

BRIANÇON

La carte géologique à 1/50 000
BRIANÇON est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : BRIANÇON (N° 189)
à l'est : LARCHE-AIGUILLES (N° 201)

La Grave	Névache	
St-Christophe-en-Oisans	BRIANÇON	Aiguilles Col-St-Martin
Orcières	Guillestre	

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

BRIANÇON₅

par

J.-C. BARFÉTY, M. LEMOINE,
P.-C. DE GRACIANSKY, P. TRICART,
D. MERCIER

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
BRIANÇON À 1/50000**

par

**J.C. BARFÉTY, M. LEMOINE, P.C. DE GRACIANSKY,
P. TRICART, D. MERCIER**

avec la collaboration de

**A. PÊCHER, J. BERTRAND, P. NIEVERGELT,
S. AMAUDRIC DU CHAFFAUT, T. DUMONT,
G. MONJUVENT, B. GOFFÉ, J.R. KIÉNAST, C. MEVEL,
M. GRAVOST, B. SAURET, P. GODEFROY, C. MARTIN**

1995

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

— *pour la carte* : BARFÉTY J.C., LEMOINE M. MERCIER D., POLINO R., NIEVERGELT P., BERTRAND J., DUMONT T., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., PÉCHER A., MONJUVENT G. (1996). — Carte géol. France (1/50000), feuille **Briançon** (823). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.C. Barféty, M. Lemoine, P.C. de Graciansky, P. Tricart, D. Mercier et coll. (1995), 180 p.

— *pour la notice* : BARFÉTY J.C., LEMOINE M., GRACIANSKY P.C. (de), TRICART P., MERCIER D., avec la collaboration de PÉCHER A., BERTRAND J., NIEVERGELT P., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., DUMONT T., MONJUVENT G., GOFFÉ B., KIENAST J.R., MEVEL C., GRAVOST M., SAURET B., GODEFROY P., MARTIN C. (1995) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille **Briançon** (823). Orléans : BRGM, 180 p. Carte géologique par J.C. Barféty, M. Lemoine, D. Mercier, R. Polino, P. Nievergelt, J. Bertrand, T. Dumont, S. Amaudric du Chaffaut, A. Pécher, G. Monjuvent (1996).

© BRGM, 1995. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1823-2

SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
INTRODUCTION	5
<i>CADRE GÉOGRAPHIQUE</i>	<i>5</i>
<i>PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE RÉGIONALE</i>	<i>7</i>
<i>RÉSUMÉ DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i> <i>RÉGIONALE SUR LA TRANSVERSALE DES</i> <i>ALPES OCCIDENTALES À LA LATITUDE</i> <i>DE BRIANÇON</i>	<i>15</i>
<i>HISTORIQUE DES TRAVAUX - CONDITIONS</i> <i>D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	<i>27</i>
DESCRIPTION DES TERRAINS	29
<i>ZONE DAUPHINOISE</i>	<i>29</i>
<i>ZONE SUBBRIANÇONNAISE</i>	<i>37</i>
<i>ZONE BRIANÇONNAISE</i>	<i>40</i>
<i>ZONE DES ÉCAILLES INTERMÉDIAIRES</i>	<i>68</i>
<i>UNITÉS PIÉMONTAISES</i>	<i>75</i>
<i>UNITÉS LIGURES OU LIGURO-PIÉMONTAISES</i>	<i>79</i>
<i>QUATERNAIRE</i>	<i>90</i>
PARTICULARITÉS PALÉOGÉOGRAPHIQUES ET STRUCTURALES DE LA RÉGION BRIANÇONNAISE SUR LA FEUILLE BRIANÇON ET LES FEUILLES VOISINES	104
<i>TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE MÉSOZOÏQUE</i>	<i>104</i>
<i>RECONSTITUTIONS PALINSPASTIQUES AU</i> <i>MÉSOZOÏQUE</i>	<i>113</i>
<i>STRUCTURES TECTONIQUES ALPINES</i>	<i>119</i>
<i>LES GRANDES FAILLES TARDI-OROGÉNIQUES</i>	<i>136</i>
<i>MÉTAMORPHISME</i>	<i>137</i>
<i>MORPHOGENÈSE QUATERNAIRE</i>	<i>143</i>
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	146
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	<i>146</i>
<i>SUBSTANCES UTILES - GÎTES MINÉRAUX</i>	<i>150</i>
<i>STABILITÉ DES VERSANTS - RISQUES NATURELS</i>	<i>155</i>
<i>SISMICITÉ</i>	<i>160</i>
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	165
<i>AMÉNAGEMENTS HYDROÉLECTRIQUES</i>	<i>165</i>
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	<i>166</i>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<i>167</i>
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	<i>180</i>
AUTEURS	180
ENCART	
<i>SCHÉMA STRUCTURAL</i>	
<i>COUPES GEOLOGIQUES SCHEMATIQUES</i>	

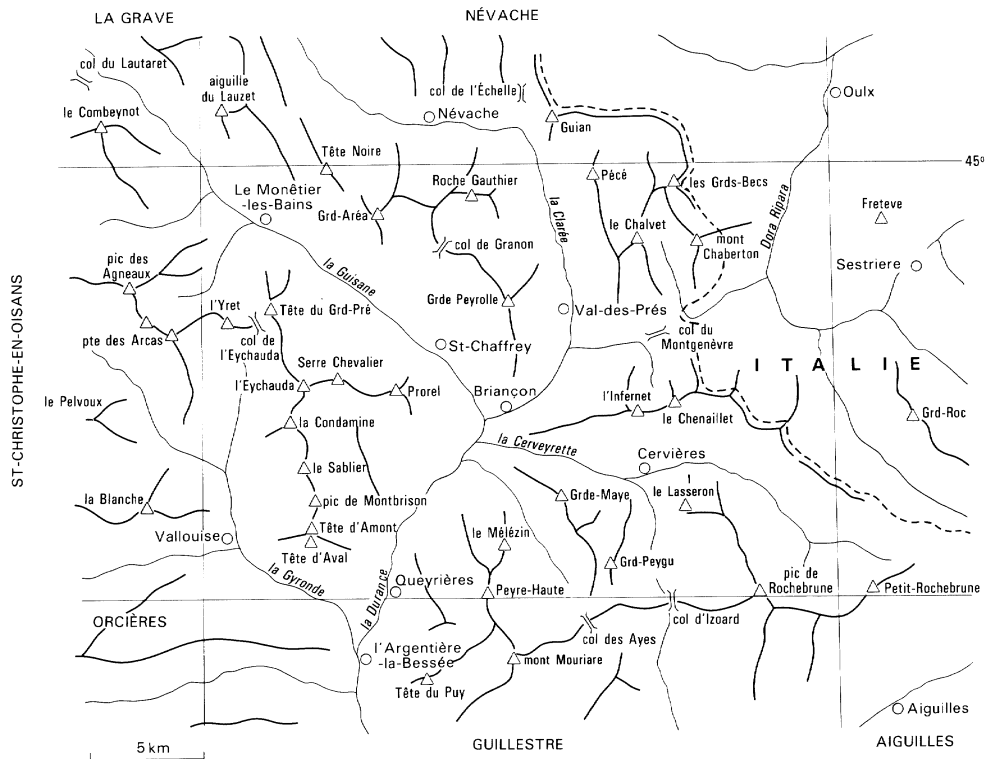


Fig. 1 - Cadre oro-hydrographique de la carte Briançon

INTRODUCTION

CADRE GÉOGRAPHIQUE (fig. 1)

La feuille Briançon à 1/50000 est située dans la partie de l'ancienne province du Dauphiné correspondant au département des Hautes-Alpes et aux cantons de Briançon, Le Monétier-les-Bains, L'Argentière-la-Bessée pour partie et, pour le coin nord-est, à l'extrémité de la province de Turin (région de Cesana-Torinese).

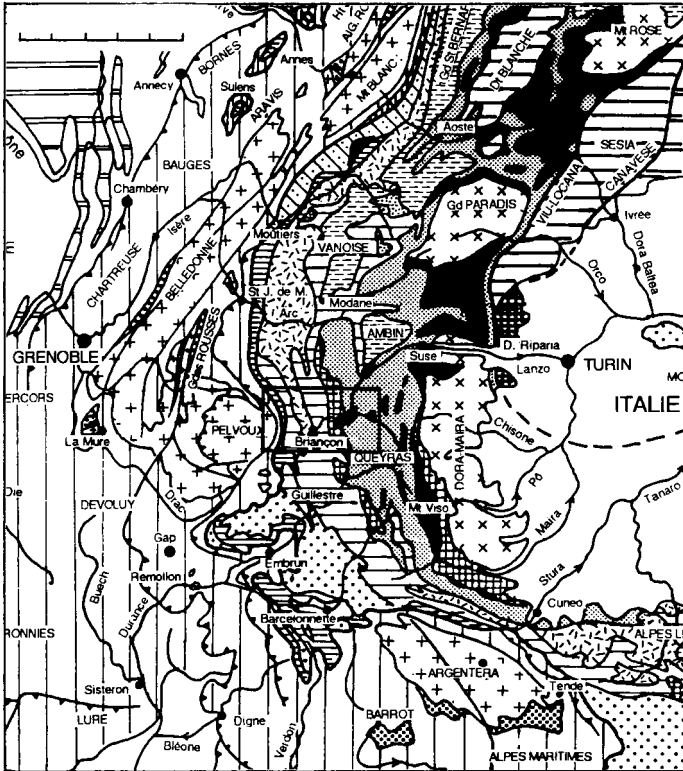
Le territoire de la feuille Briançon est partagé en deux bassins-versants : celui de la haute Durance, qui s'écoule vers le Rhône et celui de la Doire Ripaire qui aboutit au Pô. La crête frontière coïncide à peu près avec la ligne de partage des eaux. Le bassin de Briançon est abrité au Nord par le massif du Grand-Galibier—Thabor et à l'Ouest par celui des Écrins—Pelvoux. Il appartient aux Alpes du Sud par son climat sec, son ciel lumineux et sa végétation. Le versant italien à l'Est du col du Montgenèvre est soumis aux influences climatiques humides de la vallée du Pô.

Les sommets les plus élevés de la carte — à plus de 3 000 m — sont tous situés près de la frontière italienne; citons le mont Chaberton (3131 m) au Nord du Montgenèvre et le pic de Rochebrune, point culminant (3 320 m) de la carte, situé au Sud-Est de Cervières, près du col d'Izoard.














La ville de Briançon elle-même, qui est située au centre de la carte, occupe le carrefour des vallées de la Durance (laquelle permet facilement d'atteindre l'Italie par le col du Montgenèvre) et de la vallée de la Guisane (laquelle relie les Alpes du Sud à celles de Savoie par le col du Galibier et à la vallée de l'Isère par le col du Lautaret). En outre, la vallée de la Clarée — ou vallée de Névache — qui conduit au col de l'Échelle, se jette dans la Durance au Nord-Est de Briançon. La vallée de la Cerveyrette, qui donne accès au Queyras par le col d'Izoard, rencontre la Durance juste en aval de Briançon.

Briançon, sous-préfecture de 12000 habitants dans les années 1990 et baptisée « plus haute ville d'Europe » (altitude : 1 300 m), a été place forte, avec des ouvrages modelés par Vauban, puis entretenus et consolidés au cours du XIX^e siècle et jusqu'à la deuxième guerre mondiale, pour défendre la frontière d'avec le Piémont, successivement possession autrichienne puis italienne.

Une partie de la richesse de la ville a été due à l'exploitation de petites mines de charbon locales, abandonnées depuis la fin de la seconde guerre mondiale. C'est maintenant une station climatique et touristique sur l'une des routes principales vers l'Italie. Elle bénéficie du voisinage des stations de ski de la vallée de la Guisane, Serre-Chevalier notamment, et de la proximité du parc national des Écrins



ZONES INTERNES (domaine pennique)

-  Zone valaisanne et flysch du Niesen (Paléozoïque à Éocène)
Ophiolites du Versoyen
 -  Zone subbriançonnaise et Médianes plastiques (Trias à Éocène)
 -  Zone briançonnaise : couverture sédimentaire et Médianes rigides (Trias à Éocène)
Semelle paléozoïque
 -  Houiller et Permien (zone houillère)
 -  Socle anté-carbonifère et Permien métamorphiques (Vanoise, Grd-St-Bernard)
 -  Zone piémontaise : couverture sédimentaire et nappe de la Brèche (Trias à Crétacé supérieur)
 -  Semelle paléozoïque (massifs cristallins internes)
 -  Zone ligure : flyschs exotiques (Crétacé supérieur)
 -  Schistes lustrés (Malm-Crétacé)
 -  Ophiolites (Dogger)
- ZONE AUSTRO-ALPINE**
-  (Paléozoïque à Éocène)
- ZONE SUD-ALPINE**
-  (Paléozoïque à Éocène)
 -  Péridotites de Lanzo

ZONE EXTERNE






-  Zone subalpine et couverture sédimentaire des massifs cristallins externes (Trias à Néogène)
 -  Houiller et/ou Permien
 -  Massifs cristallins externes (Paléozoïque anté-houiller)
 -  Zone ultrahelvétique (Paléozoïque à Éocène)
- DOMAINES PÉRIALPINS**
-  Bassins cénozoïques
 -  Jura-Provence
 -  Socle paléozoïque

Fig. 2 - Situation de la carte Briançon dans les Alpes occidentales (d'après C. Kerckhove modifié)

dont deux centres d'accueil sont ouverts à Vallouise, au Sud, et au Casset près du Monétier-les-Bains, au Nord.

PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE RÉGIONALE

(fig. 2 et 3 ; schéma structural et coupes schématiques en encart)

La feuille Briançon s'étend principalement sur les zones internes des Alpes occidentales à l'Est — zones subbriançonnaise, briançonnaise, piémontaise et ligure — et sur une portion orientale de la zone externe, ou dauphinoise, à l'Ouest. Les zones dauphinoise orientale, subbriançonnaise, briançonnaise, les écailles intermédiaires (ou zone d'Acceglio) et les unités piémontaises (c'est-à-dire une partie de ce qui avait été désigné sous le nom de « schistes lustrés »), proviennent de la marge continentale européenne de la Téthys. Les unités ligures, c'est-à-dire la plus grande partie des schistes lustrés et les massifs ophiolitiques associés, proviennent d'un domaine océanique, segment ligure de la Téthys (Lemoine, 1984).

Zone dauphinoise orientale

Elle n'occupe que le bord ouest de la feuille, en continuité avec la feuille Saint-Christophe-en-Oisans, dans les vallons du Grand-Tabuc, de la Montagnolle et de Chambran. Elle est débitée en grandes écailles de socle chevauchantes vers l'Ouest ou le Nord-Ouest, comportant des granites hercyniens avec les terrains cristallophylliens associés, et une couverture mésozoïque d'épaisseur réduite. L'unité la plus orientale, appelée auparavant « ultradauphinoise » (Barbier, 1963), montre le Paléogène marin transgressif jusque sur le socle.

Une surface de chevauchement majeure (*chevauchement pennique frontal*) sépare la zone externe (= dauphinoise) à l'Ouest des zones internes situées à l'Est.

Zone subbriançonnaise

Ses caractères paléogéographiques sont intermédiaires vis-à-vis des zones dauphinoise et briançonnaise qui l'encadrent. Elle a donné les deux unités les plus basses de l'empilement des nappes internes.

Ses affleurements constituent un liseré étroit passant par Vallouise, Le Monétier-les-Bains et se poursuivant plus au Nord en direction du col du Galibier sur la feuille La Grave. Les « Calcaires de Vallouise », d'âge jurassique moyen, et les calcschistes du Crétacé sont les constituants lithologiques principaux. Vers le Sud, sur la feuille Guillestre surtout, les terrains subbriançonnais affleurent à la faveur de la structure que M. Gignoux *et al.* (1933) ont appelé la « fenêtre de L'Argentière » (en fait demi-fenêtre; Barféty, 1968), grâce à un anticlinal de nappe éventré par les vallées de la Durance et de la Gyronde.

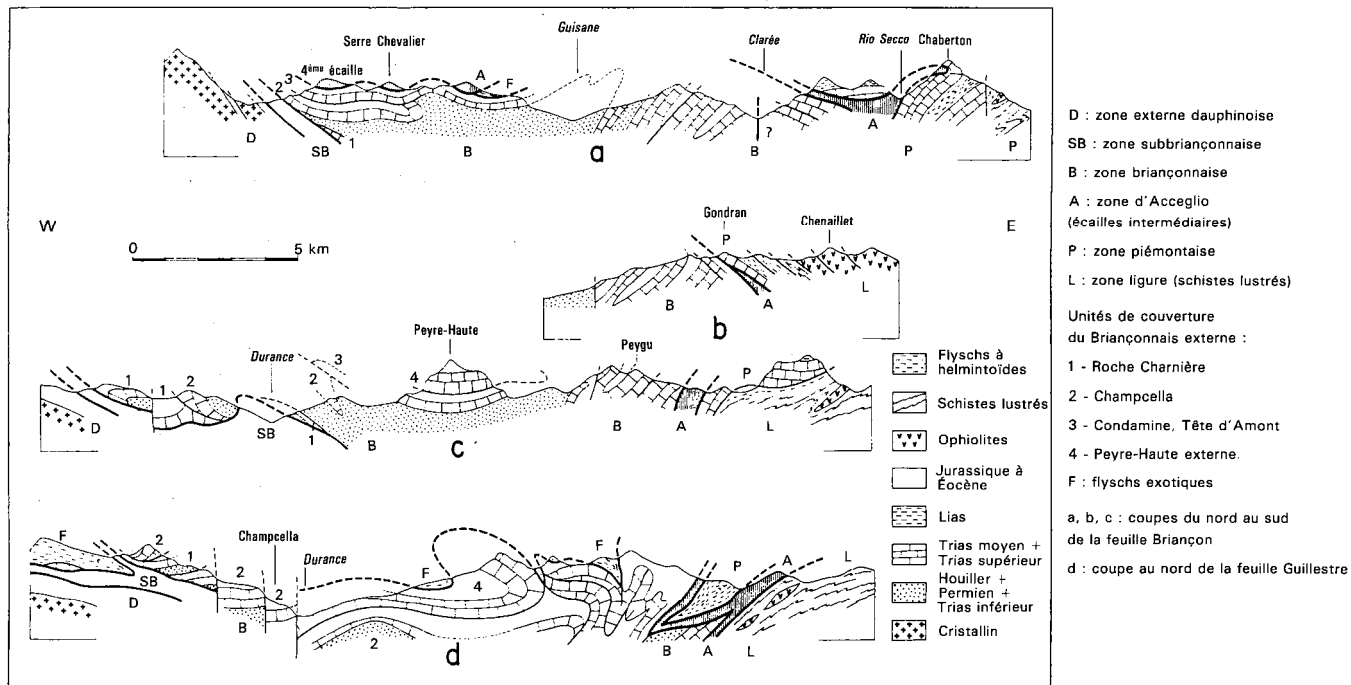
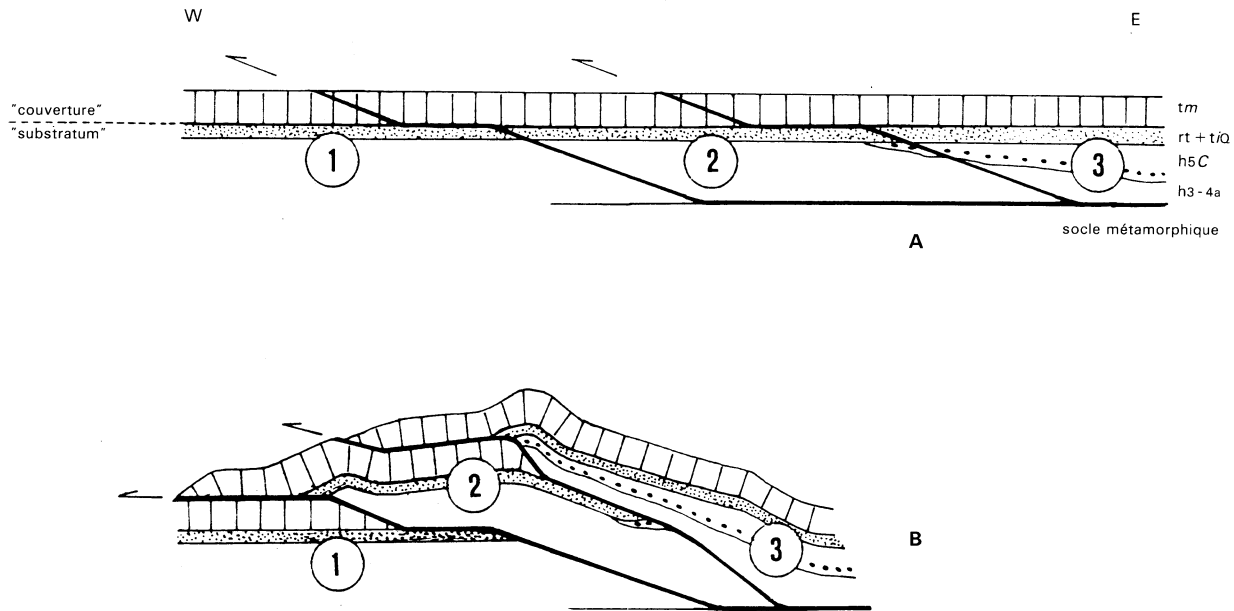


Fig. 3a - Coupes structurales schématiques à travers la zone briannonnaise entre Briançon et Guillestre (Bourbon *et al.*, 1975, modifié)



Ce schéma est destiné à illustrer les surfaces de charriage qui recourent l'ensemble de la série sédimentaire briançonnaise, les décollements entre "couverture" mésozoïque et "substratum" siliciclastique (paliers) et les imbrications entre unités mésozoïques calcaires au front du Briançonnais

Fig. 3b - Schéma de structures en rampes et paliers (Mercier, inédit)

A - Avant déformation, avec trace des surfaces préférentielles de décollement
 B - En cours de déformation

Une petite fenêtre de terrains subbriançonnais (calcschistes) est visible dans la vallée de la Guisane (en rive droite), à Chantemerle.

Zone briançonnaise

C'est la zone la plus largement représentée sur la carte Briançon.

Principales caractéristiques

Du point de vue stratigraphique et structural, la zone briançonnaise présente les particularités suivantes :

— absence de socle anté-Namurien à l'affleurement, sauf dans la zone des écailles intermédiaires — ou zone d'Acceglio — qui s'étale largement au Nord en Vanoise et au Sud à partir de l'Ubaye et jusqu'en Ligurie ;

— épaisse série de terrains silicoclastiques (1000 à 2000 m), d'âge namurien—westphalien A à scythien (werfénien) ;

— épaisse série de carbonates de plate-forme (1000 à 2000 m) d'âge trias moyen et supérieur, et de calcschistes d'origine pélagique (300 à 400 m d'épaisseur apparente) d'âge crétacé supérieur, qui jouent un rôle majeur dans la morphologie ;

— réduction extrême de la série du Jurassique et du Crétacé inférieur, par lacune d'érosion ou condensation de durée inégale suivant les points, avec développement de croûtes et de nodules polymétalliques à différents niveaux ;

— paléogéographie du Mésozoïque commandée par un système de failles d'extension et de blocs basculés caractéristiques des structures de la marge passive européenne de la Téthys. Transformation des blocs faillés nés lors du rifting en nappes de charriage lors des compressions alpines ;

— existence de surfaces de charriages alpins recoupant l'ensemble de la série comprenant le Houiller, le Mésozoïque et le Tertiaire. Existence de plusieurs surfaces de décollement, notamment au niveau des évaporites du Trias (sommet des quartzites du Werfénien et base du Trias supérieur), ainsi qu'à la base des flyschs tertiaires ;

— déversement général des nappes de l'Est vers l'Ouest ; mais déversement tardif vers l'Est (« rétrocharriage »), c'est-à-dire vers l'Italie et les zones internes, à l'Est de la vallée de la Guisance. Ce rétrodéversement enregistre le terme extrême de la collision (ou hypercollision) entre les blocs apulien et européen ;

— découpage de la pile des nappes en failles tardives, d'extension ou de décrochement, telles les failles de la Durance et de la Clarée, sismiquement actives l'une et l'autre (séismes de 1977 et 1991) ;

— basculement de l'ensemble des structures vers le Sud, en liaison avec la surrection du massif du Pelvoux. De ce fait, le Houiller silicoclastique domine en surface au Nord et le Trias carbonaté au Sud, notamment sur la feuille Guillestre.

Unités tectoniques (fig. 3 ; schéma structural et coupes schématiques en encart)

L'ensemble de la série briançonnaise — Houiller, Mésozoïque et Tertiaire — a été affecté par plusieurs phases de plissements synschisteux ainsi que par des charriages. De plus, la série carbonatée mésozoïque a été généralement désolidarisée de son substratum à la faveur de décollements, eux-mêmes facilités par la présence des évaporites du Scythien sommital. Le décollement est particulièrement visible dans les parties frontales des différentes unités. Il aboutit à des imbrications entre les séries houillères et mésozoïques, ou même mésozoïques seulement, par exemple dans le massif de Montbrison. Le schéma proposé est celui avec rampes et paliers, les paliers correspondant aux décollements suivant les surfaces de stratification (fig. 3b).

Le Paléozoïque supérieur puis le Scythien sont à dominante silico-clastique ; le Mésozoïque post-Scythien est à dominante carbonatée. Leurs comportements lors de la déformation alpine ont été différents. On distingue classiquement en Briançonnais, les « nappes de couverture » (comportant le Mésozoïque, moins le Scythien, et le Tertiaire) au-dessus, et la « zone houillère », ou « substratum houiller », ou « semelle siliceuse », au-dessous. Mais cette distinction, qui est héritée de la tradition, est ambiguë puisque l'ensemble de la série a été affecté par le même champ de déformation.

L'entité cartographique désignée sous le nom de zone houillère (ou parfois de semelle siliceuse) (Gignoux et Moret, 1938) comporte à la fois Carbonifère, Permien et quartzites scythiens. Ce nom est utilisé par abréviation pour désigner l'ensemble des terrains siliceux briançonnais. La zone houillère affleure largement dans la partie septentrionale de la feuille Briançon et se prolonge vers le Nord jusqu'en Suisse (Valais). Elle s'ennoe au Sud de Briançon et ne laisse affleurer que la partie mésozoïque des nappes.

L'autre entité cartographique comporte les nappes briançonnaises dites de couverture. Leur ordre d'empilement, de la plus externe vers la plus interne, est — sauf exception, flyschs par exemple — celui de leur disposition géographique actuelle, d'Ouest en Est. Elles ont été définies à l'origine par P. Termier (1903) et J. Goguel (1940).

La nomenclature des unités briançonnaises a été établie à partir de celle des nappes dites de couverture. On y distingue deux groupes séparés par une structure post-charriages majeure — l'anticlinorium à cœur de Carbonifère qui passe par le col des Ayes, Briançon, le col du Granon et la Porte de Cristol :

- le groupe des nappes du Briançonnais occidental ;
- le groupe des nappes du Briançonnais oriental.

• **Groupe des nappes du Briançonnais occidental, non affectées par les mégastructures de rétrocharriage**

Nappe briançonnaise frontale ou *nappe de Roche Charnière*, en position inférieure, charriée sur le Subbriançonnais. Elle est largement plus développée sur la feuille Guillestre.

Unité Tête d'Aval—Tête du Grand-Pré, correspondant pour partie à la « 2^e écaïlle » de P. Termier (suivant sa redéfinition par J. Goguel, 1940, 1941-1942). Elle se prolonge au Nord de la Guisane au-delà du Monétier-les-Bains, ainsi qu'au Sud (feuille Guillestre) par la nappe de Champcella puis par la nappe inférieure du Guil.

Unité Tête d'Amont—crête de la Balme (« 3^e écaïlle » de P. Termier), se prolongeant vers le Sud-Est dans le massif du Mélézin, et vers le Sud (feuille Guillestre) par la digitation de la Tête du Puy (ou des Aiguillons).

Sous ces deux unités (2^e et 3^e écaïlles), le Houiller est aminci d'Est en Ouest par l'effet de la géométrie des surfaces de charriage et des décollements internes. L'effet est la superposition directe du Mésozoïque de l'une sur le Mésozoïque de l'autre dans les parties occidentales (exemple : massif de Montbrison).

Unités de Tête Noire et du Grand-Aréa. Elles constituent deux synformes reposant sur la zone houillère au Nord de Briançon. Elles pourraient prolonger vers le Nord l'unité Tête d'Amont—crête de la Balme, mais avec un Houiller plus largement développé et dans des conditions différentes de métamorphisme. On ne peut savoir si l'unité mésozoïque du Grand-Aréa est décollée ou non de son substratum silicoclastique. Par contre, celle de Tête Noire, qui se prolonge vers le Nord par le massif des Cerces (feuille Névache) paraît en être restée solidaire. En effet, ses termes crétacés ou jurassiques sont pour partie transgressifs sur le Scythien ou l'Anisien, les niveaux de décollement potentiels dans le Trias ayant été éliminés par l'érosion jurassique synrift. Par ailleurs, une paléofaille d'âge jurassique et crétacé dans le massif des Cerces, affecte aussi bien la couverture que le substratum siliceux (quartzites scythiens).

Nappe de Peyre-Haute (pic de Peyre-Eyraute sur la carte). Connue seulement au Sud de Briançon, elle est plus largement développée au Sud, sur la feuille Guillestre. Sur la feuille Briançon, c'est la plus élevée, donc la plus interne, des nappes du Briançonnais occidental, mais plus au Sud, sur la feuille Guillestre, elle est chevauchée par d'autres nappes occidentales qui comportent une ossature de Trias moyen. Cette unité comporte du Norien et du Rhétien ; elle est décollée au niveau des gypses carniens. Le Trias moyen correspondant est inconnu : on devrait le retrouver dans des unités à Trias moyen dépourvues de couverture jurassico-crétacée, mais on n'en connaît nulle part à l'affleurement.

• **Groupe des nappes du Briançonnais oriental, rétrodéversées et/ou rétrocharriées**

Unité de Roche Gauthier, le long du flanc oriental de l'anticlinal des Ayes (col du Granon—Croix de Bretagne).

Unités Grande-Peyrolle—forts de Briançon—Grande-Maye—crête des Granges—crête de Burguet—pic de Beaudouis. Elles sont décollées au niveau des gypses carnien. Donc elles comportent soit du Carnien bréchique et du Norien (Grande-Peyrolle—crête des Granges, ainsi que sur la feuille Guillestre, crête de Combe-la-Roche à l'Ouest de Brunissard), soit seulement du Carnien (Infernet, Grande-Maye, crête de Buguet—pic de Beaudouis, et leurs prolongements sur la feuille Guillestre). Dans cet ensemble, des contacts anormaux séparent des sous-unités, différentes par leur Trias supérieur.

Unités l'Enlon—Granon—Terre-Rouge, constituant de larges structures surbaissées dans les vallées de la Clarée et de la Cerveyrette; dans cette dernière vallée, certaines d'entre elles apparaissent en fenêtre sous d'autres unités du même groupe, tandis qu'elles recouvrent des terrains siliceux à Val-des-Prés.

Unités crête de Pécé—Lausette—Peygu et unité Arpelin—Côte Belle. Cette dernière est la plus orientale du Briançonnais sur la feuille Briançon; elle se prolonge sur le Nord de la feuille Guillestre (pic ouest de Côte Belle).

Écailles intermédiaires ou zone d'Acceglio

Les écailles intermédiaires, issues du domaine d'Acceglio pour la plupart, ont une affinité briançonnaise par le caractère extrêmement condensé de la série jurassique et crétacée, qui a néanmoins la singularité de reposer le plus souvent directement sur le socle cristallin, sur le Verrucano (Permo-Trias) ou sur les quartzites du Scythien. Elles affleurent soit selon un alignement N-S d'écailles tectoniques intercalées entre les nappes briançonnaises orientales *s.s.* et piémontaises (col de Dormillouse, sentier de la Fanfare, Montgenèvre, chalets du Vallon, Cervières, bois de Péméant), soit en fenêtre sous les unités piémontaises rétrocharriées (Rio Secco, Clot Enjaime, crête est du Chaberton), soit encore au sommet de l'édifice des nappes du Briançonnais occidental (Serre Chevalier, Eychauda, Mal-Parti et mont Prorel [sommet du Prorel], ou 4^e écaille de P. Termier). On leur rattache, mais sans certitude, les lambeaux de socle présents dans la vallée de la Clarée (le Rosier) ou de la Cerveyrette (pont Baldy).

Zone (ou complexe) des « schistes lustrés piémontais »

La partie orientale de la feuille Briançon est occupée par l'ensemble des terrains appelés traditionnellement « zone des schistes lustrés » ou « zone des schistes lustrés piémontais ». L'ancienne « zone du Gondran » (Lemoine, 1951) incluait, mais sans les séparer, des unités d'origine piémontaise et ligure.

Les roches sont surtout des calcschistes épimétamorphiques d'apparence monotone, dont l'âge va du Lias au Crétacé supérieur, mais d'origine paléogéographique bien différente.

Unités d'origine piémontaise (ou zone piémontaise)

Décollées d'un socle hercynien appartenant à la partie distale de la marge européenne de la Téthys, elles sont caractérisées typiquement par une série épaisse de dolomies triasiques (Norien) surmontées par une série principalement calcaire et marneuse d'âge rhétien à crétacé supérieur. Elles sont connues aussi sur la feuille Névache au Nord (série de la Grande-Hoche) et sur la feuille Guillestre au Sud (série de la Roche des Clots). Antérieurement, on leur donnait le nom d'unités prépiémontaises et de zone prépiémontaise (Bourbon *et al.*, 1975; Lemoine *et al.*, 1978; Polino *et al.*, 1983).

Les unités piémontaises peuvent être soit rétrodéversées (Chaberton), soit même rétrocharriées (Rochebrune) vers l'Est. L'unité piémontaise du chaînon de Rochebrune, en particulier, repose sur des unités piémontaise (bois des Coins) et ligure (complexe de Cervières) qui apparaissent dans la *fenêtre de Cervières*.

Unités ligures (ou liguro-piémontaises)

Issues de l'océan ligure, elles comportent des ophiolites à la base, surmontées d'une couverture sédimentaire pélagique d'âge callovien à crétacé supérieur. Quatre unités différentes peuvent être distinguées sur la feuille Briançon, par leurs histoires sédimentaire et tectono-métamorphique différentes :

- *unité du lac des Cordes* se poursuivant en Queyras ;
- *complexe de Cervières—col de Prafauchier* ;
- *unité du Lago Nero—Replatte du Gondran—Monte Cruzore—Monte Corbioun*, réapparaissant dans la fenêtre de Gimont ;
- *unité du Chenaillet*.

Nappe de flysch à helminthoïdes

La série sédimentaire des unités briançonnaises, subbriançonnaises et dauphinoises internes se termine par des terrains argilo-gréseux, notamment des flyschs, d'âge paléogène. On peut observer localement que ces couches passent vers le haut à un olistostrome qui est situé à la base d'une nappe dont la mise en place en milieu sous-marin a interrompu la sédimentation dans le bassin paléogène (Barfétty *et al.*, 1992). Quelques lambeaux de cette nappe, équivalent probable de la nappe de flysch à helminthoïdes de l'Autapie, reposent sur diverses unités briançonnaises auxquelles elles ont été incorporées avant le charriage de ces unités briançonnaises les unes sur les autres. L'olistostrome lui-même (incluant des olistolites divers) est un sédiment, et appartient à l'unité tectonique sur laquelle il s'est déposé (par exemple, la 3^e écaille briançonnaise) ; il y a donc passage progressif de l'un à l'autre.

RÉSUMÉ DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE RÉGIONALE SUR LA TRANSVERSALE DES ALPES OCCIDENTALES

À LA LATITUDE DE BRIANÇON

Histoire antéalpine

Massif des Écrins—Pelvoux

La portion du socle cristallin située au bord ouest de la feuille ne représente qu'une toute petite partie du massif Écrins—Pelvoux, appartenant lui-même aux massifs cristallins externes des Alpes françaises (Mont-Blanc, Aiguilles-Rouges, Belledonne, Grandes-Rousses, Pelvoux, Argentera).

L'héritage des structures acquises lors des orogènes varisque, calédonienne, voire cambrienne, a influencé nettement les structures alpines.

Il n'existe pas d'étude synthétique récente du massif Écrins—Pelvoux. C'est la comparaison avec les massifs proches de l'Argentera (au Sud-Est) ou de Belledonne (au Nord-Ouest) plus largement étudiés (Bogdanoff *et al.*, 1991), tous fragments de la chaîne varisque au même titre que le Massif central français, qui permet de proposer un scénario pour l'orogène varisque qui suit la distension cambrienne. La succession des étapes est la suivante.

- (1) Phase de métamorphisme HP-HT (faciès éclogite ou granulite) avec des cisaillements crustaux au Silurien—Ordovicien associés à la convergence et au stade précoce de collision continentale.
- (2) Métamorphisme de type barrowien accompagnant d'importants charriages crustaux durant le Dévonien qui induisent un épaississement crustal. Ce stade s'achève par une migmatitisation d'intensité inégale suivant les points.
- (3) Verticalisation plus ou moins marquée des nappes précédemment édifiées dans une ambiance métamorphique toujours de type barrowien, ceci vers la fin du Dévonien.
- (4) Métamorphisme HT-BP (à cordiérite) précédant l'intrusion (ou synchrone de celle-ci) des granites d'âge carbonifère (datés 320-345 Ma) à permien (massif du Combeynot). Dans le domaine sud de Belledonne, correspondant à une zone plus externe de l'orogène varisque, le Carbonifère inférieur est marqué par l'édification d'un empilement de nappes impliquant des unités du Paléozoïque inférieur (ophiolites de Chamrousse), ou d'âge dévonien (Formation de Rioupéroux—Livet) ou Carbonifère inférieur (Formation du Taillefer).
- (5) Des cisaillements verticaux avec décrochements matérialisant les derniers mouvements varisques et juxtaposant les différents fragments.

Cette évolution concerne l'ensemble des massifs cristallins externes. Elle se retrouve plus ou moins bien exprimée dans le massif Écrins—

Pelvoux, lequel a été divisé en deux ensembles baptisés (Le Fort, 1973) « cortex » et « noyau ». Le cortex est formé de micaschistes, de conglomérats, de leptynites (feuilles La Mure et Saint-Bonnet). Le noyau, surtout gneissique et migmatitique, avec des structures verticalisées, est recoupé par de nombreux granites intrusifs (feuilles Saint-Christophe, La Grave, La Mure, Orcières, Briançon). L'évolution tectonique et métamorphique de ces deux ensembles pourrait être comparable respectivement à celle du Sud de Belledonne et à celle de la plus grande partie des massifs cristallins externes.

La feuille Briançon ne comporte qu'une partie du noyau ainsi que les granites carbonifères et permien de Séguret-Foran et du Combeynot. Dans le massif Écrins—Pelvoux, les roches cristalloyphylloïennes recèlent les stades métamorphiques suivants, dont les âges sont proposés par analogie avec les résultats obtenus dans les autres massifs cristallins externes.

- (1) Un métamorphisme HP marqué par des reliques d'éclotites (Peyre Arguet) dans les gneiss et amphibolites, et avec les orthogneiss de Crupillouse qui sont d'anciens granites monzonitiques.
- (2) Une première anatexie succédant au métamorphisme de type barrowien accompagnant des charriages crustaux et que l'on pourrait rapporter au Dévonien—Carbonifère inférieur.
- (3) Une deuxième anatexie, post-cinématique, dans un contexte de basse pression (cordiérite). Son ampleur s'accroît en allant vers l'Est du massif. Elle peut oblitérer la première et s'accompagner aussi d'un redressement des structures précédentes comme dans l'Argentera.
- (4) Mise en place des granites : granité carbonifère, monzonitique, de Séguret-Foran, qui est la terminaison orientale du granite d'Ailefroide. Cette mise en place suit de peu ou est synchrone du second épisode anatectique. Le granite du Combeynot, à caractère subvolcanique et de chimisme très potassique, serait plus tardif (Stéphano-Permien) et témoignerait d'un magmatisme alcalin anorogénique (Bonin *et al.*, 1990; Costarella, 1987).
- (5) Enfin, terminant l'évolution tectonique varisque du massif, des lignes de mylonitisation très étroites et rectilignes recoupent gneiss et granites. Elles correspondent à des cisaillements décrochants.

On peut souligner que dans le cortex, bien que non représenté sur cette feuille, l'évolution paraît plus simple : en particulier, pas de traces de métamorphisme précoce de haut degré, et une faible mobilisation (faciès amphibolite). La foliation reste peu pentée. L'âge des terrains est incertain : Paléozoïque inférieur ou Paléozoïque supérieur suivant les auteurs cités ci-dessus. Enfin, les intrusions granitiques sont l'exception (granite d'Entraigues) et les relations avec le noyau sont mal élucidées.

Les granites des Écrins—Pelvoux ont été étudiés par A. Pêcher (1970) et par P. Vittoz *et al.* (1987). Les granites orientaux du massif,

dont font partie le granite de Séguret-Foran et le granite du Combeynot seraient d'origine mantellique, tandis que les autres granites seraient, eux, d'origine crustale. L'origine du magmatisme serait donc de plus en plus profonde en allant de l'Ouest vers l'Est du massif. Ceci est basé sur l'étude des zircons (Vittoz *et al*, 1987) et des teneurs en terres rares.

Le plutonisme crustal se serait mis en place lors de la collision varisque avec remontée du bâti varisque et fusion partielle de la base de la croûte. Le granite hypovolcanique du Combeynot, d'origine mantellique et de nature alcaline intraplaque, correspondrait aux phases distensives tardivarisques. Ce qui ne peut être vrai que s'il y a continuité lithologique d'Ouest en Est (il y a des écaillages et des accidents hercyniens, puis alpins).

Socle des unités subbriançonnaise et briançonnaise s.s.

Il n'est pas connu à l'affleurement. Des données géophysiques anciennes (Tardi, 1957) ont suggéré la présence d'un socle à environ 600 m sous la surface du sol au seuil des Rochilles. Il est toutefois présent dans les différents affleurements de la zone d'Acceglio, aussi bien dans les écaillles intermédiaires que dans la 4^e écaille des montagnes entre Briançon et Vallouise. En ce dernier gisement, il a échappé à un métamorphisme alpin trop intense. On peut reconnaître dans les micaschistes, amphibolites, paragneiss et orthogneiss, deux foliations superposées, la première développée dans le faciès des amphibolites et la seconde associée à un deuxième stade métamorphique (à biotite), antéalpin.

Terrains sédimentaires du pays briançonnais

Leur histoire commence probablement au Namurien. Du fait des décollements alpins, le contact des premiers dépôts sédimentaires sur le socle métamorphisme n'est visible nulle part.

Durant le Carbonifère supérieur, le domaine briançonnais a dû être caractérisé par l'existence de failles d'orientation sensiblement méridienne, individualisant un bassin fortement subsident. Il a reçu des sédiments fluviaux, apportés par un réseau hydrographique s'écoulant vers le NNE.

La sédimentation a débuté au Namurien avec des conglomérats et des grès grossiers déposés dans un système de chenaux en tresse, surtout localisés dans la partie amont du bassin. Au-dessus, les faciès de plaine d'inondation, avec lits de charbon, prennent une importance progressivement croissante. Ces conditions vont s'affirmer au cours du Westphalien inférieur ; elles témoignent de l'élargissement du bassin et du déplacement vers le Sud des milieux de plaine alluviale jusqu' alors cantonnés dans les régions septentrionales, plus distales.

Au Westphalien supérieur et au Stéphanien inférieur, les aires de

sédimentation se déplacent vers la Maurienne et la Tarentaise au Nord, tandis que la région de Briançon est soumise à un soulèvement relatif, générateur d'érosion.

Au Stéphanien moyen et supérieur, la reprise des mouvements distensifs conduit à la mise en relief des terrains cristallins situés sur la bordure interne de la zone houillère. Des dépôts alluviaux grossiers envahissent à nouveau la quasi-totalité du bassin et viennent reposer en discordance sur les dépôts sous-jacents. Des intrusions magmatiques et les traces d'un volcanisme acide marquent cet épisode.

Ces conditions nouvelles se poursuivent pendant le Permien. Dans la région de Briançon et plus au Sud, les reliefs sont soumis à une forte érosion sous climat rubéfiant ; tandis que les secteurs plus subsidés au Nord (feuilles Névache et La Grave) reçoivent les produits d'un volcanisme d'affinités calco-alkalines puis subalkalines potassiques.

À la fin du Permien, une nouvelle paléogéographie s'esquisse, la zone houillère perd son individualité comme domaine subsident et se trouve désormais intégrée, avec les massifs cristallins plus internes en fin de pédiplanation, à une vaste plate-forme prête à recevoir les sédiments marins triasiques.

Les mouvements d'extension du Carbonifère supérieur et du Permien sont responsables de l'apparition des bassins sédimentaires du Massif central et des massifs cristallins externes. Ils ont atteint une ampleur suffisante dans les futures zones alpines internes pour permettre la subsidence du grand bassin houiller briançonnais.

Histoire alpine (cycle orogénique alpin)*

L'histoire du cycle alpin comporte successivement l'établissement de plates-formes carbonatées subsidentes dès le Trias moyen, l'ouverture de la partie ligure de l'océan téthysien et la différenciation des marges européenne et apulienne au cours du Jurassique. Puis, vers le milieu du Crétacé, interviennent la fermeture de cet océan suivi de la collision des deux marges opposées, apulienne et européenne, aboutissant à la surrection de la chaîne alpine actuelle. L'histoire récente et subactuelle est marquée par l'évolution du modelé en altitude, préparée par la succession des phases climatiques froides du Quaternaire.

Trias : les dépôts du prérift téthysien**

La limite entre les zones externes et les zones internes, qui coïncide avec le chevauchement pennique frontal, correspond à une frontière

* Amaudric du Chaffaut et Fudral (1986), Debelmas (1980), Debelmas *et al.* (1988), Gidon (1979), Lemoine (1984), Michard (1967), Tricart (1975, 1980, 1984), Tricart *et al.* (1977).

** Mégard-Galli et Baud (1977).

paléogéographique majeure pour le Trias. Du côté externe, le Trias est réputé présenter le faciès germanique, avec ses trois termes classiques, détritique à la base, carbonaté au milieu, évaporitique au sommet. Plus précisément, à l'Ouest de Briançon, les dépôts triasiques de la couverture du Pelvoux sont minces (moins de 50 m au total) et de milieu de sebkra, c'est-à-dire continental et aride, sauf un niveau d'inondation marine exceptionnel qui a débordé jusqu'aux confins du Massif central à la fin du Ladinien. Du côté interne au contraire, le Trias est dit de faciès alpin : en Briançonnais et dans le domaine piémontais, comme dans les Alpes méridionales et plus généralement dans le domaine austro-alpin, ce furent des dépôts de plate-forme carbonatée tidale, ou évaporitique, avec des influences épisodiques de mer ouverte, ceci à partir de l'Anisien. Comme dans les Alpes méridionales, les distensions génératrices de la subsidence se sont exprimées par des manifestations volcaniques, mais beaucoup plus modestes ici : basaltes de la couverture du Pelvoux, cinérites du Briançonnais. Il n'y a évidemment pas de Trias dans le domaine ligure, qui correspond à celui de la croûte océanique apparue seulement à la fin du Jurassique moyen.

Ces comparaisons font ressortir l'idée que le chevauchement pennique frontal correspond pour le Trias à une limite de faciès (entre domaines continental et marin), de rythmes de la subsidence et donc d'amincissement de la lithosphère, mais qui n'est pas allé jusqu'à la création de croûte océanique comme ce fut le cas dans les chaînes de la Méditerranée orientale. Cette frontière paléogéographique et structurale sera réactivée à partir de l'Oligocène au moment des serrages alpins, mais son tracé ne coïncide pas, dans les Alpes occidentales, avec celui de l'ouverture téthysienne au Jurassique. On peut dire que le craton ouest-européen a porté une partie de la plate-forme triasique sud-alpine dans les Alpes occidentales.

- **Trias inférieur.** L'ensemble des massifs cristallins externes, y compris le rebord oriental du massif du Pelvoux, était émergé et ne recevait pas de sédiment au Trias inférieur. Le Trias inférieur n'est pas connu dans la zone subbriançonnaise sur la feuille Briançon. En Briançonnais, y compris dans la zone d'Acceglio, le « Verrucano » volcano-détritique passe vers le haut à des quartzites épais de 200 à 300 m, surmontés de niveaux évaporitiques, illustrant le passage de la sédimentation détritique fluviale à la sédimentation lagunaire sous climat aride.
- **Trias moyen.** Avec l'Anisien s'instaure en Briançonnais *s.l.* une sédimentation de plate-forme carbonatée subsidente de milieu principalement tidal. Trois cycles sédimentaires, de type transgressif-régressif (CI, CII, CIII), résultent des combinaisons entre les variations du niveau de la mer et l'évolution de la subsidence avec le temps. Chaque cycle majeur est lui-même divisé en plusieurs séquences de moindre durée, chacune transgressive au début et conduisant au comblement temporaire du bassin. Un ou plusieurs niveaux cinéritiques sont l'écho possible des éruptions contemporaines des Alpes méridionales.

Les trois séquences datent de l'Anisien *pro parte* (CI), de l'Anisien supérieur—Ladinien (CII) et du Ladinien *p.p.* (CM).

• **Trias supérieur.** Sur les massifs cristallins externes, des dépôts fluviatiles sableux mal triés sont associés à des évaporites de sebkra et à des produits volcano-détritiques. Ils sont rapportés au Trias supérieur par encadrement entre un même niveau repère fossilifère daté du Ladinien supérieur et le Lias, fossilifère lui aussi.

En Briançonnais et dans le domaine piémontais, le Trias supérieur comporte deux cycles principaux.

Le cycle carnien (CIV) est globalement régressif par rapport au précédent. Il correspond à des dépôts de sebkra côtiers sursalés, avec évaporites, argiles versicolores, vases carbonatées, tapis stromatolitiques, et d'autre part à des accumulations de brèches. Le point important relatif au cycle carnien est l'instabilité tectonique en régime distensif, ayant abouti au découpage de la plate-forme carbonatée du Trias moyen par un système de failles synsédimentaires responsables d'une morphologie contrastée.

