant aussi à la mise en place des nappes alpines, a débuté durant le Nummulitique (exemple de tectonique synsédimentaire sur Saint-Christophe), et s'est poursuivie durant tout le Paléogène.

Au Miocène, se produit la phase de *soulèvement* (qui se vérifie encore actuellement) :

- faible distension et failles d'effondrement qui reprennent les rejets très anciens ;
- accentuation des plis avec glissement de la couverture où apparaît, à la limite avec le socle, un basculement vers l'Ouest de la schistosité ou, très localement, l'apparition d'une seconde schistosité ;
- failles minéralisées, surtout Nord-Sud, appelées *fentes alpines*.

Une belle illustration de ces tectoniques successives en est la complexité du gisement houiller de La Mure où les directions superposées de plissements et les failles entrecroisées conditionnent étroitement l'exploitation du charbon. Une autre, bien repérable à l'examen de la carte, est donnée par l'allure en coin ou losangique dessinée par les accidents structuraux grâce à des jeux conjugués ou successifs suivant des directions orthogonales.

STABILITÉ DES VERSANTS

Mouvements de versants en masse

Ils résultent généralement du tassement sur place d'une partie d'un versant, avec fragmentation plus ou moins poussée du matériel mais sans déplacement individuel des éléments. Ils constituent des masses chaotiques plus ou moins boursoufflées sans morphologie caractéristique, d'épaisseur difficile à évaluer mais généralement pluridécamétrique. Ce sont des formations de grande ampleur, kilométriques ou plus, qui affectent préférentiellement les schistes cristallins du Coiro et les calcaires et marnes du Beaumont et du Dévoluy, facilitées probablement par des dispositions structurales. Ils sont particulièrement nombreux et étendus sur le versant ouest du Grand Armet - Coiro où leur départ a créé des niches d'arrachement qui pourraient être confondues avec des cirques glaciaires, n'étaient leur altitude le plus souvent beaucoup trop basse. Au-dessus de Valbonnais le mouvement du versant sud de la crête de Côte-Belle a une morphologie et une structure qui l'apparente peut-être à un glissement. Les versants est et sud de la montagne du Beaumont en sont affectés ainsi que le versant marneux du Dévoluy au-dessus de Cordéac et celui du Drac en face des Rives.

Face au village de Chantelouve, le versant est de l'Armet (au droit des Bosses) présente des signes de tassements nets : crevasses, niches d'arrachement, entassement de gros blocs et d'écaillés fauchés et donne lieu à des éboulements impressionnants venant du tiers supérieur de la paroi (années 70).

Au Nord de Chantelouve et au-dessus du col d'Ornon, les pentes de Lias constituant le versant ouest du Petit Rénaud (feuille Vizille) montrent un important système de paquets tassés et décalés les uns par rapports aux autres suivant des lignes bien marquées dans la topographie. L'érosion torrentielle en est facilitée et se montre très vive lors de pluies prolongées transformant les ruisseaux en torrents de laves boueuses qui recouvrent la route du col d'Ornon.

Glissements de versants, coulées boueuses

Des *coulées boueuses* plus ou moins actives, ou susceptibles de réactivation, affectent les sédiments glacio-lacustres et les moraines qui les surmontent tout le long de la vallée du Drac et de la basse vallée de la Bonne. Elles forment des loupes bien délimitées d'ampleur hectométrique à kilométrique, voire plus, d'épaisseur inconnue mais probablement faible (métrique à décamétrique), dont la plus ennuyeuse sinon la plus importante est celle qui a détruit le pont de Ponsonnas au confluent Bonne - Drac et nécessité la construction d'un pont préfabriqué provisoire, périodiquement submergé par de nouvelles coulées.

Des *glissements de versants* plus diffus et plus généralisés, d'ampleur kilométrique à plurikilométrique, affectent les mêmes formations dans les mêmes secteurs. Ils sont actuellement stabilisés, semble-t-il, mais sont susceptibles de se remettre en mouvement localement. Leur épaisseur est en moyenne d'une dizaine de mètres, d'après des études géophysiques et des sondages le long de la route de La Mure au pont de Ponsonnas (P. Antoine *et al.*, 1977, rapport Scetauroute, inédit). De tels glissements peuvent aussi intéresser des assises marneuses du substrat (Jurassique moyen du Nord du Châtel, La Peyre).

RESSOURCES DU SOUS-SOL

HYDROGÉOLOGIE

Du point de vue hydrogéologique, la zone couverte par la feuille ne peut être découpée en unités bien définies et présentant des caractères bien distincts.

Il n'existe pas de grandes nappes. Les seules qui sont exploitées se trouvent dans les formations quaternaires. Au Nord de La Mure, dans les formations glaciaires et fluvio-glaciaires, les eaux souterraines sont exploitées par drains au Sud de Ser-Sigaud et par puits à côté de la centrale (La Mure). Les débits captés ou pompés sont faibles mais l'eau est de bonne qualité.

Une autre petite nappe est exploitée aux Terrasses, commune de Saint-Laurent-en-Beaumont, toujours dans les formations glaciaires et fluvio-glaciaires.

D'autres petites nappes sont connues, mais non exploitées, dans les alluvions de la Bonne à Valbonnais et Entraigues. Par contre les ressources semblent très réduites dans les hautes terrasses de la rive gauche du Drac, de Cordéac à Saint-Jean-d'Hérans.

Les cônes de déjection sont souvent le siège de circulations importantes mais la granulométrie grossière et la forte pente de ces formations ne leur permettent pas de jouer le rôle de réservoir.

La faible extension et la grande hétérogénéité des dépôts quaternaires expliquent ces ressources restreintes.

Dans le Beaumont, les calcaires et calcaires marneux du substratum sont souvent recouverts par des éboulis ou des moraines plus ou moins remaniées. La plupart des sources, captées ou non, sont en relation avec ces dépôts. Il s'agit toujours de petites sources dont les débits d'étiage dépassent très rarement 1 litre par seconde.

Il existe probablement des circulations en relation avec la fracturation, mais la faible extension des bassins versants et les mauvaises conditions d'observation ne permettent pas de trancher dans un sens ou dans l'autre. La faiblesse des débits n'a jamais justifié la mise en oeuvre d'études poussées.

En rive gauche du Drac, au pied des reliefs, de nombreuses petites sources concourent à l'alimentation des communes de ce secteur. Elles ne sont pas en relation avec les formations calcaires situées plus au Sud, mais avec le recouvrement quaternaire.

Dans le secteur Nord-Est, où le substratum est constitué par des formations cristallines ou métamorphiques, les sources sont plus importantes. On y observe souvent des débits d'étiage supérieurs à 10 litres par seconde. Ces sources sont en relation avec de grandes fractures mais, là aussi, le rôle des dépôts quaternaires n'est pas négligeable. C'est le cas des grosses sources qui émergent dans la pente, en contre-bas, au Nord du lac Lauvitel. Ces sources sortent des moraines qui forment le barrage derrière lequel le lac s'est créé. Il s'agit d'ailleurs des seuls exutoires du lac.