Le cycle norien (CV) est marqué, au contraire, par des dépôts carbonatés extrêmement réguliers, avec des rythmes transgressifs-régressifs de haute fréquence. La constance des milieux de dépôt de profondeur quasiment nulle (« tidal flat ») et l'importance de l'épaisseur (250 à 300 m en Briançonnais, 600 à 800 m dans le domaine piémontais) témoignent du rythme et de la constance de la subsidence sur d'immenses surfaces pendant le dépôt de cette seconde plate-forme carbonatée triasique. Le faciès est celui de la « Hauptdolomit » qui est comparable à celui du Norien du domaine austro-alpin.

Avec le Rhétien (CVI) interviennent les premières arrivées de matériel détritique terrigène et les premières incursions de la mer ouverte, avec un cortège de mollusques variés, mais le tout en milieu de « tidal flat ».

Du Lias au Bathonien : la période du rifting téthysien

Dans l'ensemble des Alpes, la période du rifting s'est étendue sur la durée du Lias et d'une partie du Jurassique moyen. Elle est caractérisée par une succession de phases d'extension de la lithosphère qui ont prélué à la séparation de l'Afrique et de l'Europe. L'extension a conduit d'une part à l'approfondissement généralisé des milieux de dépôt, sensible dès l'Hettangien, et d'autre part à la création de grandes failles synsédimentaires normales permettant le basculement des blocs crustaux. Le résultat a été la différenciation de demi-grabens avec remplissage sédimentaire correspondant au basculement des blocs, selon un dispositif classique sous toutes les marges passives du monde.

Pendant cette période, la topographie sous-marine a été singulièrement plus contrastée que pendant le Trias, avec des sillons correspondant à l'axe des demi-grabens et des hauts-fonds superposés au nez des blocs basculés. Le massif de l'Oisans a été l'un des grands blocs basculés des Alpes occidentales : il est caractérisé partout par

des dépôts jurassiques minces ; certaines de ses parties semblent n'avoir été recouvertes de sédiments qu'au Malm (Barféty *et al*, 1986). La zone subbriançonnaise a été un sillon, d'ailleurs complexe, entre l'Oisans (à l'Ouest) et le Briançonnais (à l'Est). Le Briançonnais a formé un très grand bloc basculé complexe, large de 50 km, dont l'arête a coïncidé avec la zone d'Acceglio. L'ensemble a été émergé entre le milieu du Lias et le milieu du Dogger, comme en témoigne l'âge des produits détritiques accumulés dans les demi-grabens situés aussi bien du côté subbriançonnais que du côté piémontais. L'érosion consécutive à l'émersion a pu descendre jusqu'au socle cristallin dans la zone d'Acceglio, localement jusqu'aux quartzites scythiens en Briançonnais occidental (les Combes, près de la Serre Chevalier), ou bien jusqu'aux divers étages du Trias moyen et supérieur, ou même seulement jusqu'au Lias inférieur (nappe de Peyre-Haute, suivant les points). La surface correspondante est marquée par des brèches continentales et par des remplissages de cavités karstiques ayant atteint jusqu'à 300 m de profondeur dans les carbonates triasiques. L'épaisseur des terrains ayant subi une ablation par dissolution karstique indique que l'ordre de grandeur du rejet des failles d'extension d'âge triasique a pu être le millier de mètres dans ce domaine.

La période se clôt par le retour de la mer et l'installation temporaire d'une plate-forme carbonatée au Bathonien supérieur. Celle-ci laissera rapidement place aux dépôts pélagiques du Callovien et du Malm.

La zone piémontaise a correspondu de même à une succession de quelques sillons et hauts-fonds dont la largeur n'a probablement pas dépassé celle de l'une des nappes du Briançonnais. La série sédimentaire, relativement mince, a été déposée en milieu pélagique. Elle a livré de rares ammonites dans le Lias. Le degré de déformation et de métamorphisme n'a pas permis des datations précises. La première phase de rifting (Hettangien supérieur) est cependant bien datée dans le chaînon de Rochebrune (Dumont, 1984).

Malm et Crétacé inférieur : l'expansion océanique téthysienne

Le fond océanique ligure est apparu vers la fin du Dogger, avec la séparation des deux marges passives, européenne et apulienne (africaine). Celles-ci vont alors s'affaisser (subsidence postrift), et s'éloigner l'une de l'autre pendant plus de 50 millions d'années.

Dans une grande partie des Alpes occidentales, le fond océanique ligure était constitué principalement de péridotites mantelliques serpentinisées et de gabbros intrusifs. Ces roches ont été ensuite recouvertes de brèches sédimentaires à matériel ophiolitique (ophicalcites), puis, localement, par des coulées de basaltes tholéïtiques en coussins, enfin par des sédiments pélagiques profonds, vases siliceuses, calcaires ou argileuses, débutant localement par des radiolarites. La date de la fin du rifting et du début de l'expansion océanique est contrainte par l'âge de ces radiolarites : Oxfordien—Kimméridgien inférieur près de

Saint-Véran (massif de Cascavelier ; De Wever et Caby, 1981), Callovien sur le versant italien (De Wever *et al*, 1987).

Sur la partie de la marge continentale européenne adjacente qui se trouve sur la feuille Briançon, les faciès sont relativement uniformes et les épaisseurs réduites, depuis le rebord oriental de la zone dauphinoise (Callovo-Oxfordien et Malm supérieur des vallons de Chambran—Tabuc) jusqu'au domaine océanique ligure.

Dans le domaine briançonnais, un nouveau découpage en horsts et grabens ou blocs basculés synsédimentaires, ne coïncidant en général pas avec ceux du rifting liasique, a peut être enregistré à distance un écho du rifting atlantique. Il a déterminé lui aussi une topographie sous-marine contrastée. Si bien qu'il est possible de distinguer dans la zone briançonnaise trois types de séries du Malm—Crétacé inférieur : les séries de hauts-fonds avec épaisseurs réduites par lacune et/ou extrême condensation; les séries de sillon, également minces, mais plus complètes ; les séries de talus avec des brèches et des contournements de couches synsédimentaires (« slumpings »).

La fermeture de la Téthys ligure et la collision alpine

• **Début de la fermeture du bassin ligure : les premiers charriages d'ophiolites et le bassin du flysch à helminthoïdes.** La fermeture de l'océan ligure sous la marge apulienne est intervenue au Crétacé mais les éléments manquent ici pour la dater plus précisément. Les modalités mêmes de cette fermeture restent mal contraintes : pas d'arc volcanique caractéristique d'une marge active, des témoins de prisme d'accrétion océanique discutés, un métamorphisme haute pression-basse température qui pourrait en partie s'être développé plus tard, durant la collision tertiaire. S'il y a forcément eu subduction de la lithosphère océanique ligure, on ne peut néanmoins exclure que les ophiolites de la haute Durance, comme celles du Queyras voisin, aient été incorporées à la paléomarge européenne par obduction (Tricart et Lemoine, 1986a,b).

Le plus souvent, les décollements ont suivi l'interface entre le socle océanique et la couverture sédimentaire, le long des brèches sédimentaires à éléments de serpentinite qui tapissaient les fonds océaniques. Dans certains cas, visibles en Queyras et en haute Ubaye, des masses d'ophiolites — principalement des serpentinites — épaisses de quelques centaines de mètres seulement, sont restées solidaires de leur couverture pendant le charriage, par suite de tronçatures au travers de paléoreliefs océaniques. Sur la feuille Briançon, dans l'unité du Chenaillet, la pile épaisse de serpentinites, de gabbros et de basaltes en coussins fait figure d'exception; elle a toutefois été privée de sa couverture sédimentaire par les charriages (on ne lui connaît pas à l'affleurement de couverture sédimentaire).

Dans les zones très internes, simultanément à la subduction, un bassin sédimentaire intra-arc s'est creusé au Crétacé supérieur. Il a pu être superposé à un couloir en coulissement senestre qui délimitait

le transport du bloc apulien vers le Nord ou le Nord-Ouest. C'est de ce bassin que seront issues les nappes de flysch à helminthoïdes qui seront charriées jusque sur le Briançonnais et même le Dauphinois de l'Embrunais—Ubaye. Ces nappes ont donc une origine plus interne que les unités ophiolitiques ligures visibles sur la feuille Briançon.

• **Déformation dans l'avant-pays piémontais, briançonnais et dauphinois au Crétacé supérieur, pendant la fermeture.** Sur l'ensemble des domaines piémontais, briançonnais et dauphinois, des « black shales » se sont déposés au Crétacé « moyen », puis des calcaires pélagiques au Cénomaniens, au Turonien et au Sénonien chaque fois que la topographie sous-marine le permettait. L'ensemble forme une grande séquence typique de nos Alpes occidentales.

Dans les domaines piémontais et briançonnais, la série d'âge céno-mano-turonien à sénonien—paléocène pour le Briançonnais était représentée par des vases à nannofossiles calcaires et à foraminifères planctoniques, futurs calcschistes planctoniques, équivalents des « Couches rouges » des Préalpes suisses et de la « Scaglia » des Italiens. Dans certaines unités (Mélézin, Tête Noire, Cerces) du Briançonnais auprès de Briançon, les calcschistes planctoniques peuvent comporter des intercalations de brèches chaotiques grossières.

Dans l'autochtone dauphinois à l'Ouest de Briançon, le Crétacé manque, par suite de la discordance de l'Éocène jusque sur le socle. Des plis transverses (d'axe E-W) accompagnés de schistosité et d'un métamorphisme faible ont été reconnus à l'Eychauda et au Grand-Tabuc, sous les calcaires de l'Éocène discordant (Pêcher *et al*, 1992).

La signification géodynamique des déformations d'âge crétacé supérieur dans le Briançonnais et le domaine dauphinois est l'objet de débats et n'est pas identique. Elles peuvent être l'écho lointain de l'orogénèse pyrénéo-provençale en domaine dauphinois, et être reliées à la progression du bloc apulien, en domaine briançonnais.

• **Suite de la fermeture du bassin téthysien ; un nouveau bassin du flysch et les charriages de l'Éocène.** Au début de l'Éocène inférieur, les domaines dauphinois, briançonnais et piémontais occupaient encore leur place originelle le long de la marge téthysienne. Seules les ophiolites avaient déjà effectué leur obduction sur le Piémontais.

Creusement du bassin du flysch : Éocène moyen. L'effet de la surcharge liée aux premières mises en place de nappes a déterminé la flexure de la plaque européenne, et, en conséquence, le creusement d'un nouveau bassin susceptible de recevoir du matériel détritique, notamment des turbidites (flysch). Plus externe que le bassin du flysch à helminthoïdes, ce bassin était, à l'époque, en situation d'avant-fosse vis-à-vis de la partie plus interne et déjà structurée des Alpes.

Les couches argilo-pélimitiques, gréseuses et gréso-calcaires, déposées sur les domaines briançonnais et subbriançonnais, ont reçu le nom classique de « flysch noir » (Bartonien inférieur à la base), bien qu'étant pratiquement dépourvues de turbidites véritables.

Simultanément, la partie la plus externe de ce bassin d'avant-fosse était installée sur le domaine dauphinois interne (« Grès du Champ-

saur » et flysch des aiguilles d'Arves). Il recevait des turbidites (flysch) dont le matériel provenait en majeure partie du massif corso-provençal au Sud (Ravenne *et al*, 1987).

Mise en place de la première nappe du flysch à helminthoïdes (Autapie). La nappe de l'Autapie est issue d'un bassin créacé supérieur de flysch à helminthoïdes. Elle est développée en affleurement surtout au Sud-Est de la feuille Briançon. Son arrivée a été précédée par le dépôt d'olistostromes sous-marins, connus du Briançonnais (2^e, 3^e et 4^e écailles des montagnes entre Briançon et Vallouise) au Champsaur. Ces olistostromes se sont épanchés aussi bien sur le sommet du flysch noir (Briançonnais) que sur celui des « Grès du Champsaur » (Dauphinois). Ils ont été recouverts par la nappe de l'Autapie. La mise en place de cette unité pelliculaire est hors séquence tectonique; elle s'est produite sans métamorphisme et en milieu sous-marin, peut-être grâce à des mécanismes principalement gravitaires.

Première structuration du Briançonnais : Éocène supérieur-Oligocène inférieur. Dès après le charriage de la nappe de l'Autapie, des charriages ont eu lieu progressivement de l'Est vers l'Ouest au cours de l'Éocène moyen-supérieur, dans les zones piémontaise, puis briançonnaise, puis subbriançonnaise orientale, et ceci en milieu sub-aérien. Le front de l'orogénèse s'est stabilisé au milieu du domaine subbriançonnais vers la limite Éocène/Oligocène. La schistosité associée (S1) est à vergence W. Elle est accompagnée de métamorphisme de haute pression (faciès à lawsonite-albite dans le Briançonnais de Briançon, faciès schistes bleus en Queyras, éclogites dans les zones plus internes). Dans les zones externes, le piège à sédiments que constitue le bassin du flysch fonctionne encore, mais pour peu de temps. Par contre, il est déjà engagé dans les nappes en Briançonnais et soumis à l'érosion, ainsi que son substratum (Tricart, 1980).

• **Structuration d'ensemble de l'Oligocène et collision.** Une séquence d'événements comparables à ceux de l'Éocène intervient, mais concerne une surface beaucoup plus importante : arrivée de la seconde nappe de flysch à helminthoïdes puis nouvelle structuration de l'ensemble, domaine dauphinois compris.

Mise en place de la seconde nappe de flysch à helminthoïdes (Parpaillon). La nappe du Parpaillon a été mise en place sur une surface d'érosion qui recoupe les nappes briançonnaises primitives. Comme celle de l'Autapie, elle est peut-être d'origine gravitaire. Elle n'est pas représentée sur le territoire de la feuille Briançon, mais elle s'est largement étalée en Embrunais, plus au Sud.

Structuration oligocène. L'expression de la structuration oligocène a été différente dans les zones internes et externes (Tricart, 1980).

Dans les zones internes, qui avaient déjà été plissées, charriées et métamorphosées, le serrage oligocène s'est exprimé par la réactivation et/ou le plissement des anciens plans de charriage, par l'apparition d'une nouvelle schistosité (S2) et le développement d'une nouvelle phase de métamorphisme dans le faciès à pumpeylite-actinote.

À cette époque, la structure en éventail du Briançonnais s'est amorcée, avec une vergence W des structures dans le Briançonnais externe et une vergence E dans le Briançonnais interne.

Dans les zones externes, il y avait déjà des plis ou des chevauchements à vergence N (peut-être à rapporter à l'orogénèse pyrénéenne?). La déformation oligocène va donc exercer une deuxième empreinte forte, avec des plis synschisteux d'orientation subméridienne et de vergence W. Le métamorphisme ne dépasse pas le faciès à prehnite-pumpellyite et ceci dans la partie interne du domaine dauphinois seulement. Le style est différent suivant le niveau d'érosion : écaillages dans le socle avec pincées de couverture, tronquant le nez des blocs ayant basculé pendant le rifting téthysien; plis souples dans la couverture, acquis à la faveur des décollements le long des niveaux les moins compétents (évaporites du Trias notamment). Le bassin du flysch du Champsaur et des aiguilles d'Arves participe à ces déformations.

L'une des structures majeures héritées de cet épisode est le chevauchement du Briançonnais sur le Dauphinois; il lui correspond la cicatrice de la zone subbriançonnaise représentée par un chapelet d'écailles et le front de la schistosité d'âge fini-éocène.

• **Poursuite de la collision au Miocène : les rétro-mouvements.** La progression du bourrelet orogénique a conduit à une extension vers l'Ouest et le Nord du domaine flexuré de la plaque européenne. De ce fait, les sites où se déposaient les molasses néogènes sont rejetés hors du domaine de la feuille Briançon, en direction de la vallée du Rhône à l'Ouest et de la plaine molassique savoyarde et suisse au Nord.

Mais l'ensemble des domaines piémontais, briançonnais et dauphinois interne autour de Briançon subit une nouvelle phase de serrage correspondant à la poursuite de la collision. Il s'agit d'un ultime train de plis synschisteux affectant l'ensemble des nappes précédemment empilées. Le gradient du raccourcissement croissant d'Ouest en Est, c'est dans le Briançonnais oriental et le Piémontais que son effet est le plus sensible, en accentuant la géométrie en éventail esquissée au cours de l'Oligocène.

Le métamorphisme ne dépasse pas la zone à pumpellyite-actinote, ceci dans le domaine des schistes lustrés liguro-piémontais seulement. Une deuxième schistosité régionale alpine apparaît dans la couverture dauphinoise.

• **Fracturation postschisteuse.** Deux figures de déformation tardive dominant auprès de Briançon : (1) failles obliques aux limites de nappes, avec jeu distensif développées surtout à l'Est du Briançonnais, dans la zone piémontaise ; et (2) failles subverticales, en grande partie décrochantes, qui délimitent les bordures est et ouest de la zone briançonnaise en recoupant clairement plis et surfaces de chevauchement antérieures. Cette fracturation peut être mise en relation avec la sismicité et la composante verticale des mouvements historiques, elle-même mise en évidence par la géodésie de précision et par la déformation des dépôts quaternaires.

Quaternaire

On ne sait guère de choses sur l'histoire quaternaire de la haute Durance jusqu'au subactuel (petit âge glaciaire alpin), malgré les récentes datations des travertins du Monêtier (voir ci-après), qui ne cadrent pas avec le schéma de la glaciation wurmienne que l'on se fait actuellement.

La première avancée des glaciers et la plus importante, qui a tapissé de moraines « alpines » et locales tous les versants jusqu'aux plus hautes altitudes, est probablement celle des « moraines internes » du Poët (feuille Laragne, vallée de la Durance), attribuées au début du Wurmien. Elle a pu être responsable des plus hauts dépôts morainiques relevés dans la vallée de la Vallouise (blocs erratiques) ou à l'aval de Briançon. Une déglaciation complète des vallées s'est produite ensuite, sans que l'on sache si le domaine montagneux en a été affecté ou non. Étant donné les conditions climatiques de cette période, il est cependant probable qu'elle n'a pas atteint les massifs élevés. Plus tardivement, une réavancée des glaciers locaux s'est limitée à un débordement des appareils dans le fond des vallées libérées des glaces, dont on a la preuve au Casset (moraine du glacier du Casset), au Monêtier (lobes morainiques frontaux du Grand-Tabuc et de la Selle), dans la Guisane en amont de Briançon, et peut-être dans la Gyrone (moraine latérale gauche de la Casse de Vallouise, glacier du Gyr). Ces deux épisodes glaciaires et la déglaciation intermédiaire sont antérieurs aux travertins du Monêtier.

C'est ici que l'âge de ces travertins prend une importance cruciale. Selon une première datation au ^{14}C , la partie supérieure serait postérieure à 19090 ± 260 B.P. Selon deux datations plus récentes (méthode U/Th; Chardon, 1993), la base serait antérieure à 57100 B.P., le sommet légèrement postérieur à 31000 B.P. L'échantillon ^{14}C étant stratigraphiquement situé entre les deux échantillons U/Th (relativement et hypothétiquement, ces trois échantillons n'ayant pas été prélevés sur une même verticale pour des raisons techniques), une incertitude existe sur la valeur de ces datations. En effet, si l'on s'en rapporte à ces trois dates, la vallée de la Guisane serait déglacée depuis environ soixante mille ans, ce qu'il est difficile d'admettre pour un secteur situé aussi en amont du système durancien.

Après cette récurrence locale une série d'arcs morainiques latéraux et/ou frontaux bien exprimés s'échelonnent dans certains vallons jusqu'à proximité des cirques sommitaux. On en distingue quatre à six épisodes, tous antérieurs aux moraines du petit âge glaciaire alpin (VXI^e-XIX^e siècles), dont des témoins existent en bordure du lac de l'Eychauda. En effet, ces moraines historiques se trouvent immédiatement en aval des glaciers actuels, et aucun glacier ne subsiste sur le territoire de cette feuille (à part de minuscules névés permanents en versant nord et est de Rochebrune). Par conséquent, les moraines locales les plus élevées, donc les plus récentes, ne sauraient être postérieures au Dryas récent, dernière période froide du Tardiglaciaire

donc du Würmien, ou à la rigueur au Préboréal, début de l'Holocène (Borel *et al.*, 1984). Il est donc très probable que ces systèmes morainiques traduisent un retrait, peut-être accidenté de réavancées modestes, des glaciers locaux du début du Würmien supérieur au Dryas supérieur (11000-10000 B.P.). Aucune recherche systématique n'ayant été faite en haute Durance, il n'existe aucun élément chronologique local, ni régional (Pelvoux, massifs environnants) permettant d'avancer des chiffres plus précis. Toutes les attributions des formes glaciaires et périglaciaires du Pelvoux sont, à l'heure actuelle, entièrement hypothétiques (Édouard, 1978; Francou, 1981).

HISTORIQUE DES TRAVAUX - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les travaux en vue de l'établissement des premières cartes géologiques de la région de Briançon remontent à la fin du siècle dernier. Ils furent conduits par W. Kilian, P. Termier, C. Pussenot, J. Boussac, D. Schneegans, M. Gignoux, L. Moret et, en Italie, S. Franchi, la frontière se situant alors à l'Ouest du Chaberton. L'un des ouvrages les plus célèbres reste celui de P. Termier, paru en 1903 et intitulé « Les montagnes entre Briançon et Vallouise ». La carte géologique Briançon à 1/80000 a été éditée trois fois en 1900, 1933 et 1969.

Les premiers levés pour la carte géologique à 1/50000 ont été effectués à partir de 1939 par J. Goguel dans le massif de Montbrison et la région Serre Chevalier—Eychauda puis, après guerre, par M. Lemoine, sur la 4^e échelle de P. Termier et sur les confins orientaux du Briançonnais. La stratigraphie du Houiller a été établie pour la première fois par R. Feys et C. Gréber (1944 à 1961). Dans le même temps, P. Gidon (1953) et J. Vernet (1965) reprenaient l'étude de la bordure sédimentaire du massif Écrins—Pelvoux et J. Debelmas prolongeait ses travaux sur le Subbriançonnais et le Briançonnais, de Guillestre à Vallouise (1955) jusqu'au Monétier-les-Bains (1961), tandis que B. Tissot (1954) et J.C. Barféty (1965) étudiaient les synclinaux mésozoïques au Nord et autour de Briançon.

À partir des années 1970, des recherches ont été lancées par P. Tricart sur l'analyse des structures et microstructures, et d'autres par M. Lemoine et P.C. de Graciansky à partir de nombreuses coupes de référence situées sur les feuilles à 1/50000 Saint-Jean-de-Maurienne, La Grave, Briançon, Guillestre : le Trias étudié par J. Mégard-Galli, le Mésozoïque subbriançonnais par P.Y. Chénet, le Jurassique moyen briançonnais par D. Mercier, les séries condensées du Jurassique et du Crétacé briançonnais par M. Bourbon. Enfin, pendant les années 1980, la zone houillère de la partie ouest de la feuille a été minutieusement révisée par D. Mercier.

Le cristallin de la bordure orientale du massif des Écrins—Pelvoux dans le prolongement des cartes à 1/50000 Saint-Christophe et La Mure (publiées en 1984 et 1989) a été revu par A. Pêcher. Le Tertiaire

de la bordure interne du même massif a fait l'objet de la thèse de A. Lami (1988).

Le Trias supérieur briançonnais a été mis en évidence dans les années 1970-80 par J. Mégard-Galli, J.C. Barféty, M. Gidon, M. Lemoine. Il est partout décollé à sa base, au niveau des gypses carniens ; on ne connaît pas, par conséquent, son domaine d'origine, ce qui pose de difficiles problèmes relatifs aux structures et aux reconstitutions palinspastiques.

Durant toute cette période, le levé au 10000^e des terrains mésozoïques des zones dauphinoise, subbriançonnaise et briançonnaise, a été effectué par J.C. Barféty, avec la contribution de M. Gidon.

La partie orientale de la feuille (écaillés intermédiaires et unités piémontaises-unités ligures, constituant l'ensemble des schistes lustrés) a été levée sous la direction de M. Lemoine. Les connaissances stratigraphiques et structurales ont progressé en parallèle sur la feuille Briançon (région du Chenaillet et du Gondran) et sur les feuilles voisines au Sud (Guillestre, Aiguilles—Col Saint-Martin) grâce à M. Lemoine, Y. Lagabrielle, P. Tricart, R. Polino, J. Mégard, S. Amaudric du Chaffaut, T. Dumont pour les terrains sédimentaires, M. Vuagnat, J. Bertrand et P. Nievergelt (et M. Lemoine, P. Tricart, Y. Lagabrielle) pour les ophiolites.

L'absence de fonds topographiques modernes jusque vers les années 80 et la difficulté de cartographier la zone des schistes lustrés expliquent en grande partie le retard pris pour la publication de cette première édition de la feuille Briançon à 1 / 50 000, en chantier depuis longtemps. Le détail du dessin a été moins poussé sur la partie orientale de la carte, ce qui est dû à l'homogénéité apparente des schistes lustrés, à l'importance de l'altération et à l'ampleur des glissements de terrain au Quaternaire.

Enfin, l'établissement de la feuille géologique Briançon a bénéficié du concours de G. Monjuvent pour le Quaternaire et B. Goffé, J.R. Kiénast, C. Mevel, pour le métamorphisme alpin, ainsi que de la contribution de P. Tricart et M. Gidon pour la partie structurale. M. Jorda et R.P. Ménot ont bien voulu relire pour leur part certains chapitres de cette notice.

DESCRIPTION DES TERRAINS

ZONE DAUPHINOISE*

Cristallin du massif des Écrins—Pelvoux

La feuille Briançon ne comporte que l'extrême bordure orientale du massif cristallin des Écrins—Pelvoux, qui s'étend largement sur les feuilles à 1/50000 Saint-Christophe-en-Oisans (cœur du massif), La Grave (bordure nord), La Mure (bordure ouest), Saint-Bonnet et Orcières (partie sud du massif). Les descriptions qui suivent se réfèrent en partie à la notice de la feuille Saint-Christophe (*cf.* Pêcher *et al.*, 1984).

Par suite de l'intensité du morcellement alpin, la connaissance des terrains hercyniens ou antéhercyniens des Écrins—Pelvoux reste encore imparfaite. Il est néanmoins pratique de différencier, en se basant sur un certain nombre de critères lithostratigraphiques, structuraux et surtout métamorphiques, deux domaines aux limites parfois imprécises :

— le *domaine cortical*, très développé à l'Ouest du massif (Chaillol, bas Valgaudemar, bas Valjouffrey), prolonge les séries de Belledonne et du Taillefer (séries leptyno-amphiboliques, cipolins, séries grésopélitiques ou conglomératiques). Ces séries ne sont pas (ou très peu) migmatitiques, et seraient d'âge paléozoïque. À l'Est du massif, juste au Nord-Ouest de la limite de la feuille Briançon, les séries du Combeynot leur avaient été rattachées (notice de la feuille Saint-Christophe). En réalité, il s'agit *proparte* de formations volcaniques ou volcano-détritiques acides génétiquement reliées au granite du Combeynot, d'âge permien possible, et *p.p.* de migmatites du noyau, intensément mylonisées à l'Alpin et de ce fait mal interprétées dans un premier temps (Costarella, 1987) ;

— le *noyau*, qui forme l'essentiel du massif, est constitué de gneiss acides ou basiques très migmatitisés ; des mesures radiochronologiques témoignent de l'existence de roches précambriennes, sans que leur âge ni leur extension ne puisse être actuellement précisés. Ce socle, déjà migmatitique, est recoupé par des granites préhercyniens (gneiss œillés de Crupillouse ou des Bans, au Sud du massif; Debelmas *et al.*, 1980; Pêcher *et al.*, 1984), puis repris dans un épisode général de migmatitisation surtout intense à l'Est du massif, où affleure largement un granite d'anatexie à cordiérite (granite du glacier Blanc, du glacier d'Arsine).

L'ensemble de ces gneiss est recoupé par de nombreux petits massifs de granitoïdes hercyniens, se partageant géochimiquement en deux groupes : une lignée monzonitique, la mieux représentée (par exemple granites de Turbat-Lauranoure, des Étages, d'Ailefroide), et des granites à deux micas, à relativement forte teneur en Na₂O (granites de

* Barféty (1985), Bravard et Gidon (1979), Gidon (1954), Gilot-Barbieri (1970), Lami (1988), Pêcher (1970), Vernet (1965).

la Bérarde). Les dernières manifestations magmatiques sont représentées par de nombreux filons, acides et surtout basiques ; le dernier épisode volcanique (cortège dolérito-spilitique) annonce le début du rifting triasique.

Sur la feuille Briançon, on ne retrouve que certains éléments du cristallin des Écrins—Pelvoux : des gneiss et des migmatites acides ou basiques, se rattachant aux formations du noyau, et les terminaisons orientales des granites du Combeynot et d'Ailefroide. Ces granites, comme les gneiss, ont souvent été largement repris dans les plis et écaillages alpins de l'Yret—Eychauda, où ils sont complètement mylonitisés.

Gneiss

Tous les gneiss de la région qui affleurent autour et au toit du granite de la crête de l'Yret au Nord, au village des Claux au Sud, appartiennent aux formations du « noyau » : c'est le cas des gneiss migmatitiques biotitiques ou amphiboliques de la région du Peyron des Claux, décrits en détail par C. Gillot-Barbieri (1970). C'est aussi celui des gneiss de la crête de l'Yret. Ils ont été mylonitisés localement, probablement pendant le cycle alpin.

ζδ. **Gneiss amphiboliques.** Ils forment, au Sud-Ouest des chalets de Chambran, l'essentiel de la crête du Peyron des Claux. Il s'agit de gneiss rubanés, avec des alternances d'épaisseur millimétrique à centimétrique de lits leucocrates à quartz + oligoclase, et de lits mélanocrates à hornblende très magnésienne (Gillot-Barbieri, 1970), biotite et/ ou chlorite, et plagioclase (An 20-35) ; les lits sombres prédominent sur les lits clairs. La migmatitisation est dans l'ensemble peu accentuée, et la structure litée peu perturbée par la remobilisation des lits quartzofeldspathiques. Elle peut être localement (partie haute de Coste Vieille) plus intense, avec apparition de bouffées dioritiques imprégnant le gneiss.

Mζ. **Gneiss biotitiques migmatitisés.** Ils forment la base du versant rive gauche de Coste Vieille, et subsistent en couverture du granite sur les hautes crêtes (pic Gardiner, pic de l'Eychauda, feuille Saint-Christophe), atteignant juste la feuille Briançon, à l'Ouest du collet d'Avant-Forant : ici le contact gneiss/granite est bien visible dans le paysage depuis le lac de l'Eychauda. Ils affleurent aussi au Nord du lac de l'Eychauda, au col des Grangettes où, localement très mylonitisés dans les écaillages du pic de l'Yret, ils peuvent devenir difficiles à identifier. Ils correspondent aux « gneiss de la Lavey » (feuille Saint-Christophe), largement représentés dans tout le massif.

Ces gneiss, plus ou moins régulièrement lités, souvent très granitisés, sont à quartz, plagioclase (An 30), feldspath potassique, biotite presque toujours chloritisée; dans les zones les plus migmatitisées, des mobilisats granitiques à cordiérite apparaissent (Peyron des Claux).

ζ^{1-2} . **Gneiss leucocrates.** On a distingué sous cette dénomination une variété des gneiss de la Lavey, qui affleurent du verrou du lac de l'Eychauda jusqu'au col de la Montagnolle. Ces gneiss sont très leucocrates, localement ocellaires, les petits ocelles étant des plagioclases arrondis.

ζ . **Gneiss biotitiques de la crête de l'Yret.** Il s'agit de gneiss biotitiques fins, très analogues aux gneiss de la Lavey, mais avec un degré de mobilisation apparent beaucoup plus faible. Ces gneiss constituent toute la partie supérieure du versant sud-ouest de la crête de l'Yret. Leur mylonitisation tardive (alpine) prononcée s'explique par leur contexte tectonique : ils ne forment pas l'encaissant en place du granite de Séguret (qui affleure dans tout le bas de ce versant), mais ils appartiennent à une unité tectonique indépendante, reposant sur le granite par le biais d'un contact anormal localement jalonné de Mésozoïque.

Granitoïdes hercyniens

$\sigma\gamma^2$; η^2 . **Granite monzonitique de Séguret-Foran.** Terminaison orientale du granite d'Ailefroide, il présente deux faciès.

- Le **faciès grossier** ($\sigma\gamma^2$), identique au faciès commun visible à Ailefroide, affleure sur la feuille Briançon au Nord du village des Claux et à l'Ouest des chalets de Chambran. C'est un granite assez coloré, à grain grossier, parfois à tendance porphyroïde (au Nord des Claux). Il contient du plagioclase automorphe et zoné, à cœur d'oligoclase et à mince liseré périphérique albitique, du feldspath potassique perthitique, du quartz et de la chlorite pseudomorphosant d'anciennes biotites.

- Le **faciès fin** (η^2) représente sans doute un faciès de bordure, analogue à celui qui existe pour le même granite d'Ailefroide plus à l'Ouest, dans la région du Tabuc. Ce faciès, souvent aplitique, parfois rosé, de composition minéralogique très voisine de celle du faciès grossier, forme sur la feuille Briançon toute la partie nord du granite de Séguret ou d'Ailefroide.

Le contact principal entre faciès grossier et faciès fin, qui se situe dans le vallon à l'Ouest du chalet de Chambran, est souvent peu net et difficile à localiser. Une centaine de mètres au Sud du contact principal, le granite fin réapparaît dans un filon de puissance décimétrique recoupant le granite grossier.

Les quelques analyses chimiques disponibles ne montrent pas de différences significatives entre les faciès fins et grossiers : ils sont l'un et l'autre caractérisés par une teneur forte en K_2O et une relativement basse teneur en Na_2O (< 3,65 %), ce dernier caractère permettant de bien discriminer dans le massif les granitoïdes des lignées monzonitiques (à laquelle se rattache donc le granite de Séguret) des lignées sodiques subcalines (cf. notice feuille Saint-Christophe).

$\mu\gamma^1$. **Microgranite de Séguret-Foran.** Ce faciès microgranitique, à mésostase grise parsemée de quartz ronds et de feldspaths potassiques centimétriques automorphes, roses ou plus souvent blancs, forme un petit massif bien individualisé dans le granite de Séguret. Néanmoins, par son chimisme (teneurs relatives en Na_2O et K_2O), ce microgranite ne semble pas se rattacher, comme le granite de Séguret-Foran, à la lignée des granites monzonitiques du massif, mais plutôt à celle des granites albitiques. En particulier, il est tout à fait comparable aux faciès microgrenus du massif du Riéou-Blanc, qui affleurent quelques kilomètres au Sud-Est.

γ^{3-4} . **Granite sombre en enclaves dans le granite de Séguret-Foran.** En se dirigeant vers le Nord du massif de granite de Séguret-Foran, le faciès fin devient progressivement de plus en plus leucocrate, et la texture parfois microgranitique. Dans ces faciès très clairs et très quartzeux apparaissent localement de nombreuses enclaves de taille décimétrique à plurimétrique, sombres et finement grenues, dont les contacts avec l'encaissant sont plus ou moins francs. Sur certains affleurements (par exemple, rive droite du vallon de Chambran, vers l'altitude de 2000 m, ou à la base du verrou du lac de l'Eychauda), elles peuvent être plus abondantes que leur matrice leucogranitique.

Ce « mélange » entre termes sombres et termes très leucocrates rappelle beaucoup, à l'affleurement, les associations granite-vaugnélite ou granite-diorite observées dans certains massifs granitiques de l'Ouest du massif (granite du Rochail et granite du Péou de Saint-Maurice ; Barféty, 1989). Néanmoins, les termes sombres sont ici moins basiques, à oligoclase, chlorite, quartz et feldspath potassique (et rare amphibole dans les enclaves les plus sombres), et sont équivalents par leur chimisme au granite gris du Bourg (feuille Saint-Christophe).

γ^{1-2} . **Granite du Combeynot.** Les affleurements s'y rapportant ne sont visibles qu'au Sud du Casset, en rive gauche du torrent du Grand-Tabuc dans les contreforts orientaux des Têtes de Sainte-Marguerite (sommet situé sur le 1/50 000 Saint-Christophe-en-Oisans). Ils font partie de la bordure sud-est du complexe subvolcanique du Combeynot, peut-être de type « complexe annulaire » (Costarella, 1987) constitué de formations volcaniques et volcano-détritiques, d'un réseau filonien microgranitique à rhyolitique très dense, de deux unités granitiques disposées concentriquement et de filons doléritiques tardifs.

Le granite affleurant au niveau des Têtes de Sainte-Marguerite appartient à l'unité granitique centrale du Combeynot. Il est bicolore rose et vert, à gros grain, sans orientation particulière ni fluidalité, et contient du quartz automorphe (38 % de la roche), deux feldspaths alcalins (environ 60 %) avec dominance du microcline rose à lie-de-evin sur l'albite vert opalin, une chlorite interstitielle vert sombre (moins de 5 %) provenant de la destruction d'un mica coloré, et des minéraux accessoires : zircon, magnétite, apatite et allanite.

C'est un granite à caractère potassique très marqué, ce qui le différencie des autres granites du massif, alumino-potassiques ou monzonitiques.

Les caractéristiques pétrographiques, la séquence de cristallisation et la typologie des zircons de ce granite sont compatibles avec celles des granites subsolvus des complexes annulaires des provinces alcalines. La géochimie des éléments majeurs, marquée par une très faible teneur en Na_2O témoignant du fractionnement très poussé du feldspath alcalin, celle des éléments en traces et les profils de terres rares, sont analogues à ceux des granites à biotite de ces complexes. Il s'agirait des termes ultimes de la différenciation d'une lignée hyperalumineuse de type intraplaque, traduisant un environnement de distension.

Son âge pourrait être stéphano-permien, mais il n'existe pas de datations précises. Des âges obtenus sur chlorite, donnant 266 ± 7 Ma (méthode Rb/Sr) et 75 ± 7 Ma (méthode K/Ar), sont trop jeunes. Ils ne sont pas caractéristiques de sa mise en place mais traduisent l'influence de l'orogène alpin (Costarella, 1987).

Filons

Tout le massif cristallin des Écrins—Pelvoux est lardé de filons divers, acides ou basiques (Laurent, 1992). Sur la feuille Briançon, il en existe quelques uns d'extension limitée et de puissance faible dans la zone de Coste Vieille (Sud-Ouest des chalets de Chambran).

pn. Rhyodacites. Les filons de rhyodacite et de microdiorite quartzique sont assez abondants dans l'Est du massif, dans la vallée des Bans, et juste à l'Ouest de la limite de la feuille Briançon, au Peyron des Claux. Sur la feuille Briançon, il n'en a été retrouvé qu'un seul, de puissance métrique, à la base de l'éperon rive gauche de Coste Vieille.

ε. Diabases. Cette roche compacte, gris-vert sombre, aphanitique, forme les filons les plus puissants et les plus continus du massif. Sur la feuille Briançon, il en existe plusieurs de petite taille en rive gauche de Coste Vieille, recoupant les gneiss, et en rive gauche du ravin de Séguret-Foran, recoupant le granite.

Trias

tQ. Grès et arkoses (ou conglomérats) de base (Trias moyen-supérieur). Des conglomérats, des arkoses ou des grès sont les plus anciens dépôts sédimentaires reposant sur le socle dauphinois. Ils sont rapportés au Trias moyen à supérieur (datation dans le massif des Aiguilles-Rouges). L'épaisseur de ces dépôts, qui empâtent une paléomorphologie, est variable. Ils sont bien représentés au Roc de la Montagnolle, immédiatement à l'Est du col des Grangettes, près du lac de l'Eychauda où ils atteignent l'épaisseur inhabituelle de 15 m,

avec, de bas en haut : un grès grossier ou microbrèche à éléments cristallins anguleux centimétriques, puis carbonatés décimétriques (épaisseur : 1 à 2 m) ; et des bancs de grès classés, d'abord grossiers, puis de plus en plus fins et passant à des pélites vers le haut (épaisseur : 12-13 m). Cette formation, de couleur blanche ou brune, correspond à des dépôts fluviatiles.

tD. Dolomies, argilites versicolores, grès bruns (Trias supérieur).

Dans les limites de la feuille Briançon, les dépôts carbonatés triasiques de la zone dauphinoise ne sont représentés que par des affleurements minuscules de dolomies rousses ou jaunes, isolés ou à l'état de lentilles dans les schistes jurassiques et/ou éocènes (lames tectoniques ou olistolites?). La seule coupe bien développée est celle du Roc de la Montagnolle (30 m). Elle comporte :

- des dolomies (5 m), d'abord bréchiques, puis finement détritiques, blanches ou grises, avec des pseudomorphoses de gypse. De rares niveaux de lumachelles indiquent de brèves incursions marines ;
- pélites brun-noir ou noires, avec intercalations gréseuses (1 m) ;
- dolomies (12 m environ) en alternances sombres et claires (tapis algaires), avec niveaux de brèches (nodules calcaires). L'assise se termine avec un horizon graveleux à oïdes ;
- deux niveaux de calcaires gris, l'un épais de 1,50 m et l'autre de 5 m, intercalés de schistes noirs et séparés par un niveau de dolomies claires (0,30 m) ;
- alternance de calcaires et dolomies (5 m) intercalés de lits argilitiques. Stromatolites et oïdes dans les carbonates ;
- dolomies micritiques massives (5 m) recoupées de filons clastiques de calcaires noirs cristallins (calcaires « moirés ») ;
- pélites noires bréchiques (0,25 m) ;
- calcaires noirs cristallins (3 à 4 m) ;
- pélites noires avec un banc de grès brun et un banc dolomitique ;
- (contact anormal).

Sur la feuille voisine (Saint-Christophe-en-Oisans), une succession comparable est directement ravinée par les calcaires du Lias inférieur. La série tD du Roc de la Montagnolle peut être rapportée au Trias supérieur, sans certitude.

tβ. Spilites, basaltes en coulées ou remaniés (Trias supérieur). Basaltes vert foncé à noirs, parfois vacuolaires, à structure microlitique (albite, chlorite, hématite, calcite), en association avec des argilites versicolores rouges, vertes ou violettes. La déformation est forte et les relations avec les couches dolomitiques sous-jacentes sont peu visibles. Affleurements limités au cœur des replis anticlinaux : vallon du Grand-Tabuc ou vallon de la Montagnolle sous la Croix de Cibouit.

Jurassique

lc. **Calcaires lités (Lias inférieur)**. Dans le vallon de Chambran (crête de l'Yret, cascade de Chambran), pincée entre deux panneaux de socle de nature différente, une formation rappelant le Lias des zones externes est constituée d'une alternance métrique de calcaires sombres zonés, parfois à patine rousse, contenant de rares bélemnites, et de schistes noirâtres (Sinémurien—Carixien?). Leur succèdent des marnes noires à petits nodules pyriteux hébergeant des blocs de socle ou de calcaire (cascade de Chambran : Lias schisteux ou Callovo-Oxfordien ?), non distinguées sur la carte.

lj. **Calcaires biodétritiques (Lias? ou Lias—Dogger?)**. Des calcaires biodétritiques et des calcaires gréseux pouvant passer à des grès ou à des quartzites de teinte claire sont regroupés dans ce seul terme. Épaisseur inférieure à 20 m.

La présence de rares ammonites en rive gauche du Grand-Tabuc et aux Têtes Sainte-Marguerite (feuille Saint-Christophe) : *Arnioceras* sp., zones à *Semicostatum* et à *Obtusum*, indique le passage Sinémurien—Lotharingien.

Dans les coupes les plus complètes (base de la crête de Cibouit) on trouve, au-dessus des spilites, des calcaires bleu-noir fins, en bancs décimétriques à joints schisteux et aspect noduleux (Hettangien—Sinémurien?), suivis de calcaires à cherts, à bélemnites, entroques et à grains de quartz, surmontés de grès clairs massifs à stratifications obliques (Carixien—Domérien?). Cette succession de faciès et la faible épaisseur évoquent les coupes des Trois-Évêchés {cf. Barbier *et al.*, 1976) où les grès quartziques sont datés du Domérien.

j1. **Calcaires gréseux et calcschistes (Bajocien?)**. Dans les coupes du vallon du Grand-Tabuc, le sommet des calcaires liasiques est couronné par un hardground et surmonté de calcaires fins, blonds, à *Cancellophycus* (quelques centimètres à quelques mètres).

j2-4. **Marnes noires (Bathonien—Oxfordien inférieur)**. Une formation relativement épaisse (100 à 200 m) de calcschistes et marnes noires à nodules pyriteux, débute par de petits bancs calcaires ou calcaires gréseux bruns et devient de plus en plus argileuse vers le haut. Elle contient des *Phylloceras* mais aussi *Reineckeia anceps* (Callovien) (rive gauche du Grand-Tabuc). Le même faciès a été daté sur la feuille Saint-Christophe (lac de l'Eychauda) par *Jeanniticeras* sp. et *Soxverbyceras tortisulcatum* (formes du Callovien).

jc. **Calcaires clairs (Jurassique supérieur?)**. En un point, en rive gauche de la pincée sédimentaire dite de Coste Vieille, au Sud-Ouest de Chambran, la surface du socle, corrodée et rubéfiée, avec des poches de grès, est enduite de placages de calcaires fins gris ou rouge vif. Ces sédiments, de quelques centimètres d'épaisseur, peuvent s'in-sinuer dans les fissures du socle (filons synsédimentaires). Malgré

l'absence de datation directe, on peut comparer ces affleurements à ceux des Rochers Rouges du Pelvoux attribués au Callovo-Oxfordien (Barféty *et al.*, 1986).

Éocène—Oligocène

Le Nummulitique est constamment représenté par ses trois termes classiques, soit, de bas en haut : calcaires massifs dits « Calcaires à nummulites », marnes noires ou « Marnes à globigérines » et grès alternant avec des schistes noirs ou « Grès du Champsaur » de faciès flysch. Le bas de la série commence, en principe, avec l'Éocène moyen-supérieur et son sommet ne dépasse pas la limite Oligocène inférieur/Oligocène supérieur (Ravenne *et al.*, 1987).

eN. Calcaires à nummulites (Bartonien?—Priabonien). Le Nummulitique de la zone dauphinoise entre Le Monétier-les-Bains et Vallouise repose partout directement sur le socle cristallin. Il comporte de bas en haut :

— un conglomérat calcaire remaniant les éléments du socle, discontinu, épais de zéro à quelques mètres, présent surtout au Sud de l'Yret ;

— les calcaires à nummulites *s.s.*, formant une corniche de calcaires clairs massifs, bien repérable par sa continuité. Ils s'épaississent de 1 à 20 m à partir du vallon de Chambran en allant vers le Sud. Les meilleures coupes donnent la succession suivante de bas en haut : calcaires gréseux, puis calcaires très argileux avec passées de calcaires à débris algaires, puis un niveau massif (10 m) de calcaires à algues associées à des débris de nummulites, de discocyclines et d'échino-dermes.

Les nummulites sont visibles partout et parfois très abondantes (prés les Fonts, sommet de l'Yret, Chambran), représentées surtout par *N. garnieri* (non caractéristique d'un étage) et plus rarement par *N. fabianii* du Priabonien. L'âge exact de la base de la formation peut être toutefois un peu plus ancien (nummulites du Bartonien trouvées plus au Sud; Lami, 1988).

e7. Schistes noirs à globigérines (Priabonien?). Marnes à foraminifères planctoniques, comportant par endroits une bonne proportion de quartz. Épaisseur : de quelques mètres à 20-30 m. Aux endroits où l'épaisseur de l'ensemble des calcaires à nummulites et des schistes à globigérines était trop mince pour permettre de les représenter séparément, la notation e7 regroupe les deux formations (par ex., sur le versant ouest de la Croix de Cibouit).

Les schistes noirs à globigérines ont souvent subi des étirements et des bourrages tectoniques, si bien que la signification exacte des divers fragments de roches variées (cristallin, dolomies, calcaires, brèches) qu'ils contiennent, n'est pas claire. Ces « blocs », très hétérogènes, de dimension métrique à décamétrique ou hectométrique, souvent lenticulaires, pendant longtemps considérés comme des écailles

tectoniques, pourraient être des olistolites ; ce que semblent démontrer les enduits de grès ou les brèches parfois visibles à leur surface (Cibouit, Yret; Bravart et Gidon, 1979).

e7G. « **Grès du Champsaur** » : **flysch gréseux (Priabonien? — Oligocène inférieur?)**. Alternance de bancs de grès brunâtres et de marnes développée sur une grande épaisseur, partiellement tronquée par le chevauchement de la zone subbriançonnaise. Cette formation atteint quelques centaines de mètres.

Les grès sont à patine brune. Ils sont massifs, à grain fin ou grossier et organisés en bancs épais de plusieurs mètres parfois. Ils sont souvent granoclassés, avec des figures de « slumps », des chenaux, des biseaux, et des galets mous, caractéristiques des turbidites. Les marnes, micacées et finement détritiques, se répartissent en lits décimétriques à métriques ou en passées plus épaisses de plusieurs dizaines de mètres. Quelques failles synsédimentaires ont été repérées, qui affectent les calcaires et qui sont scellées par le flysch (Peyron des Claux; Lami, 1988).

eO. **Olistostrome et schistes à blocs (Éocène supérieur?—Oligocène inférieur?)**. Au sommet des grès, très localement, apparaissent des schistes noirs contenant des blocs (grès, calcaires), évoquant les olistostromes des zones internes et visibles sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur (rive gauche du vallon de Chambran).

*ZONE SUBBRIANÇONNAISE**

La zone subbriançonnaise ne comporte pas d'affleurement de socle cristallin.

Trias

Le Trias subbriançonnais est limité à des affleurements discontinus, soit sous la forme de lames tectoniques, soit au cœur de replis anticlinaux. Ce sont des dolomies parfois altérées en cargneules ou des gypses, visibles surtout entre le Casset et les Neyzets.

tD ; tK. **Dolomies claires ou jaunes et argilites (Trias moyen-supérieur) ; cargneules**. Dolomies blanches ou grises, parfois bréchiques, coupées de quelques bancs de calcaires gris, surmontées de dolomies jaune paille à interlits d'argilites vertes, jaunes ou noires. Puissance : 20 à 30 m au total. Les meilleurs affleurements se trouvent au bois du Casset, dans le ravin de Corvaria et sur la crête des Neyzets. Il n'existe aucune datation. Le contact avec les termes sus-jacents du Jurassique moyen est observable en rive droite du Grand-Tabuc et aux Neyzets.