Les sources assurent une alimentation gravitaire pour les communes de la région.

Dans la partie la plus occidentale de la feuille, la fracturation joue un rôle important dans les formations houillères ou liasiques, comme cela a été montré par les travaux miniers. A l'heure actuelle, les eaux d'exhaures des mines sont dirigées vers le lac de Momteynard.

L'existence des deux lacs, de Petichet et Pierre-Châtel, est liée à la présence de moraine. Le lac de Pierre-Châtel a un exutoire superficiel dont une partie des eaux s'infiltré plus en aval, vers le Sud et contribue à l'alimentation des formations quaternaires évoquées plus haut. Le lac de Petichet a un exutoire vers le Nord.

En conclusion, seul le secteur nord-ouest offre des ressources importantes. C'est d'ailleurs là que sont prélevées des eaux pour le Beaumont (canal du Beaumont) et pour le refroidissement de la centrale des Houillères de La Mure (dans la vallée de la Roizonne).

GITES MINÉRAUX

Les minéralisations se répartissent en plusieurs provinces naturelles qui sont d'Ouest en Est :

Le dôme de La Mure

C'est un horst appartenant à la terminaison sud de Belledonne (la plupart des minéralisations pelliculaires du dôme de La Mure sont sur la feuille 1/50 000 La Chapelle-en-Vercors).

● *Dans le socle*, le filon de la Fayolle – Petichet est identique aux nombreuses occurrences à sidérite de la région de Vizille. Des travaux avec puits, galeries en allongement et dépillages ont reconnu un filon de quartz et sidérite, minéralisé en blende noire massive, pyrite, galène, chalcopryrite et panabase. Les travaux n'ont guère dépassé le niveau du lac. Un sondage situé à quelques centaines de mètres au Nord-Ouest a retrouvé à 200 m un filon avec des minéralisations identiques.

A l'Ouest de la route N 85, il a été signalé quelques occurrences minéralisées, non retrouvées.

● Le socle est recouvert par le *Houiller productif*. Ce n'est que dans les zones disloquées de celui-ci qu'apparaissent des minéralisations locales. Aux anciennes exploitations d'anthracite à ciel ouvert des mines de La Mure, concession du Psychagnard, certains minéraux sont encore visibles : sidérite cristallisée, blende et galène rares, bournonite, dans une gangue de calcite et dolomie, et diadochite.

A partir du puits du Villaret, siège d'exploitation, plusieurs indices ont été découverts dans les galeries des houillères ; c'est dans les grandes failles de direction Nord-Sud (failles Lory) que les minéralisations se concentrent, avec sidérite, cuivres gris massifs, mais sans grande puissance ni grande extension. Dans des zones disloquées très localisées du Houiller, la blende tantôt à aspect concrétionné, tantôt jaune miel à rouge, a cristallisé largement, elle est associée à bournonite, panabase et galène avec une gangue de dolomie et de quartz, calcite, barytine. La pyrite et la marcassite sont localement abondantes sous la forme d'un niveau parallèle à la base de la couverture sédimentaire. La sidérite, la pyrite cristallisée et la mésistite sont fréquentes partout dans le Houiller. La semseyite, la cookeite, la cannizarite y ont été découverts récemment.

Toutes ces minéralisations se retrouvent tant dans le socle que dans la couverture sédimentaire lorsque des travaux souterrains recoupent une faille.

● *Dans le Trias et le Lias*, réduits pelliculaires qui recouvrent le Houiller, les minéralisations sont abondamment dispersées, mais en forme d'indices réduits : barytine (surtout dans le Trias), galène, blende, bournonite en cristaux dans les diaclases. Une petite zone très fracturée en voûte anticlinale, Serre du Grand Bois, a révélé la présence de cinabre massif, 0.02 m de puissance, et cristallisé dans des diaclases à remplissages de calcite blanche. Des fractures à remplissages métriques de calcite broyée avec galène fine, blende très claire, enduits de malachite et d'azurite se rencontrent dans la même zone. A l'Ouest de La Mure le même type de broyage minéralisé a été reconnu au lieu-dit Simane, avec du cinabre, métacinabre, galène et blende abondante. Au Rocher de Cognet, il y a eu autrefois une exploitation d'ocre en poche dans le Trias, ou au contact Lias/Trias, ici fortement tectonisé.

Massifs du Tabor et du Grand Armet

Sur le contact gabbro/sédimentaire au col d'Ollière, le Trias est très brisé. Un *stockwerk* à remplissage de barytine blanche s'y est développé.

Dans le niveau spilitique qui surmonte le Trias existe localement de gros cristaux de pyrite.

Dans les amphibolites situées au Sud du col d'Ollière nous retrouvons de nombreux filets de barytine blanche sur les rives du lac de Charlet. Ces minéralisations en filons passent à du quartz quasi stérile à rares mouches de pyrite ou de chalcopyrite. Des recherches pour or y ont été pratiquées.

Au Pay de Lavaldens, un synclinal très pincé montre du Trias calcaréo-dolomitique très brisé et envahit par de la barytine avec rares mouches de galène. Au sommet du Grand Armet un lambeau de Trias présente les mêmes minéralisations.

Au-dessus de Valbonnais a été signalé par E. Gueynard (1855) un filon de quartz et sulfoantimoniure de nickel. Il n'a pas été retrouvé, mais dans les éboulis supérieurs du vallon de nombreux blocs de quartz avec chalcopyrite ont été pris en considération.

Un autre gîte à nickel arséniaté et blende dans un filonnet de calcite dans le Lias de La Salle-en-Beaumont avait également été signalé par E. Gueymard. Il n'a pas été retrouvé.

Est d'Entraigues

Plusieurs gîtes avec galène, blende, chalcopyrite sont signalés dans la littérature. La plupart correspondent soit à des minéralisations dans le stockwerk à calcite-quartz de la base du Trias ou à des contacts Trias - Socle dans des synclinaux très pincés. Peu ont été reconnus et ils n'ont fait l'objet que de travaux insignifiants.

La galerie d'Entraigues, quant à elle, a montré l'existence d'un petit filon de quartz dans le socle, avec des liserés de galène et blende fines disparaissant à 9 m de l'entrée.

Dans la région de Venosc le synclinal houiller de l'Oisans a fait l'objet de deux concessions pour charbon. A Valjouffrey et à l'amont de Valsenestre une puissante bande de cipolin a donné lieu à une exploitation importante de marbre blanc.