* Barbier (1963), Barféty (1968), Chenet (1978), Debelmas (1956, 1961a,b), Mercier (1977).

tG. **Gypses.** Les gypses sont présents, en position de semelle tectonique à la base de l'unité subbriançonnaise externe, au Sud du Casset ou entre les deux unités, ainsi dans le haut du ravin de Corvaria au lieu-dit le Bachas où on repère aussi plusieurs entonnoirs de dissolution (attestant de l'extension du gypse en profondeur). D'autres minuscules pointements se situent entre le sommet des calcschistes (c-e) et le flysch noir (ravin du Loup et Nord de la Cucumelle). Des exploitations existaient autrefois au Casset et au Monétier.

Jurassique

jm; jmBr. « **Calcaires de Vallouise** » : **calcaires biodétritiques gris ou roux (Bajocien supérieur—Bathonien) ; brèche.** L'ossature principale du Subbriançonnais est due à une série de calcaires sombres, zoogènes ou biodétritiques, se débitant souvent en plaquettes (*jm*) et parfois couronnés d'une brèche (*jmBr*). L'ensemble peut atteindre 60-80 m de puissance mais présente des variations stratigraphiques de faciès et d'épaisseur en plus des réductions tectoniques. Ils ont été appelés « Calcaires de Vallouise » par P. Termier (1903), car les meilleures localités pour les étudier sont en effet Puy-Aillaud et Puy-Saint-Vincent près de Vallouise. Ils donnent aussi des reliefs bien individualisés dans la crête des Neyzets et au Nord du Monétier, au-dessus de la route du col du Lautaret, mais la déformation y est plus accentuée.

La succession comporte généralement, du bas vers le haut, en contact stratigraphique direct au-dessus des dolomies triasiques :

— calcaires plaquetés ou feuilletés à patine sombre, microbréchiques surtout à la base (à grains dolomitiques), zoogènes ou lumachelliques puis à ooïdes ou pisoïdes. Vers le bas, la présence de lits calcschisteux ou de bancs brun rougeâtre donne une patine générale roussâtre caractéristique (20-30 m). Des niveaux à polypiers ont fourni, à quelques mètres au-dessus du Trias, *Cladophyllia radiata*, caractéristique du Bajocien supérieur—Bathonien ;

— calcaires massifs en barres de 15-20 m d'épaisseur séparées par des niveaux plus calcschisteux métriques : calcaires fins à débris de lamellibranches, échinodermes, ooïdes surtout vers le haut. À Puy-Aillaud, ils passent au sommet à des calcaires argileux à posidonies ;

— brèche de 4 à 8 m d'épaisseur, à ciment calcaire et à éléments carbonatés dont la taille peut atteindre plusieurs décimètres. Cette brèche surmonte les « Calcaires de Vallouise » au Sud du Monétier (ravin de la Selle) et au Nord des Claux; elle est distinguée sur la carte par une surcharge (*jmBr*). On peut la considérer comme l'équivalent latéral de la « Brèche du Télégraphe » définie en Maurienne, d'âge dogger supérieur ou malm inférieur.

jm-s. **Microbrèches brunes, schistes noirs et versicolores (Callovien—Oxfordien inférieur).** Cette formation, peu épaisse, est considérée comme l'équivalent des « Terres noires » dauphinoises. C'est un niveau

d'érosion facile. Elle est visible sur le versant ouest de la crête des Lauzières au Sud du Monétier (40-50 m), ainsi qu'au Sud du col de l'Eychauda et à Puy-Aillaud. Elle comporte :

— à la base, des microbrèches ou des brèches brunâtres et des petits bancs de grès roux, parfois granoclassés, intercalés de calcschistes gris-noir (4-5 m) avec empreintes d'ammonites de grande taille, indéterminables, à Puy-Aillaud (Callovien ?) ;

— au-dessus, des schistes argileux noirs, luisants et fissiles avec des passées plus marneuses, intercalés de schistes versicolores (torrent des Avarsines).

js. Calcaires fins à cherts (Malm supérieur—Néocomien inférieur).

Calcaires massifs clairs à cherts associés à des calcarénites et des calcschistes rouges et verts affleurant de manière discontinue (30-40 m d'épaisseur au plus). La faune comporte des radiolaires, des globigérines, des spicules, parfois des *Saccocomidae* et, dans le haut des coupes, des calpionelles donnant un âge Tithonien supérieur—Berriasien (Sud du col de l'Eychauda).

Crétacé—Paléocène

n-c; n-cBr. **Calcarénites (Néocomien supérieur—base du Crétacé supérieur) ; « Brèches de L'Argentière » (Albien—Cénomanién).** Calcarénites brunâtres en bancs de 10-30 cm, bien stratifiées, alternant avec des calcschistes gris (50 m environ ; crête de la Lauzière). Intercalations de bandes siliceuses et de niveaux de schistes verts et rouges (Cucumelle). Cette formation passe en continuité aux calcschistes sénoniens—paléocènes. Son âge est incertain.

Très localement, entre calcaires à cherts et calcschistes se place un niveau de brèches (n-cBr), équivalent des « Brèches de L'Argentière » qui ont été définies sur la feuille Guillestre (Debelmas et Lemoine, 1966) où elles sont intercalées dans des schistes noirs et des calcschistes. Ces brèches contiennent des éléments de socle cristallin (rares), de quartzites, de dolomies et de calcaires du Trias, du Dogger et du Malm; elles ne sont présentes que dans l'unité supérieure subbriançonnaise. On les attribue à l'Albien—Cénomanién.

c-e. Calcschistes planctoniques (Crétacé supérieur—Paléocène).

Épaisse formation, autrefois appelée « Marbres en plaquettes », de calcschistes très plissotés de teinte beige, grise ou ocre, avec quelques passées violettes et vertes. Les foraminifères planctoniques sont très déformés et difficiles à déterminer. Sur la feuille Guillestre, la formation est attribuée au Campanien—Paléocène.

À la base, en certains secteurs, existent des calcarénites en bancs épais jusqu'à 30 cm (Sénonien inférieur?).

Éocène—Oligocène

eF. « **Flysch noir** » : **schistes noirs et grès bruns (Éocène moyen-supérieur à Oligocène)**. Schistes noirs à gris verdâtre avec de petits bancs centimétriques de calcaires gréseux bruns et quelques bancs de grès plus grossiers ou de conglomérats. Ce « flysch noir » n'est pas daté dans la zone subbriançonnaise. Son épaisseur est difficile à évaluer à cause de la déformation. Il passe à la formation suivante.

eO. **Olistostrome**. Schistes noirs avec intercalations de schistes siliceux verts et rouges, de bancs silteux manganésifères noirs, de lentilles de grès, avec les caractères d'un olistostrome. L'ensemble évoque le complexe de base du flysch à helminthoïdes de l'Embrunais.

Le contact des deux ensembles eF et eO paraît très tectonisé et souligné par des lames de gypse et de terrains briançonnais divers (au ravin du Loup, Cucumelle, Le Monétier, vallée de Chambran), mais il pourrait aussi bien avoir été stratigraphique à l'origine (olistostrome).

ZONE BRIANÇONNAISE

*Houiller**

Le Houiller briançonnais affleure largement sur la moitié occidentale de la feuille où il constitue la partie basale des nappes briançonnaises externes. C'est un ensemble puissant et relativement monotone, composé de conglomérats polygéniques, de grès feldspathiques micacés, de pélites sombres et de couches d'anthracite, injecté de sills et dykes de roches éruptives microgrenues. Le matériel détritique grossier est composé de galets de taille inférieure au décimètre : (1) de quartz polycristallin d'origine filonienne ; (2) de roches paradérivées (gneiss, schistes, quartzites) du métamorphisme antéalpin polyphasé, issues d'un vieux socle cristallin et de sa couverture anté-namurienne ; et (3) de roches éruptives microgrenues.

Sur la feuille Briançon, trois formations superposées et d'extension inégale peuvent être distinguées de bas en haut.

h3C. « **Formation de Cristol** » : **conglomérats, grès grossiers (Namurien ?)** (épaisseur : jusqu'à 400 m). Elle apparaît au cœur de la structure anticlinoriale bois des Ayes—Briançon—Porte de Cristol et affleure très largement vers le Nord (feuille Névache).

La Formation de Cristol se caractérise par une succession de séquences élémentaires positives (grano- et stratodécroissantes), d'épaisseur déca- ou pluridécamétrique, où prédominent les termes conglomératiques et gréseux grossiers, mal triés, à stratifications en auge.

* Brousmitche-Delcambre *et al.* (1995), Fabre *et al.* (1953), Feys (1963), Gréber (1965), Gréber et Feys (1952), Mercier et Beaudoin (1984, 1987), Piantone (1980).

Les faciès fins y sont peu représentés et les quelques minces couches de charbon reposent le plus souvent directement sur les grès, par l'intermédiaire d'un sol à racicelles. L'emboîtement des corps gréseux à section lenticulaire (chenaux) apparaît nettement à l'échelle de l'affleurement. Les mesures de paléocourants donnent un sens d'écoulement SSW vers NNE. Ces séquences caractérisent un environnement fluvial amont, de type rivière en tresse.

La Formation de Cristol, qui n'a livré que de rares *Calamites*, n'est pas datée.

h3-4a. « **Formation du Chardonnet** » : **conglomérats, grès micacés, pélites, anthracite (Namurien—Westphalien A)** (environ 1 000 m). Définie plus au Nord en rive gauche de la Guisane (feuille Névache), la Formation du Chardonnet constitue la totalité des terrains houillers productifs de la région de Briançon. Elle est datée du Namurien—Westphalien A par une flore abondante (déterminations C. Brous-miche-Delcambre, R. Coquel et J.P. Laveine), comprenant un fonds commun à nombreuses lycophytes et arthropytes équisétales, *Karinopteris acuta*, *Neuralethopteris schlehanii*, *Pecopteris plumosa*, *Sigillaria elegans*, auquel se superposent deux ensembles de plantes, l'un à affinités namuriennes, l'autre d'affinités westphaliennes.

C'est sur cette base, et aidé de critères sédimentologiques, que les deux étages ont été distingués cartographiquement (h3 et h4a) ; mais les limites sont bien entendu imprécises et sont susceptibles de modifications ultérieures en fonction des découvertes paléobotaniques*.

h3. **Namurien** (300 à 400 m). Sur la feuille Briançon, les couches namuriennes paraissent n'affleurer que sous la 3^e écaïlle (secteur situé au Nord de la Guisane, bois du Prorel, etc.) et ses digitations où elles montrent, par rapport à celles de la Formation de Cristol, un développement relatif des grès à stratifications planes obliques ou en auge (ils présentent alors une couleur grise ou violacé sombre caractéristique), des grès fins micacés à laminations planes et à rides ainsi que des pélites charbonneuses. Ces faciès traduisent l'existence d'un réseau de chenaux anastomosés, encombrés de barres sableuses, à maille lâche permettant l'accumulation par place de la matière végétale.

Une flore diversifiée a été récoltée en de nombreux gisements groupés principalement autour du Mélézin, de Puy-Saint-Pierre, de Puy-Richard, du col de l'Ouïe, du pic du Longet, du Freyssinet et du col de Buffère. Elle comprend, outre les espèces déjà signalées : *Alethopteris lonchitica*, *Alloiopteris quercifolia*, *Eusphenopteris hollandica*, *Karinopteris acuta* forme laciniée prédominante, *Sphyropteris grandifolia* et *Zeilleria rhodaeformis*.

* Des travaux récents (Brous-miche-Delcambre *et al.*, 1995), effectués postérieurement au dessin de la carte, montrent en effet que cette distinction doit être nuancée, en particulier dans la région au Sud de Briançon où la série houillère débute au moins dans le Namurien B supérieur, mais où aucune preuve formelle ne démontre qu'elle se poursuit jusque dans le Westphalien A inclus.

Le Namurien renferme de nombreuses veines de charbon dont certaines ont donné lieu à une multitude de grattages ou à quelques exploitations semi-industrielles (mines de la Tour, des Éduits, du Freyssinet et de Pierre-Grosse). Sur les versants des vallées, ces terrains sont particulièrement instables et sujets à des glissements en masse (bois des Ayes, Grand bois du Villard, bois du Prorel, les Pananches, etc) ; en altitude, ils sont propices à l'installation de tourbières.

h4a. Westphalien A (400 à plus de 600 m). Le passage du Namurien au Westphalien est continu. Les séquences élémentaires, toujours positives et pluridécamétriques, sont marquées par leur grande régularité latérale et l'importance croissante des faciès fins de levée et de plaine d'inondation : grès fins et siltites à laminations horizontales, rides grimpantes, laminations convolutées, sols de végétation à *Stigmaria* et troncs debout fréquents, charbon en couches souvent métriques. À la crête de la Benoîte, quelques intercalations argilitiques d'origine lacustre ont livré des *Leaia*. Ces séquences traduisent l'installation au Westphalien inférieur d'une vaste plaine alluviale subsidente, drainée par des rivières anastomosées délimitant des dépressions humides ou lacustres favorables aux dépôts phytogènes. La dispersion des mesures de paléocourants témoigne d'une plus grande sinuosité des rivières qui s'écoulent toujours vers le Nord.

Ces couches renferment en abondance *Karinopteris acuta* forme opulente dominante et *Neuralethopteris schlehanii*, associés à *Alethopteris decurrens*, *Corynepteris essinghii*, *Eusphenopteris obtusiloba*, *Karinopteris* cf. *dernoncourtii*, *Pecopteris pennaeformis* et *Zeilleria frenzlii*.

Dans les niveaux les plus élevés sous la 2^e écaille : vallée de la Durance au Sud de Briançon (Queyrières, Clot de la Rama, le Villaret, Villard-Saint-Pancrace, ravin de la Sagne du Loup, etc.) et Rocher des Gardéolles près de Villard-Laté, des pinnules de *Paripteris gigantea* (forme *gigantea* et f. *linguaefolia*) voisinent avec les espèces précédentes ; ce sont ces niveaux qui, dans les travaux antérieurs, ont été datés à tort du Westphalien C (« Assise de la Madeleine » *auct.*).

Les couches d'antracite du Westphalien A ont fait l'objet d'innombrables exploitations paysannes (Saint-Martin-de-Queyrières, Villard-Saint-Pancrace, Puy-Saint-André, etc.) ou semi-industrielles (mines de la Combarine et de la Benoîte).

Le Westphalien supérieur (D) et le Stéphanien inférieur (« Assise de Tarentaise » *auct.*), connus plus au Nord (feuille Névache et au-delà), ne sont pas représentés en Briançonnais.

h5Cg. « Formation du Rocher du Loup » : conglomérats, grès feldspathiques, pélites (Stéphanien moyen ?) (400 m). La Formation du Rocher du Loup est définie à l'Est du col de l'Oule où elle offre la meilleure coupe et montre deux mégaséquences positives, constituées chacune par l'empilement de bancs métriques à décamétriques de

conglomérats quartzeux et de grès feldspathiques grossiers à patine beige et à grandes stratifications en auge ; dans la partie supérieure de ces séquences s'intercalent des grès micacés lie-de-vin et des pélites grises. De telles séquences caractérisent un milieu fluvial de type rivière en tresse.

Cette formation, qui semble caractériser la 3^e écaille, repose sur le Namurien qu'elle ravine (pic du Longet) et même jusque sur les conglomérats de la série de Cristol au Sud (chalets des Ayes). Son absence dans les synclinaux du Grand-Aréa et de la Tête Noire est à attribuer à des érosions antérieures au dépôt du « Verrucano ». Elle n'est pas datée, mais par analogie avec l'« Assise de Courchevel » *auct.* définie en Tarentaise (feuille Moûtiers), un âge stéphanien moyen peut être proposé. Cette reprise du détritisme grossier dans la zone houillère briançonnaise est classiquement attribuée aux mouvements asturiens.

$\mu\gamma^3$; $\mu\eta^3$. **Roches magmatiques (volcanites) intrusives : microgranites ; microgranodiorites et microdiorites (Stéphanien à Permien?).** Roches microgrenues porphyriques intrusives dans les formations houillères (série du Rocher du Loup exceptée) sous forme de sills, d'épaisseur métrique à décamétrique, ou plus rarement de dykes. Les sills sont à l'origine d'un métamorphisme thermique qui se développe aux épontes et dans les enclaves, cokéfiant le charbon et, dans les zones où les intrusions sont nombreuses, transformant les grès et pélites en cornéennes à biotite et chlorite (crête de la Benoîte). Ils se mettent le plus souvent en place à la faveur des couches de houille.

- Les **microgranites** ($\mu\gamma^3$) se concentrent essentiellement dans les niveaux les plus inférieurs du Houiller. Ils présentent une structure porphyrique typique : glomérophyres de plagioclase (An 5-12) en phénocristaux automorphes, quartz rhyolitique corrodé millimétrique et paillettes altérées de biotite dans une mésostase microgrenue quartzo-feldspathique. Leur composition (tabl. 1) les situe dans le domaine des rhyolites ($\text{SiO}_2 > 70\%$) ; la tendance hyperalumineuse actuelle serait liée à l'altération de la roche.

De beaux exemples de « sill » de microgranite s'observent à la crête de l'Échaillon au Nord de Cristol, ainsi qu'à la mine des Éduits et sur la route du col du Granon, au-dessus de Villard-Laté, au premier lacet de la route.

- Les **microgranodiorites** et les **microdiorites** ($\mu\eta^3$) se sont préférentiellement mises en place dans les parties hautes de la série (Westphalien inférieur) où leur développement peut être spectaculaire. Ainsi, le sill du ravin de la Sagne du Loup au Nord-Est de Puy-Saint-André atteint une puissance de 30 m ; c'est vraisemblablement le même que l'on retrouve dans les environs de Sachas (au Sud-Ouest de Puy-Saint-André), et, en rive gauche de la Durance, au Rocher de la Verne (le Villaret) entre Prelles et Villard-Saint-Pancrace. Ces roches montrent une texture porphyrique, plus rarement microlitique ou

Éléments majeurs

	Granophyes	Microgranites	Microgranodiorites	Microdiorites	Dolérites(*)	Cumulats
SiO ₂	76,45 (1,91)	69,99 (1,74)	62,33 (0,62)	57,37 (1,88)	50,60 (2,16)	50,99 (4,04)
Al ₂ O ₃	13,37 (0,65)	15,60 (0,52)	17,01 (0,27)	18,80 (0,66)	15,95 (1,06)	16,91 (0,48)
Fe ₂ O ₃ tot.	0,95 (0,56)	2,30 (0,63)	5,14 (0,49)	7,02 (0,69)	8,68 (0,94)	9,77 (0,55)
MnO	0,01 (0,01)	0,09 (0,04)	0,13 (0,03)	0,15 (0,04)	0,17 (0,03)	0,22 (0,06)
MgO	0,39 (0,34)	0,84 (0,25)	2,55 (0,88)	3,14 (0,57)	7,35 (3,09)	5,61 (1,07)
CaO	0,97 (0,81)	1,52 (1,30)	2,10 (1,36)	3,76 (1,33)	5,85 (2,19)	4,34 (1,66)
Na ₂ O	6,01 (1,43)	3,84 (0,55)	5,14 (0,83)	3,96 (1,22)	3,72 (0,96)	4,96 (1,96)
K ₂ O	0,86 (0,98)	2,43 (0,41)	1,58 (0,45)	1,92 (1,05)	0,65 (1,21)	1,32 (0,77)
TiO ₂	0,11 (0,06)	0,23 (0,06)	0,42 (0,05)	0,58 (0,06)	0,82 (0,06)	0,82 (0,14)
P ₂ O ₅	0,04 (0,02)	0,87 (0,01)	0,16 (0,03)	0,18 (0,05)	0,13 (0,02)	0,13 (0,03)
P. feu	0,88 (0,51)	2,59 (0,74)	2,67 (0,42)	3,83 (1,07)	6,23 (1,07)	4,87 (2,02)
Total	100,04	100,30	99,23	99,71	100,15	99,90
Q	34,93	33,71	16,87	11,37	0	0
Or	5,08	14,35	9,51	10,93	3,84	7,80
Ab	50,85	32,49	43,07	34,60	31,47	41,97
An	4,55	6,95	10,11	17,71	24,90	19,97
COR	0,88	4,10	3,17	2,57		
Di					2,64	0,57
Hy	2,57	2,92	9,82	13,73	25,71	8,06
Ol					0,38	10,03
Ap	0,09	0,21	0,37	0,44	0,30	0,30
Il	0,20	0,43	0,79	1,10	1,55	1,55
Mt		1,60	2,29	3,08	2,34	3,81
D.I.	90,86	80,55	69,45	56,90	25,31	49,77
S.I.	4,80	8,97	18,35	20,50	37,63	27,08
FeO*/MgO	2,19	2,46	1,81	2,00	1,06	1,57
n	4	7	10	31	4	8

(...) = écart standard n = nombre d'analyses

(*) Les dolérites ne sont pas représentés sur la feuille Briançon mais sur Névache, en un point

Éléments incompatibles

	Microgranites		Microgranodiorites			Microdiorites						Dolérites (*)		Cumulats				
	10F1	7D8	3Q27	6B5b	6C3b	2R11c	4T4b	3Q4	2R2	2R18	3S10	4R6	4S10	7N1	8M1	3Q30a	11P10	11P14
Ni	3	3	6	6	5	3	5	18	3	6	6	6	6	8	190	3	5	7
Co	1	1	7	11	6	14	12	11	11	16	20	12	20	15	43	15	21	21
Cu	2	1	4	4	4	5	5	6	8	11	23	6	23	32	28	9	7	2
Cr	3	9	25	6	6	7	7	6	7	20	22	13	22	125	683	7	6	7
Zn	37	25	55	120	92	63	118	84	185	85	79	101	79	95	105	107	244	355
V	5	33	60	93	57	123	100	108	100	198	225	167	225	200	238	225	192	185

Tableau 1 - Analyses chimiques des volcanites intrusives dans le Houiller briançonnais (d'après Piantone et Vatin-Pérignon, inédit). Analyses effectuées à l'institut Dolomieu en 1981

fluidale : phénocristaux automorphes de plagioclase et hornblende en amas glomérophyriques, quartz rhyolitique résorbé, titanomagnétite, apatite, zircon, rutile, pyrite dans une mésostase quartzo-feldspathique, enclaves homœogènes (cumulats) à plagioclases cimentés par une mésostase chloriteuse.

La composition des microgranodiorites et des microdiorites est respectivement dacitique à intermédiaire (tabl. 1). Le métamorphisme alpin y a développé, dans le faciès schistes verts, des paragenèses à lawsonite, pumellyite, prehnite, albite, mica blanc, chlorite et sphène.

Les dolérites, connues sur la feuille Névache, n'ont pas été observées dans la région de Briançon. À Villeneuve-la-Salle, au lieu-dit le Bessey, en rive droite du torrent de la Pisse, une roche basique à texture doléritique intersertale, à glomérophyres de minéraux ferromagnésiens chloritisés et calcitisés et plagioclases illitisés, apparaît en deux points au sein du Houiller dans des conditions de gisement peu claires (non figuré sur la carte).

Ces roches intrusives possèdent un caractère calco-alkalin bien marqué. Elles résulteraient de processus de cristallisation fractionnée contrôlés par une forte teneur en eau du magma (non-participation du pyroxène et de l'olivine) et une forte fugacité d'oxygène (cristallisation précoce de la titanomagnétite). De telles conditions, cohérentes avec une contamination crustale, doivent être mises en relation avec l'existence d'une croûte continentale épaisse.

Les intrusions ne sont pas datées et ne peuvent être mises en relation avec un volcanisme aérien précis. La présence, dès le Stéphanien moyen, de quartz rhyolitiques dans les sédiments, voire de niveaux tuffacés (feuille Névache), est peut-être un indice. Elles sont en tout cas antérieures au dépôt du « Verrucano » qui renferme des galets de microdiorite.

Permo-Trias

rt. « **Verrucano briançonnais** » : **conglomérats pourpres, arkoses pélites versicolores** (maximum 50 m). Partout présent et toujours peu épais, le Verrucano briançonnais repose en discordance angulaire (30° à la crête de Pasquier) sur les différents termes du Houiller. Cette formation, supposée continentale, est constituée de conglomérats et de grès feldspathiques grossiers en bancs métriques de couleur claire, le plus souvent verdâtre; ils renferment en abondance des galets de rhyolite violacée, de jaspé rouge, de quartz rose, plus rarement de socle cristallin et de Houiller. Des pélites bariolées vert et lie-de-vin s'y intercalent à différents niveaux.

En raison des teintes vives et malgré l'absence de fossiles, ces couches sont traditionnellement attribuées au Permien supérieur. On peut

tout aussi bien les considérer comme la base des quartzites blancs triasiques sus-jacents auxquels elles passent continuellement.

Des terrains permien sont aussi visibles dans une écaïlle à la base de la nappe de Roche Charnière, en rive droite de la Durance en face de Saint-Martin-de-Queyrières. Leur faciès est différent de celui du Verrucano *s.s.* puisqu'il s'agit de pélites versicolores comparables à l'assise de la Ponsoinière ou de Rochachille (feuilles La Grave et Névache).

Trias*

Cette période correspond à l'installation des grandes plates-formes carbonatées.

Le Trias constitue la série la plus épaisse et la plus résistante à l'érosion du Briançonnais et du Piémontais. Il dessine de hautes falaises escarpées d'allure caractéristique, comme celles du Montbrison au Sud-Ouest de Briançon, ou de la crête des Granges, ou du Lasseron vers Cervières. Aucune des unités briançonnaises ne comporte la succession stratigraphique complète, soit que la partie manquante ait été érodée pendant la phase d'émersion d'âge jurassique, soit qu'elle ait disparu à la faveur des charriages, soit à la faveur d'autres causes encore mal comprises. Ainsi par exemple, la nappe de Peyre-Haute comporte-t-elle seulement le Norien et le Rhétien au-dessus du niveau de décollement du sommet du Carnien. L'unité crête des Granges-crête de Peyrolle comporte Carnien et Norien. La 2^e et la 3^e écaïlle des montagnes entre Briançon et Vallouise ainsi que l'unité Pécé—Peygu à l'Ouest du col d'Izoard présentent la série de l'Aniso-Ladinien plus la base du Carnien au-dessus du niveau de décollement du Scythien supérieur.

Trias inférieur

t¹Q. **Quartzites et grès conglomératiques (Scythien inférieur?).** La plus grande partie du Trias inférieur ou Scythien (Werfénien de la feuille Guillestre; Debelmas et Lemoine, 1966) est représentée par des quartzites, blanc livide en cassure, de 200 à 300 m d'épaisseur, assez monotones et homogènes. L'allure des falaises est caractéristique car la roche, le plus souvent recouverte d'un lichen calcifuge (*Rhizocarpon geographicum*) jaune ou jaune-vert, prend une patine sombre, bronze ou brune à rouge, qui tranche avec la couleur très claire de ses éboulis.

Les quartzites massifs peuvent être coupés de passées plus grenues à galets de quartz arrondis et de niveaux à stratifications obliques.

* Barféty (1972), Barféty *et al.* (1970), Baud (1976), Baud et Mégard-Galli (1975), Caby et Galli (1964), Mégard-Galli (1972a,b, 1974), Mégard-Galli et Baud (1977), Mégard-Galli et Faure (1988), Schneegans (1933).

Des figures sédimentaires s'y observent : ripplemarks fréquents, mudcracks (tunnel de Prelles). Deux niveaux repères :

— à la base, quartzites conglomératiques à quartz blancs ou roses (quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres). Le passage Verrucano—quartzites est souvent très progressif, mais conventionnellement c'est à la base de ce niveau que l'on cartographie la limite inférieure du Trias conglomératique ;

— au sommet, quartzites violacés et verts, parfois rubéfiés, sur quelques mètres (Petit-Aréa—Tête Noire).

Les quartzites sont considérés comme d'anciens sables fluviaux ou littoraux (Guillot *et al*, 1994); ils n'ont jamais fourni de fossiles.

tis. Schistes dolomitiques, grès, cargneules (Scythien supérieur?).

Dans les coupes les plus complètes, entre les quartzites et les falaises du Trias calcaire, une formation tendre à l'érosion dessine une vire épaisse de une à quelques dizaines de mètres : ce sont des alternances de grès brunâtres, de dolomies gréseuses, de dolomies jaunes, de silts versicolores (jaunes, verts ou noirs). Le tout, souvent broyé, est alors transformé en cargneules de teinte générale jaune orangé, visibles dans les paysages (« vire jaune »). Des évaporites ont peut-être été associées à ces niveaux, mais le gypse y est rarement présent. Il a pu avoir migré sous l'influence des compressions alpines (Petit-Aréa, Tête d'Aval).

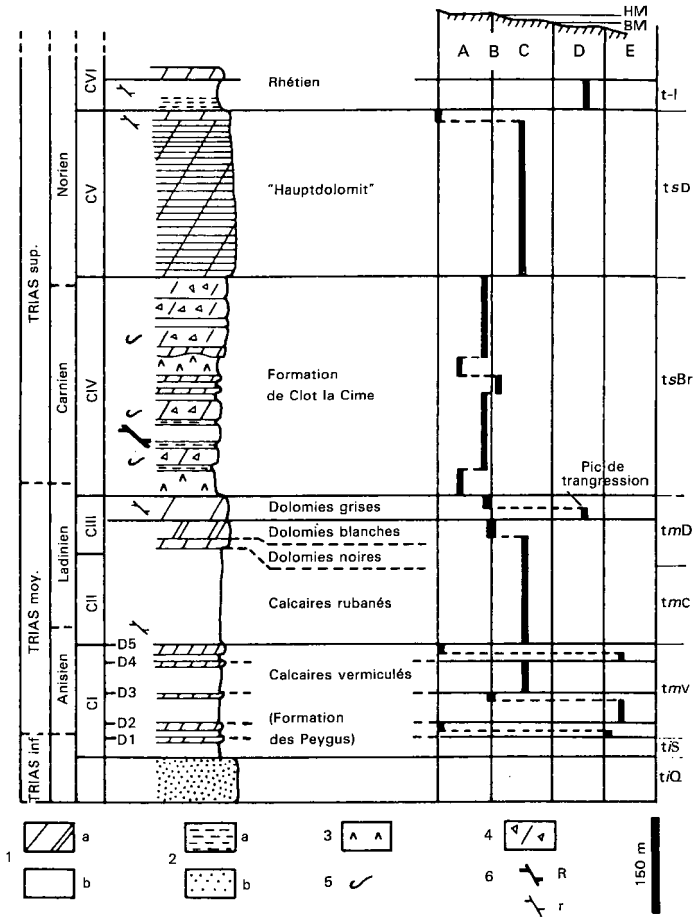
Cette formation est traditionnellement considérée comme étant d'âge scythien supérieur (ou spathien), mais elle pourrait atteindre l'Anisien inférieur. La limite cartographique utilisée est l'apparition des premiers calcaires vermiculés, eux d'âge anisien certain.

Trias moyen (fig. 4 et 5)

tmv. **Calcaires vermiculés (Anisien Ls.).** Le cycle I (épaisseur : 120 à 150 m) se subdivise en cinq unités lithologiques principales, (séquences D1 à D5) connues dans les Alpes occidentales (Formation des Peygus), des Préalpes (Formation de Saint-Triphon) aux Alpes ligures.

Chacune des séquences est puissante de quelques dizaines de mètres. Elles sont toutes constituées de l'empilement de séquences d'ordre inférieur, comportant des calcaires dits vermiculés (= bioturbés), de micrites calcaires souvent envahies de sable dolomitique, de bancs dolomitiques (blancs ou jaunes) parfois bréchiques, souvent « loféritiques » (Fischer, 1964), avec « birdseyes », pseudomorphoses de cristaux de gypse et de nodules d'anhydrite par des carbonates. Les séquences des différents ordres sont fréquemment limitées par des tapis algaires, éventuellement surmontés par une surface d'émergence.

La séquence D1 est constituée de dolomies gréseuses, de pélites versicolores, d'évaporites, roches caractéristiques des milieux de salinité variable, l'influence terrigène se faisant sentir par le détritisme siliceux. C'est dans la séquence D4 que l'influence marine a été la plus forte,



1 : carbonates (a - mudstones dolomitiques stromatolitiques ou pas; b - calcaires); 2 : terrigène (a - argiles; b - grès, siltstones et/ou quartzites); 3 : évaporites; 4 : brèches sédimentaires; 5 : glissements synsédimentaires; 6 : failles normales synsédimentaires (R - rejet plurimétrique, r - rejet métrique).
 A : sebkha côtière plus ou moins subsidente; B : zone des platiers stromatolitiques (sommet de l'intertidal et en amont); C : tidal flat; D : subtidal peu profond; E : subtidal plus profond.
 HM : haute mer; BM : basse mer.
 Discontinuités : D1, D2, D3, D4, D5; Cl, CM, CIII, CIV, CV, etc. cycles régressifs

Fig. 4 - Coupe synthétique du Trias briannonnais
 (Mégard-Galli *et al.*, 1988, modifié)

marquée par les sables dolomitiques les plus grossiers de la série, associés à des silex blonds (développés grâce à une porosité primaire forte) et par la plus grande abondance et la plus grande diversité des fossiles présents (ostracodes, lamellibranches, brachiopodes, foraminifères, crinoïdes, algues).

Les calcaires vermiculés ont des aspects variés : calcaires à pistes, calcaires bicolores ou tachetés, calcaires pseudonoduleux, ou cellulieux, ou « suturés », c'est-à-dire à joints ondulés ou anastomosés. Ces structures particulières résulteraient de phénomènes de bioturbation dans des dépôts rythmés associant des calcaires sombres et des argiles dolomitiques claires. Le remplissage des terriers par de la boue calcaire donne des formes en « U » de plusieurs dizaines de centimètres de long. Il serait dû à l'action de crustacés décapodes (du genre *Rhizocorallium*).

La régression qui clôt le cycle I est amorcée par des dépôts lagunaires sombres sur lesquels un vaste tapis algaire s'est installé. Elle s'achève par l'émersion généralisée du bassin, avec des dolomies bréchiques et des pélites versicolores (limite supérieure de formation utilisée par la cartographie), enregistrant l'arrivée de matériel détritique fin. Ces pélites contiennent par endroits des cinérites à composition chimique de trachyte.

La datation est assurée par de rares fossiles : crinoïdes (*Dadocrinus gracilis* au Bas-Morand et *Isocrinus* sp., de la limite Spathien/Anisien), dasycladacées (*Anisoporella*), mollusques (*Dentalium*, *Worthenia hausmanni*) et, vers le haut, des dasycladacées de l'Anisien moyen-supérieur (*Physoporella praealpina* et *P. minutula*) aux Peygus et à Val-des-Près.

Le sommet de la Formation des Peygus serait donc daté de l'Anisien supérieur basal (Mégard-Galli et Baud, 1977).

tmc. Calcaires rubanés (Anisien supérieur—Ladinien inférieur). Dans la partie inférieure du cycle II, les calcaires gris ou noirs alternent avec des dolomies claires, donnant un aspect caractéristique. Puissance : 200 m. Calcaires et dolomies constituent des rythmes transgressifs-régressifs d'épaisseur comprise entre le mètre et le décamètre, dans lesquels les niveaux dolomitiques (subémersifs) sont minces par rapport aux calcaires. Les faciès les plus détritiques sont constitués de péloïdes, d'oncolites, plus rarement d'intraclastes. Ils montrent souvent des stratifications obliques. Les figures de remplissage de chenaux ne sont pas l'exception. La présence constante de pseudomorphoses de cristaux et de nodules d'anhydrite montre que les conditions du dépôt et de la diagenèse étaient fréquemment hypersalines. Le milieu de dépôt correspondait à des « tidal flats » de grande extension géographique, puisque les mêmes conditions prévalaient des Préalpes de Suisse à la Ligurie.

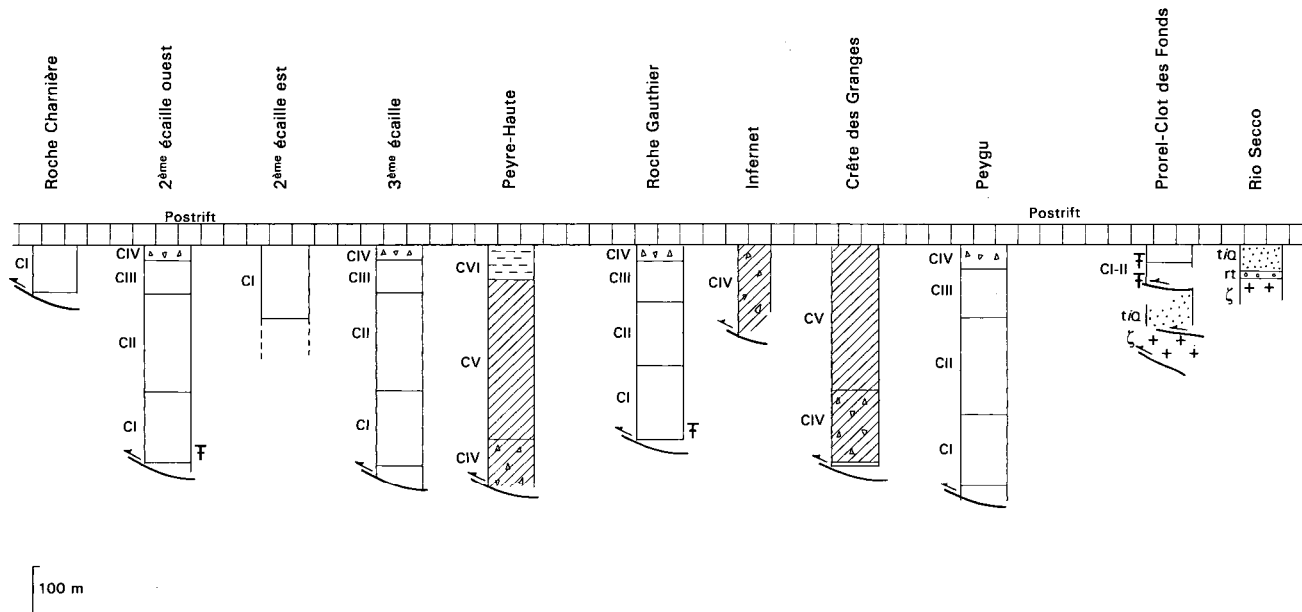


Fig. 5 - Les différentes séries triasiques dans les nappes Briançonnaises sur la transversale de Briançon (d'après Mégard-Galli, complété)

Les fossiles sont rares : *Encrinus liliiformis* (Anisien supérieur—Ladinien), *Diplopora uniserialis* et *D. (?) annulata* var. *brianconnensis* (Ladinien).

tm. Calcaires vermiculés et calcaires rubanés indifférenciés. L'ensemble des calcaires vermiculés et des calcaires rubanés (épaisseur 320 à 350 m) n'a pas pu être séparé dans le massif de Montbrison, aux environs de la Serre Chevalier, à l'Eychauda et en rive gauche de la Clarée. Les conditions d'accès ou d'affleurement n'ont pas permis d'identifier là le niveau limite d'émersion.

tmD. Dolomies noires, blanches et grises (Ladinien supérieur). Cette assise triple, épaisse d'environ 100 m, très visible dans les paysages, a été cartographiée à part, bien qu'elle recouvre à la fois le haut du cycle II et tout le cycle III, lequel est court et ne comporte que les dolomies grises.

- **Dolomies noires** (puissance : 20 m). Niveaux de brèches synsédimentaires fréquents. Bancs de sables dolomitiques bien classés. Présence de figures de bioturbation et structures œillées (birdseyes) parfois centimétriques, remplies de calcite blanche (aspect moucheté caractéristique).

- **Dolomies blanches** (puissance : 20 à 30 cm). Elles correspondent à la partie la plus régressive qui marque la fin du cycle II, avec des milieux périodiquement émergés. Elles sont caractérisées par des feutrages algaires, des figures de dessiccation, des lits à galets plats, des pseudomorphoses de cristaux d'anhydrite. Le bassin était alors comblé temporairement. Les dolomies blanches s'amincissent et disparaissent en direction du Briançonnais oriental.

- **Dolomies grises** (puissance de 30 m dans la partie ouest du Briançonnais, à 50 m dans la partie est). Le cycle III est caractérisé d'abord par une ouverture vers le milieu marin franc et par une diversification des faunes et des flores fossiles, ensuite par un retour aux faciès régressifs. La partie inférieure du cycle est marquée par des dépôts de moyenne à haute énergie, avec des packstones-grainstones à ooïdes et peloïdes et à stratifications entrecroisées.

Un niveau à silex noirs ou blonds et un autre niveau à grosses encrines (*Encrinus liliiformis*), situés vers la base des dolomies grises, constituent un repère utile. Ils sont surmontés par un autre niveau repère, fait d'argilites vertes à composition de cinérite qui se suivent sur de grandes distances à l'intérieur du Briançonnais.

Dans la partie transgressive, les fossiles sont variés : algues calcaires (notamment *Diplopora uniserialis*), foraminifères, éponges, brachiopodes, lamellibranches (*Costatoria goldfussi*), permettent de dater les couches du Ladinien supérieur.

Trias supérieur (fig. 4 et 5)

tsBr. **Brèches, calcaires, pélites, dolomies (Carnien)**. La base et le sommet des formations rapportées au Carnien coïncident le plus souvent avec des contacts anormaux majeurs liés à l'orogénèse alpine. De ce fait, les épaisseurs et les successions sont difficiles à estimer. Deux ensembles superposés.

- **Ensemble inférieur**. D'abord, niveau tendre à l'érosion (10-15 m) donnant des vires et des cols, constitué de pélites schisteuses, noires, grises ou jaunâtre, de grès verdâtre, ou brunâtre, de cargneules. Au-dessus, le complexe bréchiq ue inférieur (10 m au maximum) constitué de calcaires bréchiq ues ou noduleux (nodules calcaires et liant argilite rouge ou vert). L'arrivée du matériel détritiqu e terrigène marque le début du cycle IV. (Attention : dans les coupes du ravin de Malafosse et de Peyrolles au Nord de Briançon, des calcaires en plaques gris à noirs ou clairs et rosés, situés au-dessus de la vire du Carnien basal, peuvent être confondus avec des calcaires d'âge jurassiqu e supérieur et néocomien.)

- **Ensemble supérieur ou complexe bréchiq ue supérieur** (épaisseur 50 à 100 m). Calcaires clairs recristallisés, brèches dolomitiqu es monogéniqu es de couleur brune. Les brèches alternent avec des dolomies à laminations algaires avec structures œillées (birdseyes), des sables fins avec localement des fentes de dessiccation et des ravinements. Le milieu était nettement confiné, avec une sursalure qui a donné lieu à des dépôts de gypse (tG : cf. *infra*).

La sédimentation carbonatée ou évaporitique a été interrompue par des arrivées de sables siliceux et d'argilites noires d'origine terrigène ayant livré des fragments *d'Equisetum* cf. *mytharum* au Clot la Cime, à l'aiguille de Ratier et au pied de l'arête de la Selle (feuille Guillestre). Ces faciès ressemblent aux pélites et grès du Laus de Cervières ou de la Chalp d'Arvieux, qui appartiennent aux écailles intermédiaires (zone d'Acceglio). Les milieux de dépôt avec influences continentales dans des sebkra s isolées, évoquent ceux des « Grès à Roseaux » du Trias lorrain, ou les « Grès de Lunz » de l'Austro-Alpin.

La production de brèches et de glissements synsédimentaires résulte d'escarpements de failles normales, elles-mêmes en relation avec une phase d'extension d'âge carnien, commune aux bassins ouest-téthysiens et dont les caractéristiques géométriques ont été mesurées en Briançonnais par les méthodes de la microtectonique cassante (Mégard-Galli et Faure, 1988).

tsD. **Dolomies litées, faciès « Hauptdolomit » (Norien)** (250 à 300 m). Le cycle V est représenté par des dépôts monotones principalement dolomitiqu es, correspondant à un très grand nombre de rythmes transgressifs-régressifs de courte période, comparables à ceux qui sont présents dans la zone piémontaise et qui constituent la « Hauptdolomit » des Alpes méridionales et des Alpes calcaires septentrionales.

Les rythmes comportent des bancs de dolomies litées gris clair à la base, jaune clair au sommet, limitées par des surfaces de ravinement ou par des lits argilo-dolomitiques versicolores. Des descriptions plus précises sont données plus loin, à propos du Norien de la zone piémontaise.

Les dolomies du Norien ne sont représentées que dans deux unités briançonnaises : crête de Peyrolle—crête des Granges et nappe de Peyre-Haute.

La datation résulte de la présence de dasycladacées (base arête est de la crête des Granges, vers le sommet de la série) : *Gryophoporella* sp., *Gyroporella vesiculifera*, *Macroporella* sp., et de foraminifères (involutines). Un niveau à silex dans le haut est le plus riche en fossiles (Mégard-Galli, 1972a).

La limite Carnien/Norien est imprécise. La limite cartographique utilisée est le sommet des brèches sombres.

ts. Dolomies, argilites, brèches (Trias supérieur et/ou Lias-Dogger?). Dolomies en petits bancs gris clair à jaune kaki, parfois bréchiques, à interlits d'argilites feuilletées noires, jaunes ou vertes, puis brèches à ciment argilo-dolomitique versicolores et à éléments dolomitiques et calcaires. Épaisseur inférieure à 10 m. Les brèches remplissent des cavités karstiques profondes, s'enfonçant par endroits loin dans les carbonates triasiques.

L'âge ne peut être déterminé facilement, entre le Trias moyen ou supérieur au-dessous et le Bathonien supérieur marin, transgressif et discordant au-dessus (on peut les confondre avec les brèches jurassiques).

tG. Gypses (Trias inférieur et/ou supérieur). Les gypses appartenant à la zone paléogéographique briançonnaise sont rares à l'affleurement et ne donnent lieu qu'à de rares affleurements, souvent très petits : Croix de la Salcette, l'Eyrette (Ouest de Prelles), flanc est de la crête de Peyrolle et de la Serre des Aigles, torrent Sainte-Elisabeth, bois de l'Ours. Il est impossible de les attribuer à un étage précis.

Un affleurement plus important, localisé entre le col d'Izoard et le col des Ourdeis, à la limite des feuilles Guillestre et Besançon, appartient à l'unité du Clot de la Cime (Mégard-Galli et Faure, 1988).

La plupart des masses de gypse soulignent des chevauchements majeurs : pont Baldy, Val-des-Prés, Clot de l'Infernet, Poët-Morand, ravin de Bois-Brûlé (Terre-Rouge), le Rosier (rive gauche de la Clarée). L'affleurement signalé sur la 3^e édition de la feuille Briançon à 1/80 000, sur la route militaire des Gondrans près de Maison-Crenelé (Lemoine, 1969), n'est plus visible actuellement.

Les épaisses séries d'évaporites carniennes se sont accumulées dans des sebkra côtières, elles-mêmes localisées dans des grabens ou des demi-grabens fortement subsidents, lesquels doivent leur existence à une tectonique d'extension particulièrement active à cette époque.

tK. **Cargneules.** Roches cavernieuses calcaires issues de dolomies et d'argilites versicolores, de teinte jaune vif à ocre, dues à la dislocation et à l'altération de niveaux bréchiques quel que soit leur âge et l'âge de leur bréchification. Les cargneules jalonnent les contacts anormaux entre unités à matériel mésozoïque. Par endroits, les cargneules peuvent correspondre à des brèches de failles de la néotectonique : Tête d'Aval, Croix de la Salcette, Tête d'Amont, 3^e écaille de Montbrison, crête des Granges, crête de Peyrolle, ravin de Malafosse, rive gauche de la Clarée, vallons à l'ESE de la Vachette. Dans ces derniers secteurs, les cargneules sont très développées et peuvent atteindre une à plusieurs centaines de mètres de puissance.

t9. **Dolomies jaunes, calcaires, argilites (Rhétien).** Dans la nappe de Peyre-Haute, au-dessus des dolomies litées à joints argileux du Norien, apparaissent des dolomies ocre alternant avec des argilites dolomitiques noires, vertes ou jaunes avec quelques bancs de calcaires noirs à nombreux débris (10-20 m). Leur font suite des bancs de calcaires bruns et des bancs dolomitiques clairs à passées argilitiques (30-40 m).

Certains bancs calcaires sont pétris de fossiles : lumachelles, bonebeds, dents de poissons, polypiers, entroques. On y note *Rhaetavicula contorta*, *Dimyopsis emmerichi* (lac de l'Ascension, sur la feuille Guillestre), caractéristiques du Rhétien. C'est la fin du cycle CVI. Cette formation s'étend surtout au Sud (feuille Guillestre) et est pratiquement identique à celle qui est présente dans les unités piémontaises.

Jurassique—Crétacé « moyen » (fig. 6)

Jurassique inférieur

1C. **Calcaires biodétritiques et calcaires argileux (Lias inférieur).**

Calcaires bioclastiques gris à patine brune, en bancs d'épaisseur décimétrique à métrique et calcschistes argileux jaunâtres, devenant plus massifs au sommet, visibles au sommet nord du pic Jean-Rey (Hettangien?) dans la nappe de Peyre-Haute.

Les calcaires argileux sont rubanés, bleu-gris à jaune-ocre, avec des cherts clairs ou violacés et débris de fossiles (Sinémurien?). Ils affleurent en contrebas et au Nord du pic Jean-Rey.

Ces terrains reposent sur les couches du Rhétien, et sont présents dans la nappe de Peyre-Haute seulement.

Jurassique moyen*

À partir du Bathonien supérieur se dessine la transgression sur l'île briançonnaise.

jm. **Brèches, calcschistes noirs et calcaires bioclastiques (Bathonien supérieur—Callovien basal?).** Les dépôts marins de plate-forme carbonatée reposent sur une surface d'émersion généralisée et d'érosion datant de la fin du Lias et du début du Dogger. La succession typique comporte de bas en haut : (1) des brèches et des conglomérats; (2) des calcschistes ou des calcaires en plaques, fétides, très fossilifères, dits « Calcschistes de la Lauze » (Graciansky et Mercier, 1976; Pussenot, 1930); (3) localement, un niveau de conglomérat à éléments dispersés dans sa matrice calcaire ; et (4) une barre de calcaires massifs, fréquemment à oncolites, dits « Calcaires de Champcella ».

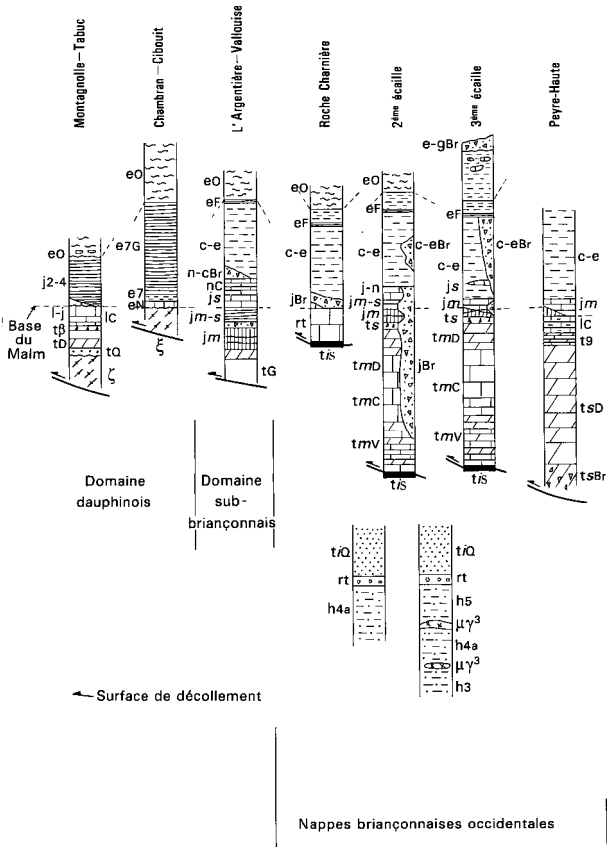
Les calcschistes fétides correspondent à des faciès de transgression en milieu de plate-forme interne protégée. Les calcaires massifs, souvent crinoïdiques, ont été resédimentés en plate-forme externe ou en haut de talus. Il est possible qu'ils montent jusque dans le Callovien. Ils annoncent le Malm pélagique et témoignent d'un approfondissement relatif qui enregistre le début de l'affaissement généralisé de la marge téthysienne dans ces régions.

Suivant les unités, la série du Dogger peut être plus ou moins épaisse et plus ou moins complète, selon les irrégularités de la paléotopographie sur laquelle la mer du Bathonien s'est avancée. L'analyse sédimentologique et les éléments de datation (Mercier, 1977), notamment sur les feuilles Guillestre et Embrun, montrent que le Bathonien supérieur, daté par ses grands foraminifères benthiques (*Kilianina blancheti*, *Orbitamina elliptica*, *I'fenderina salernitana*, *Pseudocyclamina maynci*, *Trocholina palastiniensis*, etc.), est présent dans la série ; mais l'âge exact du sommet de la série n'est pas connu.

Dans les unités occidentales (Tête du Grand-Pré, Roche Gauthier à l'Ouest de la crête de la Balme, 2^e écaille de Montbrison, Rocher Jaune, crête d'Aquila), la série du Dogger est la plus complète. Elle montre de bas en haut : un conglomérat à galets calcaires et dolomitiques, une microbrèche calcaire, un niveau de calcarénite à nérinées, des calcaires noirs fétides en plaquettes très fossilifères (8 à 10 m), des calcaires massifs dits « Calcaires de Champcella » (type sur la feuille Guillestre) avec silex vers le sommet (15 m), enfin des calcaires en plaquettes (2 à 3 m).

Les calcaires fétides en plaquette contiennent des débris de lamellibranches (huîtres notamment), de bryozoaires, d'échinides et de polypiers (dont *Acrosmilium schardti*, caractéristique du Bathonien supérieur) et des foraminifères.

* Graciansky et Mercier (1976), Mercier (1977), Pussenot (1930).



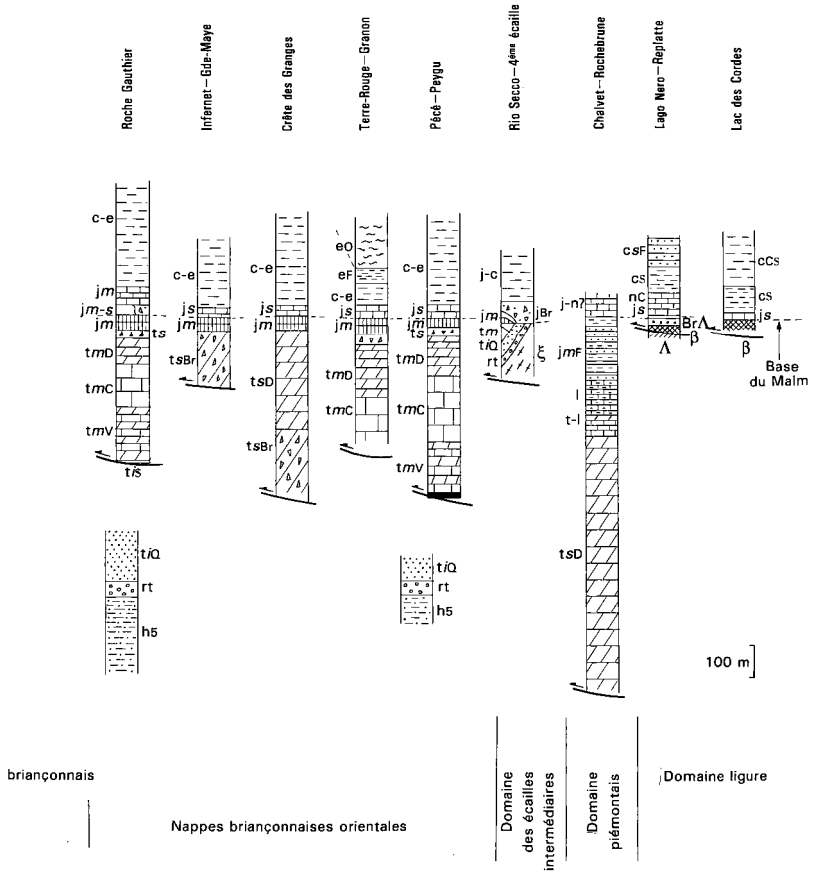


Fig. 6 - Stratigraphie des différentes unités se succédant d'Ouest en Est sur la feuille Briançon

Les calcaires massifs contiennent crinoïdes et oncolites; ils ont livré de grands foraminifères benthiques dont *Pseudocyclammina* gr. *lituus*.

Enfin, la présence de posidonies dans les calcaires en plaquettes du sommet montre leur caractère franchement pélagique ; de ce fait, ils pourraient déjà appartenir au Callovien, mais sans preuve.

Dans les montagnes de la Condamine et du Sablier, le Bathonien n'est représenté que par la barre des calcaires massifs (20 m au maximum). Ceux-ci s'amenuisent et disparaissent d'Est en Ouest dans les versants sud et nord de la Condamine. Dans la 3^e écaille, ils ne sont connus avec certitude qu'au Sud du col de Serre-Chevalier (épaisseur : 10 à 12 m).

Le Dogger est absent au Grand-Aréa, à Coste Rousse, au Mélézin, c'est-à-dire dans la couverture du Houiller à l'Est de la Guisane ou au Sud de Briançon, et de même sur le bord oriental de la zone houillère, mais il y a deux exceptions notables. À la Tête Noire, la coupe comporte d'abord une brèche de base qui ravine les dolomies ladiniennes, puis des calcaires massifs spathiques à oncolites, nérinées, bryozoaires et polypiers (dont *Acrosmilía schardtí*) avec passées micro-bréchiques, enfin des calcaires micritiques à silex. À Roche Gauthier, la coupe est comparable à celle de la section type, avec des conglomérats et des microbrèches calcaires (2 m), des schistes charbonneux (4-5 m), des calcaires bioclastiques en plaquettes avec oncolites et grains de quartz (15 m), enfin les classiques calcaires gris (25-30 m).

On retrouve une série du Dogger typique dans la plupart des coupes d'une bande d'unités plus internes (crête de Peyrolle, fort de l'Infernet et crête des Granges), avec de bas en haut : (1) des calcaires micritiques bruns (2 m) et, par endroits (crête des Granges), des oolites chloriteuses (faciès de transgression sur surface d'érosion) et des foraminifères benthiques caractéristiques du Bathonien supérieur (*Pseudocyclammina maynci*); (2) les calcaires violacés en plaquettes de type la Lauze, fétides, très fossilifères (10-15 m); (3) des conglomérats calcaires et des calcaires bioclastiques resédimentés (quelques mètres) ; et (4) des calcaires massifs et bioclastiques, de type Champcella (60 m).

Les « Calcschistes de la Lauze » contiennent des foraminifères, des polypiers, des lamellibranches, (alectryonies, huîtres, *Mytilus*), des oursins, des rhynchonelles caractéristiques des milieux de plate-forme interne. Le gisement fossilifère de la Grande-Maye, pied est de la crête des Granges, découvert par C. Pussenot dès 1909 (publication en 1930) a livré une faune abondante. Les déterminations sont les suivantes : gastéropodes (cérithes, nérinées, natices) indéterminables, très abondants ; *Pholadomya texta*, *Ceromya concentrica*, *Isocardia* cf. *subspirala*, *Pleuromya* (*Gresslya*) *truncata*, *Mytilus laitmairensis*, *Lima semicircularis*, *L. schardli*, *Pteroperna costulata*, *Clenostreon pectiniforme*, *Semipecten adjectus*, *Pecten* (*Chlamys*) *articulatus*, *Alectryonia marshi*, *A. costata*, *Terebratula ferryi*, *T. philippsi*, *Rhynchonella hopkinsi* (très abondant), déterminés par W. Kilian ; *Plagio-*

cidaris alpina, *Paracidaris*, *smithi* (tests et radioles), *Trochotiara* sp., déterminés par M. Lambert ; et de nombreux polypiers, ainsi qu'une flore terrestre à *Zamites* (détermination de W. Kilian sur des échantillons fournis par C. Pussenot). Il s'agit encore là de Bathonien supérieur.

Les calcaires de type Champcella comportent des fragments de polypiers et des lamellibranches déplacés, ainsi que *Pseudocyclammina* sp., *Trocholina* sp. ; *Orbitammina elliptica* a été découvert à la base.

L'unité du Granon—fort de l'Olive montre une coupe comparable à celles de la crête des Granges. Le Dogger des unités les plus orientales, en rive gauche de la Clarée et dans le Cerveyrette, comporte des brèches de base atteignant jusqu'à 20 m à la Cochette de PInfernet, avant les faciès habituels.

Jurassique supérieur—Crétacé « moyen »*

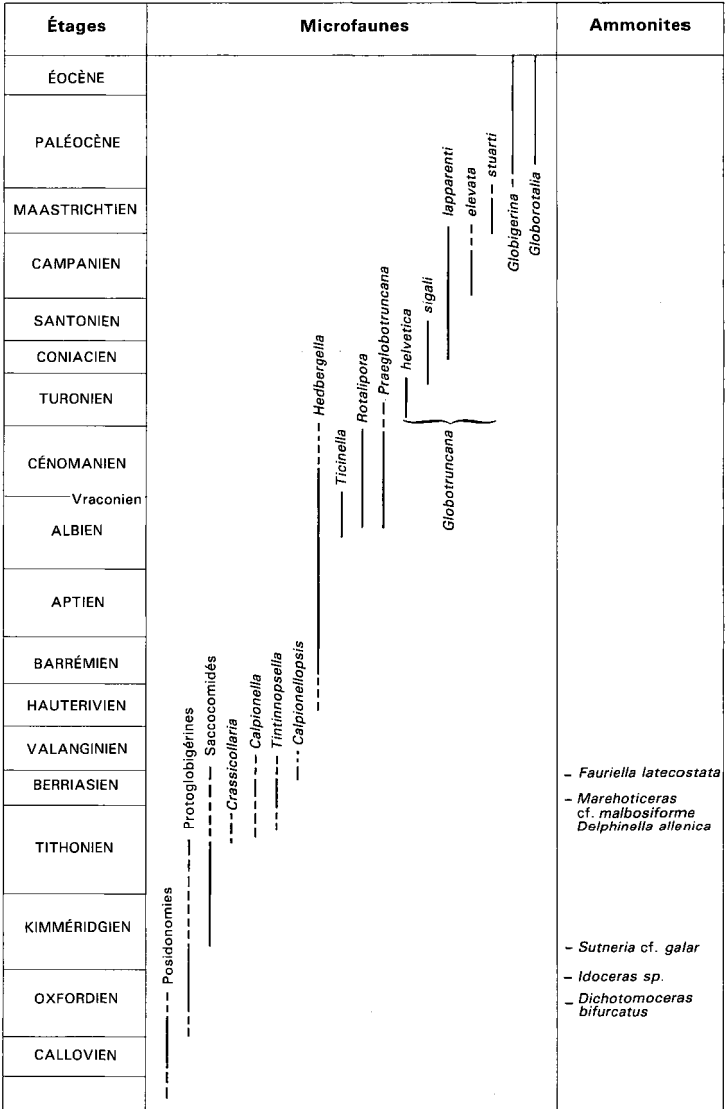
De la fin du Dogger à la fin du Crétacé inférieur se réalise une tectogenèse d'extension avec différenciation de hauts-fonds et de sillons.

Au cours du Callovien ou au début de l'Oxfordien, la plate-forme carbonatée du Dogger a été disloquée par le jeu de failles de distension majeures, différentes des failles synrift d'âge triasique qui ont accompagné l'ouverture de la Téthys dans ces régions. Simultanément, la subsidence rapide de l'ensemble a conduit au remplacement de la plate-forme carbonatée par un système de hauts-fonds, de pentes sous-marines et de sillons, le tout en milieu pélagique de profondeur croissante. L'éloignement des sources de matériel terrigène ou bioclastique est responsable de la minceur (dans les sillons: jm-set j-n), ou même de l'extrême condensation (sur les hauts-fonds: js) des séries du Jurassique et du Crétacé, ce qui est une des caractéristiques du Briançonnais, tandis que les pentes sont alimentées en brèches épaisses (jBr).

jm-s. Argilites noires ou versicolores, radiolarites (Callovien—Oxfordien inférieur?) (fig. 6 et 7). Couches tendres à l'érosion, formant des vires faites d'argilites noires, rouges ou vertes, avec intercalations de radiolarites ou de brèches à éléments dolomitiques et calcaires (épaisseur : 20 m au maximum). Localisation : Tête du Grand-Pré, Notre-Dame-des-Neiges, Roche Gauthier, 2^e écaille de Montbrison, Grand-Aréa, forts du Randouillet et des Trois-Têtes près de Briançon, autre Roche Gauthier au Nord de Granon, Tête Noire (?).

Coupe de la Tête du Grand-Pré : sur 4 m, alternance de petits bancs de radiolarites brunes et de pélites noires ou vertes, puis sur 4 m à nouveau, pélites noires calcareuses passant à des calcschistes noirs vers le haut.

* Barféty (1965, 1967), Bourbon (1971, 1972, 1977, 1980), Bourbon *et al* (1975), Byramjee *et al*. (1953), Moret et Blanchet (1924), Tissot (1955).



Les données concernant les calpionelles sont fournies par J. Remane (1963), celles concernant les foraminifères planctoniques par J. Postuma (1971) et J. Sigal (communication orale). Les déterminations d'ammonites sont dues à R. Enay

Fig. 7 - Principaux éléments de datation des sédiments briannonnais et caractérisation de différentes "zones" stratigraphiques (Bourbon, 1980)

Coupe du Grand-Aréa : conglomérat à galets roulés et perforés et à surface rubéfiée (1 à 4 m; Bathonien supérieur) surmonté par une alternance de pélites rouges et de trois bancs microconglomératiques siliceux (0,60 à 1 m) ; puis pélites violettes à débris (2 m), puis pélites noires ou verdâtres, enfin calcschistes verts et violets (4-6 m).

L'attribution stratigraphique n'est obtenue que par encadrement, entre Bathonien supérieur au-dessous et Oxfordien moyen fossilifère (marbre de Guillestre) au-dessus. Les radiolaires présents n'ont pas été déterminés.

j-n. Calcaires massifs clairs et calcaires lités sombres à cherts (Oxfordien moyen—Crétacé inférieur). Barre calcaire épaisse de quelques dizaines de mètres d'épaisseur comportant :

— Oxfordien (moyen?) à Tithonien inférieur (10-20 m). Calcaires lités sombres, micritiques en général, calcarénitiques par endroits, avec lits de cherts noirs. Présence de radiolaires et d'aptychus et d'autres organismes pélagiques : niveaux repères à saccocomidés (Oxfordien supérieur à Tithonien inférieur) et à protoglobigérines (Oxfordien supérieur à Kimméridgien inférieur) ;

— Tithonien supérieur à Berriasien inférieur (10-20 m). Calcaires massifs micritiques clairs, à pâte beige ou grise et cherts rares, datés par leurs calpionelles ;

— Berriasien moyen-supérieur (quelques mètres). Calcaires lités, par endroits ondulés, sans cherts ;

— Berriasien supérieur à Néocomien (20 à? 50 m). Calcaires lités gris-bleu avec cherts caractéristiques, datés par leurs calpionelles à la base et leurs foraminifères planctoniques plus haut (hedbergelles, ticinelles).

Cette formation renferme par endroits des olistolites de dolomies triasiques (citadelle de Briançon), témoignant de la survivance ou de la reprise de la tectonique synsédimentaire pendant cette période.

Argilites schisteuses noires, grès bruns, lentilles de brèches (Crétacé « moyen »). Cette formation n'a pas été distinguée sur la carte à cause de sa minceur et de son manque de continuité, en partie pour des raisons structurales. Elle est connue notamment au Grand-Aréa (présence de radiolaires et d'hedbergelles), au Mélézin et à la Tête Noire où elle a été datée du Vraconien—Cénomaniens par des microfaunes planctoniques (*Ticinella* sp., *Rotalipora* cf. *appenninica*, *R. brotzeni*). Elle est considérée comme l'équivalent distal des argilites noires (« black shales ») de même âge, largement développées dans le domaine subalpin et connues jusque dans les unités piémontaises et ligures. Leur couleur noire, leur caractère holosiliceux et leur position dans les séries en font des sédiments de sillon. (Attention : le faciès peut être confondu avec celui du « flysch noir » éocène ; cf. *infra*.)

js. Calcaires noduleux rouges (« marbre de Guillestre ») et calcaires blancs (Oxfordien moyen à Tithonien—Berriasien) (quelques déci-

mètres à 10-20 m ; non dissociés sur la carte). Au-dessus des carbonates du Trias et du Bathonien, les séries de hauts-fonds comportent de bas en haut les termes suivants.

- **Encroûtement minéralisé** avec nodules polymétalliques mixtes, ou ferromanganésifères (ou plus rarement phosphatés) ou mince niveau de brèche. Âge : Callovien supérieur à Oxfordien inférieur, par encadrement.

- **Marbre de Guillestre** : calcaires noduleux rouges, de faciès « ammonitico rosso », prenant bien la schistosité dans les zones les plus déformées (épaisseur : quelques décimètres à 10 m). Âge : Oxfordien moyen—Kimméridgien inférieur ou Tithonien—Berriasien inférieur selon la localité (Enay *et al.*, 1979). Ils sont constitués d'amandes calcaires micritiques à faunes pélagiques (radiolaires, bélemnites, aptychus, ammonites, posidonomes, proglobigérines, saccocomidés, suivant le niveau, avec des crinoïdes dispersés, surtout vers la base). Les amandes sont enserrées dans un réseau argilo-hématitique rouge, de teneur variable en calcite selon les points.

Beaux affleurements de marbre de Guillestre : torrent du Grand-Bois, Condamine, Sablier, l'Enlon, fort de l'Olive et, aux environs de Briançon, l'Infernet et le fort de la Lame (la Vachette).

Les marbres de Guillestre sont interprétés comme déposés au cours de la phase de subsidence et d'enfoncement accélérés de la marge, sur des fonds instables avec des reliefs sous-marins changeants et complexes.

- **Calcaires blancs massifs** : micrites calcaires à calpionelles, de casure beige rosé. Épaisseur : quelques décimètres à 10 m. Âge : Tithonien supérieur à Berriasien inférieur. Ces dépôts résultent de la reprise de la sédimentation pélagique régulière, sous la forme de nannofossiles calcaires surtout, pendant une période de ralentissement relatif de la subsidence.

Un niveau supérieur de calcaires de Guillestre est visible au Rocher Blanc, Grand-Aréa et au Sud de Montbrison ; il est mieux repéré au Grand-Galibier (Bourbon, 1980), sur la feuille La Grave.

Lacune du Crétacé inférieur et croûtes minéralisées du Crétacé « moyen ». Le Crétacé inférieur manque en général dans les séries de haut-fond. Il n'est représenté que par des croûtes minéralisées, le plus souvent phosphatées et ferrugineuses. Les organismes en général présents dans les encroûtements sont des foraminifères planctoniques d'âge albien et vraconien, quelquefois cénonanien ou même turonien dans les séries plus condensées. Exemples : col de Serre-Chevalier, col de la Pisse, dans le torrent du Grand-Bois, au Sablier, l'Enlon, fort de l'Olive, fort de l'Infernet et fort de la Lame.

jBr. Brèches (Jurassique ou Jurassique—Crétacé « moyen »). Des accumulations de brèches synsédimentaires relativement épaisses ja-

lonnent les reliefs de failles d'extension, dont certaines sont encore visibles. Ces brèches peuvent raviner ou bien les carbonates de plate-forme du Bathonien ou bien n'importe lequel des termes du Trias. En certains points, elles peuvent monter jusque dans le Crétacé supérieur, dans le massif du Galibier notamment (feuille La Grave). Si bien que leur datation est imprécise d'une localité à l'autre.

De bonnes coupes existent dans le massif de Tête Noire en rive gauche de la Guisane, où les brèches atteignent 50 m de puissance. Elles ravinent le Bathonien supérieur sur le flanc est de Tête Noire et le Trias moyen sur le flanc ouest. Par endroits, elles sont limitées supérieurement par des calcschistes gris, datés du Vraconien au Turonien. Elles présentent une dizaine de séquences granuloclassées à la base, puis deviennent chaotiques et hétérogènes au sommet, ce qui traduit une tendance à la progradation et au comblement. Les éléments sont des calcaires, des dolomies et des argilites du Bathonien ou du Trias auxquels s'ajoutent vers le haut des fragments de quartzites clairs (Scythien) et des conglomérats issus du « Verrucano ». Les blocs peuvent atteindre jusqu'à 10 ou 15 m d'épaisseur et 100 m² en surface. Le ciment est argilo-dolomitique dans le bas, puis calcaire blanc et rosé (Malm possible?). Dans le haut, un niveau de grès quartzeux silicifié en surface (cherts) termine la série.

Les corps bréchiques se sont probablement mis en place progressivement depuis le Callovo-Oxfordien (présence de posidonies nombreuses à la base), au cours du Kimméridgien et du début du Tithonien (présence de lamellibranches, de radiolaires, de *Globochaete*, de saccomidés dans un ciment calcaire) et peut-être jusqu'au Berriasien, bien que les calponelles n'aient pas été trouvées. Le faciès des brèches est variable d'un point à l'autre. Par endroits, le ciment est rare et la roche mime des terrains plus anciens reconstitués et fortement compactés dans un régime de schistosité naissante, ceci suivant l'origine des éléments détritiques dominants : « Verrucano » (Permien), quartzites (Scythien), calcaires et dolomies (Trias).

Des exemples de brèches sont connus en d'autres points du Briançonnais occidental (Roche Jaune, Bramafan, crête d'Aquila dans le haut vallon des Combes ou de Trancolette, dans la 2^e écaille au torrent de Combe-Brune) et oriental (fort des Trois-Têtes). Elles ravinent le Bathonien à Roche Jaune et jusqu'aux quartzites du Trias à Bramafan. Elles sont recouvertes par, ou passent latéralement aux argilites callovo-oxfordiennes au fort des Trois-Têtes ; elles sont scellées par les calcaires du Malm ou du Néocomien aux autres endroits.

Crétacé supérieur—Paléocène—Éocène inférieur

Du Crétacé supérieur à l'Éocène inférieur, la sédimentation pélagique calcaire a tendance à s'uniformiser.

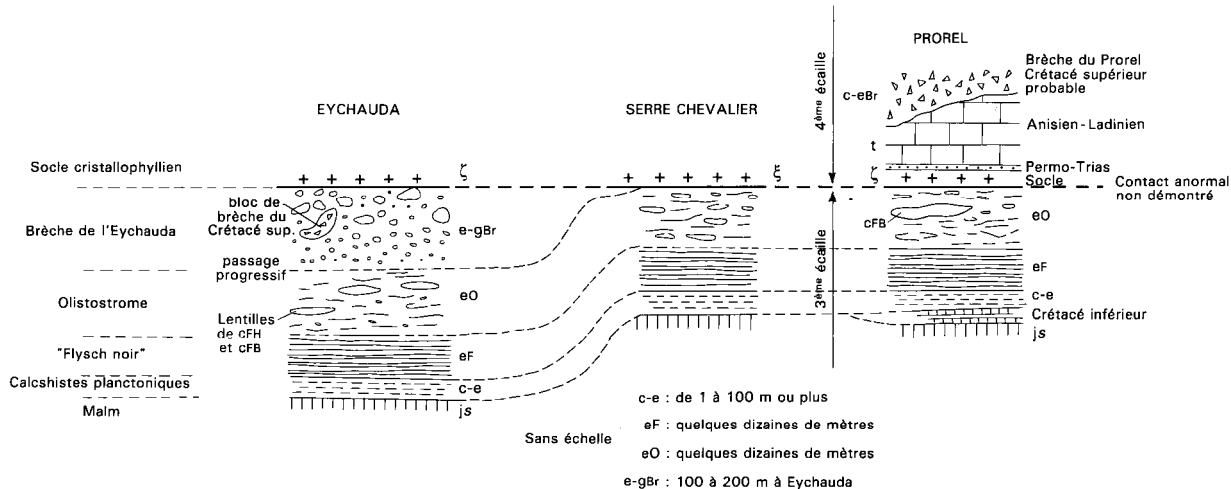


Fig. 8 - Succession stratigraphique du passage 3^{ème}-4^{ème} échaille dans le massif de Serre-Chevalier

c-e. Calcschistes planctoniques (« marbres en plaquettes ») (Crétacé supérieur à Paléocène—Éocène inférieur). Il s'agit de calcaires micritiques à nannofossiles calcaires et à foraminifères, qui ont bien pris les schistosités successives à cause de leur richesse en argiles, d'où le nom devenu traditionnel depuis P. Termier (1903) de « marbres en plaquettes », qui ne doit plus être utilisé.

C'est un ensemble monotone, qui peut reposer directement sur le Malm, sur le Dogger ou sur n'importe lequel des termes du Trias, soit directement, soit par l'intermédiaire d'encroûtements minéralisés ferromanganésifères ou souvent de brèches. La couleur est le gris, le vert pâle ou le jaune pâle, sauf un niveau violacé à vert à la base et un autre vers la limite Crétacé/Paléocène. Un niveau de condensation avec nodules polymétalliques jalonne en effet la limite Crétacé/Paléocène, avec lacune possible par endroits du Crétacé terminal. Les nodules sont mixtes, phosphatés et ferromanganésifères, et ont été construits par des nubéculaires (foraminifères encroûtants).

Les différents étages du Crétacé supérieur depuis le Cénomaniens, ainsi que le Paléocène—Éocène inférieur ont été identifiés par leurs microfaunes planctoniques caractéristiques. En certains points, les épaisseurs sont considérables par rapport à la série jurassique sous-jacente (300 à 400 m), mais elles peuvent être réduites à quelques dizaines de mètres, comme au col de la Pisse, au Grand Bois, au Rocher Blanc, à la Vachette et à l'Enlon.

c-eBr. Brèches (Crétacé supérieur—Paléocène). Brèches d'épaisseur considérable interstratifiées dans les calcschistes planctoniques, connues sur le flanc ouest de Tête Noire, au Mélézin, au pont Baldy, dans la vallée de la Cerveyrette. Ces brèches sont mal classées, comportant à l'état remanié des blocs et des olistolites issus de l'ensemble de la série briançonnaise, sauf le Carbonifère et le socle. L'existence de ces brèches montre que l'activité tectonique synsédimentaire n'était pas éteinte, et n'a jamais cessé.

Éocène moyen—Oligocène*

À l'Éocène moyen—Oligocène arrivent des sédiments détritiques et des éléments exotiques.

eF. Microbrèches, grès et argilites : « flysch noir » (Bartonien—Priabonien) (fig. 8). Alternance de grès (ou de microglomérats) calcaires et d'argilites noires. Les grès ne présentent pas les structures de granuloclassement caractéristiques des flyschs. Aussi, le terme de « flysch noir » qui est traditionnel (depuis E. Haug, 1898) n'est pas adéquat en toute rigueur.

* Barféty *et al.* (1992), Lemoine (1960), Termier (1903).

Cette formation débute partout à la base par un banc de 1 à 3 m de microbrèche ou de calcarénite riches en quartz, en lithoclastes, en débris d'algues rouges (*Archaeolithothamnium* sp.), ainsi qu'en bryozoaires, échinodermes, lamellibranches et grands foraminifères benthiques (*Discocyclina* cf. *discus*, *Nummulites perforatus*, *N. millecaput*, *Alveolina* sp., *Eorupertia magna*) toujours remaniés, donnant un âge lutétien terminal à bartonien. La matrice argileuse, par contre, a livré des foraminifères planctoniques : *Globigerinatheka mexicana*, *Acarinina primitiva*, *Turborotalia* sp., indiquant un âge bartonien inférieur compris entre la Zone à *Morozovella lehneri* (P12) et la base de la Zone à *Truncorotaloides rohri* (P14) (détermination C. Bourdillon).

Ce banc fossilifère est visible à la crête de la Balme, à la Condamine, au ravin du Loup, et à l'Eychauda. Sa surface de base ravine les calcschistes du Paléocène—Éocène inférieur; ce qui pourrait correspondre à une lacune possible de l'Éocène inférieur-moyen, avant l'arrivée d'un détritisme marqué enregistrant une étape importante de l'orogénèse alpine.

eo. **Olistostrome et schistes à blocs divers (Éocène moyen-supérieur).** Le « flysch noir » est surmonté par un olistostrome dont la mise en place a enregistré les mouvements de nappes de charriage d'origine plus interne.

La coupe la plus complète, Eychauda est et nord, montre du bas vers le haut :

— « flysch dissocié » à bancs lenticulaires ou contournés (slumpings) de grès fins et de calcaires roussâtres dans une matrice schisteuse (Eychauda) ;

— « schistes farcis » avec des blocs centimétriques à métriques de grès, de calcaires et de dolomies triasiques (Condamine nord, Serre Chevalier, Serre-Ratier) ;

— « complexe de base » des flyschs néocrétacés de l'Embrunais—Ubaye à schistes noirs décalcifiés et petits bancs silico-gréseux à enduits manganésifères, parfois associés à des schistes siliceux verts et rouges (Condamine, Sablier, Serre-Ratier, l'Enlon, Granon, Notre-Dame-des-Neiges) ;

— « flysch à helminthoïdes » en lentilles de calcaires blonds, grès et schistes (Croix de la Nore à Notre-Dame-des-Neiges) d'âge crétacé supérieur.

— olistolites de taille décamétrique de calcschistes planctoniques (Crétacé supérieur—Éocène inférieur), de calcaires jurassiques, de calcaires et de dolomies triasiques (Eychauda, Rocher Blanc), de quartzites scythiens (Sablier).

Les plus grandes et les plus significatives des lentilles exotiques ont été cartographiées :

— complexe de base du flysch à helminthoïdes (CFB) ;

— flysch à helminthoïdes de la Nore, flysch exotique du Sablier et du col de Serre-Chevalier au sommet de la 2^e écaïlle (cFH). Ce dernier

est constitué d'une épaisse série de grès et de conglomérats granulo-classés à éléments de schistes cristallins et de calcaires argileux, rattachée au flysch à helminthoïdes pour des raisons de faciès. Le contact inférieur (avec le flysch noir) est marqué par un chapelet de petites klippes synsédimentaires comportant les divers termes de la série mésozoïque briançonnaise depuis les quartzites du Trias. Des schistes à lentilles rattachés au complexe de base du flysch à helminthoïdes affleurent au sommet de la série. Un affleurement peu étendu et isolé de grès clairs, situé au NNW du col de Serre-Chevalier, a été attribué au même flysch.

e-gBr. Brèche de l'Eychauda (Éocène supérieur—Oligocène inférieur) (fig. 8). Brèche chaotique à éléments composés surtout de schistes cristallins : micaschistes chloriteux, gneiss, amphibolites, prasinites, de taille variable, anguleux, pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres ou même 100 à 200 m. En certains points (col de Méa, Clot Gauthier), les quartzites scythiens, les pélites et conglomérats du « Verrucano » ainsi que les blocs de dolomies, de radiolarites, de calcaires jurassiques ou de calcschistes crétacés, abondent.

L'examen en lame mince montre une matrice à grain fin de quartz et micas blancs avec des clastes monocristallins de quartz, tourmalines, micas blancs, feldspaths séricitisés, chlorites et des clastes de micaschistes, granites, orthogneiss à chlorite, tous déformés. Les fins débris siliciclastiques de la matrice proviennent de la dégradation de blocs de quartzites, de conglomérats du « Verrucano » ou de schistes cristallins. Ils montrent une auréole de fragmentation due à l'arénisation. Les grains se sont ressoudés sous l'effet de compressions alpines pour donner de nouveaux quartzites, conglomérats ou micaschistes, quasiment reconstitués et mimant les roches du socle hercynien à cause de l'empreinte de la déformation alpine.

Certains éléments sont des brèches à éléments de socle cristallin avec matrice carbonatée ou de petits galets, parfois fossilifères. C'est dans de telles roches que le ciment calcaire remanié a livré des *Globotruncana* du Sénonien (Clot Gauthier; Lemoine, 1960). Au col de la Pisse, un galet de schiste rouge a aussi livré des *Globotruncana* (Moret et Blanchet, 1924). Ceci montre que certains éléments de la brèche de l'Eychauda ont été élaborés au Crétacé supérieur (ou à l'Éocène inférieur) sur un fond marin où le socle cristallin affleurerait à cette époque : ceci est une caractéristique de la zone dite d'Acceglio, ou des écaïlles intermédiaires (voir plus loin), laquelle correspond très probablement à la patrie d'origine du matériel détritique.

L'olistostrome (eo) sous-jacent passe progressivement vers le haut à la brèche de l'Eychauda, par enrichissement en grès et en éléments arkosiques et micaschisteux. Par endroits, la brèche de l'Eychauda présente une matrice d'arkoses et de pélites noires semblable à celle des schistes à blocs sous-jacents : le contact entre l'olistostrome et la brèche de l'Eychauda est donc synsédimentaire. Au-dessus de la brèche

de l'Eychauda, affleure le cristallin (*cf.* ci-après : écailles intermédiaires).

La surface de base de la brèche de l'Eychauda, qui définit la base de la 4^e écaille de P. Termier, n'a donc pas la signification tectonique traditionnelle : il s'agit d'une discontinuité sédimentaire située au sommet de l'olistostrome. Elle ne présente pas d'écaillage tectonique qui pourrait être associé à un plan de charriage. Elle est seulement affectée par la schistosité régionale associée aux charriages alpins majeurs (Barféty *et al.*, 1992).

ZONE DES ÉCAILLES INTERMÉDIAIRES (« zone d'Acceglio »)*

Les écailles intermédiaires jalonnent le contact entre les unités Briançonnaise et piémontaise suivant une étroite bande d'affleurements qui sont du Nord au Sud : Dormillouse, sentier de la Fanfare, montagne du Vallon, Cervières, Péméant. Elles réapparaissent en fenêtre sous les unités piémontaises (fenêtres du Rio Secco et de Clot Enjaime au Nord du Montgenèvre), et peut-être sous le Briançonnais (le Rosier, Val-des-Prés, bois de Pécé). On les retrouve aussi couronnant l'édifice de nappes Briançonnaises à l'Ouest de Briançon, où elles forment la 4^e écaille définie par P. Termier (*cf.* plus haut).

Elles sont complexes et variées, leur caractère commun étant l'absence ou la quasi-absence du Trias carbonaté. En effet, des sédiments post-triasiques (mal datés : Jurassique? Crétacé?), riches en brèches d'un type particulier (matrice d'arkoses de socle « reconstitué » englobant des éléments de dolomies triasiques), reposent directement soit sur le socle cristallin antétriasique, soit sur les grès permo-triasiques (« Verrucano », « anagenites »), soit sur les quartzites scythiens. L'érosion synrift a éliminé, au cours du Lias moyen-supérieur et d'une partie du Jurassique moyen, une épaisseur supérieure à 1 500 m de terrains triasiques et plus anciens.

Du point de vue paléogéographique, ces écailles proviennent d'un domaine qui était un point haut, horst ou tête de bloc basculé majeur, dans la paléogéographie synrift du Lias—Dogger. On admet généralement que ce domaine original était situé à l'extrémité orientale du bloc Briançonnais (zone d'Acceglio), mais il n'est pas impossible que soient rassemblées là des écailles originaires de plusieurs domaines paléogéographiques ayant eu la caractéristique commune d'avoir été profondément érodées au cours du Jurassique.

L'écaille du Clot des Fonds (petite crête N-S au Nord de Montgenèvre, sur le point coté 2 503 à l'Est du col de la Lauze), affleurant au cœur de la fenêtre du Rio Secco, est d'affinités franchement Briançonnaises : de par sa position dans l'axe de la fenêtre, il s'agit proba-

* Lemoine (1951, 1961, 1967), Termier (1903).

blement de l'unité la plus profonde, la plus externe, de cette fenêtre. Ce peut être aussi une écaille d'unité briançonnaise orientale.

ξ. **Socle cristallin antétriasique*** Les écailles de matériel cristallin sont souvent associées à des brèches et schistes à blocs d'âge éocène et/ou néocrétacé. Il s'agit surtout de micaschistes lités à bandes d'amphibolites, associés à des schistes et à des prasinites provenant de leur rétro-morphose alpine, et de lentilles d'orthogneiss.

- Au **vallon des Baisses—Rio Secco**, l'évolution de ces roches est clairement polymétamorphique. Dans les micaschistes, l'association primaire anté-alpine, seulement bien conservée dans quelques roches massives, est à quartz, mica blanc phengitique, zoïsite, amphibole barroisitique, grenat, rutile et plagioclase. Dans les amphibolites grenatifères, la barroisite est prépondérante à côté des mêmes minéraux. Cette association minérale est typique d'un métamorphisme de haute pression et moyenne température. La foliation anté-alpine est marquée aussi par de minces ségrégats quartzo-plagioclasiques. Le métamorphisme alpin, surtout responsable de la déstabilisation des minéraux antérieurs, est plus sensible dans les roches les plus déformées. En particulier, les grenats sont broyés et ressoudés par de la chlorite, la barroisite est microboudinée et ressoudée par une seconde amphibole bleue ferrifère qui peut la remplacer totalement, la zoïsite est auréolée de clinozoïsite. Ainsi, les amphibolites affleurant aux bordures des lentilles et à proximité de l'interface avec les sédiments crétacés sont transformées en schistes bleus à crossite. Contrairement à l'écaille de cristallin de Cervières, il n'y a pas de jadéite. Les associations sont à chlorite, épidote, crossite, albite, calcite et sphène, avec des veinules plus tardives à pumpellyite, quartz, carbonates.

- Au **Chaberton**, il s'agit d'orthogneiss à muscovite dont la biotite est entièrement chloritisée. Au **Rosier**, c'est une amphibolite schisteuse à hornblende, feldspath, rare quartz, mica, biotite, magnétite, résultant sans doute du métamorphisme d'anciens tufs basaltiques ou d'anciens basaltes à tendance tholéiitique (origine continentale?).

- Les affleurements de socle sont les plus larges et les mieux conservés dans la **4^e écaille**, à l'Ouest de Briançon. L'empreinte du métamorphisme alpin est aussi la plus faible. À l'Eychauda, le matériel cristallin comprend la même lithologie qu'au Rio Secco, avec une alternance de micaschistes et de bancs d'amphibolites, quelques lentilles d'orthogneiss, de rares pegmatites quartzo-plagioclasiques, mais aussi des chloritoschistes et des schistes noirâtres.

Les micaschistes comportent des lits plus plagioclasiques et grenatifères, et passent graduellement aux lits amphiboliques. Dans les micaschistes plagioclasiques, le mica blanc est accompagné de biotite brun pâle, d'amphibole et de chlorite tardive. Les amphibolites plagioclasiques sont à quartz, grenat, mica blanc, rutile et chlorite tardive ;

* Données inédites de R. Caby, études en cours.

quelques lits sont dépourvus de plagioclase et de grenat. Dans les plus massives, l'amphibole présente des cœurs de teinte brun pâle, avec surcroissance de barroisite en équilibre textural avec grenat et plagioclase.

À l'approche de leur semelle basale en contact stratigraphique avec les schistes à blocs, les micaschistes sont parcourus de veinules chloriteuses et affectés par une bréchification, probablement par fracturation hydraulique. Ils passent graduellement aux chloritoschistes noirâtres cataclastiques ou verdâtres, dépourvus de grenat, qui représentent leurs équivalents mylonitiques et rétrogrades, alors que les amphibolites sont de plus en plus chloritisées. Comme ces roches rétomorphosées sont aussi présentes en éléments dans les brèches et les schistes à blocs sous-jacents, leur évolution rétrograde et cataclastique est liée à leur exhumation et à la mise en place en olistolites, à l'Éocène.

En conclusion, l'âge du matériel et du métamorphisme majeur est clairement anté-permien, mais l'apparition de barroisite peut éventuellement traduire un événement alpin précoce antérieur à la mise en place de ces roches sous forme d'olistolites, en tout cas au Rio Secco et à la 4^e écaïlle. Par contre, la croissance de crossite au Rio Secco est liée au métamorphisme alpin fini-éocène proprement dit.

rt. **Conglomérats à faciès « Verrucano » (Permo-Trias)** (« anagenites » des auteurs italiens). Grès grossiers à quartz blancs et rosés, contenant parfois des graviers et de petits galets rouges d'origine volcanique.

tQ. **Quartzites (Scythien)**, de faciès briançonnais typique.

tm ; tmD. **Calcaires dolomitiques ; dolomies (Anisien et Ladinien)**. Il reste quelques points où l'érosion synrift d'âge jurassique n'a pas fait disparaître complètement la couverture carbonatée du Trias moyen : klippe du Prorel, écaïlles au Nord du Montgenèvre.

• **Klippe du Prorel (4^e écaïlle)**. Malgré l'existence d'un contact tectonique qui a fait disparaître les quartzites scythiens et les calcaires de la base de l'Anisien, et la surface de ravinement jurassique au sommet, on retrouve soit les calcaires anisiens seuls, soit une série plus complète avec les calcaires et dolomies ladiniens, et localement des brèches carniennes (ou jurassiques?).

Sur l'arête ouest menant du col du Prorel au sommet du Prorel, deux niveaux fossilifères superposés comportent l'un des dasycladacées (*Physoporella praealpina*, *P. minutula*, *Diploporella annulatissima*, *Teutloporella* sp.) et le second, avec des silex blonds, des brachiopodes (*Spiriferina fragilis*, *Spirigera trigonella*) et des gastéropodes (*Worthenia*) silicifiés. L'âge est Anisien supérieur ou Anisien moyen-supérieur. Ces faunes sont caractéristiques d'un environnement de mer plus nettement ouverte que ceux d'autres secteurs du Briançonnais des environs de Briançon.

Sur le flanc nord-est du Prorel, les schistes argilo-dolomitiques ou les brèches de la fin du Ladinien ou du Carnien basal sont préservés localement.

• **Écailles au Nord du Montgenèvre** (Clot des Fonds, Rio Secco—Chalvet) : calcaires gris avec intercalations de dolomies grises ou jaunâtres en patine. Au Clot des Fonds : calcaires en plaquettes gris, rouges ou verts. Les niveaux rouges contiennent des amphiboles bleues néoformées. La lithologie de ces formations triasiques est identique à celles qui, au Monte Maniglia dans la bande du Roure (vallée de l'Ubaye) ont été attribuées à l'Anisien. Ici, cet ensemble n'est pas daté.

ts. **Schistes à *Equisetum* du Laus de Cervières (Carnien)**. Immédiatement au Sud du hameau du Laus, à Cervières, une écaille isolée entre deux masses de gypses et cargneules comporte des silts et des argilites noirs schistosés interstratifiés avec des grès, des calcaires ocre et des dolomies. Les silts ont livré des empreintes de végétaux et de lamellibranches, découverts par E. Raguin (1928) puis revus par M. Lemoine *et al.* (1952).

Les restes de végétaux correspondent à *Equisetum mytharum* (Keuper moyen). Les lamellibranches, mal conservés, seraient caractéristiques du sommet du Ladinien ou du Carnien : *Anodontophora lettica* var. *brevis* (très abondant), *A. donacina*, *Myophoriopsis* (*Pseudocorbula*) sp., *Pleurophorus* cf. *curionii*, *Shafhaeutellia astartiformis*, *Mysidioptera* (*Latemaria*) cf. *globosa*, *Pteria* (= « *Avicula* ») sp., peut-être *P. sturi* (s.l.), *Pecten* sp. et un crinoïde : *Isocrinus* cf. *tyrolensis*. Ces fossiles ont des affinités austro-alpines pour les auteurs (Lemoine *et al.*, 1952) qui les ont décrits.

tg ; tk. **Gypses triasiques; cargneules**. Gypses d'âge et d'origine indéterminés, accompagnant ou emballant les écailles intermédiaires (sentier de la Fanfare, Dormillouse, Rio Secco, secteur entre le Laus de Cervières et le col d'Izoard, etc.), et déterminant fréquemment des champs d'entonnoirs de dissolution (col de Dormillouse, Rio Secco, Clot des Fonds). Ces gypses sont associés à des cargneules, roches cavernueuses calcaires.

jm. **Calcaires sombres recristallisés (Dogger)**. Cette formation affleure au Clot des Fonds. Elle débute par des petits bancs de calcaires noirs intercalés d'argilites sombres (2 m) surmontés de calcaires cristallins gris, massifs, avec niveaux de brèches. Celles-ci comportent des gros blocs de dolomies variées à la base et des microbrèches de dolomies jaunâtres vers le sommet. L'ensemble est rapporté au Dogger briançonnais par analogie de faciès.

js. **Calcaires noduleux et calcaires marbreux (Malm)**. Marbres noduleux rosés (marbre de Guillestre métamorphique; 10 m) puis marbres blancs (calcaire tithonien recristallisé ; quelques mètres). Affleu-

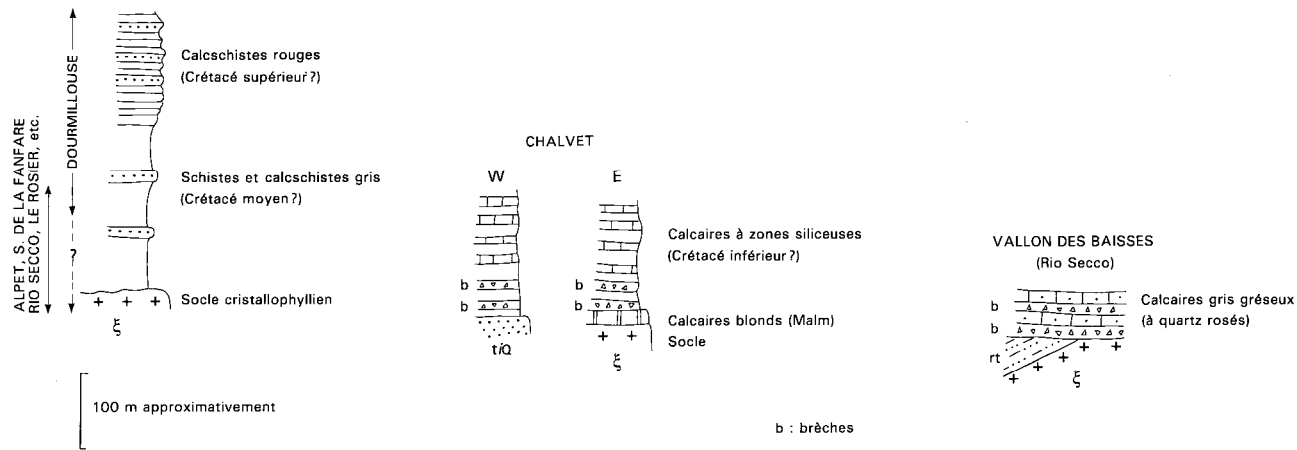


Fig. 9 - Les principales séries (notées j-c sur la carte) au sein des écailles intermédiaires

exemples pris essentiellement au Nord du Montgenèvre : bande sentier de la Fanfare-col de Dourmillouse, fenêtre du Clot Enjaime, col de l'Alpet, fenêtre du Rio Secco)

rement au Clot des Fonds. Attribution stratigraphique par analogie de faciès et d'après la position dans la série.

c-e. Calcschistes versicolores (Crétacé supérieur à Paléocène—Éocène inférieur). Calcschistes rouges, verts et gris, comparables à ceux des unités briançonnaises classiques. Ils reposent directement sur le Malm (lacune du Crétacé inférieur) ; à leur base, un encroûtement rouge ferrugineux et phosphaté, épais de quelques millimètres à quelques centimètres, contient une microfaune à globotruncanidés du Crétacé supérieur (formes bicarénées mal conservées, âge probable : Turonien ou Sénonien). Comme en Briançonnais, il n'est pas exclu que la partie supérieure de la formation soit d'âge paléocène (quelques mètres). Clot des Fonds.

j-c. Métacalcaires, schistes, calcschistes, brèches. On a regroupé cartographiquement diverses formations métasédimentaires non datées, associées à des brèches, et transgressives sur le socle cristallophyllien ou le Permo-Trias (fig. 9). Ce sont :

— des calcaires gréseux rouges et blancs (Malm? Crétacé supérieur?) : fenêtre du Clot Enjaime, où ils semblent être transgressifs sur des schistes cristallins ;

— des calcaires gréseux clairs à grains de quartz roses issus des grès permo-triasiques, affleurant dans le vallon des Baisses (Rio Secco). Ils sont transgressifs soit sur le socle cristallophyllien, soit sur des grès (« anagenites », « Verrucano ») permo-triasiques. Ils sont associés à des brèches variées et à des arkoses (« micaschistes reconstitués » ou « Permien reconstitué » ; cf. *infra*).