CHARBON

Le charbon est ou a été exploité en quatre points de la feuille : les Cristallières de Venosc, abandonnées, le Villard-d'Entraigues et Oris-en-Rattier, où des travaux de recherches et d'exploitation se sont poursuivis jusqu'en 1946 (700 t extraites en 1920 au Villard) et à La Mure où les dimensions du gisement ont permis de maintenir une activité minière importante. Le bassin houiller de La Mure, dit Houillère du Dauphiné, fait partie des Houillères du Centre et du Midi de la France depuis 1969 qui regroupent 7 bassins distincts. C'est le seul bassin minier en activité dans les Alpes. L'existence d'une mine de charbon est mentionnée pour la première fois, en 1261 (et connue sans doute à l'époque romaine) ; l'exploitation, toujours active, s'est surtout développé depuis 1946 et est

actuellement concentrée aux environs de La Mure dans le secteur de Peychanard, les Chuzins, Prunière et la Jonche ; la région de la Motte-d'Aveillans, où existaient de larges affleurements de couches de charbon, a été abandonnée peu après 1946.

Le charbon est un anthracite très dur avec 89,5 % de carbone et un pouvoir calorifique élevé ; étant donné la grande irrégularité des couches et leur faible épaisseur en général, seule la Grande Couche de 10-12 m de puissance est exploitée. Le charbon est évacué par un plan incliné et les puits du Villaret et des Rioux sont utilisés pour l'acheminement du personnel ou pour l'évacuation des stériles. Une galerie récente à la Baume, en rive droite du Drac, de 4,2 km, dessert la partie sud du bassin.

La production annuelle varie de 350 000 à 400 000 t et permet l'emploi d'un millier de personnes. Les réserves sont estimées à 100 millions de tonnes (dont un quart certain ou probable).

La plus grande part de la production est acheminée sur la vallée du Drac et de l'Isère par chemin de fer et sert de combustible aux usines de chauffage urbain à Grenoble, aux papeteries de Domène, aux cimenteries ou centrales thermiques. L'anthracite très pure est utilisée pour la fabrication des électrodes de Savoie.

Les principaux sondages de reconnaissance sont portés sur la carte.

SUBSTANCES DIVERSES

Marbre

Les serpentinites du Tabor ont été exploitées autrefois pour donner le "*marbre vert des Alpes*". L'ancienne carrière se situe à l'extrême bord nord de la feuille, au Nord du col de l'Ollière et des Oreilles du Loup, à la Chinarde - le Sériou, commune de Villard-Saint-Christophe. Dans le haut Valsenestre, on exploitait comme *marbre blanc* les bandes de cipolin dit de l'Aiguille des Marmes, très continues du Désert-en-Valjouffrey à l'arête de la Muzelle ; on travaillait, au fond du vallon de Béranger soit les blocs éboulés des hautes parois, soit sur le "filon" lui-même.

Gypse

Les *gypses* du Trias ont pu être très localement exploités au Nord de Valbonnais, aux Saurous et au Sud de La Mure, sur les rives de la Jonche, près de l'ancien moulin Salomon.

Calcaire

Le Lias calcaire et précisément les calcaires roux du Lotharingien supérieur était utilisé au pont du Prêtre, à l'aval de Valbonnais, pour donner un *ciment* qui résistait à la corrosion des eaux séléniteuses, sans doute à cause de sa forte proportion de pyrite. Le calcaire était exploité en galeries, dont les entrées sont visibles sur les deux rives des gorges du pont du Prêtre. Les mêmes calcaires du Lotharingien ont aussi été exploités à Villard-Saint-Christophe au Nord de la feuille.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Péticher La Fayolle	1 × - 4001 et 4003	Zn Pb Cu	Blende Galène Pyrite Chalcopyrite	Filon	Micaschiste	1 puits, galeries, dépilages, travers bancs éboulé. Sondages de reconnaissance en 1940 et 1958.
Psychagnard	1 × - 4002	Cha	Anthracite	Couche	Westphalien Stéphanien	Exploitation en carrière, en stockwerk recoupant l'encaissant grès et schiste. On remarque : sidérite, blende, galène, bournonite, diadochite dans une gangue de calcite et dolomie.
Lac de Charlet	1 × - 4004	Cu Ba	Chalcopyrite Barytine Pyrite	Filon Direction 95 à 105°	Amphibolite Schiste	Recherche de 1870, 2 galeries, recoupes, haldes.
Puits du Villaret	1 × - 4005	Cha	Anthracite Chalcopyrite Blende Galène Boulangérite	Couches Remplissage de faille	Westphalien Stéphanien Grès Schiste	Exploitation sur 2 niveaux, 260 et 380 m, minéralisation rencontrée en remplissage de failles
Sausie	1 × - 4006	Fe Ba	Sidérite Barytine		Calcaire Dolomie	Indice
Le Gouta	1 × - 4007	Pb Zn	Galène Blende Calcite	Disséminé	Calcaire de Laffrey	Remplissage de diaclases visible dans un groupe de carrières.
Valbonnais Quartier de la Drayre	2 × - 4001	Ni Pyr Cu	Ullmanite Pyrite Chalcopyrite	Filon Direction 90° Pge 90°	Schiste Dolérite Gneiss	Indice non retrouvé. 2 galeries auraient suivies ce filon.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Col d'Ollière	2× - 4002	Ba	Barytine Dolomie	Stockwerk	Trias Calcaire	Zone broyée au contact des roches vertes.
Oris en Rattier	2× - 4003	Cu Pyr	Chalcopyrite Pyrite	Disséminé	Trias Dolomie	Minéralisation disséminée dans les dolomies et cargneules.
Le Pay	2× - 4004	Ba Pb	Barytine Galène	Stockwerk	Dolomie Calcaire	Filonnets autrefois visibles aux fronts de petites carrières.
Serre du pré	2× - 4005	Fe	Limonite	Disséminé	Gneiss Micaschiste	Visible au flanc d'une falaise.
Rocher du Serre	2× - 4006	Cu	Chalcopyrite	Inconnu	Gneiss Micaschiste	Zone d'éboulis sous un grand affleurement
Grand Varnet - Armet Tarnet	2× - 4007	Pb Ba	Galène Barytine	Disséminé	Dolomie	Placages minéralisés dans les dolomies. Tranchées de recherches.
Oris en Rattier -2-	2× - 4008	Cha	Anthracite	Couches	Westphalien Stéphanien	Anciennes galeries rebouchées.
L'Argentière Ruisseau de Malsanne	3× - 4001	Pb	Galène	Inconnu	Trias Dolomie	Indice non retrouvé.
L'Argentière	4× - 4001	Cha	Anthracite	Couche	Schiste Grès	Ancienne concession Les Cristallières.
Valsenestre La Pierre	4× - 4002	mabp	Marbre blanc	Couche	Cipolin	Exploitation en carrière, galerie.
Champ de l'Aiguille	4× - 4003	Cha	Charbon	Couche	Schiste Grès	Ancienne concession de l'Aiguillon.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Serre du Grand Bois	5× - 4001	Hg Pb Zn	Cinabre Blende Galène	Filon	Lias inférieur Calcaire	Remplissage de diacase et zone broyée, gangue de calcite, quartz bipyramidé.
Siname	5× - 4002	Hg Pb Zn	Cinabre Métacinabre Galène Blende		Lias inférieur Calcaire	Zone d'éboulis, pierriers pratiquement en place.
Ravin de la Jonche	5× - 4003	Fe	Sidérite	Filon	Spilite	Faible indice.
Rocher de Cognet	5× - 4004	OCR	Ocre Limonite	Amas	Calcaire Dolomie	Ancienne exploitation.
Ruisseau de la Salle	6× - 4001	Ni Zn	Ulmanite Blende	Filon	Calcaire	Indice non retrouvé.
L'Espinasse	6× - 4002	Cha	Anthracite	Couche	Grès Schiste	Ancienne exploitation, galeries effondrées.
Combe de la Drayre	7× - 4001	Pb Zn	Galène Blende Pyrite	Filon Direction 40 à 50°	Gneiss Micaschiste	Galerie de recherche.
Combe du Lac	7× - 4002	Pb	Galène	Filon	Gneiss Micaschiste	Indice non retrouvé.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Les Taillas	7× - 4003	Fe	Sidérite	Filon	Gneiss Amphibolite	Indice reconnu en prospection.
Pont de Paillet	7× - 4004	Pb	Galène	Filon	Gneiss Amphibolite	Indice non retrouvé.
Le Villard	7× - 4005	Cha	Anthracite	Couche	Stéphanien Westphalien	Ancienne exploitation, 2 puits, galeries. Production 1936 = 306 042 tonnes.
La Versée	8× - 4001	Pb		Inconnu		Indice non retrouvé.
Chemin de Pré-Clos	8× - 4002	Fe	Sidérite Quartz	Filon	Gneiss Amphibolite	
Combe Argentière	8× - 4003	Pb		Filon		Indice non retrouvé.
Ruisseau de Malentraz	8× - 4004	Cu				Volante de quartz minéralisé.
Draie de la Mine	8× - 4005	Pb			Granite	Indice non retrouvé.