— des calcaires gris lités à zones siliceuses blanches (Lias? Crétacé inférieur?). Ces métasédiments ne sont connus que dans quelques écaillés situés dans les versants est et ouest du Grand-Chalvet (Nord du Montgenèvre). Ils sont transgressifs (par l'intermédiaires d'arkoses remaniant leur substratum immédiat) soit sur les quartzites scythiens (Ouest), soit sur le socle cristallophyllien (Est). On y observe des intercalations d'arkoses ou de microbrèches (quartzites ou micaschistes « reconstitués ») issues du substratum immédiat. Leur faciès peut évoquer soit le Lias piémontais, soit le Crétacé inférieur briançonnais ; cette dernière hypothèse est la plus vraisemblable, dans la mesure où ils succèdent (côté est) à quelques mètres de calcaires marmoréens brun rosé qui pourraient représenter le Malm ;

— des calcschistes et schistes gris-noir, le plus souvent en contact avec le socle sur lequel ils paraissent transgressifs, et contenant des intercalations de brèches à éléments cristallins, permien et triasiques. Âge possible : Jurassique (« Oxfordien »), ou plus probablement Crétacé « moyen » (« black shales »), en raison de leur association, près du col de Dormillouse, avec des calcschistes rouges d'âge sans doute crétacé supérieur. Les lambeaux du bas des pentes de la vallée de la Clarée (Val-des-Prés, le Rosier, etc.) sont surtout constitués de ces calcschistes et schistes gris-noir, associés ou non à des roches cristallophylliennes. On peut aussi les comparer à certains flyschs néocrétacés

de l'Embrunais ou au «flysch noir», éocène moyen-supérieur du Briançonnais.

j-eBr. **Brèche du Prorel (4^e écaïlle)**. Visible sur tous les flancs du mont Prorel, elle ravine tour à tour, d'Ouest en Est, les calcaires de l'Anisien supérieur, les dolomies du Ladinien supérieur, les schistes carniens ; dans un paquet glissé (bois du Prorel), elle repose sur des schistes noirs à bancs de grès (2-3 m) succédant à des calcaires gris à entroques (Bathonien?). Sur les côtés nord et est du mont Prorel, la brèche s'ordonne en bancs bien lités puis elle devient chaotique vers le haut, avec des blocs de toutes tailles. Vers la base et sur une vingtaine de mètres, les éléments sont uniquement carbonatés (calcaires et dolomies du Trias), puis plus haut apparaissent des blocs de quartzites blancs ou verts, des conglomérats et des pélites versicolores permotriasiqes, et ainsi que des micaschistes chloriteux (peu nombreux cependant) illustrant les étapes de la dénudation du relief qui les a produits.

Le ciment est carbonaté ou pélitique (schistes rouges ou grès fins autour des blocs siliceux). La présence de blocs ou de niveaux de calcaires roses dès la base et aussi vers le sommet de la brèche (versant ouest), contenant des posidonomes et des « filaments », fréquents dans le Malm supérieur, montre que l'âge est post-Malm. La mise en place résulte de l'écroulement d'un relief sous-marin, instantanée à l'échelle géologique (peut-être au Crétacé supérieur? mais sans preuve ; pour M. Bourbon, 1980, l'âge serait callovo-oxfordien?).

e-gBr. **Brèches à matrice arkosique : « roches reconstituées » (Éocène supérieur—Oligocène inférieur)**. Roches détritiques siliceuses à ciment arkosique, formées aux dépens de leur substratum immédiatement sus-jacent et mimant ce substratum à cause de l'empreinte forte de la schistosité alpine, d'où les noms de « micaschistes reconstitués », de « Permien reconstitué », de « quartzites reconstitués », donnés pour faire image (Lemoine, 1951, 1961). La présence dans la matrice de petits éléments de dolomies triasiqes permet de rapporter ces roches à la série post-triasique. Les arkoses à blocs passent latéralement par endroits à des brèches à ciment calcaire jaunâtre (vallon des Baisses—Rio Secco, Chaberton, l'Alpet) ou rosâtre.

Les roches reconstituées de la 4^e écaïlle située à l'Ouest de Briançon, c'est-à-dire en position relativement externe, montrent une empreinte du serrage alpin beaucoup moins forte que dans la bande du Montgenèvre. Il s'agit de formations identiques, d'où l'emploi d'une même notation.

UNITÉS PIÉMONTAISES
(zone des schistes lustrés piémontais p.p.)*

Ces unités constituent une série de chaînons à ossature dolomitique qui s'échelonnent du Nord au Sud de la feuille Briançon : Chaberton—Chalvet, Janus—Ombilic du Gondran, Lasseron, Rochebrune. Ils sont systématiquement intercalés entre écailles intermédiaires et unités briançonnaises à l'Ouest, et unités ligures à l'Est.

tG. **Gypses triasiques.** Certains gypses « exotiques » liés aux écailles intermédiaires sont peut-être d'origine piémontaise, mais cela ne peut être démontré sur le territoire de la feuille. Plus à l'Est, en Italie, du gypse, daté du Carnien par des intercalations de schistes noirs à *Equisetum* sp., affleure au contact de dolomies noriennes de l'unité piémontaise du Grand-Roc (qui apparaît en fenêtre sous les unités ligures pour les auteurs).

tK. **Cargneules.** Indices de la présence probable de gypse en profondeur, des calcaires et dolomies cariés, ou cargneules, de couleur jaune-ocre à grise, affleurent au contact des terrains appartenant à la zone piémontaise, notamment à la base de l'unité rétrocharriée de Rochebrune.

tsD. **Dolomies litées, faciès « Hauptdolomit » (Norien).** Formation très épaisse (600 à 800 m) (fig. 10) présentant des caractères lithologiques et sédimentologiques très semblables à ceux de la « Hauptdolomit » norienne des Alpes orientales et méridionales (unités austroalpines), et à ceux du Norien briançonnais des feuilles Névache, Briançon et Guillestre. Cette masse importante forme l'ossature des chaînons piémontais. La datation est donnée par la présence fréquente de *Worthenia contabulata*.

Il s'agit d'une succession de séquences d'épaisseur décimétrique à métrique, déposées en milieu tidal (« tidal flat »). Ces séquences comportent des dolomies gris sombre à la base (anciens sables carbonatés boueux, déposés en milieu infratidal haut à intertidal bas) et des dolomies claires (anciens sables carbonates fins à fenestras, désignés sous le nom de loférites à pellets par A. Fischer, 1964 ; milieu intertidal haut à supratidal). Les parties gris sombre des séquences sont plus développées que les parties claires dans le bas de la formation norienne ; mais c'est l'inverse dans le haut. Fréquemment, les séquences sont séparées par des joints sériciteux gris ou noirs. Vers le haut du Norien, ceux-ci peuvent former des interbanes épais de quelques centimètres et descendre dans des fentes de dessiccation occupant le banc dolomitique sous-jacent. Ils constituent des repères stratigraphiques connus également dans la zone briançonnaise. Ils ont pu avoir été alimentés par du simple détritisme d'origine terrigène ou par des cinérites, mais ceci sans aucune preuve. Des intercalations

* Dumont (1983, 1984), Dumont *et al* (1984a,b), Franchi (1910), Lemoine *et al* (1978), Polino *et al* (1983), Tricart *et al* (1985).

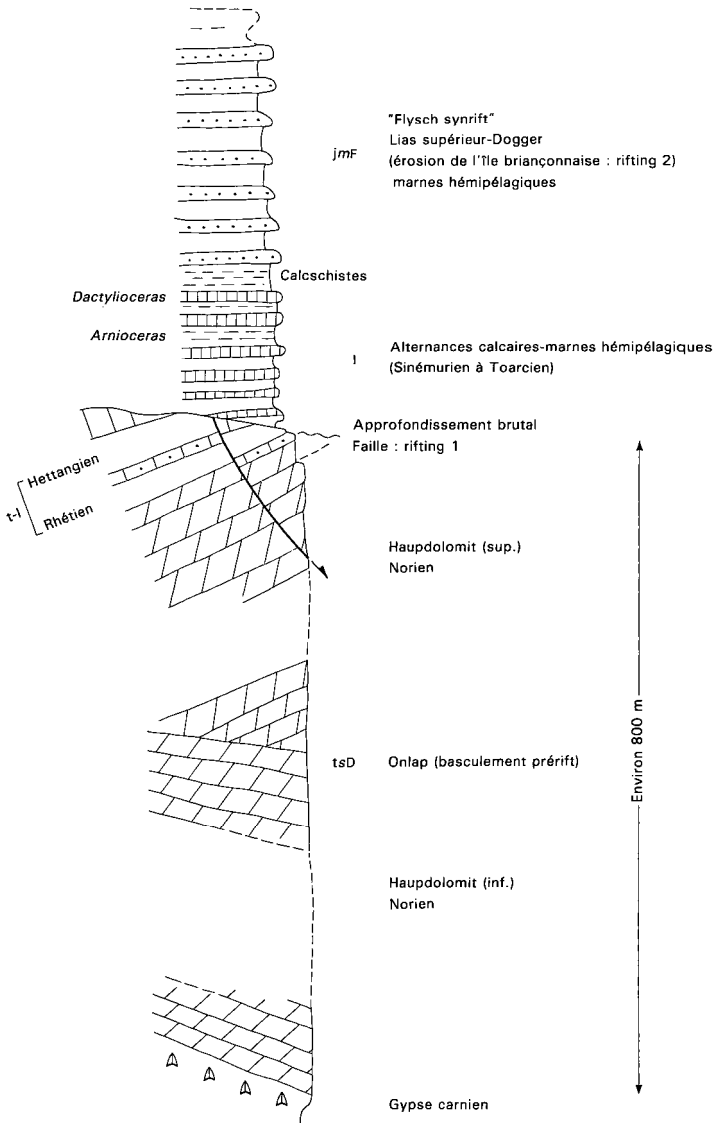


Fig. 10 - Colonne stratigraphique de la série piémontaise sur la feuille Briançon

les termes postérieurs au "flysch synrift" jmF (Malm-Crétacé) sont connus sur les feuilles Guillestre au Sud (Roche des Clots) et Névache au Nord (Grande-Hoche)

bréchiqes locales, mais parfois épaisses, correspondent probablement à des traces du réseau des chenaux du « tidal flat ».

La tectonique synsédimentaire est marquée d'une part par la subsidence d'ensemble de la série : plusieurs centaines de mètres de dolomies ont été déposés constamment à profondeur nulle. D'autre part, une phase de distension avec basculement de bloc a pu être caractérisée par une discordance angulaire interne de 20° à 30° avec « onlap », courant à la base du tiers supérieur de la formation. Cette discontinuité est connue depuis l'Ubaye (Péouvo), dans le massif de Rochebrune, au Janus et jusqu'au Chaberton au Nord et même dans le massif de Maravoise en Briançonnais.

t-l. Dolomies, calcaires, argilites, calcaires à polypiers (Rhétien—Hettangien). Cette formation est subconcordante au toit des dolomies du Norien. Elle peut être subdivisée en cinq membres qui peuvent être retrouvés dans toutes les unités piémontaises et dans l'unité briançonnaise de Peyre-Haute. Ce sont, de bas en haut :

- (a) les « couches de passage », comprenant des calcaires et des dolomies inter- à supratidaux ;
- (b) une vire argileuse contenant des calcaires noirs lumachelliques, des « bone-beds », des calcaires noduleux et des marnes grises, et correspondant à des milieux subtidaux peu profonds ;
- (c) un ensemble carbonaté régressif (calcaires et dolomies) débutant souvent par des calcaires à polypiers branchus (chaînon de Rochebrune, Chaberton, ainsi qu'en Vanoise) et montrant des faciès subtidaux élevés à supratidaux ;
- (d) une vire argileuse transgressive, traduisant l'installation de milieux marins franchement ouverts, riche en faune (lamellibranches costulés) ;
- (e) un faisceau calcaire massif à nombreux septa siliceux ou dolomitiques régulièrement espacés, montrant une tendance régressive par rapport au membre sous-jacent.

Les membres (b) et (c) sont datés du Rhétien : (b) contient *Rhaetavicula confortata*, *Dimyopsis intusstriata*, et (c) contient *Triasina hantkeni*, *Terebratula gregaria* et des polypiers branchus (*Astreomorpha* sp., *Thamnasteria* sp., *Stylaphyllum* sp.) qui peuvent être également présents dans le sommet de (b).

Le membre (d) est riche en lamellibranches attribués à l'Hettangien (*Ostrea haidingeriana*, *Cardita austriaca*, *C. minuta*, *Chlamys falgeri*, *Gryphaea* sp.). Le membre (e) est parfois surmonté d'une croûte ferrugineuse qui a fourni, au Nord du Montgenèvre, des lamellibranches d'affinités Hettangien supérieur (dét. R. Mouterde). Quelques *Schlotheimia angulata* provenant de cette formation (membre [e] ?) ont été trouvées (massif de Rochebrune, près de la pointe des Trois-Scies et au Nord du col des Désertes, sur la feuille Névache ; Pussenot, 1909, publication en 1930).

Cette formation, dont l'épaisseur varie de 10 à 150 m, présente des affinités tant avec l'Austro-Alpin (« couches de Kôssen ») qu'avec le

Briançonnais (lac de l'Ascension). Elle enregistre la transition entre les carbonates de plate-forme de mer très peu profonde du Norien (sebkra dolomitique) et les dépôts hémipélagiques sus-jacents du Lias inférieur-moyen.

I. Calcaires à cherts, calcschistes : « Lias piémontais » (Sinémurien—Toarcien). Alternances de calcaires et de calcschistes (auparavant calcaires et marnes), avec de rares ammonites et bélemnites. Des cherts recristallisés clairs sont intercalés par endroits dans les calcaires. Quelques mètres de calcschistes (anciennes marnes) au sommet des alternances sont conservées dans le chaînon de Rochebrune et au Chalvet. Ils peuvent être corrélés éventuellement avec le Lias supérieur marneux du domaine externe.

Les épaisseurs ne peuvent pas être estimées raisonnablement à cause de la superposition de plusieurs phases de plissement dont l'une au moins est isoclinale. Le passage des dépôts de plate-forme de l'Hettangien aux dépôts pélagiques du reste du Lias est souligné par une surface ferrugineuse avec omission sédimentaire probable. Il enregistre une phase de subsidence majeure et rapide dans l'histoire du rifting téthysien, qui est connue et datée de la même époque dans le domaine dauphinois.

Les ammonites récoltées sont rares et mal conservées ; elles indiquent des âges sinémurien (genres *Echioceras* à la Grande-Hoche sur la feuille Névache; *Amioceras* à l'Alpet au Nord du Montgenèvre) et Toarcien inférieur (*Dactylioceras* sp. dans le chaînon de Rochebrune) (détermination R. Mouterde, in Polino *et al.*, 1983).

jmF. Flysch synrift : microbrèches, grès, calcschistes, schistes (Lias supérieur—Dogger?). Microconglomérats et calcaires sableux granuloclassés à patine rousse, calcschistes gris, argilites satinées noires, formant un empilement de séquences turbiditiques typiques. L'épaisseur apparente totale varie entre 50 et 300 m ; mais l'épaisseur originale ne peut pas être estimée à cause du plissement isoclinal.

L'épaisseur de chaque séquence turbiditique individuelle décroît du bas vers le haut, montrant que le dispositif était globalement rétrogradant, en relation avec la subsidence qui se poursuit à un rythme qui n'est pas rattrapé par celui des apports sédimentaires pendant cette phase du rifting téthysien.

Le contenu en matériel détritique dans les bancs les plus grossiers traduit l'érosion progressive des paléoreliefs adjacents, appartenant probablement au rebord oriental de la zone d'Acceglio : ce sont en effet les fragments de dolomies triasiques, donnant une teinte d'altération ocre caractéristique (« formation détritique rousse »), qui domine dans le bas de la série. Les grains de quartz, les paillettes micacées, les éléments de schistes cristallins dominent au contraire dans le haut.

La datation n'est assurée que par encadrement, entre le niveau à *Dactyloceras* du Toarcien sous-jacent et les radiolarites rapportées au Callovien ou à l'Oxfordien, ceci seulement sur les feuilles limitrophes au Nord (Névache : coupe de la Grande-Hoche) et au Sud (Guillestre : coupe de la Roche des Clots ; Debelmas et Lemoine, 1966). Sur la feuille Briançon en effet, la continuité des coupes est interrompue par des surfaces de charriage au-dessus de la formation détritique rousse.

j-n. **Calcaires clairs à bandes siliceuses (Malm—Crétacé inférieur).** Calcaires en plaques très clairs avec intercalations détritiques et bandes siliceuses blondes ou vertes. Ils ne sont connus qu'en de rares points (col de Dormillouse, bois et vallon de l'Opon), où ils sont séparés des formations encadrantes par des contacts anormaux avec cargneules. Leur attribution stratigraphique résulte de ressemblances de faciès et de position dans la succession lithologique avec les termes du Malm—Crétacé inférieur de la coupe de la Grande-Hoche sur la feuille Névache (Lemoine *et al.*, 1978; Polino *et al.*, 1983).

UNITÉS LIGURES OU LIGURO-PIÉMONTAISES (zone des schistes lustrés piémontais p.p.)

Elles sont caractérisées par l'existence d'un *substratum ophiolitique*, correspondant aux reliquats de la croûte océanique téthysienne, maintenant engagés dans les charriages alpins, et d'une *couverture sédimentaire* plus ou moins épaisse.

Substratum ophiolitique*

Les ophiolites partagent avec celles du Queyras l'absence de tout complexe filonien, ce qui est une caractéristique probable des océans à vitesse d'expansion lente. Une autre caractéristique est la succession dans le temps de plusieurs épisodes magmatiques distincts séparés par des événements tectoniques et métamorphiques. Il existe en effet, dans la série, d'anciens gabbros remplacés maintenant par des amphibolites foliées, elles-mêmes recoupées par des filons microdoléritiques ou basaltiques non déformés. Par ailleurs, la dénudation sous-marine précoce des serpentinites et des gabbros a permis le dépôt de brèches sédimentaires à éléments serpentineux, gabbroïques ou basaltiques, avant l'épanchement de coulées basaltiques en coussins.

Les massifs ophiolitiques sont aujourd'hui isolés au milieu de l'ensemble des schistes lustrés du fait des phases successives de l'orogénèse alpine.

* Bertrand *et al.* (1982, 1984, 1985, 1987), Carpéna et Caby (1984), Chapelle (1990), Chessex *et al.* (1964), Lemoine (1980), Mevel (1975), Tricart et Lemoine (1988, 1991).

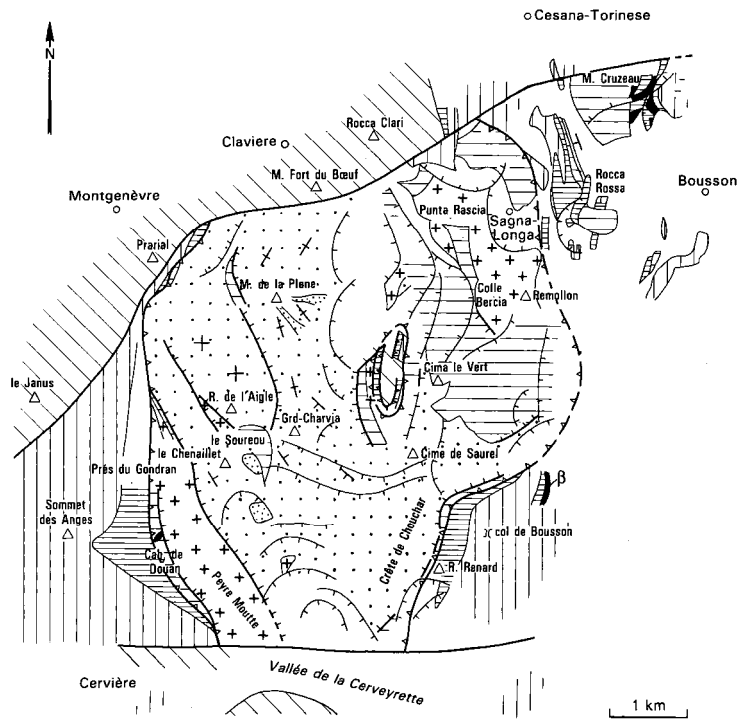


Fig. 11
Carte géologique schématique
des ophiolites du Montgenèvre
 (Bertrand *et al*, 1987, modifié)

- Faïlle
- Chevauchement
- Crevasse de tassement
- Pendage
- Flyschs et calcschistes
- Sédiments post-ophiolitiques
(Formation de la Replatte, marbres clairs, radiolarites)
- Basaltes ()
- Basaltes (laves en coussins)
- Dolérites
- Gabbros
- Serpentinites (avec albitites)
avec ophicalcites et formations du Souréou
- Dolomies (y compris les affleurements du Val Gimont)

Massif ophiolitique du Chenaillet (fig. 11)

Le massif ophiolitique qui culmine au Chenaillet affleure largement au Sud du col du Montgenèvre. Il est limité au Sud par la vallée de la Cerveyrette. C'est la plus externe des unités ligures et la plus élevée des structures dans la géométrie actuelle. Elle n'est affectée que par un métamorphisme dans la zone à prehnite-pumpellyite, ce qui veut dire qu'elle a quasiment échappé au métamorphisme alpin.

L'ophiolite du Chenaillet (parfois aussi dite du Montgenèvre) est constituée par les trois termes classiques de l'assemblage ophiolitique — ultramafites, gabbros et basaltes en coussins —, auxquels s'associent dolérites et albitites en volume plus modeste.

L'absence de tout complexe filonien (absence qui caractérise probablement un océan à expansion très lente sans axe d'accrétion délimitée, avec une ouverture par dénudation tectonique ; Tricart et Lemoine, 1988, 1991), apparente cette ophiolite à celles des massifs du Queyras; il est très probable que, là aussi, la mise en place des gabbros et celle des basaltes correspondent à deux épisodes magmatiques distincts, séparés par une succession d'événements tectoniques symmétamorphiques puis cassants (genèse des gabbros foliés et amphibolisés qui sont recoupés par des filons basaltiques non déformés) et sédimentaires (repos originel des basaltes ou de sédiments détritiques [BrA] sur les gabbros ou les serpentinites).

Λ. Péridotites serpentinisées (à 70-100 %). Dans l'unité du Chenaillet, on connaît des tectonites lherzolitiques, harzburgitiques et dunitiques, certains des faciès étant plagioclasiques. Par ailleurs, des cumulats péridotitiques sont des lherzolites à plagioclases ou des wehrlites à plagioclases ; ils sont associés aux gabbros (0) qui sont aussi des cumulats.

Ces roches ultramafiques sont recoupées par des filons de gabbros et de diabases plus ou moins rodingitisés, ainsi que par des albitites (Ab).

θ. Gabbros. Variés, ils ont des caractéristiques de cumulats, avec un ensemble de type troctolite (dunites plagifères à plagioclasites dunitiques), gabbros à pyroxène, ferrogabbros-ferrodiorites. Ces roches sont traversées par des veines, ségrégations et zones réactionnelles dioritiques à leucodioritiques, ainsi que par des filons d'albitite.

La série gabbroïque est recoupée par un réseau lâche de filons diabasiques dont certains montrent des bords refroidis. La mise en place de tels filons est donc bien postérieure au figement et au refroidissement des gabbros.

Il n'y a pas d'incompatibilité entre les magmas représentés dans les filons et dans les basaltes en coussins situés au-dessus. Il n'est ni impossible, ni démontré, que les filons diabasiques aient alimenté les

coulées de basaltes en coussins qui se sont épanchées sur les gabbros et les serpentinites.

θ. **Gabbros foliés.** Localement, les gabbros peuvent présenter une foliation très marquée (« flaser-gabbros » caractéristiques des zones de cisaillements ductiles) et même passer à des amphibolites. La déformation correspondante, ainsi que le métamorphisme (faciès schistes verts et faciès amphibolites) qui l'accompagne, résultent de phénomènes tectono-métamorphiques précoces ayant eu lieu dans la croûte océanique. En effet, ces roches ont été recoupées par des filons diabasiques non affectés par le même métamorphisme.

Ab. **Albitites.** En quelques points du massif (notamment le col de la Replatte du Gondran), les albitites forment des corps suffisamment importants pour pouvoir être cartographiés. Il s'agit d'anciens filons, maintenant boudinés, intrusifs dans les péridotites serpentinisées (plus rarement dans les gabbros), d'une roche leucocrate à plagioclase sodique, amphibole et pyroxène sodiques.

δθ. **Dolérites.** Roches à plagioclases fortement altérés, augite, hornblende brune et verte et chlorite, avec structure doléritique bien marquée.

Elles constituent quelques zones massives, épaisses en général d'une vingtaine de mètres, d'extension hectométrique, dont la forme évoque des intrusions concordantes soit au-dedans, soit à la base des coulées basaltiques (pied est du Chenaillet), soit entre ces coulées et les roches sédimentaires détritiques à éléments ophiolitiques : arénites Aa du mont la Plane.

β. **Basaltes tholéitiques en coussins.** Les épanchements basaltiques sous-marins, d'affinités tholéitiques, occupent un volume important dans l'ophiolite du Chenaillet. On y distingue des basaltes en coussins soit aphyriques, soit porphyriques, des brèches d'éclatement de coussins et des hyaloclastites. Ces roches ont subi une métasomatose notable, en particulier une albitisation, impliquant une évolution sous l'influence de fluides hydrothermaux en milieu océanique.

Des *enclaves calcaires* (micrite ou sparite très fine) s'observent par places, soit dans les intervalles entre coussins, soit dans des cavités à l'intérieur de ces coussins (mont la Plane). Leur composition isotopique en ¹⁸O semble indiquer la cristallisation ou recristallisation de sédiments calcaires à partir d'un fluide à relativement haute température, incompatible avec le très faible métamorphisme alpin, donc le témoignage d'un hydrothermalisme en milieu océanique.

Les *ophicalcites*, matériel volcano-sédimentaire situé à l'interface ophiolites/sédiments, sont décrites plus loin (*cf.* « Couverture sédimentaire »).

Ophiolite de l'unité Monte Cruzore—Monte Corbioun—Replatte du Gondran

Λ. **Serpentinites.** Lherzolites serpentinisées recouvertes de brèches à éléments ophiolitiques (BrA et BrC) puis de sédiments pélagiques du Jurassique (jR et jM) au Monte Corbioun ; serpentinites dissociées à l'état d'olistolites emballés dans les marnes et les calcaires du Crétacé inférieur de la formation de la Replatte (nC) dans le secteur dominant Bousson et Cesana-Torinese. Il s'agit soit d'ophicalcites (type 1), c'est-à-dire de serpentinites vertes lardées de filonnets de calcaire blanc (exploitées en carrière en Italie sous le nom de marbre vert), soit d'ophicalcites (type 2), sédimentaires (anciennes brèches à éléments de serpentine dominants et ciment arénitique et calcaire).

θ. **Gabbros**, extrêmement rares, le plus souvent sous forme d'arkoses à la base de la couverture sédimentaire, ou de blocs métriques au sein de celle-ci.

β. **Basaltes tholéitiques en coussins.** Ils sont connus surtout en olistolites dans le Crétacé inférieur nc (Lago Nero) ou en contact avec les radiolarites (Monte Cruzore).

Ophiolite de l'unité du lac des Cordes

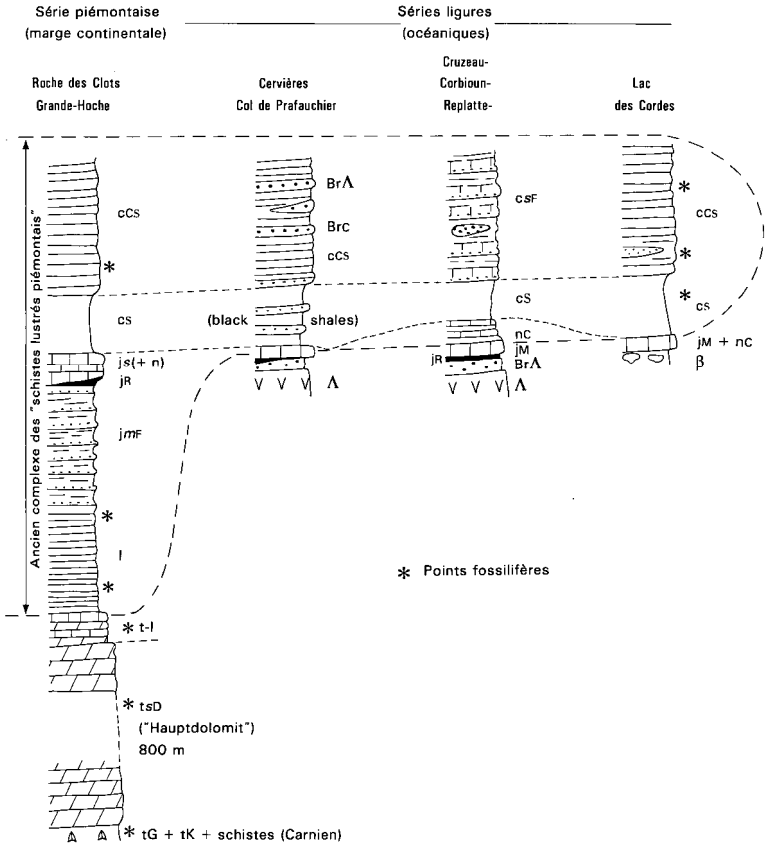
Sβ. **Métabasaltes (« prasinites »)** dont l'origine peut être identifiée grâce à des restes encore reconnaissables de coussins à bordures variolitiques. Ces roches forment une bande étroite, prise en sandwich entre deux liserés de calcaires rapportés au Malm, ceci au cœur d'une structure anticlinale serrée localisée à mi-pente en rive gauche de la haute Cerveyrette.

Cette bande se poursuit au Sud sur la feuille Guillestre aux environs du col de Péas, où prasinites, serpentinites et ophicalcites sont associées. Mais les conditions sont différentes de celles de la Cerveyrette puisqu'il s'agirait d'olistolites géants mis en place au Jurassique supérieur ou Crétacé inférieur.

Couverture sédimentaire*

Sur le territoire de la feuille Briançon, quatre unités structurales dérivent du domaine océanique ligure : *le complexe de Cervières—col de Prafauchier l'unité du lac des Cordes, l'unité du Lago Nero—Replatte, l'unité du Chenaillet* (fig. 12). La première correspond probablement à une tranche de terrains détachée de la surface de contact entre croûte océanique serpentineuse et couverture sédimentaire. Les deux unités suivantes comportent une semelle ophiolitique discontinue, des brèches sédimentaires à éléments ophiolitiques, une couverture

* Caron (1977), Lemoine *et al* (1984), Lemoine et Tricart (1986), Polino (1984), Polino *et al* (1984), Tricart et Lemoine (1988, 1991).



Ancienne "zone des schistes lustrés piémontais", comportant des unités piémontaises (de marge continentale) où les "schistes lustrés" (Lias à Crétacé supérieur) succèdent à des dolomies du Norien, et des unités ligures (océaniques) où les "schistes lustrés" (Crétacé) succèdent aux radiolarites et calcaires du Jurassique supérieur qui sont la couverture sédimentaire des ophiolites. Ces coupes sont sans échelle, l'intensité du plissement isoclinal polyphasé interdisant toute mesure précise de l'épaisseur originelle des formations distinguées. Une évaluation grossière peut seulement être faite. Chaque section lithostratigraphique de "schistes lustrés" (Lias, Crétacé inférieur, Crétacé "moyen", ou Crétacé supérieur) pouvait avoir avant plissement une épaisseur allant, selon les cas et selon les lieux, de 40-50 m à quelques centaines de mètres

Fig. 12 - Schéma des séries stratigraphiques piémontaises et ligures

d'âge jurassique puis crétacé. Le Chenaillet ne comporte que des roches détritiques à matériel ophiolitique (ophicalcites), ainsi que des arénites basaltiques (SΛ, mont la Plane) au-dessus des ophiolites. La semelle ophiolitique a été rendue discontinue, ou a été privée de sa couverture sédimentaire suivant les cas, par les effets de l'orogénèse alpine ou de l'érosion récente.

Complexe de Cervières—col de Prafauchier

jΛ. **Calcaires à cherts, serpentinites, brèches, ophicalcites; calcschistes, schistes et brèches (Jurassique?—Crétacé?).** On a regroupé sous le même indice un ensemble de roches affleurant soit sur la crête même du chaînon de Rochebrune (col de Prafauchier et Ouest de la cime de la Charvie), soit sous la surface de rétrocharriage basale de ce chaînon (Est de la Charvie et fenêtre de Cervières). Il s'agit principalement d'une part de calcaires marmoréens à lits siliceux verts (Malm très probable), associés à de la serpentinite, à des brèches de serpentinite et à des ophicalcites, et d'autre part de calcschistes et schistes (Crétacé ?) contenant des intercalations nombreuses et variées de brèches et microbrèches à matériel détritique d'origine mixte, continentale (dolomies triasiques, schistes cristallins) et océanique (serpentinites, paillettes de mica chromifère).

Le voisinage fréquent de cet ensemble avec les turbidites d'âge jurassique moyen (jmF) de la série piémontaise a conduit y voir, hypothétiquement, la suite normale de cette série, alors qu'ailleurs, tant au Nord (Grande-Hoche, feuille Névache) qu'au Sud (Roche des Clots, feuille Guillestre), cette série turbiditique est surmontée de couches attribuées au Malm—Crétacé inférieur (radiolarites, calcaires, calcaires à zones siliceuses ou alternances schistes-calcaires), au Crétacé « moyen » (black shales noirs, parfois rouges et verts), au Crétacé supérieur (calcschistes contenant des restes de globotruncanidés) (Dumont, 1983).

Une autre hypothèse plus vraisemblable est d'y voir une unité indépendante, d'origine océanique où, tout comme dans l'unité Monte Cruzore—Monte Corbioun—Replatte du Gondran, certaines formations sédimentaires contiennent des intercalations détritiques (et des olistolites) d'origine mixte, océanique et continentale. C'est l'hypothèse adoptée ici.

Unités du lac des Cordes, du Lago Nero—Replatte et du Chenaillet

Comme dans le cas des couches du Lias—Dogger Piémontais (I, jmF), la présence constante de plusieurs générations de plis isoclinaux superposés rend illusoire toute estimation précise des épaisseurs stratigraphiques originelles des termes schisteux et calcschisteux.

BrΛ; SΛ. **Brèches ophicalciques; arénites de serpentinite ou de basalte.** À la partie supérieure des serpentinites, sous les coulées basaltiques ou les sédiments pélagiques, on observe généralement

deux types d'ophicalcites superposés. Ce sont des roches où du matériel calcaire (calcite cristalline et/ou calcaire sédimentaire) est associé à du matériel ophiolitique, surtout de la serpentinite. Les *ophicalcites de type 1* n'ont pas été séparées sur la carte des serpentinites dont elles représentent la partie supérieure sur quelques mètres d'épaisseur. Ce sont des serpentinites fracturées, lardées de veines de calcaire clair, parfois recristallisé, parfois micritique ou sparitique à grain très fin et montrant des structures sédimentaires (fines stratifications, variations de grain, lits chargés de graviers de serpentinite). Elles sont surmontées des *ophicalcites de type 2*, épaisses de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres. C'est de ces dernières dont il est question ici.

Des *brèches ophicalciques* (Br Λ) affleurent au Souréou (toponyme 1/25 000 : près du Rocher de l'Aigle, pied est du Chenaillet). Ces roches sédimentaires détritiques, en général mal stratifiées, parfois chaotiques, ont une matrice calcaire le plus souvent gris clair, parfois rouge (présence d'hématite), qui englobe des clastes de toutes dimensions (du mètre au millimètre, le plus souvent quelques décimètres à quelques centimètres), surtout ultramafiques (serpentinites), rarement gabbroïques ou basaltiques. Certains éléments sont des « ophisphérites », roches singulières montrant une zonation interne sous l'influence de transformations métasomatiques ayant affecté gabbros et basaltes. Le ciment calcaire présente les mêmes anomalies en ^{18}O que les enclaves calcaires dans les basaltes, impliquant ici aussi des conditions de cristallisation sous l'influence de fluides hydrothermaux (voir plus haut).

Ces roches proviennent de l'éroulement d'un escarpement de faille sous-marin qui faisait affleurer principalement des serpentinites, au sein desquelles se trouvaient des gabbros (filons?) et des basaltes, ainsi que des xénolites : elles témoignent de l'activité tectonique qui affectait le fond de l'océan ligurien.

Dans le cas de grains millimétriques ou plus petits, la roche est alors une *arénite de serpentinite ou de basalte* (\sphericalangle/Λ), fréquemment stratifiée (arénites intercalées au mont la Plane entre les coulées basaltiques, associées au Souréou aux brèches de serpentine, dans les deux cas dans l'unité du Chenaillet).

Mises à part les exceptions observables au sein des basaltes de l'unité du Chenaillet ou par-dessus ceux-ci, les brèches sédimentaires ont été déposées le plus souvent au-dessus du substratum de serpentinites (ou de gabbros intrusifs dans ces dernières), et au-dessous de la couverture sédimentaire (jR, jM) ou effusive (β). Elles matérialisent la longueur de l'intervalle de temps qui a séparé les deux épisodes magmatiques, celui de la cristallisation des gabbros avant, et celui des épanchements basaltiques après.

Br. Brèches ophicalciques avec fragments d'origine continentale.
Ces brèches « mixtes » d'origine, continentale et océanique, s'observent

par exemple au Monte Corbioun, dans l'unité du Lago Nero, associées aux brèches ophicalciques BrA situées à l'interface entre le socle ultramafique et les premiers sédiments pélagiques sus-jacents.

Dans l'unité col de Prafauchier—Cervières, des brèches mixtes, non distinguées au sein de l'ensemble noté jA, sont connues à plusieurs niveaux, les unes provenant probablement de l'interface ultramafites/sédiments jurassiques (Nord-Est du col de Prafauchier), les autres intercalées dans des calcschistes d'âge présumé crétacé supérieur (fenêtre de Cervières).

jR. Radiolarites et équivalent métamorphisé du lac des Cordes (Dogger supérieur—Malm). Les radiolarites, premiers sédiments pélagiques déposés sur les ophicalcites ou sur leur substratum ophiolitique, sont assez bien développées dans l'unité du Lago Nero, notamment au Gondran du côté occidental, au Monte Cruzore et à Sagna-Longa du côté oriental. Elles sont au contraire très peu épaisses et discontinues dans l'unité du lac des Cordes. Elles sont de couleur rouge, litées (alternance de lits centi- à décimétriques quartzeux et de lits plus schisteux).

Les radiolaires, n'ont pas encore été déterminés sur le territoire de la feuille Briançon. Mais, dans les radiolarites reconnues en divers points des unités ligures des Alpes occidentales où les radiolaires ont été déterminés, les âges s'échelonnent, suivant les gisements, du Callovien à l'Oxfordien et au Kimméridgien inférieur (De Wever et Caby, 1981; De Wever *et al.*, 1987). Il s'agit d'un niveau discontinu, d'épaisseur variable (quelques centimètres à quelques dizaines de mètres), entre le substratum ophiolitique ou les brèches BrA et BrC au-dessous, et les calcaires du Jurassique supérieur au-dessus.

jM. Calcaires blancs marmorisés et calcaires à cherts (Jurassique supérieur—Néocomien). Niveau très caractéristique, quasi continu, de calcaires gris (Gondran) à jaunâtres (Lago Nero, lac des Cordes), constituant un bon repère dans l'analyse des plis à grande échelle. Le débit en dalles ou plaquettes, d'épaisseur entre le centimètre et le mètre, résulte de la schistosité. On observe presque toujours des intercalations de minces lits de cherts clairs ainsi que des alternances avec des schistes siliceux verdâtres, surtout au voisinage du contact avec les radiolarites jR, qui est transitionnel. En d'autres endroits, dans l'unité du lac des Cordes notamment, le contact avec les basaltes sous-jacents s'effectue avec des intercalations centimétriques de couleur verte et de composition prasinitique qui étaient initialement des lits détritiques à matériel basaltique. Dans l'unité du lac des Cordes encore, les calcaires massifs du Malm sont surmontés par quelques mètres de calcaires en plaquettes attribués au Crétacé inférieur, non distingués sur la carte.

L'épaisseur originelle, difficile à reconstituer, se situait probablement entre quelques mètres et quelques dizaines de mètres. Il n'y a aucune microfaune à cause de l'état de recristallisation. La datation résulte

de l'analogie de faciès et de position dans la succession lithostratigraphique, avec les « calcari a Calpionelle » de l'Apennin et des calcaires analogues en Balagne (Corse).

nc. **Formation de la Replatte : calcaires siliceux bruns et schistes noirs (Crétacé inférieur)**. Définie dans l'unité Lago Nero—Replatte du Gondran, cette formation est constituée d'une alternance de bancs bien délimités, épais de 5 cm à plus d'un mètre, de calcaires gris-brun et d'argilites schisteuses gris sombre, non calcaires. La majorité des bancs calcaires montrent sur leur tranche une sorte de trame siliceuse brunâtre, à maille millimétrique, mise en relief par l'altération superficielle, et qui passe progressivement, aux deux épontes de chaque banc, à des croûtes siliceuses verdâtres d'épaisseur centimétrique à millimétrique. Ces structures résultent d'une réorganisation de la matière sous l'effet du métamorphisme. Quelques radiolaires indéterminables ont été trouvés dans les calcaires. L'attribution au Crétacé inférieur résulte de la comparaison avec les « argille a Palombini » de l'Apennin, formation qui a fourni des microfanes du Crétacé inférieur et qui surmonte des calcaires à calpionelles.

Dans l'unité du Lago Nero (feuille Briançon) et en Queyras (col Agnel), la Formation de la Replatte contient des lits détritiques, et surtout de nombreux olistolites de nature ophiolitique. Tel est le cas, par exemple, des basaltes en coussins formant la falaise au-dessus du Lago Nero, et surtout des masses de serpentinites et d'ophicalcites dans lesquelles s'ouvrent les carrières de « marbre vert » du versant oriental du massif du Chenaillet entre Sagna-Longa et Bousson.

En sus, dans l'unité du Lago Nero, très localement aux environs du Monte Corbioun, cette Formation de la Replatte contient du matériel détritique mixte, à la fois d'origine océanique (ophiolites) et continentale (socle cristallin, dolomies triasiques).

CSG. **Formation détritique à la base des « black shales » au Gondran**. Calcaires en plaquettes, gréseux et riches en micas détritiques, débutant localement par un conglomérat à matériaux détritiques d'origine continentale (éléments de schistes cristallins et de calcaires noirs). Épaisseur apparente : 20 m.

cS. « **Black shales** » : **schistes noirs non calcaires et grès (Crétacé « moyen »)**. Schistes noirs silico-alumineux, non calcaires, associés à des lentilles blanches de quartz d'exsudation et comportant des intercalations de grès; la patine de ces grès, d'aspect gras, de couleur noirâtre, à oxydes de fer et de manganèse, est caractéristique et ressemble sur le terrain, au métamorphisme près, au « complexe de base » des flyschs de type « à helminthoïdes ». L'âge est probablement situé entre Albien, Cénomanien et Turonien à cause de rares restes de globotruncanidés trouvés sur le territoire de la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin.

Cette formation, avec quelques intercalations de grès verdâtres, est également bien développée au Gondran (unité du Lago Nero—Replatte du Gondran) ainsi que dans l'unité du lac des Cordes et dans son prolongement au Queyras sur la feuille Aiguilles—Col Saint-Martin. Les épaisseurs apparentes se situent entre moins de deux mètres à la cime de Fournier et 200 à 300 m près du lac des Cordes et au Gondran. Ces variations sont en grande partie d'origine tectonique, et l'épaisseur originelle, stratigraphique, devait être de l'ordre d'une à deux centaines de mètres. Les intercalations apparentes avec les calcschistes stratigraphiquement sus-jacents résultent du plissement isoclinal.

cCS. Calcschistes des Fonts (Crétacé supérieur). Calcschistes monotones avec quelques intercalations de bancs plus résistants à patine jaunâtre et, près de Bousson, de microbrèches et d'arénites dolomiti-ques jaunâtres à stratifications obliques. Des intercalations de schistes pélitiques noirs non calcaires s'y observent également, sans que l'on puisse décider si elles sont d'origine stratigraphique ou si elles résultent de plis isoclinaux qui feraient ressortir les « black shales ».

Les affleurements se situent sur la partie italienne de la feuille et se prolongent en Queyras vers le Sud (feuille Aiguilles). Au métamorphisme près, il s'agit de sédiments comparables aux calcschistes planctoniques du Crétacé supérieur des zones briançonnaise et subbriançonnaise. De rares restes de globotruncanidés reconnaissables ont en effet été trouvés dans le secteur du lac des Cordes. L'épaisseur apparente est considérable à cause de la superposition des phases de plis isoclinaux ; mais par analogie avec le Briançonnais, l'épaisseur originelle ne devrait pas dépasser quelques centaines de mètres.

Une **intercalation de grès** micaschisteux verdâtres (cCS[1]), est située stratigraphiquement près de la base des calcschistes. Elle est connue dans les pentes de la crête frontière de Dormillouse (angle sud-est de la feuille Briançon) et elle se prolonge vers le Sud sur la feuille Aiguilles. Il s'agit d'un épandage détritique de type « grain flow » maintenant discontinu à cause du boudinage et peut-être d'une répartition irrégulière sur le fond du bassin. Épaisseur : quelques mètres.

csF. Flysch du Gondran et de la cime de Fournier (Crétacé supérieur) (dans l'unité du Lago Nero—Replatte du Gondran, au-dessus des « black shales »). À la cime de Fournier, empilement de séquences élémentaires comportant quelques centimètres de grès roussâtre à la base, suivis de plusieurs décimètres de calcaire gris. Ce type de séquences rappelle fortement celles du flysch à helminthoïdes de la nappe du Parpaillon en Embrunais. Au Gondran, ce sont surtout des plaquettes de calcaire gris, dues au débit schisteux, avec, dans les ravins et le Rocher du Queyrelay, plusieurs intercalations détritiques ; les éléments sont surtout des calcaires gris, quelques jaspes blancs ou verts, et, très rarement, des fragments de socle cristallin.

GS. Grès et calcschistes de la Punta Gardiol (âge inconnu). Au Nord de la feuille, en contrebas de la Punta Gardiol, un petit affleu-

rement de grès et calcschistes, qui voisine avec des lames de gypse, est situé topographiquement au-dessus des calcschistes de la rive gauche de la Dora. L'âge de cette formation est inconnu, et sa signification demeure problématique.

QUATERNAIRE

Würm

Gy; Gyv. **Moraines locales; moraines des vallées.** Les moraines couvrent une surface considérable des versants de cette feuille, surtout dans la partie ouest. On a distingué deux catégories principales, par le faciès et le relief : les moraines locales, issues de cirques et vallons latéraux, dont la composition pétrographique reflète celle de leurs bassins-versants, et les moraines des vallées, dont le faciès « alpin » résulte du mélange des moraines issues des glaciers collecteurs. La distinction n'est pas toujours possible, notamment dans la vallée de la Guisane en rive droite, et dans celle de la Durance en aval de Briançon.

• **Moraines locales** (Gy). Elles ont occupé tous les cirques, au-dessus de 2 000-2 300 m selon l'orientation, et se sont étendues dans tous les vallons qui les prolongent, parfois jusque dans la vallée principale (le Casset, Monétier dans la Guisane). Mais elles n'ont pas laissé de traces morphologiquement reconnaissables partout, si bien que l'on ne peut les distinguer que dans des situations morphologiques privilégiées. En fait, on ne connaît pas vraiment, sauf pour les glaciers récurrents au petit âge glaciaire (le Casset, Tabuc, peut-être Gyr), l'extension des glaciers qui les ont transportés et venaient se fondre dans le glacier principal de la vallée.

Le faciès, dépendant étroitement du bassin-versant, peut être très varié, du plus simple, monogénique (granites du Pelvoux sans matrice pour la moraine du Casset, ophiolites à forte matrice argileuse pour celle du Gondran aux sources de la Durance) au plus complexe, polygénique (pour toutes les autres), avec tous les types de granulométries et de morphoscopies. La nature de la matrice est fonction aussi de l'éloignement du cirque originel.

L'épaisseur est variable, elle peut atteindre plusieurs décamètres, jusqu'à l'hectomètre localement.

Les moraines locales les plus caractéristiques sont celles du Casset à 1 500 m, avec des éléments de granites du Pelvoux, du Monétier (1 450 m), du Tabuc et de la Selle en amont, de la Moulette au Nord du Monétier (2050 m), de l'oratoire de Saint-Joseph dans le torrent de la Salle (2 100 m), des Fonts du Creuset au Nord de Roche Gauthier (2 100 m), du Grand-Verdarel au-dessus de Villard-Laté (1 500 m), de la Casse de Vallouise (1 100 m), des Partias au Sud de l'Eychauda (1 920 m), de la Ruine au-dessus de Montgenèvre (1 950 m) et du Venton en amont de la Cerveyrette (2 220 m).

Les moraines les plus remarquables sont celles du Casset et du Monétier, qui dessinent des vallums frontaux bien exprimés dans la vallée de la Guisane. La disposition des appareils terminaux montre que les glaciers latéraux qui les ont déposées aboutissaient alors dans une vallée principale libre de glace, ce qui peut suggérer une réavancée de ces glaciers après déglaciation du tronc majeur, consécutivement à un recul d'amplitude inconnue mais probablement faible, plutôt qu'à une fusion sur place de l'ensemble. Mais il n'y a aucune preuve stratigraphique de ceci. Les nombreux vallums morainiques qui se succèdent en amont dans les torrents du Tabuc et de la Selle, et dont on distingue quatre à six ensembles successifs jusqu'à proximité des cirques amont, marquent les étapes du retrait des glaciers. Comme on a ici le double indice morphologique d'un retour possible des glaciers, il est probable que toutes les autres moraines locales, qui se terminent dans les hauts vallons très au-dessus des vallées principales, appartiennent aussi au retrait de cet épisode, qui n'a pas laissé de traces reconnaissables en aval. C'est le cas du complexe morainique des Partias, dans le haut vallon du Sachas au Sud de l'Eychauda, dont on peut discerner cinq générations successives entre 1 920 et 2 300 m. Par contre, la moraine latérale de la Casse de Vallouise, originaire du Gyr, et qui descend particulièrement bas (1 100 m), n'est pas avec évidence une moraine de réavancée ; si c'était le cas, elle serait contemporaine de celles du Casset et du Monétier.

L'âge des moraines du Casset, du Monétier et de celles du même type, est antérieur à celui des travertins du Monétier qui ravinent le front morainique du Tabuc (*cf.* datations plus loin), donc wurmien, sans plus de précision. Quant aux systèmes amont des vallons, ils sont au minimum tardiglaciaires car, à l'Holocène, la déglaciation a été plus poussée qu'aujourd'hui. Elles marquent donc des pulsations ou des stationnements au cours du retrait de ces glaciers depuis le Würm récent jusqu'au Dryas supérieur (10 500-10 000 B.P.), dernière période froide du Pléistocène.

• **Moraines des vallées** (GyV). On a pu distinguer des moraines de vallées dans la Guisane et la Durance, essentiellement par leur faciès (composition pétrographique) et par la morphologie, avec une rupture de pente plus ou moins marquée sur les versants.

Leur faciès est typique des moraines de fond. La matrice sablo-argileuse est très abondante, de couleur plus ou moins foncée mais souvent proche du noir (influencée par la proximité du Houiller); elle englobe en désordre des éléments caillouteux polygéniques, dont (certains issus du cristallin du Pelvoux dans la Guisane et des roches (vertes du massif du Montgenèvre pour la Durance. Ces éléments sont généralement bien arrondis ou émoussés, de petit calibre (galets) ; les blocs de taille métrique sont rares. Relativement bien individualisées dans la Guisane rive gauche, où un stade de retrait se repère bien du Monétier à Briançon, elles le sont beaucoup moins dans la Durance où les limites sont assez hypothétiques.

Leur épaisseur est très variable mais souvent forte, pluridécamétrique sur les versants, inconnue dans les fonds de vallées sauf dans la

difffluence du Montgenèvre où un sondage de recherche d'eau a été pratiqué à l'emplacement du poste de douane (Biais, 1978) : plus de 40 m de matériel très argileux, renfermant peu de niveaux perméables, et ne fournissant qu'un débit inférieur à 1 m³/s.

Blocs erratiques. Des blocs erratiques, abandonnés par les glaciers wurmiens sur les flancs des vallées, sont observables, particulièrement en Vallouise, seule vallée où du matériel cristallin a pu être transporté et conservé. Trois sites ont été repérés et sont signalés sur la carte par une croix : Vallouise, Puy-Saint-Vincent et Les Vigneaux.

À Vallouise, sur le versant de la Tête d'Amont entre les torrents de Paulin et le ruisseau de la Champorée, à 1 570 m d'altitude, un petit replat héberge quelques blocs de cristallin, dont l'un de forme élancé (le Rocher Pointu) dessine une aiguille granitique. C'est le plus élevé des blocs erratiques reconnus, 300 m au-dessus du fond de vallée actuel.

Aux Vigneaux, au-dessus du Grand-Parcher et au pied de la Tête d'Aval, quelques gros blocs sont épars dans la forêt vers 1 400 m.

Entre Vallouise et Puy-Saint-Vincent, en rive droite de la Gyronde, gisent de très gros et très nombreux blocs vers 1 150-1 200 m d'altitude donc assez près du fond de vallée. Ils s'alignent sur près de trois kilomètres entre le champ Clément et le pont des Vigneaux, et les plus volumineux atteignent plus du millier de mètres cubes. Pour expliquer leur accumulation à cet endroit et leur taille, il faut imaginer, à quelques dizaines de kilomètres à l'amont, un éboulement de falaise sur une langue glaciaire et ensuite leur transport jusque là. On pourrait aussi rapporter leur transport à une coulée de débris après rupture soudaine d'une poche d'eau sous-glaciaire ou d'un lac à l'arrière d'un barrage d'éboulis ou de moraine : aucune preuve tangible de l'une ou l'autre explication n'existe.

GLy. Sédiments glacio-lacustres (Villard-Meyer). En limite sud de la feuille, en rive droite de la Durance et face à Queyrières, une petite terrasse à surface localement ravinée, d'altitude 1 190 m, supporte le village de Villard-Meyer. Une carrière y est ouverte dans la butte isolée (cote 1 183). On peut y relever la succession suivante, de bas en haut, sur une épaisseur de 6 à 8 m :

— sable fin limoneux jaunâtre à litages légèrement obliques et divergents, contenant des blocs anguleux et des poches de graviers (base non visible, épaisseur minimum 2 m) ;

— sable fin gris à cordons de graviers, formant la couche principale (2 à 4 m) ;

— sable très graveleux à lits de galets, à litages obliques (2 à 3 m) ;

— au sommet, couche d'argile sableuse litée faiblement pentée (1 m, mais tronquée).

Tous les contacts sont concordants mais plus ou moins ravinants. Cette description correspond sensiblement à celle de B. Sauret (1986).

L'ensemble, à matériel fin dominant, est évidemment d'origine glacio-lacustre étant donné l'hétérogénéité du matériel, avec des blocs anguleux flottés dans les sables fins de fond de lac et des apports deltaïques illustrés par la disposition en lits obliques. L'épaisseur totale doit être décimétrique ou légèrement supérieure.

B. Sauret (1986), en étudiant cette carrière, a relevé un certain nombre de déformations : failles normales à faibles rejets (centimétriques à décimétriques) orientées N0-N 10 et N60-N90, pli métrique dissymétrique reprenant plusieurs niveaux de galets et affecté de nombreuses petites failles inverses, antérieures aux failles normales, et une antiforme dans le niveau sableux inférieur. Il leur attribue une origine tectonique, et conclut à une activité sismique récente avec décrochement en relation avec la faille de la Durance.

L'origine glacio-lacustre de cette formation étant certaine, une autre explication peut être donnée pour les déformations constatées : la glacio-tectonique et la fusion de masses de glace dans le sédiment en milieu aqueux puis humide. En effet, toutes les structures décrites, notamment les plissements, plus nombreux sur le front de taille actuel, sont très fréquentes et classiques dans les dépôts glacio-lacustres. Elles sont dues soit à des glissements et affaissements synsédimentaires, toujours locaux, soit à des poussées lors d'oscillation d'un glacier proche. Les cassures peuvent aussi se produire par le gel superficiel du sédiment lors d'une baisse du niveau de l'eau.

Ainsi faut-il faire la distinction entre les figures d'expulsion de sédiments meubles sous le poids d'un glacier en cours de réavancée (plis, failles inverses) et les petites failles normales conjuguées qui semblent plus récentes et pourraient avoir une signification néotectonique : les plus importantes (partie nord-ouest de la carrière) ont, en effet, un rejet presque semi-métrique affectant tout le front de taille visible et portent des stries de type dip-slip (extension pure). Par ailleurs, les deux directions relevées par B. Sauret coïncident avec celles de la fracturation distensive récente dans les nappes briançonnaises voisines (P. Tricart, étude en cours).

Âge wurmien identique à celui des alluvions fluvio-glaciaires.

FGy. Alluvions fluvio-glaciaires anciennes (Montgenèvre, Briançon).
Des lambeaux de terrasses ou de placages d'alluvions, de petites dimensions, s'échelonnent de loin en loin de la Guisane à la Durance entre Saint-Chaffrey et Queyrières, en limite sud de la feuille, et dans le ravin de la Durance au Montgenèvre.

À Saint-Chaffrey il s'agit d'un placage à la base du versant en rive gauche de la Guisane, dessinant une terrasse haute d'une quarantaine de mètres et ravinée par le cône ancien de Forville. À Villard-Saint-Pancrace on relève trois fragments de terrasse : au Pâquier, au Rocher du Clos, et à Pierre-Feu. À Saint-Martin-de-Queyrières, une étroite et longue terrasse très ravinée domine la Durance de 40 à 60 m.

Les alluvions sont très grossières, hétérométriques, à galets et blocs arrondis pouvant dépasser le mètre, et matrice gravelo-sableuse grossière. Il s'agit donc bien de résidus d'une plaine, voire de plusieurs plaines alluviales de déglaciation — le matériel polygénique étant caractéristique de la Durance et de la Guisane — complètement démantelées par les érosions et alluvionnements fluviaux ou torrentiels ultérieurs.

Les alluvions du Montgenèvre offrent un faciès pétrographique différent, mais ont une structure et un calibrage analogues. Elles sont composées essentiellement de matériel local, calcaires et dolomies du Trias, grès houillers, plus des roches vertes locales (Chenaillet). Leur provenance est évidemment la vallée de la Clarée. Elles sont fortement mais irrégulièrement consolidées par un ciment gréseux ou carbonaté (cargneules) dénotant une structure initialement vacuolaire. Elles sont suspendues 180 m environ au-dessus de la Clarée. W. Kilian (1897, 1914) avait pu observer qu'elles avaient une épaisseur de 20 à 30 m, reposaient sur les dolomies du Trias par l'intermédiaire d'une couche à blocs, et étaient surmontées par de la moraine. Par analogie de faciès et de stratigraphie avec les poudingues de Montdauphin, Embrun, etc., il en déduisit qu'elles étaient interglaciaires. En fait, ce sont plus probablement des alluvions fluvio-glaciaires latérales (kame) du glacier de la Clarée en retrait, recouvertes par du matériel morainique (roches vertes) glissé des versants escarpés. Comme pour les autres alluvions, leur âge est wurmien, probablement antérieur à 20 000 B.P. (âge supposé des travertins post-morainiques du Monétier).

Holocène à actuel

Jz. Cônes torrentiels. Les fonds de vallées sont essentiellement occupés par des cônes torrentiels issus de tous les ravins latéraux, de dimensions très variables jusqu'à kilométrique, et de pentes très variables également, fonction généralement inverse de leurs dimensions. Ils sont souvent nourris en amont par des éboulis et surtout des avalanches qui s'arrêtent généralement dans le canal d'écoulement et débordent plus rarement sur le cône lui-même. Il y a toutes les formes de transition entre les cônes torrentiels et d'avalanches, de sorte que nous n'avons distingué que deux catégories : les cônes torrentiels exclusivement et partiellement avalancheux d'une part (Jz), les cônes d'avalanches d'autre part (EJ ; *cf.* plus loin).

Tous les grands cônes torrentiels sont anciens à récents et peuvent être épisodiquement actifs. Récents car ils sont très peu incisés par leur torrent générateur qui, souvent, s'infiltre dans les alluvions dès l'amont, et parce que les cônes subactuels, lorsqu'ils existent, y sont très faiblement emboîtés. Il est donc certain que ces cônes ont eu une activité très récente (peut-être au petit âge glaciaire, XVII^e-XIX^e siècle), de même qu'ils ont fonctionné dès la déglaciation de la vallée, il y a peut-être plus de 20 000 ans. Donc, ce sont des formations actuellement en sommeil, mais qui pourraient être réactivées à la faveur d'un

événement météorologique ou climatique exceptionnel (comme cela s'est produit en juillet 1981 par exemple à Saint-Chaffrey; voir plus loin : « Stabilité des versants - Risques naturels »).

Les alluvions torrentielles de ces cônes sont généralement très grossières et hétérométriques, avec éléments peu ou pas émoussés pouvant atteindre voire dépasser le mètre, à matrice plus ou moins abondante, limoneuse à sablo-graveleuse, plus ou moins compacte et même durcie. Leur composition pétrographique reflète exactement celle de leur bassin-versant. Leur faciès varie du pseudo-morainique (à part les éléments striés) à structure anarchique, lorsque la matrice est particulièrement abondante et fine, à pseudo-fluvatile (très bon litage) lorsque la matrice est sablo-graveleuse (Villard-Saint-Pancrace par exemple).

Les épaisseurs sont inconnues mais probablement fortes (surtout vers l'amont) : en moyenne décamétriques à pluridécamétriques, si l'on considère que le maximum de sédiments, observables à la surface des cônes de rive gauche de la Guisane entre Saint-Chaffrey et Briançon, est de 20 à 30 m.

Tous les cônes torrentiels situés au pied de versants escarpés peuvent être subitement réactivés et donner lieu à des crues dévastatrices. Dans l'une ou l'autre des grandes vallées de la région, des débordements de torrents sont en effet enregistrés presque chaque année : les torrents de la Moulette, du Merdarel, du Verdarel ou de Sainte-Elisabeth dans la Guisane, ceux de la Clarée, de la Cerveyrette ou bien de la Vallouise ou encore du versant italien (Rio Secco, Dora Riparia). Or, de plus en plus, des zones d'habitations viennent remplacer les terres agricoles et envahissent la surface des cônes mal ou pas du tout protégée contre les crues torrentielles.

Fz. Alluvions fluviales des fonds de vallées. Une seule **basse terrasse** (Fz[1]) de petites dimensions, longe la vallée de la Gyronde rive droite en amont des Vigneaux. Elle domine le lit mineur d'une dizaine de mètres. Il n'y existe aucune coupe mais son matériel est probablement identique à celui du lit mineur.

Dans toutes les autres vallées (Durance, Clarée, Guisane, Cerveyrette), il n'existe qu'un remplissage de fond relativement étroit qui sinue entre les cônes torrentiels. Ce **lit mineur** (Fz[2]) est constitué par des cailloutis à galet bien arrondis ou émoussés, très grossiers et hétérométriques (calibre 0,20 m fréquent), graviers et sables grossiers, de composition pétrographique très variée puisque représentant la lithologie des bassins-versants amont. On n'en connaît pas exactement l'épaisseur, faute de sondages, non plus que la distribution granulométrique, sauf dans la basse vallée de la Clarée où quelques données chiffrées existent (Biais, 1978).

Une mesure du calibre des galets de la Clarée, à la Vachette, près du confluent avec la Durance, a donné les résultats suivants: 0-

5 cm : 70 % ; 5-10 cm : 20 % ; 10-20 cm : 6 % ; 20 cm : 4 %. Ce ne sont pas des alluvions très grossières, mais très hétérométriques.

Cinq sondages ont été effectués dans la plaine des Alberts sur une distance de moins de deux kilomètres, soit, d'amont en aval :

— moulin du Rosier, à l'extrémité amont de la plaine : 22 m de cailloutis à matrice sablo-argileuse sur argile plastique non traversée ;

— 600 m en aval du Rosier :

- 0-8,30 m : alluvions caillouto-sableuses,
- 8,30-17,70 m : alluvions limoneuses peu perméables,
- 17,70-35,00 m : alluvions très sableuses, fluantes,
- 35 m : bloc calcaire ;

— Nord du camping du bois de Boulogne, à proximité du cône torrentiel : 15 m d'alluvions caillouteuses très hétérogènes, parfois très argileuses (cône torrentiel), sur argile non traversée ;

— Sud du même camping : 25 m de cailloutis sableux sur argile noire peu compacte non traversée ;

— aval de la plaine des Alberts : 44 m non décrits. On ne sait même pas si le substratum a été atteint.

L'épaisseur reconnue des alluvions fluviales grossières de cette petite partie de la vallée est donc de l'ordre de 10 m en amont à 25 m en aval, peut-être plus au dernier sondage. Généralement, elles se cantonnent dans l'axe de la vallée, vu le nombre et l'extension des cônes torrentiels latéraux dont les débris peuvent les envahir presque complètement.

L'alluvionnement peut être rapide et dévastateur : le cas le plus célèbre est celui de la crue de la Cerveyrette les 14-16 juin 1957 (voir « Stabilité des versants - Risques naturels »).

EG. Glaciers rocheux, moraines de névés. Amas de blocs anguleux apparemment chaotiques, de taille métrique à plurimétrique, ces formations dites périglaciaires possèdent un relief de crêtes multiples parallèles, sinueuses et contournées, parfois rectilignes ou presque, buttes et dépressions, leur donnant un aspect fluidal. Les glaciers rocheux se distinguent des moraines véritables par le fait qu'ils n'ont généralement pas de vaste dépression interne, témoin de la glace disparue, par la multiplicité et la complexité de leurs crêtes (pseudo-vallums), et par l'absence de brèche frontale par où les eaux de fusion des glaciers s'échappent.

On peut distinguer les glaciers rocheux fossiles des « actifs » par la végétation : clairsemée à dense, recouvrant les glaciers rocheux subactifs et fossiles, tandis que les « actifs » sont nus, signe qu'ils pourraient être en mouvement. Les glaciers rocheux fossiles sont notablement plus nombreux et surtout plus étendus que les « actifs », et descendent à une altitude plus basse; ils ont donc fonctionné dans des conditions climatiques plus rudes qu'aujourd'hui. La plupart doi-

vent être essentiellement tardiglaciaires, sans doute du petit âge glaciaire (XVII^e-XIX^e siècle) pour les plus récents.

Les glaciers rocheux les plus anciens se trouvent essentiellement à l'Est et au Nord du Grand-Aréa (2250 m), au Nord et au Sud de Roche Gauthier (2 300 m) et au Nord de la crête de Peyrolle (1 980 m), autour de la crête de la Lauze (2250 m), à l'Ouest de la pointe des Grands-Becs (2 300 m), du vallon de la Ruine (2250 m) et au Clot de Mezzo, au Nord-Est de la Loubatière (2000 m), au Nord du pic de Montbrison où ils sont nombreux, dans le torrent de Trancoulette (1 950 m), au Nord du Grand-Peygu (2 150 m), à l'Ouest du col d'Izoard (2200 m) où ils sont particulièrement étendus, au Nord du Chenaillet (2 150 m), au Sud du col de Bousson (2000 m) et à l'Est de la Turge de Peyron (2 100 m).

Les glaciers rocheux au Nord du Grand-Aréa (2 300 m), autour de Roche Gauthier (2300 m), à l'Ouest de la pointe des Grands-Becs (2 300 m), au Nord et à l'Est du pic de Montbrison (2 350 m), au Nord du pic Jean-Rey (2 300 m), au Sud du Chenaillet (2 300 m) et surtout autour du pic de Rochebrune (2 300 m), paraissent actifs, bien qu'il n'y ait pas de mesures de déplacement enregistrées.

EJ. Cônes d'avalanches ou cônes mixtes. D'assez nombreux cônes d'avalanches garnissent le pied des versants ou la base des sommets de cette région de haute montagne. On a indiqué les principaux, mais on n'a pas fait de distinction d'âge; en effet, on constate souvent qu'un cône apparemment inactif depuis longtemps peut redevenir dévastateur si des conditions météorologiques exceptionnelles (neiges abondantes, pluies torrentielles) apparaissent.

Les cônes d'avalanches se distinguent des cônes d'éboulis par leur pente plus faible et leur profil concave (remaniement et étalement par un fluide qui est la neige), et par la présence fréquente d'un étroit chenal creusé plus ou moins profondément, selon une génératrice, par des écoulements temporaires.

Des cônes d'avalanches fossiles se trouvent au Nord-Est de la Tête du Grand-Pré, au Nord du Montgenèvre, (bois des Suffins et vallon de la Ruine), au Nord des Combes dans le torrent de Sachas, et dans la haute Cerveyrette.

La plupart des cônes d'avalanches actifs se situent au-dessus de 1 800 m, mais peuvent localement descendre plus bas. On les trouve au Nord du Grand-Aréa, au Nord-Est de la Grande-Peyrolle, sur les deux versants de la Clarée et le versant est du Rio Secco, au Nord du pic de Montbrison, autour du pic de Peyre-Haute, dans le vallon de Chambran et dans le torrent de l'Orceyrette, dans le torrent des Ayes, au pied du versant nord de la Turge de Peyron et du versant nord-ouest du Lasseron en face de Cervières et dans la vallée de la Clarée. Dans ce cas ils menacent la seule voie de communication de la vallée : dans les années 70, des avalanches ont détruit des forêts de

mélèzes de plus de 300 ans d'âge. Dans la vallée de la Guisane à l'Est du Casset, la RN 91 pourrait être menacée par un petit cône subactif (1 527 m).

Beaucoup de ces cônes, à forte ou très forte pente, secs le plus souvent, sont fortement ravinés pendant les pluies abondantes ou d'orages et parcourus par de petits torrents donnant naissance à des coulées de boue qui s'étalent alors largement jusqu'au pied des cônes torrentiels (*cf.* plus haut : Jz).

E. Éboulis. Amas de fragments de roches, anguleux de taille centimétrique à pluridécimétrique voire métrique, les éboulis forment des tapis réguliers ou des cônes au pied des escarpements rocheux, de pente régulière de 30 à 35°. Ils sont donc particulièrement fréquents au bas des corniches de roches résistantes comme les calcaires et quartzites du Trias, le cristallin du Pelvoux, ou des fissures élargies en couloirs. On peut les trouver à toutes les altitudes, mais ils sont de plus en plus fréquents à mesure qu'on s'élève. On n'a pas distingué les éboulis actifs (vifs), qui commencent à partir de l'altitude de 2 000 m environ selon l'exposition, des éboulis fossiles ou stabilisés colonisés par la végétation. Épaisseur variable, plurimétrique à pluridécamétrique.

Eb. Éboulis à gros blocs, éboulements. À la différence des éboulis ordinaires, les éboulis à gros blocs et éboulements sont peu nombreux et peu étendus sur cette feuille où ils sont de formes chaotiques irrégulières faites d'un matériel rocheux anguleux de toutes tailles et d'épaisseur inconnue.

On les trouve essentiellement au Nord du Grand-Aréa, à Casse Vendant au pied du glissement de Peyra Juana et aux Albeyres dans la vallée de la Guisane, rive est du vallon de Chambran, à l'Ouest du pic de Montbrison, à la chapelle Saint-Hippolyte face à Saint-Martin-de-Queyrières, au Nord du pic Jean-Rey et au Sud du pic de Rochebrune.

On a pu relever un certain nombre d'éboulements à gros blocs, anciens à très anciens : versant est et sud de Tête Noire et du Grand-Aréa, Grand bois des Bans au-dessus du Villaret (rive gauche de la Durance, à l'amont de Prelles).

Pz. Dépôts palustres (tourbières). Les tourbières sont peu nombreuses dans le cadre de cette feuille, et surtout de petites dimensions, sauf celle du Bourget dans la haute Cerveyrette en amont de Cervières. Cette tourbière, d'épaisseur inconnue, qui se développe sur une longueur d'environ 2 km sur une largeur maximale de 250 à 300 m, est le colmatage palustre final de l'ancien lac de barrage du glissement des Eittes.

Les autres tourbières ont pris naissance dans des dépressions, à la surface des moraines : le Puy-Freyssinet à 1980 m à l'Est du Monétier,

le Puy-Chirouzan (1 900 m) au Nord de La Salle, les Partias (2 100 m) en amont et à l'Ouest des Combes, au centre d'un petit complexe de moraines locales parsemées de blocs, Bouchier (1 540 m), le lac des Serres (1 950 m) au Sud-Est de Saint-Martin-de-Queyrières. Ou bien on les retrouve dans des dépressions entre glaciers rocheux fossiles (près du Gondran, 2 220 m), ou encore à la faveur de surcreusements dans des cirques glaciaires : ravin des Neyzets (2 340 m) au Sud du col de l'Eychauda, pied ouest du sommet de l'Eychauda (2 300 m), Sud du mont Prorel (2 350 m). En ce dernier point, une petite tourbière se situe exactement au Nord de la chapelle de Notre-Dame-des-Neiges (2 300 m), probablement dans une dépression due à la dissolution du gypse en profondeur.

Gz. Moraines historiques (« petit âge glaciaire »). On en trouve deux témoins indubitables en limite ouest de la feuille, près du lac de l'Eychauda. Ce sont les moraines historiques des glaciers actuels de Séguret-Foran et de Séguret-d'Avant (feuille Saint-Christophe-en-Oisans). Il n'y a pas de glacier actuellement sur le territoire de la feuille Briançon, du fait de l'altitude insuffisante des sommets. Il n'y a donc guère eu de glaciers, et donc de moraines, avant le petit âge glaciaire, la déglaciation ayant été probablement plus étendue au début du Subatlantique (2500-2000 B.P.) et surtout à l'Atlantique (7500-4500 B.P.), qu'aujourd'hui.

X. Remblais. Ils sont constitués par les déblais de galeries : exploitations des mines de charbon aux environs de Briançon (mine de la Tour à Villard-Saint-Pancrace, travers-banc de reconnaissance au Freyssinet), galerie d'adduction d'eau en rive droite de la Gyronde.

Formations d'âges variés

U. Tufs et travertins (Monétier-les-Bains). Les tufs dits du Monétier sont en réalité des travertins stratifiés, très bien lités en couches centimétriques à pluricentimétriques, affectées d'un léger pendage S, probablement parallèle à leur pente superficielle. C'est une formation compacte, homogène, dure (sauf aux interlits), dont les surfaces des bancs sont mamelonnées. On y a remarqué autrefois des empreintes de feuilles et des cavités de branches et de troncs d'arbres, non visibles actuellement. En effet, ils ont fait l'objet d'une exploitation intensive lors de la construction des bâtiments anciens du village (traces d'extraction dans la petite falaise dominant la Guisane) au lieu-dit Turière.

Ces travertins forment un plateau à surface plane légèrement pentée vers le Sud, grossièrement losangique, dont les côtés mesurent 500 m environ. Leur épaisseur à Turière est de l'ordre de six à sept mètres. Quatre sondages récents pour la recherche d'eau thermique entre la Rotonde et les anciens thermes de Font Chaude ont traversé les travertins sur une épaisseur variant de 0,20 m (Rotonde) à 10 m (Turière) (Chardon, 1993). Ils reposeraient partout sur une argile à graviers (moraine probable), et sont recouverts par un « sol » (altéra-

tion des travertins, colluvion superficielle) pouvant atteindre 4 m d'épaisseur. Le village du Monétier est entièrement bâti sur leur surface.

Ils sont encadrés par trois formations quaternaires différentes : le cône torrentiel de Saint-Joseph, les alluvions du fond de la vallée de la Guisane et la moraine ancienne du glacier du Grand-Tabuc :

— la formation la plus ancienne est la moraine du Grand-Tabuc dont on retrouve deux vallums latéraux au débouché du vallon (chapelle Saint-Roch, Charvet), et plusieurs fragments de moraine frontale à l'Ouest du pont des Granges, au cimetière du Monétier (où il forme une petite butte) et deux pointements de part et d'autre de la rivière et du village. Cette disposition indique qu'il y eut ravinement de la moraine dans l'axe de la vallée avant le dépôt des travertins, que ceux-ci s'appuient sur la moraine et reposent probablement dessus, à une profondeur sans doute faible ;

— les deux autres formations sont subcontemporaines. Cependant, le cône torrentiel de Saint-Joseph est quelque peu antérieur aux alluvions de la Guisane, qui le ravinent en amont de la masse travertineuse. Il s'agit toutefois d'un dépôt très récent, sans que l'on puisse avancer de date, car le torrent actuel y est très peu emboîté (pont des Granges). Ce cône semble recouvrir les travertins au Nord du village, et les raviner à l'Ouest (côté Guisane). Mais ce sont des indications morphologiques sans données stratigraphiques.

Les travertins du Monétier semblent avoir été accumulés par ruissellement à partir d'une source qui se situerait sensiblement au niveau du captage actuel de la Rotonde, un peu au Nord du village, en limite du cône. Une résurgence (Font Chaude), également captée (anciens bains), ressort au niveau de la plaine alluviale de la Guisane au Sud du village {cf. « Ressources en eau »}.

En 1987, une datation ^{14}C sur un échantillon de travertin prélevé à la Grande-Turière, environ 3 m sous la surface, a fourni un âge de 19 090 + 260 B.P. (CRG 834). Récemment, deux datations U/Th par spectrométrie alpha ont été effectués par M. Chardon (1993) sur deux échantillons de travertins, l'un superficiel (Vie-de-Clare, 36,4 + 5,3/—5,1 Ka; CERAK CHA 007), l'autre plus profond (Turière, 57,1 + 11,8/-10,2 Ka; CERAK CHA 010), cette dernière datation étant une limite extrême selon l'auteur. Si ces mesures sont fiables, l'entablement de travertins se serait donc construit entre les âges approximatifs de 60 et 30 Ka, compte tenu des marges d'erreur et de la position des échantillons par rapport aux limites inférieure et supérieure de la formation travertineuse. Il faudrait donc admettre que la date ^{14}C est erronée par défaut.

Quelques dépôts de tufs ont été cartographiés, notamment au Sud-Est du Monétier, dans le vallon des Fonds (haute Cerveyrette), à l'aval de Terre-Rouge (fontaine de Thura ou Gaudissart), au débouché du torrent des Ruines à l'Est de la Vachette.

G-E. Formations de versant composites (éboulis et moraine mêlés).

Mélanges de moraine, d'éboulis et de régolite du substratum en proportions variées, mais surtout riches en moraine, ces formations ont un faciès très variable selon les vallées et la nature du substratum des versants, mais toujours caractérisé par une importante matrice argileuse englobant, en désordre, des éléments rocheux de toutes tailles et de toutes natures. D'épaisseur très variable, métrique à pluridécamétrique, elles sont très étendues sur certains versants : rive gauche de la Guisane, rive droite au bois du Prorel qui semble affecté d'un glissement pelliculaire généralisé lui donnant un aspect fripé caractéristique, mais surtout versants des massifs de roches vertes où elles sont particulièrement étendues sinon épaisses, et ont donné lieu à de vastes glissements de terrain impliquant souvent le substratum.

EtK. Brèches de pente à ciment de cargneules. On a représenté par un figuré spécial une formation de pente consolidée, de teinte grise à jaune, parfois confondue avec les cargneules. Ce sont des éboulis anciens à blocs anguleux de taille variable, soudés entre eux par les circulations d'eaux très chargées en sels dissous (carbonates et sulfates). Elles sont liées aux vraies cargneules et aux gypses (présents ou non à l'affleurement actuellement), donc situées non loin d'accidents tectoniques importants. De formation ancienne et réentaillées par l'érosion, elles peuvent aussi tapisser les pentes rocheuses, et on les sépare des vraies cargneules par leur allure chaotique et leur pendage conforme à la surface topographique.

On les a repérées sur les rives de la Cerveyrette près de Terre-Rouge et en rive droite de la Clarée à l'amont de Val-des-Prés. Là, l'érosion les a sculptées en aiguilles acérées et cavités souterraines remarquables : grotte des Cinquante-Ânes située 2,5 km au Nord de Val-des-Prés à la pointe du cône torrentiel du ruisseau des Sables, au-dessus du bois des Bauches.

Glissements de terrain. Les glissements de terrain, profonds ou superficiels, sont particulièrement nombreux sur cette feuille où les versants sont abondamment garnis de dépôts meubles argileux (moraines et dérivés), et le substratum largement composé de formations fragiles, fissiles (Houiller notamment, ophiolites) ou plastiques (gypses du Trias) et, de plus, intensément tectonisé. Ils impliquent donc en général la couverture et son substrat. On en trouve sur presque tous les versants, où certains sont de dimensions plurikilométriques (Lahousse, 1991).

Les glissements profonds sont généralement bien délimités par deux ravins qui les encadrent, et surmontés par une niche d'arrachement. Ils se présentent le plus souvent sous la forme de langues convexes, élargies à l'aval, qui s'avancent dans les vallées au point de les barrer localement, et à surface boursouflée et chaotique. Ils sont particulièrement spectaculaires à Peyra Juana, au Sud du Monétier, au-dessus de La Salle (Guisane), en rive droite de la Clarée, sur la Doire Ripaire en amont de Cesana-Torinese et au Sud de Bousson, au

Sarrêt (rive gauche du Gyr), au Villaret, rive gauche de la Durance en aval de Villard-Saint-Pancrace. Mais ils sont les plus nombreux et très étendus dans la haute Cerveyrette en amont de Cervières, où le glissement de Peyre Moutte—les Eittes a barré la vallée et déterminé ainsi le remplissage lacustre du Bourget, en amont, de même que celui de Prafauchier, plus en amont encore, a barré cette vallée une deuxième fois.

Leur épaisseur est difficile à apprécier et probablement très variable. Celui de Peyre Moutte, incisé par le torrent, est probablement épais d'une centaine de mètres. D'après leur relief, les autres peuvent avoir une épaisseur décamétrique à pluridécamétrique.

Les glissements dits superficiels sont en réalité à contours moins nets, non convexes ni spatulés ; généralement plus vastes (ils peuvent intéresser un versant entier), moins visibles dans le paysage, ils peuvent également affecter une tranche importante du substratum. Ainsi sont les glissements du versant du Prorel, qui se développent en rive droite de la Guisane de Villeneuve jusque Puy-Saint-Pierre, de Puy-Saint-Vincent, rive droite de la Gyronde, et ceux de la Cerveyrette, rive droite, en amont du Bourget.

Une grande partie des montagnes de schistes lustrés a été représentée par un figuré de grandes lunules sur fond d'éboulis, car il s'agit, sur de vastes surfaces, d'un mélange de schistes, calcschistes sombres altérés et/ ou éboulés, et de moraines, entièrement glissés depuis le haut des crêtes jusqu'en pied de versant. Dans ces secteurs monotones, souvent couverts de forêts de mélèzes et de pâturages, il est très difficile de différencier les terrains en place des terrains glissés. Les flancs ouest des montagnes en sont surtout affectés car leurs pentes sont alors conformes au pendage régional des schistes lustrés. Ces glissements anciens et inactifs sont localement sensibles aux reprises d'érosion, par exemple s'il y a affouillement par un torrent en fond de talweg ou de vallée.

Formations non figurées sur la carte

Formations glacio-lacustres et lacustres non affleurantes

Dépôts glacio-lacustres. Des sondages, au nombre de cinq, dans la plaine alluviale des Alberts (basse vallée de la Clarée) ont reconnu l'existence, sous les alluvions de fond de vallée, d'un matériel fin, argileux en aval et en amont, localement sableux (sondage 2). L'épaisseur de cette formation est inconnue, aucun sondage n'ayant atteint le substrat. Son origine est probablement glacio-lacustre et due à un lac à l'arrière d'un obstacle (culot glaciaire ou moraine) : par exemple, le barrage au confluent Durance—Guisane par le glacier de la Guisane, plus puissant, qui avait persisté pendant ou après le retrait du glacier de la Clarée, ou encore la présence d'un bouchon morainique en amont du verrou de Briançon sur la Durance. Quoi

qu'il en soit, il y eut probablement un lac d'assez grandes dimensions dans la basse vallée de la Clarée, pendant ou après la déglaciation. Âge wurmien, probablement antérieur à 20 000 B.P. (âge supposé des travertins du Monétier en amont de la Guisane).

Dépôts lacustres. Dans la haute Cerveyrette, la plaine du Bourget (1 860 m), à recouvrement tourbeux en aval et caillouteux en amont, résulte du colmatage d'un ancien lac à l'arrière du glissement de terrain des Eittes—Peyre Moutte, descendu du versant sud du Chenaillet. Ce colmatage doit être d'une épaisseur de l'ordre de 100-150 m en aval. Il est possible, sinon probable, qu'il se poursuive loin en amont sous la plaine des Chalps, séparée de celle du Bourget par deux glissements de versants jointifs.

Selon le modèle du remplissage des lacs de barrage anciens ou récents, les sédiments fins se déposent à l'aval (argiles litées de plus en plus sableuses vers l'amont et le haut), et passent progressivement vers l'amont à un matériel de plus en plus grossier, deltaïque puis fluviatile en surface, apporté par les cônes torrentiels latéraux. Âge inconnu, d'actuel en surface à holocène, tardiglaciaire et peut-être wurmien en profondeur.

Formation rubéfiée (calcaires gréseux rubéfiés) (Mercier, 1977, p. 31-53)

Non cartographiable, cette formation était souvent nommée (Gignoux, 1936) « argile sidérolithique », mais à tort. Elle apparaît en remplissages de cavités karstiques et de fissures ouvertes au sein des formations carbonatées triasiques et jurassiques. Très fréquente en pays briançonnais et repérable dans le paysage par la rubéfaction des parois et des rochers sur plusieurs centaines de mètres de dénivelée, elle montre un développement tout particulier selon une direction privilégiée (NNW-SSE) depuis les falaises dominant la Vachette en rive droite de la Clarée jusqu'à la Grande-Maye et au col de la Roya (Ouest du Grand-Peygu). Très spectaculaires dans la vallée de la Clarée, ces encroûtements rouge vif sont appelés « sang des éléphants d'Hannibal ».

Ces dépôts, massifs ou finement lités, souvent vacuolaires, sont constitués en proportions variables d'éléments anguleux non altérés issus de l'encaissant dolomitique ou calcaire, et de matériaux allochtones (quartz mono- et polycristallins, feldspaths potassiques non altérés, amphiboles, minéraux de métamorphisme antéalpin, etc.) originaires d'un socle cristallin ; l'ensemble est cimenté par de la calcite le plus souvent spathique. Éléments figurés et cristaux de calcite présentent un enrobage hématitique responsable de la coloration rouge. Les vides subsistants sont tapissés de calcite géodique limpide. L'analyse de la fraction argileuse montre une très forte prédominance de l'illite bien cristallisée; la kaolinite est toujours subordonnée.

L'âge de la mise en place de ces dépôts est inconnu. L'attribution souvent proposée par les auteurs d'un âge fini-triasique et/ou liasique, en relation avec l'émergence du domaine briançonnais, se trouve infirmée par de nombreux critères géomorphologiques (parfait état de conservation du réseau karstique et des cristallisations), stratigraphiques (calcaires marins jurassiques karstifiés), sédimentologiques (polarité sédimentaire des remplissages endokarstiques différente de celles de l'encaissant), structuraux (absence de schistosité et de métamorphisme alpin) et minéralogiques (matériel allochtone, illite non altérée). Un âge beaucoup plus récent, fini-tertiaire ou quaternaire ancien, est proposé, en liaison avec l'existence de paléovallées suspendues (à des altitudes actuelles supérieures à 2 800 m) et l'infiltration d'eaux ferrugineuses chargées en carbonates au travers de réseaux fissurés et karstiques, entraînant du matériel peu ou pas altéré (démantèlement de moraines, remaniement de sols fersiallitiques?). Les calcaires rubéfiés sont localement déformés par le rejeu d'accidents (miroirs de failles visibles).

On peut aussi relever le fait que ces formations rubéfiées se retrouvent le plus souvent à proximité des accidents les plus récents de direction méridienne : faille de la Clarée par exemple, et de la Durance.

***PARTICULARITÉS PALÉOGÉOGRAPHIQUES ET
STRUCTURALES DE LA RÉGION BRIANÇONNAISE
SUR LA FEUILLE BRIANÇON ET LES FEUILLES VOISINES***

TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE MÉSOZOÏQUE

L'établissement de plates-formes carbonatées subsidentes sur le socle anté-mésozoïque, suivi de la différenciation de la marge européenne de la Téthys précédant et accompagnant l'ouverture de l'océan téthysien ligure, résultent de distensions intracontinentales qui ont été particulièrement bien enregistrées dans la région de Briançon.

Ces distensions peuvent être mises en évidence grâce à des paléofailles synsédimentaires scellées qui délimitaient un système de blocs faillés, surtout des blocs basculés, découpés dans le substratum. Les demi-horsts et les demi-grabens successifs qui s'échelonnent le long d'une transversale à la marge s'identifient grâce aux variations brusques d'épaisseur et de faciès des formations marines déposées de part et d'autre des paléofailles. Les basculements ont pu même surélever le haut de certains demi-horsts, alors soumis à une érosion subaérienne. La datation des surfaces d'érosion correspondantes et des sédiments détritiques résultant de l'érosion, ainsi que celle des discordances et des onlaps internes aux séries marines, ont permis de dater les étapes de la distension et de montrer son caractère discontinu.

Après l'installation des plates-formes carbonatées du Trias, les étapes successives du rifting pré-océanique téthysien datent : (1) de l'Hettangien supérieur—Sinémurien inférieur ; (2) du Lias moyen et surtout

supérieur (époque du début de l'émergence du domaine briançonnais) ; et enfin (3) de la fin du Dogger. Cette dernière étape est majeure dans l'histoire de cette transversale des Alpes occidentales, puisqu'elle correspond au début de la rupture continentale, c'est-à-dire au début de l'ouverture de l'océan ligure, ainsi qu'à la submersion de l'île briançonnaise.

Zone dauphinoise

Dans la partie de la zone dauphinoise qui occupe le bord occidental de la feuille Briançon, l'épaisseur du Jurassique (vallons du Tabuc et de la Montagnolle) est singulièrement réduite par rapport à ce qu'elle est plus à l'Ouest. Les horizons condensés, les niveaux de grès et de calcarénites sont comparables à ceux du lac de l'Eychauda, du dôme du Monétier et des Têtes de Sainte-Marguerite (feuille Saint-Christophe-en-Oisans) où ils sont mieux datés. Dans la région de Chambran en bordure du « synclinal » d'Ailefroide (observations inédites, J.C. Barféty et A. Pêcher, à Combaras—Coste Vieille), des filons sédimentaires recoupent le socle. Ils sont remplis de sédiments grésocalcaires pélagiques comparables à ceux des Rochers Rouges du Pelvoux, rapportés au Callovo-Oxfordien (Barféty *et al*, 1986).

Ces caractéristiques, et surtout la minceur des dépôts, montrent que la partie de la zone dauphinoise interne située sur la feuille Briançon occupait la partie haute d'un horst ou d'un bloc basculé durant le rifting téthysien.

Rappelons encore (Bravard et Gidon, 1979) que des olistolites et mégabèches ont pu se mettre en place dans les schistes callovo-oxfordien et/ ou les formations de l'Éocène moyen-supérieur à la Croix de Cibouit—Rocher de l'Yret.

Zone subbriançonnaise

Situées au voisinage du chevauchement pennique frontal qui sépare les nappes internes de la zone externe, les unités subbriançonnaises ont été trop tectonisées pour que l'on puisse y reconnaître directement des structures distensives synrift.

Néanmoins, la « *Brèche du Télégraphe* », datée du Callovo-Oxfordien, a enregistré les dernières distensions intracontinentales ou le tout début de l'ouverture océanique ligure. Elle est connue le long d'une bande d'affleurements quasi continue, longue de 50 à 60 km, depuis la feuille Saint-Jean-de-Maurienne où elle a été définie, jusqu'au Monétier et au col de l'Eychauda (où elle affleure au-dessus des calcaires de Vallouise), sur la feuille Briançon.

La Brèche du Télégraphe ne doit pas être confondue avec les « Brèches de L'Argentière », définies sur la feuille Guillestre et qui

affleurent sur la feuille Briançon aux Vigneaux et au col de Fréjus. Cette formation est datée en effet de la partie moyenne du Crétacé. Elle pourrait avoir enregistré à distance les premiers effets de la tectonique compressive, ceci en milieu sous-marin.

Zone briançonnaise

Les indices de tectonique distensive y sont variés et particulièrement clairs, du Trias jusqu'au cours du Crétacé.

Extension triasique et lifting « avorté » : Ladinien supérieur—Carnien

L'épaisseur (plus de 1 500 m) de la série de plate-forme déposée à profondeur quasi nulle du début à la fin du Trias, implique une subsidence active en régime d'extension pendant toute cette période. Elle prolonge dans le temps la période de subsidence et d'extension, accompagnée de volcanisme, d'âge carbonifère supérieur et permien, qui correspond aux réajustements de la fin du cycle hercynien.

Cette extension triasique, qui a affecté de très larges portions des cratons ouest-européen, nord-africain et nord-américain, est peut-être liée à l'ouverture de la Téthys triasique du Moyen-Orient. Elle correspond à un dynamisme particulier, différent de celui de l'extension jurassique qui va conduire à l'ouverture de l'océan téthysien ligure. En effet, la géométrie des réseaux de paléofailles, le dessin de l'ouverture océanique et la direction principale d'extension sont différents pour les deux périodes : en Briançonnais, la direction principale d'allongement au Trias était de N60°E, tandis qu'au Jurassique elle était de N150°E (Faure, 1990; Faure et Mégard-Galli, 1988; Mégard-Galli et Faure, 1988).

L'extension triasique est une étape particulière de la dislocation de la Pangée à la fin du cycle hercynien. Elle est marquée par une période de crise, celle du rifting d'âge ladinien supérieur—carnien. Celle-ci a pu être étudiée dans les rares unités où la partie supérieure du Trias n'a pas disparu lors des érosions jurassiques synrift.

Le passage brutal, au Ladinien supérieur, des dépôts de la plate-forme carbonatée ladinienne à des brèches et à des évaporites, la variabilité latérale des épaisseurs et des faciès du Carnien, la présence de brèches intraformationnelles et de couches contournées (« slumpings »), l'existence de failles normales conservées, ont permis de mettre en évidence l'existence probable d'un système de blocs faillés : un dispositif qui est la marque d'un « rifting avorté », avorté car il a été suivi par l'installation d'une nouvelle plate-forme carbonatée, celle du Norien, et n'a pas conduit à l'ouverture d'un océan (Mégard-Galli et Faure, 1988).

Rifting jurassique

La distension survenue au cours du Jurassique peut être démontrée soit directement, grâce à des failles et à des discordances synsédimentaires conservées, soit de manière indirecte, grâce aux formations détritiques issues de l'érosion de certains domaines.

La *première phase du rifting* (Hettangien—Sinémurien) peut être mise en évidence dans la zone briançonnaise, ceci dans la nappe de Peyre-Haute seulement, où des terrains sédimentaires marins de cet âge ont été préservés de l'érosion synrift du Lias moyen-supérieur.

Ce rifting du début du Lias est ici caractérisé par un système de failles en damier, les unes subméridiennes, les autres transverses. Des basculements de petits blocs et des discordances internes superposées, qui ont été décrites par P. Tricart *et al.* (1988), permettent de suivre les progrès de la distension dès le Rhétien et jusque vers la transition Hettangien—Sinémurien. Les structures les plus caractéristiques sont visibles dans la partie de la nappe de Peyre-Haute située sur la feuille Guillestre. Elles se prolongent vers le Nord jusqu'aux alentours du pic Jean-Rey (partie sud de la feuille Briançon).

La *deuxième phase du rifting* (Lias moyen-supérieur) a provoqué l'émersion de l'ensemble du domaine briançonnais et ne peut être décelée que grâce aux produits d'érosion du Briançonnais déposés dans les sédiments des domaines voisins, en particulier du domaine piémontais (flysch jmf).

Le *mécanisme de l'extension* peut être interprété (Tricart *et al.*, 1988) comme résultant du rejeu de failles préexistantes du substratum, en réponse à une extension unidirectionnelle oblique.

Le *sens du basculement des blocs* peut être déterminé en considérant la variation latérale progressive de l'épaisseur des terrains triasiques prérift non érodés, et donc conservés sous la discordance postrift.

Par exemple, la série postrift jurassico-crétacée repose sur le Carnien dans le flanc oriental du Grand-Aréa, mais sur le Ladinien dans son flanc occidental : indice d'un basculement vers l'Est du paléobloc correspondant.

De même, à la Tête Noire, les terrains postrift reposent sur le Ladinien dans le flanc oriental, sur l'Anisien (et même le Scythien au Nord de la carte) dans le flanc occidental, mais ces deux secteurs sont séparés (feuille Névache) par la paléofaille jurassico-crétacée des Cerces (Tissot, 1955), qui délimite à l'Ouest un bloc basculé vers l'Ouest.

Dans le flanc oriental du pic de Montbrison (torrent de Combe-Brune), les formations postrift reposent, d'Est en Ouest, d'abord sur le Carnien, puis successivement sur le Ladinien et l'Anisien.

La *dimension des blocs principaux* peut être estimée grâce à des observations du même ordre. Dans chaque nappe briançonnaise de

couverture prise individuellement, l'épaisseur des terrains prérift (Trias) n'ayant pas été érodés pendant l'érosion synrift du Lias supérieur varie continuellement, ce qui permet de reconstituer les blocs basculés et le sens de leur basculement. De même, le fait que, d'une nappe à l'autre, cette épaisseur varie brutalement, montre que les limites des blocs basculés nés au cours du Jurassique coïncident avec celles des nappes nées au cours du Tertiaire.

Ainsi, par exemple, les terrains postrift de l'unité 3^e écaille-Mélézin reposent sur du Ladinien ou de l'Anisien, voire même sur du Scythien (rive droite du bas vallon des Ayes), tandis que, lorsque l'on passe à la nappe de Peyre-Haute occidentale, en franchissant le chevauchement qui sépare ces deux unités, on voit les terrains postrift reposer sur le Norien, voire sur le Lias inférieur.

Bref, les failles d'extension qui délimitaient les paléoblocs étaient des lignes de faiblesse qui ont été réutilisées lors des compressions alpines, et *les nappes de charriage briançonnaises correspondent approximativement aux anciens blocs basculés synrift* (Graciansky *et al.*, 1979, 1989).

L'altitude minimale au-dessus du niveau de la mer liasique atteinte, durant l'émersion, par les points hauts de l'île briançonnaise, c'est-à-dire par la partie soulevée des blocs basculés qui l'accidentaient, a pu être estimée à plusieurs centaines de mètres (Faure et Mégard-Galli, 1988), grâce à la profondeur atteinte, au sein du Trias prérift, par les paléokarsts synrift.

Ces paléokarsts ont été étudiés surtout sur les feuilles voisines (régions de Champcella au Sud et du Grand-Galibier au Nord). Des exemples sont visibles aussi sur la feuille Briançon, dans les massifs de Montbrison, de la Condamine et du Grand-Aréa. Les poches à remplissage bréchique mono- ou polygénique qui recoupent les sédiments carbonatés du Trias montrent souvent des figures d'effondrement du toit de cavités de dimensions parfois décamétriques, et de remplissage *per descensum*. On a pu montrer à Champcella et au Grand-Galibier que le réseau de fissures et de cavités avait été orienté par les cassures liées au rifting (Faure et Mégard-Galli, 1988).