Le Lias calcaire a été exploité aussi en carrière comme *Pierre à bâtir* à Sainte-Luce et sur les flancs du Mont Gargas près du sanctuaire de la Salette.

Le calcaire de Laffrey a donné lieu à de nombreuses petites exploitations en carrières car c'est une pierre très résistante, toutes sont abandonnées. Les plus importantes semblaient être celles de Versenat au Nord de La Mure.

Ardoise

Des *ardoisières* ont existé en Valjouffrey au Nord et au Sud du Désert-en-Valjouffrey ; elles ont donné lieu à des exploitations par galeries dont les entrées sont visibles au Nord du village du Désert, en rive droite du torrent de la Laisse et au Sud, en rive gauche du torrent de l'Echarenne, près du passage Lias calcaire – Lias schisteux.

Les ardoisières de Venosc, sur les rives du Merdaret, étaient réputées pour la grande résistance de leurs ardoises, car très peu calcaires donc peu altérables ; le niveau exploité devait correspondre aux argilites de l'Aalénien.

Argile, sable, graviers, tourbe

Les *argiles* glacio-lacustres (GLyc) ont été exploitées jusque vers 1960 par les tuileries de La Mure à Sousville.

Les *sables* sont exploités, concurremment avec les *graviers*, dans les dépôts glacio-lacustres (GLyb) à Saint-Jean-d'Hérans, Les Terrasses (Saint-Pierre-de-Méaroz), l'Echarenne, et dans le delta (GLyc) de Plafin.

Sables et graviers sont extraits de presque toutes les formations grossières : glacio-lacustre et fluvio-glaciaire rissiens aux Souchons (La Salle-en-Beaumont), Trièves et les Berlions (Cordéac) ; moraines Gyb à Pierre-Châtel, alluvions fluvio-glaciaires wurmiennes à La Mure, Siévoz, Bas-Roizon, les Engelas (Valbonnais) ; alluvions glacio-lacustres à Bas-Roizon, le Moulina (Valbonnais) ; éboulis aux Souchons (La Salle-en-Beaumont), Quet-en-Beaumont ; alluvions torrentielles au Macheny (Saint-Sébastien). Les alluvions fluviales de base du Drac (Fya) ont été exploitées pour la construction des barrages et usines hydro-électriques à Ribeyre (Cordéac), Saint-Pierre-de-Méaroz, les Rives, pont de Ponnassas.

La *tourbe* enfin, a été exploitée dans la tourbière de la Muzelle.

DOCUMENTATION COMPLEMENTAIRE

GALERIES ET SONDAGES

- Galeries d'aménages d'eau liées à l'aménagement hydroélectrique du Drac : barrages de Saint-Pierre-de-Méaroz et du Sautet (Saint-Bonnet).
- Galeries d'aménages d'eau des Vénion alimentant l'usine de Pont Escaffier, décrites dans la notice de Saint-Christophe-en-Oisans.
- Sondages de reconnaissance sur le bassin houiller de La Mure :

	Date	Longueur (m)	Terrains traversés (sous le Quaternaire)
Petichet	1941	40	Trias, Houiller, micaschistes
Les Thénaux	1940	41	Trias, Houiller, micaschistes
Les Bruneaux	1940	271	Jurassique, Trias, micaschistes
Pierre-Châtel	1939	363	Jurassique, Trias, micaschistes
Le Crey	1950	48	Houiller
La Centrale	1949- 1951	37 sondages de 6 à 56 m pour fondation	
Le Razier	1939	325	Dogger, Trias, Houiller
Le Villaret	1947	386	Bajocien, Aalénien, calc. Laffrey
La Sauzie	1930	771	Lias, Trias, Houiller
Les Chuzins 1	1952	280	Houiller
Les Chuzins 2	1953	353	Houiller
Les Chuzins 3	1953	395	Houiller
La Maladière	1908	501	Bajocien - Aalénien
Simane	1954	337	Trias, Houiller
Les Rioux	1915	341	Trias, Houiller
Cognet	1908	557	Trias, Houiller
Saint-Jean- d'Hérans	1916- 1918	1616	Jurassique, Trias, Houiller
Le Freynet	1919- 1920	907	Lias schisteux - Lias calcaire

- Galeries d'amenées d'eau pour l'alimentation en eau potable de La Mure entre la Roizonne et le Freynet sous le Serre du Malissol, 980 m de long. Elle a traversé le Sinémurien - Carixien - Domérien très redressé ou renversé à l'Ouest.