Les *produits détritiques* résultant de l'érosion du haut des blocs basculés synrift sont variés à la fois par la nature des éléments (du Permien ou Scythien au Crétacé), par leur dimension (du grain de sable à l'olistolite hectométrique ou même plus grand), par l'organisation (classement ou non) et par l'âge des formations détritiques, depuis le début du rifting liasique jusqu'au Crétacé supérieur au moins, dans la mesure où ces blocs ont pu rejouer après le rifting.

Sur la feuille Briançon, les formations bréchiques les plus spectaculaires pour l'abondance et la grande dimension des blocs sont ceux de Tête Noire (Jurassique à Crétacé supérieur), des Combes—Tête d'Aquila, de combe Brune et du Mélézin, du pont Baldy (Crétacé supérieur).

Les *reliefs générateurs des brèches* ne sont pas toujours visibles. Citons néanmoins à titre d'exemple le massif des Cerces (feuille Né-vache) qui prolonge vers le Nord celui de Tête Noire. Une faille méridienne, de jeu certes alpin, avait déterminé un escarpement dès le Jurassique. Cette faille a soulevé, au Lias—Dogger, un panneau occidental où l'érosion synrift a atteint les couches du Scythien et même du Verrucano. Dans le panneau oriental, qui est abaissé, la série prérift triasique est conservée jusqu'au Ladinien. La faille a rejoué au Crétacé supérieur. C'est à cette époque qu'une formation bréchique épaisse et à gros blocs, alternant avec des calcschistes planctoniques, s'est déposée au pied est de la paléofaille (Tissot, 1955).

Au Sud de Briançon, les accumulations bréchiques d'âge crétacé supérieur du Mélezin se sont faites du Nord vers le Sud (Bourbon, 1980). On y observe des olistolites constitués d'une série comportant Bathonien, Malm, Crétacé inférieur, emballés dans les calcschistes et les brèches du Crétacé supérieur : ces olistolites proviendraient donc du Nord.

Écailles intermédiaires et « 4^e écaille » (zone d'Acceglio)

Ces unités très tectonisées proviennent d'un domaine qui a été soumis à une érosion jurassique synrift très profonde, puisque les dépôts postrift d'âge jurassique supérieur et crétacé y reposent presque partout sur les quartzites scythiens, le Verrucano permien et le socle cristallophyllien antécarbonifère.

On interprète généralement ces écailles comme issues de la partie la plus soulevée du bord interne du domaine briançonnais, qui dominait le bassin piémontais plus interne et situé en contrebas. Les érosions répétées, d'âge jurassique et crétacé, ainsi que les brèches qui en résultent (Alpet, Rio Secco au Nord du Montgenèvre, Prorel à l'Ouest de Briançon), sont les témoins indirects de la tectonique d'extension syn- et postrift de la marge continentale.

Unités piémontaises (partie distale de la marge)

Trias : distension « prérift »

Les figures en « onlap » visibles à différents endroits vers les deux tiers supérieurs du Norien dolomitique (faciès « Hauptdolomit » tsD) témoignent d'une tectonique distensive, génératrice de blocs basculés dont les failles limites n'ont pas encore été mises clairement en évidence. Cette structure caractéristique est également connue dans le Norien de la zone briançonnaise (voir « Description des terrains »).

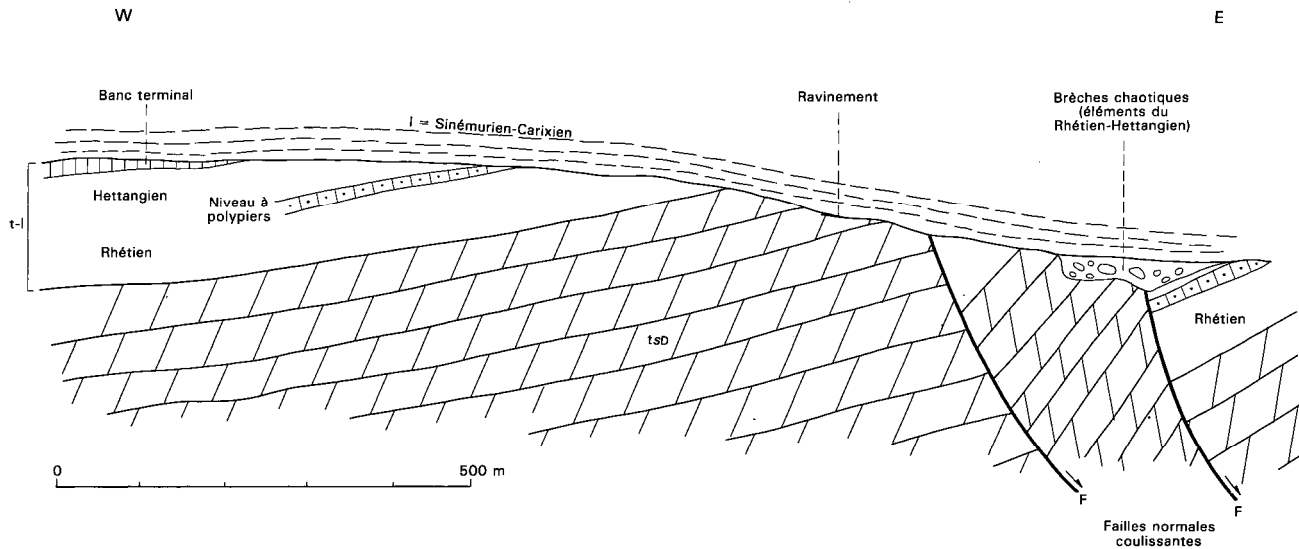


Fig. 13 - Exemple de failles synsédimentaires limitant de petits blocs basculés affectant le No rien, le Rhétien et l'Hettangien (tsD et t-l), cachetés par le Lias (I) dans le versant oriental du chaînon de Rochebrune (d'après Dumont, 1983, modifié)

Lias inférieur : « rifting, phase 1 »

Avec l'apparition des calcaires et marnes hémipélagiques du Lias piémontais (I), à rares ammonites et bélemnites, succédant aux dépôts de plate-forme du Trias et de FHettangien, l'approfondissement du milieu de dépôt est d'abord marqué par l'existence, au sommet de la formation Rhétien—Hettangien (t-1), d'un encroûtement ferrugineux puis par un changement brutal de faciès connu également dans le domaine dauphinois. L'origine tectonique de cet approfondissement est montrée par exemple par une érosion du sommet de la formation t-1, au col de Chaudemaison sur la crête du chaînon de Rochebrune (fig. 13), et par l'existence de failles synsédimentaires cachetées.

En effet, comme dans les domaines dauphinois et briançonnais, des failles normales ont délimité de petits blocs basculés encore visibles. Une faille de ce type semble avoir été préservée au sommet du Janus (Sud-Ouest de Montgenèvre), mais la tectonique alpine du Tertiaire a perturbé le dispositif originel. Dans le versant oriental du chaînon de Rochebrune, au niveau de la crête de l'Escalinade et surtout de la Turge de la Suffie (fig. 13), le Lias est clairement discordant sur les dolomies ainsi que sur de petits blocs basculés délimités par des paléofailles affectant les formations tsD et t-1.

Lias supérieur—Dogger : « rifting, phase 2 »

Cette phase se manifeste indirectement par l'apparition du détritisme sous-marin (turbidites du flysch synrift jmF), au-dessus des calcaires liasiques, dont le sommet est probablement toarcien sur la foi d'un *Dactyloceras* récolté en éboulis. Le matériel détritique provient probablement de l'érosion du rebord interne (zone d'Acceglio : écailles intermédiaires) du domaine briançonnais interprété comme un méga-bloc basculé.

Unités ligures (océaniques)

Sur le territoire de la feuille Briançon, on ne dispose que de preuves indirectes d'une tectonique intraocéanique. Ces preuves sont des formations détritiques à éléments ophiolitiques et parfois de socle continental. Plus au Sud (feuilles Aiguilles—Col Saint-Martin et Aiguille de Chambeyron), d'anciennes failles sous-marines affectant les ophiolites du paléofond océanique ont été reconstituées, et même par places directement observées.

L'existence d'une tectonique océanique ou préocéanique (au sein du manteau sous-continental durant le rifting intracontinental) est attestée, au Chenaillet, par le fait que des gabbros foliés et les amphibolites qui les accompagnent sont recoupés par des filons basaltiques non déformés.

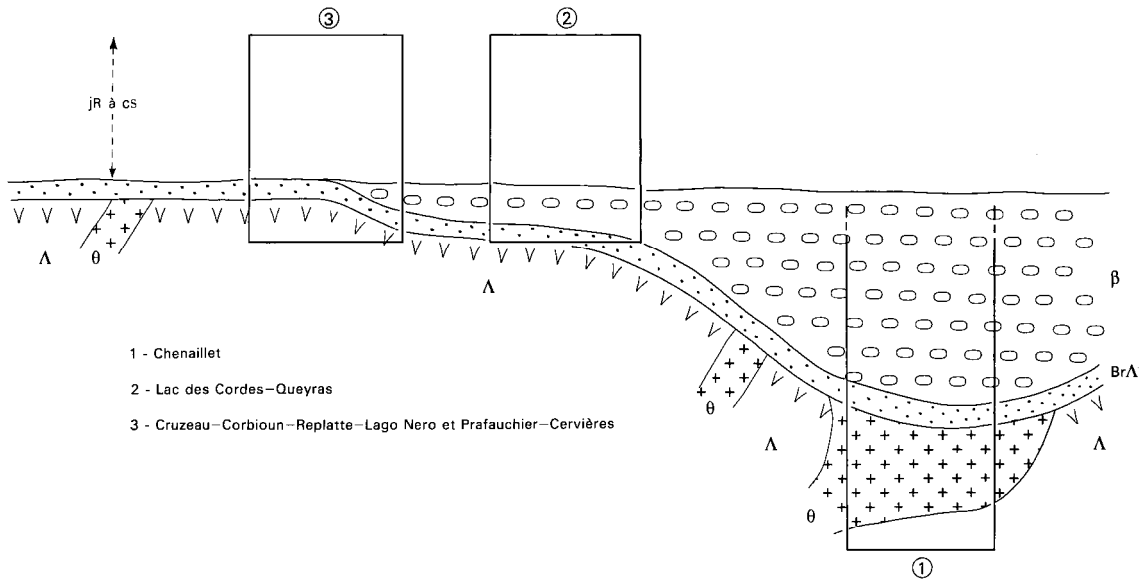


Fig. 14 - Schéma de la disposition relative des roches ophiolitiques dans le Queyras et le Briançonnais, et situation des principales unités dans ce schéma

Le premier épisode détritique, général dans les ophiolites de la région (Queyras et unités représentées sur la feuille Briançon), correspond au dépôt d'une couverture quasi continue de brèches sédimentaires ophicalciques qui tapisse le fond océanique nouvellement apparu. Celui-ci était constitué de péridotites mantelliques serpentinisées, recoupées par des intrusions de gabbros. Certains de ces gabbros ont été déformés et métamorphisés avant le dépôt des ophicalcites. En quelques endroits, les ophicalcites reposant sur des serpentinites ou gabbros ont été recouvertes de coulées de basaltes tholéiitiques en coussins □ (Chenaillet). Mais, le plus souvent, les ophicalcites sont recouvertes directement par des sédiments pélagiques (fig. 14), radiolarites jR notamment (unité du Lago Nero ; Monte Corbioun, Monte-Cruzore, Replatte du Gondran).

Cette succession montre la complexité des phénomènes tectoniques, métamorphiques et sédimentaires qui se sont succédé (Tricart et Lemoine, 1991) : acquisition de la foliation par les péridotites mantelliques, intrusion de magma gabbroïque, acquisition de la foliation par certains gabbros dans le faciès amphibolites, dénudation du manteau, dépôt de la couche de brèches sédimentaires (ophicalcites), premières failles sous-marines, intrusion de roches acides (albitites Ab), intrusion de dolérites et épanchement local de basaltes tholéiitiques en coussins, naissance de failles sous-marines et écroulement des escarpements de failles (exemple : brèches chaotiques du Souréou, près du Rocher de l'Aigle, dans l'unité du Chenaillet) ; les faciès peuvent aussi précéder les épanchements de basaltes.

L'activité tectonique s'est poursuivie durant le dépôt des sédiments océaniques du Jurassique supérieur et du Crétacé, particulièrement au Crétacé inférieur (détritisme ophiolitique et mixte ophiolitique-continentale, avec olistolites, parfois géants, dans la Formation de la Replatte nC de l'unité du Lago Nero).

RECONSTITUTIONS PALINSPASTIQUES AU MÉSOZOÏQUE

Données d'ensemble

Le schéma palinspastique généralement admis postule que les unités paléogéographiques du domaine externe et des domaines internes, et notamment celles du Briançonnais, se disposent, d'Ouest en Est, dans le même ordre que les nappes successives telles qu'elles se succèdent sur le terrain. On a vu par ailleurs que chaque nappe de charriage de couverture briançonnaise pourrait être héritée d'un ancien bloc basculé synrift (Graciansky *et al*, 1979, 1989; Lemoine *et al*, 1986), leur individualisation résultant du rejeu des anciennes failles normales synrift (Tricart *et al*, 1988).

De la sorte, les différentes unités reconnues sur la feuille Briançon comme sur Guillorete, se succèdent en se superposant dans un ordre déterminé : unités dauphinoises (autochtone relatif), subbriançonnaises,

briançonnaises, écaillés intermédiaires, enfin unités piémontaises puis ligures (*cf.* fig. 18, dépliant en fin de notice). Ces unités se retrouvent d'ailleurs superposées dans le même ordre dans des fenêtres découpées par l'érosion dans la pile des nappes. Un exemple est fourni par la fenêtre du Rio Secco au Nord de Claviere et de Montgenève, dont l'unité la plus profonde (Clot des Fonds), briançonnaise, est surmontée dans l'ordre par les écaillés intermédiaires, l'unité piémontaise Chaberton—Chalvet, et le lambeau d'unité océanique (Lago Nero) qui repose au sommet de l'ensemble, entre la Tête des Fourneous et le Grand-Chalvet.

Il semble donc légitime de situer l'ensemble des unités dauphinoises à piémontaises dans la marge européenne de la branche ligure de la Téthys mésozoïque, seules les unités ligures étant issues de ce paléoocéan lui-même.

Quelques points relatifs à ces données méritent cependant discussion.

Les écaillés intermédiaires (zone d'Acceglio) sont-elles issues d'un domaine paléogéographique unique?

Les unités appartenant aux écaillés intermédiaires sont caractérisées par le contact stratigraphique direct des sédiments postrift, d'âge jurassique supérieur ou crétacé, sur une paléosurface d'érosion aérienne qui recoupe des termes anciens de la série prérift (Scythien, Permien, socle cristallophyllien ancien) après ablation d'au moins 1 500 m de sédiments triasiques. L'absence de niveaux de décollement à évaporites explique la petite dimension des écaillés. Celles-ci ont été arrachées à des points hauts des structures synrift, probablement des têtes de blocs basculés. L'interprétation classique et la plus simple est de voir dans la zone d'Acceglio un domaine surélevé unique, correspondant au bord le plus interne de la zone briançonnaise, séparé du bassin piémontais par un faisceau de paléofailles normales probablement listriques.

Mais il se trouve que ce type de dispositif tectono-sédimentaire n'est pas unique dans les Alpes occidentales franco-italiennes. Par exemple, en position plus externe, il se retrouve dans deux secteurs au moins de la zone briançonnaise (partie interne de la nappe Mélézin—unité inférieure de la fenêtre du Guil, et nappe de Roche Charnière), deux au minimum dans la zone dauphinoise (certaines unités de Maurienne sous le flysch des aiguilles d'Arves, et massif du Rochail, sans compter certains secteurs des massifs des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc).

On ne peut donc éliminer, *a priori*, l'hypothèse selon laquelle l'ensemble des écaillés intermédiaires pourrait correspondre au regroupement d'unités tectoniques de très petites dimensions issues de plusieurs têtes de blocs basculés plus internes que le domaine briançonnais *s.s.*, ayant subi une profonde érosion synrift. Cette hypothèse impliquerait une expulsion, vers l'extérieur, des matériaux issus des paléo-

grabens intermédiaires, qui auraient pu donner naissance à certaines unités briançonnaises actuellement en position plus externe, décollées au niveau des évaporites triasiques préservées de l'érosion synrift.

Cette hypothèse reste néanmoins peu probable, en particulier parce qu'elle exigerait une mise en place « hors-séquence » lors de l'orogénèse alpine, ce que rien ne démontre actuellement.

Origine paléogéographique des unités piémontaises (fig. 15 et 16)

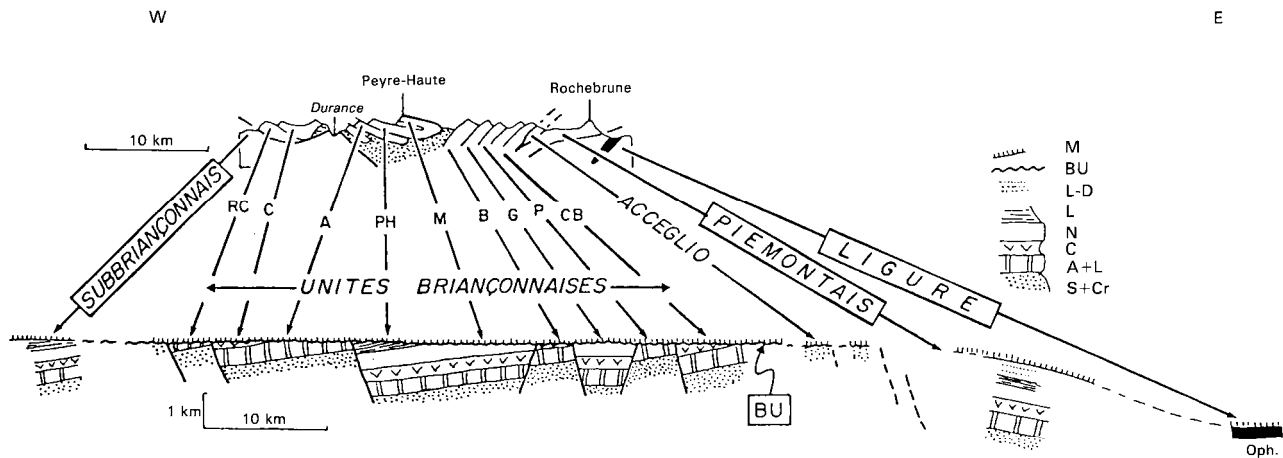
Certains auteurs ont émis l'idée que ces unités appartiendraient non pas à la marge européenne de la Téthys ligure, mais à sa marge conjuguée dite apulo-adriatique. Autrement dit, ces unités pourraient être d'origine austro-alpine (Barféty et Gidon, 1975; Caron *et al.*, 1984; Mégard-Galli et Baud, 1977; Polino *et al.*, 1983).

En effet, toutes ces unités piémontaises, tant sur la feuille Briançon qu'au Nord (feuille Névache) et au Sud (feuilles Guillestre et Aiguille de Chambeyron), sont caractérisées par un Norien épais (600-1 000 m), de faciès « Hauptdolomit » typique, surmonté d'un complexe Rhétien—Hettangien de faciès « couches de Kôssen ». Ces deux ensembles sédimentaires peuvent être, du point de vue des *faciès*, qualifiés d'« austro-alpins », bien qu'on les retrouve aussi dans la zone briançonnaise (nappe de Peyre-Haute : Dumont, 1984; Tricart *et al.*, 1988).

En outre, du point de vue structural, certaines de ces unités, et tout particulièrement celles du chaînon de Rochebrune, reposent sur des unités ligures, d'origine océanique, mais cela s'observe seulement à leur bord interne, ce qui est classiquement interprété comme dû aux mouvements tardifs de rétrocharriage. Par ailleurs, certaines de ces unités, mais pas toutes (exemple : fenêtre du Grand-Roc, voir plus loin), n'ont subi qu'un métamorphisme alpin très léger. Ces faits ont conduit les auteurs précités à émettre l'hypothèse d'une origine austro-alpine pour les unités appelées ici piémontaises.

Les arguments en faveur de l'origine européenne des unités piémontaises tiennent aux comparaisons stratigraphiques et de faciès d'une part, à l'analyse des structures alpines d'autre part.

Du point de vue des faciès, l'ensemble Norien—Rhétien—Hettangien est connu dans les domaines piémontais et briançonnais (nappe de Peyre-Haute, unité de la Grande-Motte en Vanoise), avec, sur le territoire de la feuille Briançon, une réduction sensible de l'épaisseur du Norien à faciès Hauptdolomit, de l'interne (600-1 000 m) vers l'externe (350 m). Les corrélations stratigraphiques de détail entre Piémontais et Briançonnais sont étroites. Il y a d'une part l'existence de nombreux bancs repères bien caractéristiques dans la formation Rhétien—Hettangien, communs aux unités Piémontaises et à la nappe briançonnaise de Peyre-Haute (Dumont, 1983, 1984), et d'autre part à une discontinuité interne à la dolomie norienne (onlap), commune



Coupe supérieure : structure actuelle. Coupe inférieure : reconstitution à la fin du rifting (d'après Tricart et al., 1988).

Légende stratigraphique - S + Cr : Scythien et socle prétriasique ; A + L : Anisien-Ladinien ; C : Carnien ; N : Norien ; L : Rhétien et Lias inférieur ; BU : "breakup unconformity", base des dépôts postrift ; M : Malm postrift.

Unités structurales - RC : Roche Charnière ; C : Champcella, 2^{ème} écaïlle ; A : Aiguillons, 3^{ème} écaïlle ; PH : Peyre-Haute ; M : Maravoise (feuille Guillestre) ; B : Roche Gauthier, Croix de Bretagne, Beaudouis ; G : crête de Peyrolles, crête des Granges ; P : Pécé, Peygu ; CB : Côte Belle, Arpelin, Clot la Cime

Fig. 15 - Une coupe très schématique à travers la zone briannaise au Sud de Briançon

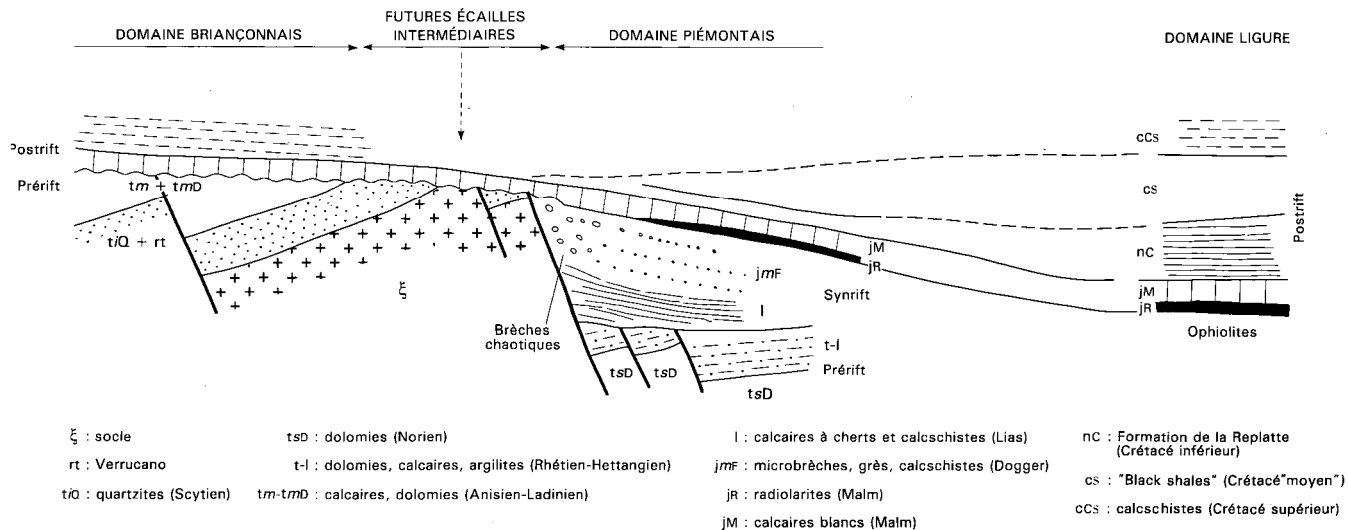


Fig. 16 - Schéma palinspastique simplifié des relations entre domaine Briançonnais, écailles intermédiaires (zone d'Acceglio), domaine piémontais (partie distale de la marge) et domaine ligure (océan)

au Piémontais (Péouvou en Ubaye, Rochebrune, Lasseron, Janus, Chaberton) et au Briançonnais (Maravoise).

L'étude des structures alpines actuelles apporte les trois types d'arguments complémentaires suivants :

— nulle part sur l'ensemble des feuilles Briançon et Guillestre, soit sur un contact de plus de 40 km du Nord au Sud, il n'y a d'unité tectonique d'origine océanique, si petite soit-elle, qui soit intercalée entre unités briançonnaises et écaillés intermédiaires d'une part, unités piémontaises d'autre part. En certains points, des unités piémontaises reposent directement, à leur marge interne, sur des unités d'origine océanique, ceci par l'effet des dernières phases de rétrocharriage ; mais il n'y a jamais d'unité briançonnaise sous les unités piémontaises dans de telles structures ;

— là où les mégastructures dues au rétrocharriage ne sont pas exprimées, comme sur la transversale Gondran—Chenaillet, les unités océaniques chevauchent l'unité piémontaise de la même transversale. Ailleurs, en deux points, des restes d'unités ligures sont conservés par-dessus l'unité piémontaise (et non l'inverse) : (1) au Grand-Chalvet au Nord de Montgenèvre (serpentine et Formation de la Replatte ne, association caractéristique de l'unité du Lago Nero) ; et (2) au col de Prafauchier et à l'Ouest de la cime de la Charvie sur la crête du chaînon de Rochebrune (serpentine, ophicacites et sédiments du complexe de Prafauchier—Cervières) ;

— enfin, deux fenêtres font réapparaître les unités piémontaises sous les unités ligures. Au cœur du massif ophiolitique du Chenaillet, la fenêtre de Gimont, malgré la mauvaise qualité des affleurements, montre clairement la superposition suivante, de bas en haut : (1) dolomies noriennes piémontaises, surmontées probablement de Rhétien (blocs dans les éboulis) et de Lias ; (2) metabasaltes et Formation de la Replatte nC (unité du Lago Nero) ; et enfin (3), basaltes et serpentinites de l'unité du Chenaillet. Plus à l'Est, en Italie et en dehors des limites de la feuille Briançon, dans le massif du Grand-Roc au Sud de Sestriere, une unité piémontaise typique (Carnien fossilifère à évaporites, Norien épais, formation Rhétien—Hettangien fossilifère, calcaires liasiques, flysch jmF avec ses microbrèches caractéristiques), métamorphique, émerge en fenêtre anticlinale sous la masse des calcschistes du Crétacé supérieur qui sont en continuité cartographique avec ceux des Fonts de Cervières et ceux du Queyras (unité ligure, océanique, du lac des Cordes et autres unités ligures du Queyras).

Ces différents arguments (bien que non définitifs) poussent à préférer encore le rattachement des unités piémontaises à la marge européenne de la Téthys ligure, ce qui est classiquement admis.

STRUCTURES TECTONIQUES ALPINES*

Zone dauphinoise

La zone dauphinoise n'affleure que très peu sur la feuille Briançon, sur sa bordure occidentale, et s'étend largement plus à l'Ouest.

La structure générale du massif de socle cristallin Écrins—Pelvoux est celle d'une pile d'écailles qui correspondent à d'anciens chevauchements varisques, inversés lors du rifting téthysien (failles normales à jeu synsédimentaire liasique). À des degrés variables, ces failles ont à nouveau été inversées lors de la collision alpine (grands chevauchements vers le Nord-Ouest).

Les accidents tectoniques qui traversent le massif cristallin sont le plus souvent jalonnés par des lambeaux pincés de Trias et de Jurassique qui correspondent au remplissage d'anciens demi-grabens jurassiques, maintenant serrés dans des synformes (« synclinaux » des anciens auteurs). Par exemple, à l'Est, l'accident du col de la Muzelle sur la feuille La Mure, prolonge vers le Sud la faille orientale des Grandes-Rousses et se poursuit plus loin vers le Sud par l'accident d'Aspres-les-Corps puis par le chevauchement médian du Dévoluy.

Sur la feuille Briançon, la zone d'écailles lac de l'Eychauda—Rocher de l'Yret, se prolonge vers le Sud-Ouest par le « synclinal » (décrochant) d'Ailefroide—Collette du Rascrouzet—crête de Malamort (feuille Saint-Christophe-en-Oisans), jusqu'au chevauchement du Sirac (feuille Orcières; cf. Debelmas *et al*, 1980).

La zone dauphinoise comporte quatre unités superposées, d'Ouest en Est, chacune avec son socle et sa couverture mésozoïque.

Unité dôme du Monétier—lac de l'Eychauda

Elle est caractérisée par un Lias—Dogger bioclastique réduit et des schistes callovo-oxfordiens. À l'entrée du vallon de la Montagnolle, ces schistes sont tronqués par le chevauchement de l'unité suivante ; on y observe une linéation d'étirement indiquant un jeu en décrochement dextre.

Unité crête des Grangettes—Roc de Montagnolle

Des mylonites et des migmatites chevauchent l'Oxfordien sous-jacent et comportent une couverture de Trias supérieur relativement épais, recoupée sur la crête de la Montagnolle par le chevauchement suivant : des basaltes (« spilites ») triasiques et du Jurassique peu épais sont visibles sur les deux rives du vallon du Grand-Tabuc et sous la crête de Cibouit. Là, le Trias—Jurassique est affecté de plis

* Voir dépliant en fin de notice (fig. 17 et 18) et encart

synschisteux décamétriques ou pluridécamétriques d'axe N85°E à N120°E, déversés au Nord (Pêcher *et al*, 1992).

Ces plis (affectés d'une deuxième schistosité N-S pentée vers l'Est) sont comparables aux plis anté-nummulitiques connus à proximité (Nord du col du Lautaret, feuille La Grave). De fait, ils ne se retrouvent pas dans l'unité supérieure où le Tertiaire est bien développé. Cette unité de la crête des Grangettes a d'abord été chevauchante vers le NNW, puis a été reprise dans les serrages d'âge tertiaire, à pendage E.

Unité de la crête de l'Yret

Très laminée, cette unité est limitée au versant ouest de la crête de l'Yret et comporte un socle de migmatites et une couverture jurassique et/ou nummulitique très tectonisée (très étirée).

Unité Croix de Cibouit—Rocher de l'Yret

Bien développée, visible depuis la Vallouise (les Claux, Peyron des Claux) et depuis la Guisane (le Casset, près des Fonts), elle se poursuit au Nord dans le Combeynot et au Sud dans la pointe de Claphouse au-delà d'Ailefroide. Elle chevauche, à sa base, une suture sédimentaire elle-même distincte des unités sous-jacentes, matérialisée par des copeaux de Lias—Dogger—Malm (Collette du Bas-la-Cime, cascade de Chambran) où des linéations d'étirement témoignent d'un mouvement en décrochement dextre. Le long de cette suture, selon les endroits, les caractères de la série sédimentaire sont soit ceux du Lias dauphinois épais, soit ceux des séries liasiques réduites; il s'agissait donc là d'un bassin assez large régité par une tectonique jurassique en extension.

L'unité Croix de Cibouit—Rocher de l'Yret ne comporte qu'une couverture paléogène épaisse prolongeant le flysch des aiguilles d'Arves, affectée de plis serrés synschisteux de direction méridienne (N 160°E à N10°E). À sa base, le cristallin passe localement (Yret, Cibouit) à des brèches et olistolites indiquant des mouvements au cours du dépôt du Nummulitique (Bravard et Gidon, 1979).

En résumé, la petite portion de la zone dauphinoise qui affleure sur la feuille Briançon reflète bien l'ensemble des déformations qui s'y sont succédé : extensions jurassiques, plissements et écaillages vers le NNW, serrages E-W, puis soulèvement d'ensemble.

Zone subbriançonnaise

Elle constitue une bande étroite qui, du Nord au Sud, traverse la feuille Briançon, du Monétier-les-Bains à Puy-Saint-Vincent. En limite sud de la carte, elle affleure plus largement des Vigneaux à la rive gauche de la Durance, passant aux terrains de la demi-fenêtre de

L'Argentière (feuille Guillestre) ouverte à travers les nappes briançonnaises.

Les unités subbriançonnaises reposent sur la zone dauphinoise, à l'Ouest, par une surface de chevauchement vers l'Ouest inclinée en moyenne de 25-30° et accidentée de plis et cassures acquis postérieurement au chevauchement principal. Les failles sont N-S ou NE-SW. Le contact de base se fait soit sur le flysch paléogène, au Nord, soit sur le « flysch noir », en réalité un olistostrome déposé peu avant la mise en place des nappes, au Sud, à partir du vallon de Chambran. Ce contact chevauchant est le plus souvent jalonné de gypses (bois du Casset) ou de cargneules (col du Vent, col de l'Yret, les Claux, Vallouise).

Entre Vallouise et Le Monêtier, le Subbriançonnais, encore appelé « unité de Vallouise », comprend deux ensembles superposés définis par J. Debelmas (1956); les terrains situés entre Les Vigneaux et la Durance sont plus monotones et peuvent être décrits ensuite (unité de L'Argentière).

Ensemble inférieur

Il est bien continu car armé, à sa base, par une dalle calcaire massive (« Calcaires de Vallouise » datés du Dogger), monoclinale ou dessinant une charnière anticlinale à cœur de Trias (crête des Neyzets). Ces calcaires se suivent bien par la crête des Lauzières, les Neyrets, les banquettes des Avarsines à Chambran, les Choulières aux Claux de Puy-Aillaud et de Puy-Saint-Vincent. Leur continuité n'est interrompue que par des cassures N-S ou NE-SW (crête des Neyzets). La série sédimentaire se complète par le Malm—Crétacé avec des calcschistes marqués d'une schistosité de crénulation (S2) reprenant une première schistosité (S1) de direction assez proche (N-S). À partir du Monêtier, cette unité disparaît sous le Quaternaire de la Guisane, pour réapparaître au droit du Lauzet (feuille La Grave).

Ensemble supérieur

Cet ensemble est au contraire bien développé au Nord de la carte : au Nord du Monêtier, le Dogger (« Calcaires de Vallouise ») est ployé en anticlinal (schistosité N160°E, pentée E) et la série se complète jusqu'à l'Éocène. Par contre, dès le Sud de la Guisane, l'unité se lamine et à partir du col de l'Eychauda, les termes inférieurs se réduisent à un chapelet d'écaillés : seule, la surface d'affleurement des calcschistes s'élargit. Ceux-ci sont très plissés (avec deux schistosités de direction subméridienne et des pendages vers l'Est). Au Sud de Chambran, la distinction entre les deux unités devient très difficile.

La série subbriançonnaise est partout couronnée de « flysch noir », correspondant pour une grande part à des flyschs exotiques néocrétacés résédimentés dans un olistostrome (voir plus loin).

Unité de L'Argentière ou de la fenêtre de L'Argentière—Les Vigneaux

Il s'agit en réalité d'une demi-fenêtre, car la continuité des terrains subbriançonnais n'est interrompue que par des masses glissées des unités briançonnaises sus-jacentes. La série comporte des terrains allant des schistes noirs oxfordiens au « flysch noir » éocène, mais l'essentiel des affleurements sur la feuille Briançon est formé de calcschistes d'âge crétacé supérieur. La demi-fenêtre doit son existence aux effets combinés de l'érosion par la Durance d'un anticlinal de nappes (qui affecte à la fois les unités subbriançonnaises et briançonnaises), et probablement de la remontée par l'effet de la composante verticale de mouvements suivant la faille plio-quaternaire de la Durance.

Dans la vallée de la Guisane, au droit de Chantemerle, des calcschistes apparaissent sous les sédiments houillers, triasiques ou jurassiques du Briançonnais ; nous les interprétons comme une réapparition en fenêtre de la zone subbriançonnaise, visible 2,5 km plus au Nord dans la montagne des Guibertes et dans la fenêtre de L'Argentière.

Dans ces trois ensembles, les sédiments stratifiés et souples dessinent des plis spectaculaires avec trois phases successives (Tricart, 1980, 1986):

—*phase 1*, matérialisée par des plis, peu nombreux, et surtout par une schistosité S1 (déformée en phase 2) de type ardoisier, pouvant passer à un litage tectonique partout oblique sur S0; la linéation d'intersection L1 associée souligne une direction de plissement NNE-SSW. Toutes les structures 1 présentent une vergence W;

—*phase 2*, plus aisée à repérer, avec des plis métriques ou décamétriques, voire hectométriques, synschisteux, N175°E environ, déversés ou couchés vers l'Ouest (plis de type concentrique plus ou moins aplatis); schistosité S2 de type crénulation plus ou moins serrée à pendage E ;

—*phase 3* : la schistosité S3 apparaît rarement. Elle correspond à une crénulation espacée (décimétrique), orientée N-S et pentée 40°W.

La phase 1 serait liée au chevauchement du Briançonnais sur le Subbriançonnais *pro parte*, la déformation n'atteignant pas encore le Dauphinois. La phase 2 serait surtout liée au chevauchement de l'ensemble déjà structuré auparavant, sur la marge interne du Dauphinois (chevauchement frontal). La phase 3 traduit l'amorce du plissement à vergence orientale (rétrodéversement) de la pile de nappes, qui se développe plus au Sud (plis de nappes de la transversale de Guillestre).

Unités briançonnaises

La nomenclature adoptée ici est celle des unités mésozoïques telle qu'elle a été établie par P. Termier (1903) et J. Goguel (1940). Le contenu stratigraphique et les structures du substratum siliciclastique

seront précisés ci-dessous pour chacune d'elles, étant entendu que par l'effet des fréquents décollements internes, notamment au niveau des évaporites du Trias, la continuité stratigraphique ne peut pas être assurée.

Groupe des nappes du Briançonnais occidental

Elles se situent à l'Ouest de la zone anticlinale post-charriage des Ayes, et ne sont pas affectées par les mégastructures liées aux rétro-charriages et aux rétro-déversements, lesquels ne s'y inscrivent que dans les petites structures.

- **Nappe de Roche Charnière ou nappe briançonnaise frontale.** Bien représentée sur la feuille Guillestre, elle se réduit en fait, sur Briançon, à une succession de lames dilacérées soulignant le contact chevauchant du Briançonnais sur le Subbriançonnais. Ces copeaux comportent une série sédimentaire tantôt complète, tantôt incomplète suivant les points, avec du Carbonifère (Namurien—Westphalien A), du Verrucano, des quartzites scythiens, des carbonates du Trias moyen et des calcschistes néocrétacés. En général, dans cette unité, le Trias carbonate est très mince, car il a été profondément érodé lors de l'émersion synrift du Lias moyen-supérieur—Dogger inférieur. Les calcschistes du Crétacé supérieur reposent par endroits sur les quartzites du Werfénien (feuille Guillestre).

Les principales écaïlles se situent sur le pourtour de la demi-fenêtre de L'Argentière : Queyrières, chapelle Saint-Hippolyte, Bouchier, crête de Roche Motte, près de Puy-Saint-Vincent en limite de carte. Vers le Nord, au contact de l'unité subbriançonnaise de Vallouise, les témoins de la nappe de Roche Charnière sont replissés avec les calcschistes subbriançonnais, et sont isolés en avant du front briançonnais : écaïlles du ravin de Cugulion (avec du Carbonifère comportant du graphite), du col de Péa, du ravin du Loup au-dessus de Fréjus (lame de Carbonifère avec graphite) ; sur le versant Guisane, on les retrouve dans le ravin de Chanteloube et au-dessus du Monétier dans le ravin Saint-Joseph. En tous ces points, ces écaïlles s'intercalent vers la base du « flysch noir » ou de l'olistostrome qui couronne la série sédimentaire subbriançonnaise.

La nappe de Roche Charnière se présente sous forme de lames isoclinales, sans plis. Par contre, les calcschistes se prêtent bien à l'identification des schistosités : schistosité SI ardoisière reprise par une schistosité de crénulation S2, toutes deux méridiennes et pentées E.

- **Nappe de la Tête d'Aval du massif de Montbrison.** Elle prolonge vers le Nord la nappe de Champcella (feuille Guillestre); elle a été découverte par P. Termier (1903), qui la nommait « 2^e écaïlle », en y incluant par places du Subbriançonnais. J. Goguel (1940, 1941-1942) en a donné, sur ses cartes et ses coupes, une définition plus précise, adoptée ici.

La série houillère sous-jacente à ces unités mésozoïques ne comporte que du Namurien—Westphalien A. Au-dessus vient une dalle épaisse de Trias moyen carbonate, surmonté de Jurassique—Crétacé le plus souvent de type « sillon » : calcaires bathoniens, schistes « oxfordiens », calcaires à cherts du Malm supérieur et du Crétacé inférieur, calc-schistes du Néocrétacé—Paléocène, passant à l'Est (crête d'Aquila, les Combes, Roche Noire) à une série de pente avec des brèches jurassiques et/ou crétacées.

La structure de la 2^e écaille est compliquée, variable d'un secteur à l'autre. Dans sa partie orientale, ses termes carbonates sont structurés avec des termes siliceux de la zone houillère, tandis que dans sa partie frontale (Ouest), la dalle calcaire est largement décollée et désolidarisée des termes siliciclastiques de la zone houillère restée en arrière. Le rattachement à la 2^e ou la 3^e écaille des petites unités des Combes et de Roche Jaune—Croix d'Aquila à matériel namurien surmonté de Stéphanien discordant, reste problématique. Sur le schéma structural, l'attribution de ces unités à la 2^e écaille a été conservée comme l'avait proposé J. Goguel (1940).

La partie frontale, bien observable sous la Tête d'Aval et sur son pourtour ouest, est débitée en plusieurs dalles empilées et plissées ou froncées dessinant des charnières d'axe N-S, synschisteuses. Ces redoublements disparaissent au Nord du sommet de l'Eychauda (4^e écaille), dans les massifs de Roche Gauthier et de la Tête du Grand-Pré, où n'existe plus qu'un synclinal déversé à l'Ouest. Les coupes de la figure 17 donnent le détail des duplicatures de la Tête d'Aval. On distingue les écailles les plus basses, appartenant à la 2^e écaille, de celles appartenant à la nappe de Roche Charnière par leurs séries stratigraphiques différentes : écailles de Parapin, Croix de la Salcette, situées au pied de la Tête d'Aval, flanc sud.

Le corps de la nappe de la Tête d'Aval se poursuit dans tout le versant ouest du massif de Montbrison avec un pendage W et des replis passant à des plis failles et/ou à des plis-failles (Bas-Morand). La schistosité de crénulation associée aux charnières (S2), bien identifiable dans les schistes « oxfordiens » ou les calc-schistes crétacés, replisse une schistosité de type ardoisier (SI), méridienne et pentée E. Les structures plicatives P2 et les cisaillements associés, bien marqués, ne peuvent donc pas caractériser la première phase (PI) liée au charriage du Briançonnais sur le Subbriançonnais, mais une reprise de celle-ci avec charnières frontales et duplications.

Au Sud de Briançon, la partie orientale ou arrière rapportée à la 2^e écaille comporte surtout des termes siliceux. Le Houiller (Westphalien A) se dilate considérablement en surface. Il montre une succession de plis synschisteux, polyphasés, de taille plurihectométrique à kilométrique, d'orientation NNW-SSE. Les plis occidentaux sont déversés vers l'Ouest : anticlinal de Saint-Martin-de-Queyrières—Prelles, synclinal de Roche Baron (à cœur de quartzites scythiens), anticlinal du Villaret—Sachas ; les plis orientaux sont déversés vers l'Est : anticlinaux de la chapelle Saint-Jean—Puy-Saint-André, du Petit-Rif, de Villard-Saint-Pancrace. Ces structures sont tronquées sous le contact de base des unités plus internes (bois de Testasson, Ratière). Dans la Guisane,

Fanticlinal du Bez est la seule structure reconnaissable, qui peut être le prolongement de l'anticlinal de Saint-Martin-de-Queyrières, au Nord du Prorel. Deux schistosités s'associent aux plis, l'une à vergence W bien marquée, l'autre à vergence E reprenant la précédente ; elles se rapportent à deux phases que l'on peut comparer à P2 et à P3 définies plus au Sud par P. Tricart (la phase 1 n'est pas repérable dans le Houiller).

L'accident N-S du vallon de Trancoulette (système de failles tardives de la Durance, voir plus loin), rend difficile les raccords entre partie ouest et partie est de la 2^e écaïlle. Cet accident remonte, en rive droite du vallon, le Trias et le Houiller ployés en un flanc inverse qui se poursuit vers l'Ouest sous le pic de Montbrison, tandis qu'en rive gauche se développe le synclinal, déversé à l'Ouest, de la crête d'Aquila où les brèches jurassiques peuvent raviner le Trias jusqu'aux quartzites.

• **Nappe de la Tête d'Amont du massif de Montbrison, ou « 3^e écaïlle » sensu Goguel.** Se poursuivant vers le Sud, sur la feuille Guillore, par la digitation de la Tête du Puy (ou des Aiguillons), puis, plus au Sud encore, par la nappe inférieure de la fenêtre aval du Guil, la 3^e écaïlle se présente, du massif de Montbrison à l'Ouest au Mélézin à l'Est, comme une grande dalle subhorizontale affectée de replis et d'écaillages locaux. Elle repose à l'Ouest sur le Mésozoïque de la 2^e écaïlle et à l'Est sur le Houiller.

La 3^e écaïlle constitue tous les sommets de la chaîne de Montbrison (Tête d'Amont, pic de Montbrison, Condamine-Sablier), ainsi que, plus au Nord, le soubassement de la 4^e écaïlle. Au Nord du sommet de PEychauda, elle constitue le Rocher Rouge de la crête de la Balme. Dans toutes les localités, elle repose sur les calcschistes ou le « flysch noir » de la 2^e écaïlle, par l'intermédiaire de gypse parfois.

Le Houiller associé à la 3^e écaïlle dans le massif du Prorel ne comporte que le Namurien à la base et le Stéphanien moyen (?) discordant à son sommet. Au Sud du Prorel, à Ratière, il n'y a plus que du Stéphanien, reposant sur la 2^e écaïlle par l'intermédiaire d'une masse gypseuse.

La série stratigraphique jurassico-crétacée varie suivant les points. Au Nord et à l'Ouest, elle est réduite et de type « haut-fond », avec, au-dessus du Trias moyen, le marbre de Guillore, les calcaires blancs du Malm, les calcschistes planctoniques du Néocrétacé—Paléocène (à Éocène inférieur?), ces derniers pouvant reposer directement sur le Trias carbonate (col de la Pisse, Rocher Rouge, Grand Bois).

À l'Est (Notre-Dame-des-Neiges), on trouve une série postrift « de sillon » avec, en transgression sur le Trias carbonate prérift, des radiolarites et des schistes oxfordiens (?), puis les calcaires à cherts du Malm et du Crétacé inférieur, enfin des calcschistes planctoniques.

Quant aux structures dans le Carbonifère, à l'Est du Prorel, deux systèmes de plis synschisteux viennent interférer ; leur orientation est toujours NNW-SSE, différente d'une dizaine de degrés seulement : anticlinal du Lauzet déversé à l'Ouest et, plus à l'Est, anticlinal de Puy-Richard, synclinal de Puy-Saint-Pierre, anticlinal du Chabas à

vergence E. Comme dans la 2^e écaïlle, deux schistosités sont associées aux plis, méridiennes et à vergence W (S2) et/ou E (S3), SI n'étant pas repérée.

Plus au Sud-Est, plusieurs unités se superposent dans le massif du Mélézin, d'Ouest en Est :

— l'écaïllé du bois de Testasson—Fond Froide, chevauchant selon un plan de troncature subhorizontal souligné par du gypse sur les structures (synclinal de Roche Baron) de la 2^e écaïlle. Elle montre, entre les torrents de Queyrières et de Saint-Sébastien (point 2 177) un synclinal transverse (E-W) à cœur de quartzites déversé au Nord; elle se perd ensuite sous les glissements du Grand Bois. Le contact avec l'unité supérieure est jalonné de Houiller qui pourrait représenter le flanc inverse de la structure (peut-être) ;

— la digitation de la Tête du Puy (ou des Aiguillons ; feuille Guillestre) se prolonge jusqu'au Rocher du Midi où seul le Mésozoïque est représenté puis se lamine en direction du vallon des Ayes ;

— l'unité de Coste Rousse—Mélézin, surtout carbonatée, qui est un duplicata de la précédente mais pourrait se compléter (peut-être) par des terrains siliceux en rive gauche du vallon des Ayes (bois de Barracan). La série comporte un Trias carbonaté très mince en raison d'une importante érosion anté-Jurassique supérieur. Au-dessus viennent directement des calcschistes néocrétacés très riches en brèches, et comportant de grandes lames de Jurassique—Crétacé inférieur, interprétées soit comme des écaïlles, soit comme des olistolites géants (Bourbon, 1980), puisque constituées d'une série de type sillon tout à fait différente de celle du Mélézin.

Dans l'ensemble, trois schistosités peuvent être observées dans les calcschistes, le marbre de Guillestre ou les lits argilitiques du Trias : schistosité (S1) ardoisière pentée vers l'Est passant souvent à un litage tectonique (dans les calcschistes) portant une linéation (L1) d'étirement et minérale et à laquelle se superpose une schistosité de crénulation pentée vers l'Ouest, également méridienne, régulière et continue, que l'on peut assimiler à S3. Entre les deux, localement, s'intercale une schistosité de crénulation pentée vers l'Est (S2).

• **Massifs de Tête Noire et du Grand-Aréa.** On peut considérer ces massifs carbonatés comme des témoins, isolés par l'érosion, d'un prolongement septentrional de la 3^e écaïlle (figurés à part sur le schéma structural).