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Deux ouvrages peuvent guider le promeneur, géologue ou non, à travers la feuille La Mure :

- dans la série des **Guides géologiques régionaux** (Masson ed.), le guide des Alpes du Dauphiné (J. Debelmas, 1983) pour la Matheysine et le Beaumont en empruntant la RN 85 ou route Napoléon, des lacs de Laffrey à Corps (itinéraire 2) et en observant les panoramas depuis le calvaire de La Mure, un peu au Nord et au-dessus de l'agglomération ;

- le guide géologique du Parc des Ecrins (en cours d'impression) avec une carte géologique simplifiée à 1/100 000 de l'ensemble de l'Oisans. Ce guide décrit les vallées de la Malsanne et de la Bonne (Valjouffrey et Valsenestre), offre les panoramas des principaux lacs (lac du Vallon, Lauvitel, Muzelle, Labarre, Gary) et parcourt le GR 54 de Venosc au Valgaudemar (feuille Saint-Christophe) par les cols de la Muzelle, de Côte Belle, de la Vaurze.

BIBLIOGRAPHIE

Ouvrages généraux :

DEBELMAS J. (1983) - Alpes du Dauphiné. Guides géologiques régionaux. Masson éd., 198 p.

BARFÉTY J.C. (1985) - Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône, étude stratigraphique et géodynamique (Alpes occidentales françaises). Thèse Etat, Grenoble, 568 p., 174 fig. 244 pl., *Document BRGM*, 131.

BOILLOT G., BIJU-DUVAL B., LEMOINE M., MONTADERT L. (1984) - Marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Masson éd., Paris, 352 p.

COLLECTIF (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France - *Mém. BRGM*, Orléans n° 125-126, 615 p.

DEBELMAS J., PÉCHER A., BARFÉTY J.C. (1988) - Guide géologique du massif des Ecrins. Sous presse, avec carte simplifiée à 1/100 000.

Terrains sédimentaires et volcaniques :

ADLINE G. (1982) - Les spilites potassiques triasiques de la bordure occidentale du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises) : aspect volcanique et problèmes de carbonation. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 118 p.

ANTOINE P., GIRAUD A., MONJUVENT G. (1981) - Les argiles litées du Trièves (Isère) ; conditions de gisement et exemples de propriétés géotechniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 23, n° 2, pp. 117-127.

APRAHAMIAN J. (1968) - Etude géologique des montagnes du Beaumont et de la Salette. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 108 p.

APRAHAMIAN J. (1974) - La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux. *Géol. alpine*, 50, pp. 5-15.

APRAHAMIAN J., GIBERGY P. (1966) - Présence de débris d'ignimbrites dans les grès permien des Rouchoux (bordure sud-ouest du Pelvoux, Isère). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, série D, t. 262, pp. 1505-1508.

AUMAÎTRE R., BUFFET G. (1973) - Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du Massif des Ecrins-Pelvoux. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 301 p.

BARFÉTY J.C., AMANDRIC DU CHAFFAUT S., GIDOIN M., ROUX M., BOUSSEAU J.P. (1986) - Les terrains sédimentaires du Mont Pelvoux (zone dauphinoise, Alpes occidentales françaises) : nature, âge, implications paléostratigraphiques. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 303, 6, pp. 491-494.

BARFÉTY J.C., DEBELMAS J., MOUTERDE R. (1972) - Caractères stratigraphiques, paléontologiques et structuraux du Jurassique inférieur et moyen des bordures ouest et sud-est du massif de Belledonne (Isère). *Géol. alpine*, Grenoble, t. 48, 1, pp. 61-86.

BARFÉTY J.C., GIDON M. (1980-1981) - Fonctionnement synsédimentaire liasique d'accidents de socle dans la région de Venosc (massif cristallin du Pelvoux, Alpes occidentales). *Bull. BRGM*, Paris, section I, n° 1, pp. 11-12.

BARFÉTY J.C., GIDON M. (1982) - Conséquences paléotectoniques de la découverte de l'âge jurassique supérieur d'une partie de la couverture ouest du massif du Pelvoux. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 294, pp. 1013-1016.

BARFÉTY J.C., GIDON M. (1983) - La stratigraphie et la structure de la couverture dauphinoise au Sud de Bourg-d'Oisans : leurs relations avec les déformations synsédimentaires jurassiques. *Géol. alpine*, Grenoble, t. 59, pp. 5-32.

BARFÉTY J.C., GIDON M. (1984) - Un exemple de sédimentation sur un abrupt de la faille fossile : le Lias du versant est du massif du Taillefer (zone dauphinoise, Alpes occidentales). *Rev. Géol. dyn. et Géogr. physique*, Paris, vol. 25, fasc. 4, pp. 267-276.

BARFÉTY J.C., GIDON M., HAUDOUR J., SARROT-REYNAULD J. (1970) - Nouvelles observations sur les conditions de sédimentation du Trias et du Lias du dôme de La Mure et de la chaîne de Belledonne méridionale. *Trav. Lab. Géol.*, Grenoble, t. 46, pp.5-16.

BARFÉTY J.C., GIDON M., LEMOINE M., MOUTERDE R. (1979) - Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille du col d'Ornon. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 289, pp. 1207-1210.

BAS T. (1985) - Caractéristique du rifting liasique dans un secteur d'une marge passive de la Téthys : le haut-fond de La Mure et le bassin du Beaumont (Alpes occidentales). Thèse 3^e cycle, Grenoble, 193 p.

BARON P. (1981) - Le Trias et le Lias inférieur de la bordure occidentale du Massif du Pelvoux (Alpes occidentales) : stratigraphie et tectonique synsédimentaire. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 154 p.

BECKER J. (1952) - Etude palynologique des tourbes flandriennes des Alpes françaises. *Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, n° 11, 61 p., 19 fig.

BUFFET G. (1981) - Variabilité des caractères spilitiques et magmatiques du volcanisme alcalin triasique du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises). Thèse, Grenoble, 271 p.

CAMPOROTA P. (1963) - Etude hydrogéologique de la région de La Mure. Thèse 3^e cycle, Grenoble.

COUTEAUX M. (1983) - Fluctuations glaciaires de la fin du Würm dans les Alpes françaises, établies par des analyses polliniques. *Boreas*, vol. 12, pp. 35-56.

DELAQUAIZE B. (1979) - Etude géologique, hydrogéologique et limnologique dans une région de moyenne montagne : le bassin versant des lacs de Laffrey et Petichet (Isère). Thèse 3^e cycle, Grenoble.

DESTHIEUX F., VERNET J. (1970) - Nouvelles données pétrographiques et structurales sur la région du Lauvitel (massif du Pelvoux). *Géol. alpine*, t. 46, pp. 67-76.

EDOUARD J.L. (1978) - La glaciation du bassin de la Romanche. Contribution à l'étude des fluctuations glaciaires post-würmiennes. Thèse 3^e cycle, Géographie, Grenoble, inédit.

GIDON M. (1965) - Sur l'interprétation des accidents de la bordure méridionale du massif du Pelvoux. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 41, pp. 177-185.

GIDON M. (1979) - Le rôle des étapes successives de déformation dans la tectonique alpine du Massif du Pelvoux. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 288, pp. 803-806.

GIDON M., APRAHAMIAN J. (1980-1981) - Le rôle de la paléotectonique jurassique dans la structure des montagnes du Beaumont (zone dauphinoise au Sud-Est de Grenoble). *Bull. BRGM*, Paris, 2^e série, sect. I, n° 1, pp. 23-33.

GIDON M., PAIRIS J.L., APRAHAMIAN J. (1976) - Le linéament d'Aspres-les-Corps : sa signification dans le cadre de l'évolution structurale des Alpes occidentales externes. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 282, pp. 271-274.

GIGNOUX M. (1946) - Les nappes d'eau souterraine profondes dans les alluvions des vallées alpines. *La Houille Blanche*, n° 5, pp. 315-326.

GRATIER J.P., LEJEUNE B., VERGNE F.L. (1973) - Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 2 fasc., 289 p.

GRATIER J.P., VIALON P. (1980) - Déformation pattern in a heterogeneous material: folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps). *Tectonophysics*, 65, pp. 150-180.

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

HAUDOUR J. (1976) - Les Houillères du Dauphiné. Le gisement d'antracite de La Mure. *Industrie minière*, Saint-Etienne, vol. 58, n° 2, pp. 65-75.

HAUDOUR J., SARROT-REYNAUD J. (1961) - Stratigraphie du Lias du dôme de la Mure. Variétés de faciès entre le dôme de La Mure et ses bordures. Colloque sur le Lias français, *Mém. BRGM*, n° 4, Paris, pp. 665-684.

LEMOINE M., GIDON M., BARFÉTY J.C. (1981) - Les massifs cristallins des Alpes occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 292, pp. 917-920.

LIENHARDT G., RICOUR J., SARROT-REYNAUD J. (1960) - Interprétation nouvelle de la série triasique du Grand Serre (Isère). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, n° 6, pp. 159-160.

LORY P. (1905) - Recherches sur le Jurassique moyen entre Grenoble et Gap. *Annales Univ. Grenoble*, t. XVII, n° 1, pp. 127-157.

MANQUAT G. (1952) - Monographie géologique du Grand Serre, près Grenoble. *17e C.R. Congrès. Soc. Savantes de Paris et des départements*, à Grenoble, pp. 257-268.

MANQUAT G. (1971) - Sur l'Hettangien fossilifère de La Morte (Massif du Grand Serre). *Géol. alpine*, t. 47, pp. 79-80.

MARTIN S. (1960) - Les Pécopteridées du bassin houiller de La Mure (Isère), leur signification stratigraphique. *Mém. Lab. Géol.*, Grenoble, n° 1, 126 p.

MONJUVENT G. (1973) - La transfluence Durance-Isère. Essai de synthèse du Quaternaire du bassin du Drac (Alpes françaises). *Géol. alpine*, t. 49, pp. 57-118.

MONJUVENT G. (1978). Le Drac. Morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin. Thèse (1971), 433 p., Institut Dolomieu, Grenoble (on y trouvera une bibliographie complète du Quaternaire antérieure à 1971).

MORET L., MANQUAT G. (1950) - Sur la stratigraphie du Lias inférieur des environs de Grenoble et spécialement du massif du Grand Serre. *Trav. Lab. Géol.*, Grenoble, t. 28, pp. 97-100.

MORET L. (1958) - Etude paléontologique de gisements remarquables du Lias inférieur du massif du Grand Serre, près Grenoble. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 34, pp. 7-30.

MORET L., HAUDOUR J., SARROT-REYNAUD J. (1962) - Contribution à la recherche de l'origine des dégâts de surface dans la région du dôme de La Mure (Isère). *Rev. Industrie Minérale*, Saint-Etienne, vol. 44, n° 9, 12 p.

ORGEVAL M., ZIMMERMANN M. (1957) - Possibilités pétrolières de la zone subalpine. Bassin méridional. *Rev. Inst. Franc. du Pétrole*, XII, 5, pp. 515-542.

POULAIN P.A. (1970) - Tectonique et minéralisation de la terminaison sud du dôme de La Mure (Isère). *Géol. alpine*, Grenoble, t. 46, pp. 151-168.

REBOUL J. (1962) - Etude stratigraphique et tectonique des formations sédimentaires du massif du Grand Rénaud et du Pic d'Ornon près Bourg d'Oisans (Isère). *Trav. Lab. Géol.*, Grenoble, t. 38, pp. 121-146.

RICHE P., RIVIER F., MICHOLET J. (1961) - Observations sur le Lias de la bordure subalpine méridionale. Colloque sur le Lias français, Chambéry, 1960, *Mém. BRGM*, Paris, n° 4, pp. 719-734, pl. 16-21.

SARROT-REYNAUD J. (1961) - Etude géologique du socle cristallin et de la couverture paléozoïque du dôme de La Mure (Isère) et des régions annexes. Thèse Etat (1er sujet), Grenoble, 207 p.

SARROT-REYNAUD J. (1961) - Etude géologique de la couverture mésozoïque et de la tectonique du Dôme de La Mure (Isère) et des régions annexes. Thèse Etat, Grenoble, 165 p.

SARROT-REYNAUD J. (1961) - Le Lias dauphinois et le Lias du dôme de La Mure. Colloque sur le Lias français, *Mém. BRGM*, Paris n° 4, pp. 821-828.

VERNET J. (1963) - Les accidents de la bordure du massif du Taillefer à Ornon (feuille Vizille au 50/000e). *C.R. Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, n° 273, t. LIX, pp. 129-138.

VERNET J. (1964) - Les conglomérats triasico-liasiques du Col d'Ornon *Trav. Lab. Géol.*, Grenoble, t. 40, pp. 251-254.

VERNET J. (1965) - La zone Pelvoux - Argentera, étude sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes occidentales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, t. LX, n° 275, pp. 131-424, 2 pl. coul.

VERNET J. (1974) - Sur la tectonique alpine des massifs cristallins dauphinois dans leur région culminante (Pelvoux, Grandes-Rousses et leurs abords) et l'histoire de leur édification. *Géol. alpine*, Grenoble, t. 50, pp. 195-236.

VIALON P. (1974) - Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. *Bull. Suisse Minéral. Pétrogr.* 54, pp. 663-690.

VIVIAN R. (1975) - Le glacier des Alpes occidentales. Etude géographique. Thèse, 513 p., Imp. Allier, Grenoble.

Roches cristallines

BARTOLI F. (1973) - Etude pétrologique et structurale de Haut-Vénéon (Massif du Pelvoux). Thèse 3^e cycle, Grenoble, 121 p.

BARTOLI F., PÉCHER A., VIALON P. (1974) - Le chevauchement Meije - Muzelle et la répartition des domaines structuraux alpins du massif de l'Oisans (partie nord du Haut-Dauphiné cristallin). *Géol. alpine Grenoble*, t. 50, pp. 17-26.

BELLAIR P. (1948) - Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois - I - Le Haut Massif. *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, 348 p.

BERNARD D., GRATIER J.P., PÉCHER A. (1977) - Applications de la microthermométrie des inclusions fluides des cristaux syncinématiques à un problème tectonique. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 5, pp. 284-288.

BIJU-DUVAL J. (1975) - Etude pétrologique des terrains cristallins de la région du Sirac (Haut-Dauphiné). Thèse 3^e cycle, Grenoble, 107 p.

BOISSET (de) T., VITTOZ P., VIVIER G., OLIVER R. (1984) Association acide - basique dans le massif du Rochail ; Nord-Ouest du Pelvoux ; massifs cristallins externes, relations structurales. *10^e R.A.S.T., Bordeaux, Soc. Géol. éd., Paris*, 70 p.

BUFFIÈRE J.M. (1964) - Les formations cristallines et cristallophylliennes du massif du Rochail (secteur nord-ouest du massif du Pelvoux, Isère). *Trav. Lab. Géol., Grenoble*, t. 40, pp. 45-79.

CARME F. (1970) - Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). *C.R. Acad. Sc., Paris*, t. 271, pp. 631-633.

CARME F. (1971) - Les phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne-Aiguilles Rouges (massifs cristallins externes, Alpes françaises). *C.R. Acad. Sc., Paris*, t. 273, pp. 1771-1774.

CARME F. (1972) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Vizille. BRGM.

CARME F. (1973) - Précisions nouvelles sur l'ampleur et le style de la tectonique tangentielle hercyniennes dans la chaîne de Belledonne. *C.R. Acad. Sc., Paris*, t. 277, pp. 2309-2312.

CARME F. (1975) - Le massif basique de Chamrousse et du Tabor (chaîne de Belledonne, Alpes occidentales) : une variante originale de complexe alpino-type et un jalon majeur d'une ceinture basique "briovérienne". *C.R. Acad. Sc., Paris*, t. 281, pp. 223-226.

CHAMPENOIS M. (1982) - Etude d'écaillages en Haut-Dauphiné occidental (secteur du Clapier du Peyron, Valsenestre). DEA, Nancy, 43 p.

DEBON F., LE FORT P. (1982) - A chemical, mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh*.

DEMEULEMEESTER P. (1982), - Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des massifs cristallins externes (Alpes françaises) : distribution cartographique des âges sur biotites et amphiboles. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 227 p.

GIBERGY P. (1968) - Découverte de "grès à trous" renfermant des débris d'organismes dans les schistes noirs de Valbonnais. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 267, pp. 1251-1254.

GIBERGY P. (190) - Précisions sur la structure tectonique de la région d'Entraigues en Valbonnais (secteur sud-ouest du massif du Pelvoux, Alpes, France). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 270, p. 2627-2629.

GIORGI L., GIRAUD P., VACHARD D. (1979) - Sur la présence de micro-organisme d'âge Cambrien dans les schistes cristallins du versant occidental du massif cristallin externe des Grandes Rousses (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 288, série D, pp. 1070-1082.

LA ROCHE H. de (1964) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. *Sc. de la Terre*, Nancy, vol. 9, t. 3, pp. 293-337.

LE FORT P. (1973) - Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale. Thèse, *Mém. Sc. de la Terre*, Nancy, n° 25, 373 p. 46 pl. photos.

LE FORT P., PÉCHER A. (1971) - Présentation d'un schéma structural du Haut-Dauphiné cristallin. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 273, série D, pp. 3-5.

MENARD G. (1979) - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 178 p.

OZOCAK R. (1965) - Etude pétrographique des schistes cristallins et des granites de la haute vallée du Vénéon (Massif du Pelvoux). Thèse 3^e cycle, Grenoble, 58 p.

PÉCHER A. (1970) - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le socle ancien. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 122 p.

PÉCHER A., BARFÉTY J.C. (1984) - Carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille Saint-Christophe-en-Oisans. BRGM, Orléans.

SALLOT P. (1978) - Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse Sciences, Paris Sud-Orsay, 183 p.

VATIN-PÉRIGNON N., JUTEAU T., LE FORT P. (1972) - Les filons du Massif du Pelvoux (Alpes occidentales françaises). *Géol. alpine*, t. 48, pp. 207-227.

Gîtes minéraux

CAILLAUX A. (1875) - Tableau général et description des mines métalliques et des combustibles minéraux de la France. Paris, Librairie Polytechnique.

CAILLET L. (1960) - La Mure, l'Isère et ses environs. S.I. de La Mure.

CANET J. (1960) - Compte rendu de mission dans les départements de Haute-Savoie, Savoie et Isère du 1er au 24.09.1960. Rap. BRGM A1703 EC R1007.

CANET J. (1960) - Etude bibliographique sur les gîtes et gisements de Haute-Savoie, Savoie, Isère, Rap. BRGM R2007.

CARNOT, E. (1880) - Note sur 2 variétés de diadochite, mine du Psychagnard. *Ann. Mines*, 07.08.1880.

DESROUSSEAUX (1938) - Bassins houillers et lignifères de la France, Imp. Nationale, Paris, pp. 205-265.

GUEYMARD E. (1844) - Statistiques minéralogiques, géologiques, métallurgiques du département de l'Isère-Grenoble, Allier, t. I-II, 356 p.

GUEYMARD E. (1855) - Note sur les gîtes de nickel dans le département de l'Isère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 12, 2^e série.

GUILLEMIN C. LEVY C. (1957) - Les minéraux du sondage de Pétichet. *Bull. Soc. Fr. Minér. Crist.*, TLXXX, pp. 237-238.

HAUDOUR J. SARROT-REYNAULT J. (1954-1955) - Le bassin houiller de La Mure, ses minéraux. *Trav. Lab. Géol.*, Grenoble, t. 32, pp. 15-19.

JOANNE A. (1862) - Itinéraires du Dauphiné, pp. 295-300.

LORY Ch. (1860) - Description géologique du Dauphiné. Grenoble, 747 p.

LOUGNON J. - Note sur les minéralisations en plomb et cuivre du Plateau d'Aiguerande. Rap. BRGM A4027.

MÉLOUX J. (1975) - Bilan synthétique de 10 ans de prospection. Alpes-Nord. Rap. BRGM RME 75 023 FE.

MÉLOUX J., POULAIN P.A. - Les indices du Dôme de La Mure. Rap. BRGM 69 RME 003 et 97.

RIVIÈRE A. (1850) - Notice relative à certains gîtes métallifères de la partie des Alpes qui s'étend depuis les sources de la Romanche et du Drac jusqu'à la vallée de l'Isère. Paris.

SARROT-REYNAULT J. (1956) - Les minerais métalliques et les sources minérales de la région de La Mure. *Trav. Lab. Géol.* Grenoble, t. XXXIII, pp. 135-156.

SARROT-REYNAULT J. (1957) - Métallogénie et tectonique dans le dôme de La Mure. *Paris, 82e cong. des Soc. savantes, section SCI*, pp. 45-54.

TERMIER P. (1897) - Sur la bournonite du Psychagnard. *Bull. Soc. Fr. Minéral*, t. 20, n° 2, 101 p.

YPMA P.J.M. (1963) - Rejuvenation of ores deposits as exemplified by the Belladonne metalliferous province. Thèse Leyde, Hollande.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés au Service géologique régional Rhône-Alpes, 29 boulevard du 11 novembre, 69600 Villeurbanne ou bien ou au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

La notice a été rédigée par Jean-Claude BARFÉTY (terrains mésozoïques), Guy MONJUVENT (terrains quaternaires), Arnaud PÉCHER (terrains cristallins du massif des Ecrins - Pelvoux) et Francis CARME (terrains cristallins des massifs de l'Armet - Coiro - Tabor).

Ont également participé : P. VIALON, G. VIVIER, P. VITTOZ et G. BANZET (cristallin du Pelvoux), J. FOURNEAUX (hydrogéologie), P.A. POULAIN et C. VAUTRELLE (minéralisations).

Rédaction en 1985

ANNEXE 1 - TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS DU QUATERNAIRE

Feuille Chronologie	La Mure	La Chapelle en Vercors	Vizille	Saint-Bonnet
Holocène	Z2	Z	Z	Z
Post-Würm	Z1	Z	Y	Y
Würm	Yd Yc Yb Ya	Y Z W	X W	X1, X2 W1b à 4 W1a
Riss	X		R	V

ANNEXE 2 - ANALYSE CHIMIQUE DES GRANITES

Granite	Nb, d	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	PF
Rochail f.	12 an d =	72,35 1,23	14,70 0,48	13,7 0,38	0,02 0,00	0,60 0,32	0,42 0,34	3,96 0,50	4,79 0,51	0,20 0,10	
Rochail gr	15 an d =	65,67 2,88	15,42 1,27	3,11 1,01	0,06 0,02	2,09 0,84	1,80 0,84	3,61 0,69	5,60 1,22	0,48 0,31	
Péou de SM	11 an d =	72,13 0,92	14,89 0,51	1,44 0,28	0,04 0,01	0,52 0,26	0,80 0,40	3,96 0,40	4,53 0,60	0,23 0,07	
Ramu	P6K1	75,60	13,82	0,85	0,04	0,21	0,50	3,83	4,25	0,17	1,03
Grun	P3O1	71,58	15,29	1,35	0,03	0,40	0,58	4,03	4,75	0,18	1,20
Val. Bér. Val. Chalp	P3Q1 P4Q2	72,56 70,65	14,61 15,86	1,29 1,75	0,05 0,03	0,32 0,67	0,59 0,35	4,18 4,10	3,88 3,57	0,19 0,21	2,28
4 Tours	6an d =	72,06 1,26	14,85 0,56	1,41 0,32		0,80 0,24	0,33 0,25	4,35 0,36	4,18 0,41		
Vaugné. 1	22 an d =	51,42 2,50	12,49 1,90	7,52 2,02	0,15 0,08	6,85 3,00	6,48 1,55	1,79 0,61	5,89 1,21	1,93 0,37	
Vaugné. 2	14an d =	52,39 4,56	13,74 2,31	7,88 1,80	0,14 0,05	7,20 4,07	5,65 1,27	1,79 0,62	3,68 1,48	1,30 0,51	
Pnte Marc.	P7T4	73,48	14,19	1,19	0,05	0,39	0,44	3,68	4,04	0,03	1,35
C. Guyon	312882 231780	72,39 76,95	13,33 12,86	2,72 1,08	0,06 0,03	1,45 0,70	1,37 0,12	3,06 3,24	4,21 4,51	0,40 0,13	
Pic de V.	4 an d = 6an d =	66,80 0,96 66,49 1,07	15,54 0,61 15,77 0,68	3,91 0,35 3,89 0,39	0,06 0,01 0,06 0,01	1,19 0,11 1,22 0,10	1,75 0,33 1,85 0,44	3,50 0,23 3,44 0,21	4,09 0,43 4,14 0,36	0,60 0,07 0,58 0,07	
Chapelet	MX13	66,85	15,85	5,29	0,09	2,07	0,85	2,68	4,08	0,77	1,82
Orcières	P9P1	66,38	15,53	3,39	0,07	1,13	2,16	3,90	3,75	0,55	1,54
Entraygues	APE1	72,21	13,60	2,92	0,04	0,68	0,38	3,57	3,21	0,35	1,64

Rochail f. = granite du Rochail, faciès clair non à grains moyen ; analyses RL100, RL101, RL108, RL109, RL110, RL111, RL121, RL207, RL213, RL303, RL304, RL305.

Rochail gr. = granite du Rochail, faciès porphyroïde ; analyses RL107, RL112, RL116, RL201, RL202, RL203, RL210, RL215, RL216, RL218, RL219, RL223, RL402, RL412 (Grenoble et P4K2 (Nancy).

Vaugné. 1 = enclaves sombres dans le granite du Rochail ; analyses RL102, RL103, RL104, RL105, RL106, RL118, RL119, RL120, RL123, RL124, RL204, RL209, RL301, RL302, RL306, RL307, RL308, RL309, RL310, RL311, RL404, RL407 (Grenoble).

Vaugné. 2 = enclaves sombres dans le granite du Péou de Saint-Maurice ; analyses GM103, GM104, GM106, GM107, GM108, GM109, GM110, GM112, VJ28 (Grenoble) et MZ410, MZ411, MZ412 P4U3, PSW1 (Nancy).

Péou de SM = granite de Péou de Saint-Maurice ; analyses GM100, GM102, GM113 (Grenoble) et MX2A, MZ4A, MZ47, MZ49, PAU2, P4V2, P5U1, P5V1 (Nancy).

Val. Bér. = granite du vallon de Béranger (analyse P301).

Val Chalp = granite du vallon de la Chalp (P4Q2), partie orientale du précédent granite.

4 Tours = granite des Quatre-Tours ; analyses P4K3, P4K4, P5K9, P5K10, P5K11, P6N1 (Nancy).

Pnte Marc. = granite de la Pointe Marceline.

Pic de V. = granite du Pic de Valsenestre ; analyses VJ20, VJ21, 0711880 (Grenoble) et P6S2 (Nancy).

Réalisation BRGM
© Dépôt légal : 4^e trimestre 1988