Au Nord de la Guisane, le prolongement nord du Houiller situé sous Notre-Dame-des-Neiges (3^e écaïlle) et le Prorel (4^e écaïlle) prédomine à l'affleurement, la couverture carbonatée associée ayant été très largement disséquée par l'érosion. On peut y voir une vaste nappe chevauchante sur la 2^e écaïlle à l'Ouest, représentée par les quartzites et le Trias moyen du Monétier à l'Aiguillette du Lauzet. Elle est affectée de grandes structures méridiennes, d'Ouest en Est :

— la zone synclinale de Tête Noire, dont le flanc occidental (chevauchant la 2^e écaïlle) est constitué de Namurien—Westphalien A penté régulièrement à l'Est. Dans le vallon de la Moulette, une faille verticale

le fait buter avec le cœur mésozoïque de Tête Noire. Celui-ci, déversé à l'Est, se trouve aussi isolé des structures plus internes par un accident méridien vertical (devenant chevauchant au Nord, ou accident des Drayères de la feuille Névache) ;

— l'anticlinal de La Salle—col de Buffère, aussi recoupé par l'accident précédent, est surtout matérialisé par son flanc oriental très redressé et affecté d'une forte schistosité à vergence interne (S3) ;

— le synclinal du Grand-Aréa, limité à l'Est par la faille méridienne du torrent de la Salle, qui serait responsable de la disposition des quartzites triasiques sur la crête de Cristol (S3 visible). Il comporte une série mésozoïque avec Trias inférieur et moyen et une série jurassique et crétacée de type sillon (avec Oxfordien et Néocomien présents) ;

— la zone anticlinale de Cristol—les Ayes, à la faveur de laquelle les termes les plus anciens de la série houillère (conglomérats de la Formation de Cristol) affleurent. Les nombreux plis ont des plans axiaux couchés vers l'Est. Sur son flanc oriental renversé, la Formation du Rocher du Loup (Stéphanien moyen?) est bien développée, mais elle n'est pas conservée dans les unités plus occidentales par érosion sous le Verrucano. La continuité avec la partie occidentale de la zone anticlinale est oblitérée par une série d'accidents (rétroécaillages) qui se suivent depuis la feuille Guillestre, par le vallon des Ayes, Briançon, le bois des Rousses (Saint-Chaffrey).

• **Nappe de Peyre-Haute.** Sur la feuille Briançon, seule affleure, sur une surface restreinte, l'extrémité nord de cette nappe, entre le haut vallon de Font Froide et celui de l'Orceyrette (pic de Peyre-Haute, pic Jean-Rey). Vers le Sud, l'unité se développe largement sur la feuille Guillestre, où sa partie interne, renversée (digitation de Maravoise) est chevauchée par des unités de couverture plus internes, dont l'ossature peut être faite de Trias moyen. Cette observation amène à considérer que la succession des unités structurales briançonnaises sur une transversale était la même que celle des petits domaines paléogéographiques (blocs basculés synrift) dont elles sont issues (« in-sequence tectonics »; Tricart *et al.*, 1988).

La nappe de Peyre-Haute, charriée sur les calcschistes néocrétacés ou le « flysch noir » de l'unité Tête d'Amont—Tête du Puy (Aiguillons)—Mélézin (3^e écaille), est décollée au niveau des gypses carniens (visibles sur la feuille à l'Ouest du pic Jean-Rey). Elle est caractérisée par l'absence de termes antérieurs au Carnien, par une épaisse dalle de dolomies noriennes (300-400 m), par la présence de Rhétien et de Lias inférieur sous la surface de transgression du Malm—Crétacé supérieur postrift.

Les nombreuses cassures méridiennes ou transverses qui l'affectent sont des paléofailles synrift, essentiellement d'âge rhétien et liasique, dont certaines n'ont guère joué depuis (Tricart *et al.*, 1988).

La schistosité 1, ardoisière, pentée E, passant à un litage tectonique dans les calcschistes, ainsi que les linéations associées de nature et d'orientations variées, ne sont pas liées à des structures plicatives : elles résultent de cisaillements subhorizontaux, subparallèles aux

couches, que l'on peut relier à la première tectonique de charriage. La schistosité 2, moins marquée, est une reprise des cisaillements vers l'Ouest, tandis que la schistosité S3, de crénelation, également N-S mais pentée vers l'Ouest, correspond à un cisaillement vers l'Est (rétrochevauchement, phase 3 de P. Tricart).

Groupe des nappes du Briançonnais oriental

Elles se situent, par définition, à l'Est de l'anticlinal postnappe des Ayes, et sont, pour ce qui est des mégastructures et des microstructures, affectées par les rétrocharriages et les rétrodéversements.

- **Unité Roche Gauthier—Croix de Bretagne.** En contact anormal par-dessous les calcschistes de l'unité Tête d'Amont—Mélézin, en raison du rétrodéversement des structures, cette unité comporte une série stratigraphique renversée : Trias moyen suivi d'une série postrift de type sillon (Bathonien, schistes « oxfordiens », Malm—Crétacé inférieur, Crétacé supérieur—Paléocène).

Quasi continue du Nord de Roche Gauthier jusqu'aux alentours du col des Ayes, cette unité a néanmoins subi des écaillages intenses pouvant la réduire localement à de minces copeaux associés à du gypse (bois de l'Ours, pont Baldy, haut vallon et col des Ayes). La phase tectonique correspondante, avec mégastructures (plis à grand rayon assez cylindriques) et schistosité de crénelation déformant les schistosités (S1 et S2) et linéations (L1 et L2) antérieures, est à vergence interne et peut correspondre à la phase 3 de P. Tricart.

- **Unité Grande-Peyrolle—crête des Granges.** Comme la nappe de Peyre-Haute, cette unité est décollée d'un substratum inconnu au niveau des évaporites du Carnien. Ses termes prérift ne comportent donc, sur la feuille Briançon, que du Carnien et du Norien (ex. : Enrouye dans le versant oriental de la crête de Peyrolle, forts à l'Est de Briançon, crête des Granges, enfin crête de Combe-la-Roche au Sud, sur la feuille Guillestre), ou seulement du Carnien (par ex. : Infernet, Grande-Maye).

Discordante sur le Norien ou le Carnien, la série sédimentaire postrift est typiquement briançonnaise : Bathonien fossilifère bien développé, Malm (« Calcaire de Guillestre » puis calcaire blanc ou calcaire lité à cherts), calcaires à cherts du Crétacé inférieur fréquents, calcschistes du Crétacé supérieur—Paléocène. La différence avec la nappe de Peyre-Haute est que cette dernière ne comporte ni Bathonien épais, ni Crétacé inférieur, tandis que l'unité Grande-Peyrolle—crête des Granges ne comporte pas de termes du Rhétien et du Lias inférieur, en raison de l'érosion synrift.

Il s'agit d'une unité complexe, débitée en écailles, qui affleure sur une grande longueur du Nord au Sud : elle apparaît au Sud du fort de l'Enlon dans les vallons du Granon, et se suit dans le versant est de la montagne de la Grande-Peyrolle (l'Enrouye) ; elle constitue une grande partie des massifs entre Durance et Cerveyrette (forts autour de Briançon, crête du Point-du-Jour, fort de l'Infernet), traverse la

Cerveyrette en direction de la Grande-Maye et de la crête des Granges. Les écaillés superposées dont cette nappe est constituée sont déformées ensemble par des plis déversés à l'Est. Ces plis sont de dimension kilométrique à plurikilométrique, avec une schistosité pentée vers l'Ouest visible dans les calcschistes des synclinaux, correspondant à la phase P3 et reprenant S1. Le dessin cartographique suggère un découpage tardif en lamères N-S, probablement apparenté aux failles de la Cerveyrette.

Le bord oriental de la nappe est jalonné de gypse (l'Enlon, Granon, Clot de l'Infernet, Poët-Morand, ravin de Bois-Brulé), qui vient rejoindre au Nord la bande des gypses du col des Thures et au Sud du col des Ourdeis. Des jalons de flysch noir s'y repèrent aussi par place, ce qui traduit la forte tectonisation de ce contact.

• **Unité Granon—Terre-Rouge.** Elle se situe sous l'unité Peyrolles—Terre-Rouge renversée à l'Est par suite des rétrodéversements ; elle dessine une coupole ou une demi-coupole anticlinale apparaissant en fenêtre au fond des vallées de la Clarée (Granon—Val-des-Près, la Vachette) et de la Cerveyrette (Terre-Rouge). C'est donc l'unité structurale mésozoïque la plus basse dans l'édifice des nappes du Briançonnais oriental.

La série sédimentaire est à l'endroit et comporte, au-dessus du Trias moyen, du Bathonien, du Malm (« Calcaire de Guillestre ») et des calcschistes néocrétacés et/ou paléocènes.

Le substratum siliceux (Houiller, Verrucano, Scythien), subdivisé en écaillés renversées vers l'Est, apparaît entre Granon et Val-des-Près sous l'antiforme carbonatée Granon—Terre-Rouge. Il en est séparé par des gypses. Il ne s'agit pas d'une série continue mais de deux unités, les carbonates sus-jacents jouant le rôle de pseudo-couverture. On ne retrouve pas d'équivalent vers le Sud ; par contre, vers le Nord (feuille Névache), les terrains siliceux de vallée Étroite—col des Thures pourraient en être le prolongement.

Entre Durance (la Vachette) et Cerveyrette, l'essentiel de l'unité Granon—Terre-Rouge est représenté par des dolomies ladiniennes, montrant un double déversement vers l'Ouest et vers l'Est (fig. 17). Les relations avec les unités encadrantes à l'Est et à l'Ouest sont oblitérées soit par une épaisse chappe de cargneules (la Cochette—Terre-Rouge), soit par le réseau des failles verticales de la Clarée. Celles-ci sont jalonnées par des lambeaux divers de Verrucano, de quartzites et de micaschistes, au Nord de Val-des-Près, en limite avec la feuille Névache.

Au Sud de la Cerveyrette, en direction du col d'Izoard, le Trias moyen du bois de la Loubatière qui est en série normale, pourrait être le prolongement de l'unité Granon—Terre-Rouge. Plus au Sud encore, sur la feuille Guillestre, l'équivalent de cette unité n'est pas connu à ce jour.

• **Unités crête de Pécé, Lausette, Peygu et Arpelin—Côte Belle.** Les unités Pécé—Lausette—Peygu correspondent à deux nappes superposées et enroulées ensemble par des plis de vergence E (phase 3).

Ce sont, avec celle de l'Arpelin à l'Est du col d'Izoard, les unités briançonnaises les plus orientales sur la feuille Briançon. Elles sont donc, partout, en contact à l'Est avec les écailles intermédiaires et/ ou les unités piémontaises et ligures, qu'elles peuvent chevaucher vers l'Est en raison des rétrocharriages.

Au Nord de la feuille Briançon, en rive gauche de la Clarée, elles constituent le prolongement méridional des unités de la chaîne des Rois-Mages et des sommets (aiguille Rouge, Guion) encadrant le col de l'Échelle, qui reposent sur les écailles intermédiaires et les « schistes lustrés » piémontais (fenêtres de la vallée Étroite et du vallon des Acles). Cette disposition se suit dans la majeure partie de la vallée de la Clarée, où les écailles intermédiaires pourraient réapparaître en fenêtre (le Rosier et Val-des-Près). Au Sud, on ne connaît que des structures verticales ou en série normale, et non pas déversées à l'Est, bien que très replissées (bois de Maratra, Grand-Peygu). Sur la transversale du col d'Izoard, les massifs de l'Arpelin et du bois des Loubatières, isolés au sein de gypses et de cargneules, sont les unités les plus orientales du Briançonnais, et peuvent être rattachés à cet ensemble. Plus au Sud, sur la feuille Guillestre, toutes ces unités orientales se prolongent, ou sont relayées, par les nappes de la Chapelue (*pro parte*) et de la pointe de Rasis.

La série sédimentaire montre un Trias moyen épais et largement dominant, ainsi que par places du Bathonien, du Malm (« Calcaire de Guillestre » et calcaire blanc massif), enfin des calcschistes paléocènes.

L'analyse structurale (Tricart, 1980, 1984) montre que les grands plis en retour, synschisteux (schistosité de crénulation S 3 pentée W ou horizontale), sont dus à une phase 3. La schistosité S1, avec linéation minérale et étirement L1, parallèle aux couches, est due à des chevauchements initiaux vers l'Ouest. Par contre, la schistosité S2, de crénulation souvent associée à des glissements plats vers l'ESE, pourrait être due déjà à des rétrocharriages (à l'inverse de ce qui se passé dans la partie occidentale du Briançonnais).

Lambeaux exotiques (olistostromes, olistolites, lames de socle cristallin, etc.) reposant sur différentes nappes briançonnaises

Il s'agit d'un ensemble complexe, précocement mis en place non seulement sur le Briançonnais, mais aussi sur le Subbriançonnais (ravin du Loup, ravin de Corvaria) et le Dauphinois interne.

S'agissant de la zone briançonnaise, la feuille Briançon à 1/80 000 (3^e édition) montre déjà l'existence de différents lambeaux exotiques reposant sur certaines nappes briançonnaises : 2^e écaille, 3^e écaille (notamment les lambeaux de socle cristallin de la 4^e écaille), unités Granon—Terre-Rouge au Nord du Granon, etc.

Plus récemment, J.C. Barféty *et al.* (1992) ont montré qu'en fait le « flysch noir » éocène de certaines unités briançonnaises passe à son sommet à un olistostrome qui contient des éléments de toutes dimensions, originaires des séries briançonnaises (notamment de gros blocs

de dolomies triasiques comme à l'Enlon, de calcschistes néocrétacés comme à la Serre Chevalier et à l'Eychauda). L'olistostrome est surmonté soit par du socle cristallin (la « 4^e écaille » de P. Termier, 1903), soit par du flysch à helminthoïdes (principalement les schistes noirs et rouges de son complexe de base), très probablement issus de la nappe de l'Autapie.

Il faut donc distinguer dans cet ensemble, d'une part l'olistostrome, et d'autre part les restes non érodés des nappes supérieures.

- **Olistostrome.** C'est un sédiment qui appartient à l'unité Briançonnaise dont il couronne la série, et il peut inclure des olistolites assez volumineux pour être cartographiés. Il n'a évidemment pas été distingué, sur la carte et les coupes structurales, comme une entité tectonique indépendante de son substratum.

- **Nappe de flysch à helminthoïdes de l'Autapie.** Quelques lambeaux de grande dimension de schistes noirs et rouges du complexe de base du flysch à helminthoïdes (exemple : entre le sommet du Prorel et Notre-Dame-des-Neiges, notamment aux alentours de la gare d'arrivée du télécabine Briançon—Prorel) peuvent être considérés comme des lambeaux de la nappe de l'Autapie, charriés en milieu sous-marin sur l'olistostrome et cartographiés comme tels.

- **Lambeaux de socle cristallophyllien de la « 4^e écaille »** (Termier, 1903). À l'Est du col de Serre-Chevalier, dans le versant ouest du sommet de l'Eychauda, l'olistostrome qui couronne le « flysch noir » bartonien de la 3^e écaille Briançonnaise passe vers le haut, rapidement mais en continuité sédimentaire, à la célèbre brèche de l'Eychauda à éléments de socle cristallophyllien dominants (Barfély *et al.*, 1992). Cette brèche, jusqu'ici rattachée tectoniquement au socle cristallin de la « 4^e écaille » est donc une entité sédimentaire prolongeant la série de la 3^e écaille. Elle est localement surmontée de quelques mètres de schistes noirs, puis par la masse principale des schistes cristallins du sommet de l'Eychauda.

Outre le sommet de l'Eychauda, ces schistes cristallins forment la crête du Mal-Parti, la quasi-totalité du lambeau charrié de la Serre Chevalier, et le soubassement occidental du sommet du Prorel qui est constitué par la couverture sédimentaire de ce socle cristallin (Trias, brèche du Prorel).

On admettait généralement (Debelmas, 1983) que ces lambeaux des schistes cristallins étaient des restes, isolés par l'érosion quaternaire, d'une nappe de charriage faite de socle et de sa couverture sédimentaire, issue des écailles intermédiaires de la zone d'Acceglio (Lemoine, 1951 ; Termier, 1903). Actuellement, il est proposé qu'il s'agit (Barfély *et al.*, 1992) d'olistolites géants appartenant à l'olistostrome, ce qui ne peut pas être prouvé de manière définitive, faute d'affleurements de cet olistostrome reposant par-dessus les lambeaux de schistes cristallins.

Tous ces éléments se seraient mis en place très tôt sur les futures unités briançonnaises non encore individualisées, d'abord sous forme de sédiments (olistostrome, brèche de l'Eychauda), ensuite sous forme de nappes mises en place en milieu sous-marin. Ce n'est qu'après leur mise en place qu'ils ont été affectés par les trois phases synschisteuses alpines.

Écailles intermédiaires

La zone dite des « écailles intermédiaires » constitue un liseré d'écailles très discontinues qui se suit du Nord au Sud de la feuille Briançon et se poursuit vers le Sud sur Guillestre, et au Nord sur la feuille Né vache.

C'est un trait structural majeur reliant la zone Vanoise interne—Ambin au Nord, aux bandes d'affleurements d'Acceglio—Longet et du Roure au Sud (feuille Aiguille de Chambeyron). Ces écailles séparent partout les unités du Briançonnais proprement dit des unités piémontaises. Par exemple, au Nord du Montgenèvre, ces écailles apparaissent dans la fenêtre du Rio Secco creusée par l'érosion d'un anticlinal post-charriage déversé vers l'Est (Chaberton), à travers l'unité piémontaise Chalvet—Chaberton.

Ces écailles sont issues d'un Briançonnais interne où le Verrucano (anagenites des géologues italiens) repose directement sur le socle cristallophyllien (absence du Carbonifère), et dont la série mésozoïque et tertiaire est très réduite. Le Trias carbonaté, éliminé par une profonde érosion liasique, synrift, manque presque partout, et les termes jurassico-crétacés postrift, très minces, sont transgressifs directement sur le socle.

En dehors des lambeaux exotiques de la « 4^e écaille » mentionnés plus haut, c'est dans le secteur du Rio Secco que les coupes sont les plus complètes. Elles comportent : socle cristallophyllien, Verrucano, quartzites scythiens, très localement carbonates triasiques très minces (Anisien), calcaires à cherts (Malm—Crétacé inférieur) souvent gréseux, schistes noirs et calcschistes néocrétacés et paléocènes, et surtout brèches et roches «reconstituées». Au cœur de la fenêtre du Rio Secco, l'écaille du Clot des Fonds est l'unité la plus basse, à cachet briançonnais (mais avec un Anisien d'épaisseur très réduite) et appartenant peut-être à la zone briançonnaise.

Au Sud du Montgenèvre, les affleurements sont plus réduits et dispersés, pentés vers l'Ouest sous le Janus, verticaux de l'Ombilic à Cervières et au Laus, de nouveau pentés à l'Ouest près de l'Arpelin et du col d'Izoard, avant de suivre un tracé sinueux sur la feuille Guillestre.

« Zone des schistes lustrés piémontais » : unités piémontaises (marge continentale) et unités ligures (océaniques)

La « zone des schistes lustrés piémontais », terme à éviter désormais en raison de l'origine variée de ces « schistes lustrés », métasédiments mésozoïques issus les uns de la marge continentale européenne, les autres de l'océan téthysien ligure, regroupe les unités dites piémontaises et les unités dites ligures.

Structure générale

La zone couvre toute la partie orientale de la feuille. Les calcschistes (« schistes lustrés »), intensément plissés et foliés, dominent (Lemoine et Tricart, 1986). Cependant, ils n'affleurent que médiocrement (alpages, forêts, recouvrements morainiques), et ont donné largement lieu à des glissements au Quaternaire.

Comme dans le reste de l'arc alpin occidental, la « zone des schistes lustrés » est ici constituée par une *imbrication de nappes de charriage* provenant d'une part de la partie distale de la paléomarge européenne de la Téthys, individualisée au Lias (domaine piémontais), et d'autre part du domaine océanique ligure individualisé à partir du Dogger supérieur—Malm inférieur (bassin ligure de la Téthys, parfois aussi appelé domaine liguro-piémontais).

L'imbrication de ces deux types de nappes, piémontaises et ligures, est due à l'intervention de plusieurs phases de plissements-chevauchements postérieures au charriage initial des séries océaniques sur les séries de marge continentale; par leur vigueur et leur grande extension géographique, ces phases caractérisent un stade évolutif *d'hypercollision*, tôt atteint et particulièrement développé au cœur de l'arc alpin. Cette imbrication, qui rend malaisée la lecture de la carte comme celle des paysages, intervient surtout à deux échelles: (1) régionalement, pour les deux types de nappes dans leur ensemble (plis couchés de grande ampleur, au point que les modalités des charriages initiaux restent spéculatives); et (2) à l'échelle plus locale des différents massifs, où les termes sommitaux des deux types de séries, qui sont aussi les plus ductiles, sont engagés dans des plis isoclinaux communs, ce qui a considérablement gêné le débrouillement lithostratigraphique. Sur la feuille Briançon, l'imbrication des nappes a encore été accentuée par les effets d'une importante fracturation tardive en coulissage et en effondrement.

• **Nappes d'origine piémontaise.** Issues de la marge continentale, elles ont été décollées au niveau des évaporites du Carnien, et conservent donc une semelle de dolomies noriennes (jusqu'à 800 m d'épaisseur). Ces dolomies sont restées quasi rigides durant les événements tectono-métamorphiques alpins. Elles constituent maintenant de petits massifs disjoints, que l'on peut comparer à des mégaboudins dans la mesure où ils restent reliés entre eux par leur couverture ductile argilo-calcaire ou marneuse. Ce phénomène se développe au Sud-

Est, sur les feuilles Aiguilles—Col Saint-Martin et Aiguille de Chambeyron (Tricart et Lemoine, 1986a,b). Un bon exemple est ici l'unité Chalvet—Chaberton (Nord du Montgenèvre), dont la semelle dolomitique est entièrement conservée à l'Est (Chaberton) et inexistante au Nord-Ouest (pic du Lausin), où la base de l'unité, charriée sur les écaillés intermédiaires, est constituée de Rhétien où même seulement de Lias.

Du Nord au Sud, ces unités sont: (1) celle de *Chalvet—Chaberton*, se prolongeant vers le Nord dans le massif Acles—Grand-Hoche, et au Sud jusqu'au Janus ; (2) celle du *Gondran* (Ombilic du Gondran), séparée de la précédente par une faille transverse ; (3) l'unité de *Rochebrune*, que l'on peut subdiviser en deux sous-unités (celle du *Lasseron* chevauchant celle de Rochebrune), et qui est séparée de celle du Gondran par la faille transverse de Cervières. Toutes ces unités sont surmontées par des unités ligures à ophiolites (fig. 18).

De petites unités piémontaises, réduites à leur Lias et/ ou leur Lias supérieur—Dogger (*jmF*), constituent des écaillés insérées sous l'unité de Rochebrune, rétrocharriée sur des unités piémontaises et ligures, écaillés qui sont visibles notamment dans la *fenêtre de Cervières*. Pour compléter cette énumération, il faut mentionner le petit lambeau charrié plus occidental de la Lause de Cervières, constitué principalement de Lias supérieur—Dogger (*jmF*) : situé entre les unités Briançonnaises de la crête des Granges et de Granon—Terre-Rouge, il témoigne du charriage initial des unités piémontaises sur les unités Briançonnaises. Citons aussi la minuscule fenêtre de dolomies noriennes à Gimont (entre le Grand-Charvia et la Cima Verde) visible sous les unités ophiolitiques du Chenaillet et du Lago Nero.

• **Nappes d'origine ligure.** Elles ont été décollées dans la partie sommitale des péridotites mantellaires serpentinisées, et même plus particulièrement à la faveur des brèches (ophicalcites) remaniant celles-ci à leur sommet. La base de chaque nappe est alors constituée soit par quelques coulées basaltiques initialement minces (quelques dizaines de mètres), comme dans le cas de l'unité du lac des Cordes, soit par une faible épaisseur de péridotites serpentinisées, ou seulement par les sédiments déposés sur celles-ci (brèches ophicalciques surmontées par les premiers sédiments pélagiques, radiolarites par places, plus généralement calcaires du Malm, etc.), comme dans le cas de l'unité du Lago Nero et de celle du col de Prafauchier.

Des massifs relativement importants de basaltes, mais aussi de gabbros, comme celui du Chenaillet, constituent une exception dans cette partie de la zone piémontaise comme plus au Sud-Est en Queyras. Ils ont été interprétés comme autant de paléoreliefs océaniques, tronqués par les surfaces de charriages (Tricart et Lemoine, 1988). Dès lors qu'ils constituent des masses suffisantes, basaltes et gabbros sont restés peu affectés par les déformations alpines pénétratives ; la position structurale des principaux massifs, particulièrement en Queyras (feuille Aiguilles—Col Saint-Martin), suggère le même processus de méga-boudinage que pour les dolomies noriennes (Tricart et Lemoine, 1986a,b).

On comprend ainsi pourquoi cette partie de la zone des schistes lustrés est essentiellement constituée de schistes, calcaires et calcschistes, d'âge et d'origine variés, intensément déformés. Des masses kilométriques de dolomies ou d'ophiolites restées peu déformées sont dispersées dans cette masse énorme, et monotone au moins au premier abord.

Structure des unités à dominante de calcschistes

Dans ce type d'unité, comme par exemple celle du lac des Cordes dans la haute vallée de la Cerveyrette (calcschistes des Fonds), la structure la plus visible est un fort débit schisteux, parallèle à la direction générale de la chaîne alpine occidentale en général et des zones tectoniques en particulier (NNW-SSE), moyennement pentée vers l'Ouest. Il lui correspond un parallélisme grossier entre la stratification et les différentes schistosités, dont on peut observer localement qu'elles soulignent le plan axial de plis fermés ou isoclinaux de directions variées.

Presque partout, une forte linéation plonge vers l'WSW, dans la ligne de plus grande pente du débit schisteux ; cette linéation régionale, transverse à la chaîne, a un caractère composite : intersection de surfaces, microcharnières de plis, croissance orientée ou réorientation secondaire de minéraux de métamorphisme, fibres syntectoniques (quartz, feldspath, serpentine,...), étirement d'objets figurés, stries de friction, etc. On peut démontrer localement l'origine polyphasée de cette linéation.

L'analyse structurale et microstructurale en cours (P. Tricart) permet de reconstituer les trois dernières phases de plissement synschisteux, associées à des recristallisations métamorphiques dans le faciès schistes bleus passant au faciès schistes verts :

— *un plissement transverse à la chaîne, couché vers le Nord* (axes actuellement proches de E-W). Les plis, isoclinaux, sont le mieux visibles à l'échelle cartographique (charnières effilées d'allongement kilométrique) ; il leur est associé une foliation et un litage tectonique, transposant la stratification ainsi qu'une ou plusieurs (?) schistosités précoces. L'étirement intrafoliaire est parallèle à l'axe des plis ;

— *un plissement plus ou moins coaxial du précédent, donc également transverse à la chaîne, mais déversé vers le Sud*. Les plis, plus ou moins fermés, présentent des charnières arrondies. Ils sont visibles à toutes les échelles mais avec de grandes différences de développement d'un secteur à l'autre. La schistosité associée est soulignée par des recristallisations métamorphiques dans le faciès schistes verts ;

— *un dernier plissement longitudinal à la chaîne*. Il est responsable du réglage structural NNW-SSE actuel de cette partie des Alpes et du rétrodéversement général des schistes lustrés vers l'Est. Les plis, de style très variable, sont le mieux représentés à l'échelle mésoscopique. La schistosité associée, moyennement pentée vers l'WSW, est essentiellement liée à un microplissement (crénulation), des microci-

saillements et de la dissolution. Les schistosités précédentes ont plus ou moins été parallélisées à cette dernière schistosité qui est la moins pénétrative mais la plus visible. La déformation est dominée par un cisaillement à vergence E qui s'exprime d'abord par un étirement ductile synschisteux ENE-WSW, puis par des glissements intraschisteux de type microchevauchement vers l'Est. L'étirement, transverse à la direction axiale des plis nés en début de déformation, induit de spectaculaires torsions de charnières. Ce même étirement renforce les linéations (le plus souvent confondues) soulignant la direction axiale des plis précédents.

Structure des unités ayant conservé une semelle dolomitique ou ophiolitique peu déformable

Les unités ayant conservé une semelle peu déformable dans les conditions des métamorphismes schistes bleus ou schistes verts (dolomies noriennes des unités de marge continentale, gabbros et/ou basaltes des unités océaniques) sont caractérisées par un fort gradient de déformation, depuis des termes lithologiques inférieurs peu ou pas déformés vers des termes supérieurs très déformés (comme les calc-schistes décrits ci-dessus), au sein de piles lithologiques restées néanmoins continues. Durant la dernière phase de plissement régional, certaines de ces unités ont été rétrodéversées (Chaberton) ou rétrocharriées (Rochebrune), à partir d'une position haute et avancée qui reste à déterminer.

La juxtaposition actuelle de ces unités (aspect en mosaïque) s'explique par la fracturation tardive longitudinale et transverse à la chaîne, siège de mouvements polyphasés verticaux et coulissants.

LES GRANDES FAILLES TARDI-OROGÉNIQUES

Les nappes briançonnaises, piémontaises et ligures, après leur mise en place tectonique, ont été recoupées par deux grands groupes de failles majeures.

Premier groupe : failles transversales

Ce groupe est représenté dans les secteurs du Montbrison, de la 4^e écaïlle, du Chaberton, du Chenaillet, de Rochebrune principalement. C'est à l'Eychauda et au Chenaillet qu'il est le plus spectaculaire car ces failles, situées au Nord et au Sud des deux massifs, les encadrent et ont déterminé deux grabens où les piles sédimentaires de la 4^e écaïlle d'une part et du Chenaillet d'autre part, ont été préservées. Ainsi, le sommet de l'Eychauda est limité par la faille du col de la Pisse au Sud (à pendage N) et celle du col de Méa au Nord (à pendage S).

Une faille importante, au Nord de Cervières, sépare les unités piémontaises et ligures du massif Gondran—Chenaillet de celles du chaînon de Rochebrune et de son soubassement. Les coupes des

figures 17 et 18 montrent que les structures de ces unités, de part et d'autre de la faille, ne sont pas superposables. Cette faille se poursuit vers l'Est au-delà de la frontière italienne, limitant successivement au Sud l'unité du Corbioun, au Nord la fenêtre du Grand-Roc, et ainsi de suite.

De même, au Nord de la faille de Cervières, celle du Janus délimite avec la précédente l'ensemble Gondran—Chenaillet, dépourvu des mégastructures de rétrocharriage connues au Nord et au Sud.

Il est remarquable que le métamorphisme atteint par les terrains de ces grabens (4^e écaille cristalline et Chenaillet) soit nettement moins fort que celui des domaines d'origine.

Deuxième groupe : failles longitudinales

Ces failles, postérieures non seulement aux charriages intrabriançonnais, mais aussi aux plis anticlinaux postnappe rattachés à la phase 3 de P. Tricart et aux failles transverses décrites ci-dessus, forment deux alignements, tous deux soulignés dans le paysage par des roches rubéfiées (cimentation de roches broyées et remplissage de karsts récents, probablement plio-quatérnaires, liés à l'activité de ces failles). Deux faisceaux sont connus, le faisceau des failles de la Durance, bien développé sur la feuille Guillestre et encore actif (séismes du Plan de Phazy près Montdauphin), et celui des failles de la Clarée, dont l'activité sismique serait à relier au séisme de Cervières de 1991 (Thouvenot *et al.*, 1991).

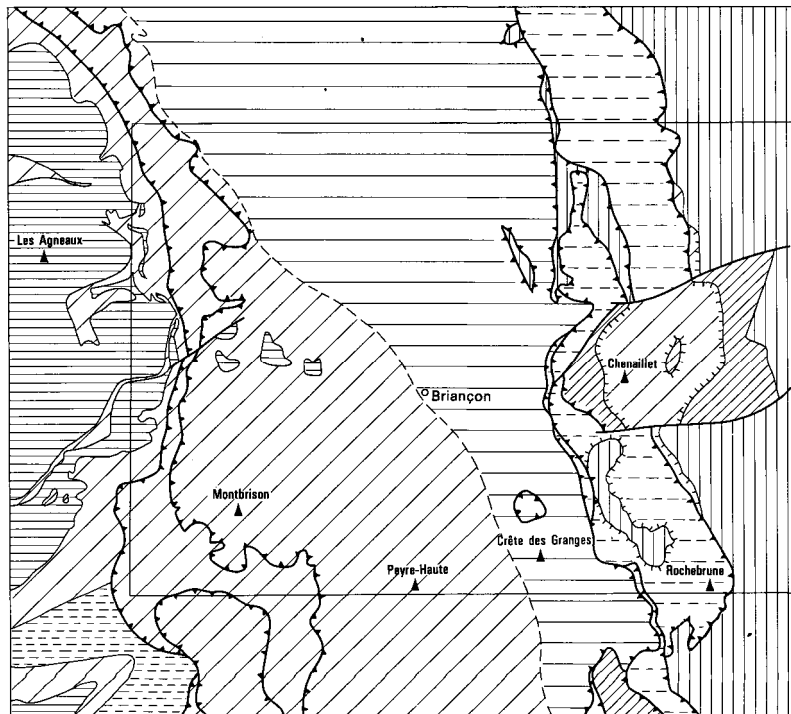
Le faisceau des failles de la Clarée, qui vient du Nord (feuille Névache : aiguille Rouge, Rois-Mages), délimite le tracé rectiligne de la vallée de la Clarée entre Plampinet et le Rosier. Il franchit ensuite le massif de l'Infernet, traverse la Cerveyrette, passe aux alentours de la Grande-Maye pour aboutir au col de la Roya à l'Ouest du col d'Izoard (Barfély et Gidon, 1975).

Le faisceau défailles de la Durance, dans son prolongement Nord, se repère dans le vallon et le col de Trancoulette puis au col de Serre-Chevalier (Barfély, 1968). Plus au Nord, il paraît s'atténuer à la traversée de la vallée de la Guisane (les décalages éventuels sont toutefois difficiles à mettre en évidence dans les séries du Houiller briançonnais).

*MÉTAMORPHISME** (fig. 19)








Seuls des affleurements limités (quelques kilomètres carrés) de roches granitiques et cristallophylliennes, en bordure ouest de la feuille, témoignent d'un métamorphisme d'âge paléozoïque (orogènes varisque et antévarisque). Les événements relatifs au cycle téthyso-alpin sont

*Goffé et Chopin (1986), Mevel (1975), Mevel *et al.* (1978, 1982), Saliot (1978).



5 km

Fig. 19
Carte des métamorphismes

- 
Très faible métamorphisme, anchizone, $T < 300^{\circ}\text{C}$
- 
Faible métamorphisme, épizone, schistes verts de bas degré, T autour de 300°C , $1 < P < 3$ kbar
- 
Métamorphisme de bas degré, de pression intermédiaire, T autour de 300°C , $3 < P < 6$ kbar
- 
Métamorphisme de haute pression du faciès schistes bleus de bas degré, T autour de 300°C , $6 < P < 8$ kbar, repris dans le faciès schistes verts de bas degré
- 
Métamorphisme de haute pression du faciès schistes bleus (degré non défini par manque de données suffisantes)
- 
Métamorphisme du faciès schistes bleus de haut degré, $T = 300^{\circ}\text{C}$, $P = 10-12$ kbar, sans empreinte de faciès schistes verts (Frateve, à l'Est de la carte Briançon)
- 
Métamorphisme du faciès schistes bleus de haut degré, $T = 300^{\circ}\text{C}$, $P = 10-12$ kbar, partiellement repris par le faciès schistes verts de degré intermédiaire
- 
Massif cristallin du Pelvoux, métamorphisme alpin de faciès schistes verts surimposé à un métamorphisme hercynien de faciès schistes verts à biotite et plus ancien de faciès amphibolite
- 
Limite imprécise

bien mieux illustrés dans l'ensemble de la feuille : un métamorphisme océanique d'âge mésozoïque est remarquablement préservé dans l'unité ophiolitique du Chenaillet, tandis que des recristallisations ont accompagné l'orogénèse alpine cénozoïque dans l'ensemble des unités, particulièrement dans les sédiments argilo-carbonatés et dans les roches ophiolitiques.

Le métamorphisme varisque

Le métamorphisme varisque est de faible degré ; des associations à albite-muscovite-chlorite et parfois biotite, typiques du faciès schistes verts, sont bien exprimées dans la série volcano-sédimentaire. Ce métamorphisme peut reprendre, dans le socle migmatitique, un autre plus ancien (peut-être précambrien), plus chaud et de type faciès amphibolite. Un peu plus à l'Ouest de la carte, ce métamorphisme plus ancien peut atteindre le faciès granulite dans la région de Peyre Arguet (feuille Saint-Christophe-en-Oisans). Les différentes étapes du métamorphisme ancien ont été décrites plus haut (voir « Résumé de l'histoire géologique régionale... »).

Au sein des nappes Briançonnaises, ce métamorphisme varisque se retrouve dans les témoins de socle antétriasique conservés : 4^e écaille à l'Ouest de Briançon (micaschistes et chloritoschistes, micaschistes à grenat, gneiss ocellés, amphibolites des klippes de la Serre Chevalier, Eychauda, Prorel, Mal-Parti). L'équivalent de ce socle d'origine interne existe aussi dans la zone des écailles intermédiaire ; les affleurements sont très petits (Nord et Sud du Montgenèvre) et ils n'ont pas été individualisés sur la carte du métamorphisme. Rappelons qu'au métamorphisme du type Pelvoux de la 4^e écaille se superpose un métamorphisme alpin faible, tandis que dans les écailles intermédiaires ce dernier est de faciès schistes bleus.

Le métamorphisme océanique dans l'unité ophiolitique du Chenaillet

En zone piémontaise, de nombreuses unités témoignent de l'ouverture, au Jurassique, d'un domaine océanique, la Téthys ligure. Au Sud du Montgenèvre, deux de ces unités sont directement superposées et ne doivent pas être confondues. L'unité supérieure, qui constitue le sommet du Chenaillet, présente des recristallisations alpines exceptionnellement faibles, ce qui a permis d'étudier des phénomènes antérieurs, développés au sein même de l'océan en cours d'ouverture. L'unité inférieure (Replatte du Gondran—Lago Nero) porte au contraire une forte empreinte tectono-métamorphique alpine, à l'image des autres unités piémontaises figurées sur la feuille.

Dans l'unité du Chenaillet, les différents termes de la séquence ophiolitique sont des péridotites serpentinisées, des gabbros et des laves basaltiques en coussins auxquels sont associés des hyaloclastites. Les péridotites serpentinisées sont recoupées par des filons ou des intrusions d'albitites, eux-mêmes éventuellement recoupés par des filons basaltiques. Les gabbros ont un aspect massif, sans cumulats

lités, et correspondent à des troctolites, gabbros à olivine et gabbros à clinopyroxène, dans lesquels s'individualisent des poches de gabbros ferrotitanés et de diorites.

Les contacts entre les différents termes ne sont que partiellement visibles ; certains ont été tectonisés à l'Alpin, d'autres illustrent l'ampleur des mouvements précoces au sein même de l'océan. Par exemple, la couverture sédimentaire constituée de sables serpentiniteux au Souréou (à l'Est de la crête du Chenaillet) montre que les péridotites serpentinisées affleuraient déjà en milieu sous-marin. Ces relations entre les différents faciès de la séquence ophiolitique sont comparables à ce que l'on observe dans les dorsales lentes actuelles (type océan Atlantique).

Les roches ophiolitiques ont subi un métamorphisme précoce, en ambiance océanique. Le caractère du métamorphisme diffère selon le type de roche (basaltes, gabbros, péridotites), ce qui suggère qu'il précède la tectonique océanique, et s'est vraisemblablement produit au niveau de la dorsale.

Les *laves en coussins* ont subi une intense circulation hydrothermale d'eau de mer, dans les conditions du faciès schistes verts (250-400° C), qui a totalement préservé les textures magmatiques. Les clinopyroxènes magmatiques sont restés stables, mais le plagioclase a recristallisé en albite ainsi que le verre et les olivines en chlorite. Les paragenèses actuelles sont de type spilite à clinopyroxène relique, albite et chlorite, épidote, prehnite. Cette circulation a été accompagnée d'échanges chimiques marqués, en particulier une forte hydratation, un enrichissement en sodium et un lessivage du calcium.

Les *gabbros* ont subi une évolution métamorphique plus complexe qui a débuté à très haute température et reflète leur refroidissement progressif après leur cristallisation dans la chambre magmatique. Des cisaillements ductiles ont déformé et recristallisé très localement les gabbros dans les conditions du faciès granulite (vers 800 °C), en régime d'abord anhydre puis progressivement hydraté quand la température décroît et que l'eau de mer commence à pénétrer dans la croûte. Ces zones de cisaillement sont parfois recoupées par les derniers liquides magmatiques (diorites), ce qui montre leur caractère très précoce. Mais l'essentiel des gabbros est affecté par un métamorphisme en ambiance statique, lié à une circulation hydrothermale d'eau de mer qui a commencé dans les conditions du faciès amphibolite (remplacement de clinopyroxènes par de la hornblende) et a continué alors que la température décroissait jusque vers 200 °C (zonation des amphiboles vers l'actinote, albitisation du plagioclase, apparition d'albite, chlorite, épidote). Cependant, la quantité d'eau qui a circulé était moindre dans les gabbros, et les échanges chimiques plus limités.

Les *péridotites* sont intensément serpentinisées. Seules de rares reliques de clinopyroxène et de spinelle subsistent. La serpentinitisation a vraisemblablement eu lieu en milieu océanique également.

Le métamorphisme alpin

Sur la feuille Briançon, l'histoire métamorphique alpine est avant tout illustrée par des recristallisations tertiaires de haute pression (HP) et basse température (BT), dans les métasédiments et roches basiques en zone piémontaise (unités de marge et unités océaniques), et en zone Briançonnaise.

- **En zone piémontaise**, dans toutes les unités océaniques (sauf Replatte du Gondran—Lago Nero et Chenaillet) et dans certaines unités de marge (Cervières, Rio Secco), le métamorphisme HP-BT est exprimé par les associations à carpholite et lawsonite dans les métasédiments (schistes pélitiques et métacarbonates) et par les associations à jadéite-glaucophane-lawsonite ou zoïsite dans les roches basiques. Les conditions de pression et température sont celles du faciès schistes bleus. Elles peuvent être estimées autour de 10-20 kbar, 300-350 °C. Dans la plupart des affleurements de métasédiments, la carpholite et la lawsonite sont, partiellement remplacées par des associations à chlorite et micas blancs (phengite faiblement substituée $Si^4 = 3,15-3,25$ et paragonite). Ce remplacement apparaît plus intense dans les parties basses de la structure (fond des vallées, Dora Riparia, Cervevrette) que dans les parties hautes (la carpholite et la lawsonite sont totalement préservées en haut du Fraiteve). Son intensité croît également vers l'Est en direction des domaines plus internes. Ce remplacement correspond à l'évolution de la température au cours de la décompression. Il s'agit d'une évolution à température décroissante pour les parties hautes (Fraiteve), croissante pour les parties basses et internes (maximum 400 °C pour la partie de la zone piémontaise figurant sur la feuille). Les conditions de cette évolution à température croissante deviennent alors celles du faciès schistes verts.

Dans l'unité océanique Replatte du Gondran—Lago Nero, la lawsonite et le glaucophane sont présents dans les roches basiques, la prehnite est encore stable. Dans les schistes et calcschistes, des pseudomorphoses correspondent par leur forme à celles de la carpholite mais aucune relique n'a pu être trouvée. On peut remarquer que les calcschistes de l'unité piémontaise d'Arvieux (unité de marge) au Sud de la feuille présentent les mêmes caractéristiques. Les intensités (P-T) de ce métamorphisme paraissent inférieures à celles des autres unités piémontaises d'origine océanique. On peut les supposer autour de 6-8 kbar et 300 °C.

L'unité océanique du Chenaillet ne présente que des traces très faibles du métamorphisme alpin (prehnite, pumpellyite).

- **En zone Briançonnaise**, le métamorphisme de haute pression est plus difficile à détecter. La pumpellyite, l'association chlorite-albite, sont présentes dans les roches basiques. La lawsonite n'existe que dans les méta-andésites de la zone houillère localisées au Nord de la Guisane. Elle n'a jamais été observée dans celles situées au Sud. Dans les métasédiments situés sur la feuille Briançon, ni la carpholite ni la lawsonite n'ont été rencontrées. Plus au Nord (Vanoise et Mau-

rienne), elles existent pourtant dans ces mêmes roches. La disparition de la lawsonite au Sud de la Guisane semble bien significative d'une évolution du métamorphisme. Elle correspond à une diminution générale de la pression vers le Sud de la zone Briançonnaise, depuis la Vanoise jusqu'au niveau de la région de Briançon. Les conditions de pression et température peuvent être estimées immédiatement au Nord de la Guisane entre la limite de stabilité de la lawsonite et celle de la carpholite, soit autour de 4 kbar et 300 °C.

- Au Sud de la Guisane et dans les **unités dauphinoises et sub-briançonnaises**, plus externes, il n'y a pas d'indice d'un métamorphisme de haute pression. Pourtant, les roches portent l'empreinte d'un métamorphisme de type épizonal marqué par une cristallinité de l'illite forte. Dans les schistes noirs de la zone dauphinoise, des exsudations synschisteuses de quartz se développent localement. On peut y trouver des associations à cookeite (chlorite di/tri-octaédrique lithinifère) dont les conditions de cristallisation sont au minimum de 300 °C et au maximum de 400 °C. La pression peut difficilement être estimée, mais elle ne peut être inférieure à 1 kbar (limite de stabilité de la cookeite).
- **Dans le massif cristallin du Pelvoux** (zone dauphinoise), l'empreinte du métamorphisme alpin se traduit par l'apparition de minéraux du faciès schistes verts de bas degré (prehnite et pumpellyite) en altération partielle des minéraux préexistants ou dans les minéralisations des fissures.

Discussion - Conclusion

Sur la feuille Briançon, chaque zone tectonique (dauphinoise, Briançonnaise, piémontaise) a une histoire métamorphique différente, de la même manière que chacune de ces zones a sa propre histoire des déformations ductiles, synschisteuses.

Globalement, pour l'ensemble des zones, en faisant abstraction du polyphasage et de la segmentation tectono-métamorphique de la chaîne, il apparaît que l'intensité du métamorphisme de haute pression décroît des zones internes, à l'Est vers la zone externe, à l'Ouest. Plus en détail cependant, des variations brutales ont été reconnues :

— en passant de la zone piémontaise à la zone Briançonnaise, au niveau du contact anormal majeur séparant les deux ensembles, la pression chute de 10 kbar, la température restant comprise entre 300 et 350 °C;

— entre zone Briançonnaise et zone dauphinoise orientale, pour la partie nord de la feuille, au niveau du front pennique, la pression chute sensiblement.

La signification pétrogénétique de ces sautes dans les conditions maximales atteintes par le métamorphisme de haute pression est difficile à discuter, compte tenu (1) de l'importance des raccourcissements intervenus à des stades plus ou moins évolués de la collision, suivant

les contacts tectoniques majeurs concernés ; et (2) de l'asynchronisme partiel des épisodes de déformation synschisteuse reconstitués par l'analyse microtectonique dans les différentes zones.

Plus en détail encore, il semble que l'évolution progressive N-S de la pression au sein de la zone Briançonnaise traduise une variation dans l'empilement structural précoce, et que la variation E-W et haut-bas de la température dans les unités océaniques de la zone piémontaise reflète la structure thermique tardive.

MORPHOGENÈSE QUATERNAIRE *

Les directions des grandes vallées et des principaux massifs et crêtes semblent bien répondre à des conditions lithologiques et structurales : sommets en roches résistantes, généralement Trias calcaire, fonds de vallées en roches fragiles, généralement Houiller (Guisane) ou guidées par de grandes fractures (Clarée). On ne sait pas en fait quand et comment ces vallées se sont mises en place à l'origine ; il y a une trop grande lacune entre le terrain quaternaire le plus ancien, qui ne remonte pas ici au-delà du Würm, et la formation du substrat la plus récente (Éocène supérieur—Oligocène inférieur), à quoi s'ajoute une tectonique de nappe très compliquée, polyphasée, et échelonnée dans le temps.

D'après la composition pétrographique des poudingues fluviales de Valensole, l'alluvionnement détritique grossier durancien ne parvient en moyenne Durance qu'au Miocène supérieur (Tortonien). Cela ne signifie pas que le paléoréseau hydrographique durancien date seulement de cette époque. Un réseau hydrographique, peut-être différent de l'actuel si la tectonique de nappe n'a pas donné lieu à de trop grands déplacements latéraux, s'est établi en effet nécessairement après l'émersion du relief. Mais on est certain de l'existence de l'actuelle Durance, sensiblement sur son tracé actuel, qu'à partir du Miocène supérieur, donc largement après l'émersion définitive (fin Éocène) et même la mise en place des nappes (Oligocène—Miocène). Quoi qu'il en soit, la couverture triasique était déjà largement entamée et le socle du Pelvoux atteint, car on constate dans ces alluvions la présence relativement abondante de quartzites du Briançonnais et de protogine du Pelvoux (les variolites du Montgenèvre sont rarissimes). On peut donc considérer que l'érosion fluviale avait traversé la couverture sédimentaire des massifs cristallins à la fin du Miocène, donc que le réseau hydrographique était déjà profondément encaissé dans le relief au niveau de Briançon. En effet, on peut estimer entre 1 000 et 2 000 m (?) l'épaisseur initiale de la série sédimentaire au-dessus du massif du Pelvoux. C'est donc une incision de cet ordre qui s'est produite entre la fin de l'Oligocène (env. 23 Ma) et le Miocène supérieur (env. 10 Ma), par conséquent une moyenne de 1 500 m en 13 millions d'années soit un peu plus de 0,1 mm/an.

* Borel *et al.* (1984), Edouard (1978), Francou (1981), Monjuvent et Nicoud (1988).

L'épisode de creusement le plus important du réseau fluvial, du moins dans sa partie aval, se place au Messinien (Miocène terminal) lors de l'abaissement du niveau marin dû à la fermeture du détroit de Gibraltar (6-5 Ma). Cependant, il ne semble pas que cette incision, bien en dessous du niveau actuel, ait atteint la haute Durance (Mercier, 1978; Dubar, 1983). Mais il y eut sans doute accélération de l'érosion dans les hautes vallées sans que l'on puisse en estimer l'amplitude.

On ne peut de même estimer l'ampleur de l'érosion quaternaire par manque de repères chronologiques, les formations pléistocènes les plus anciennes étant wurmiennes, et de plus non datées. Mais il est certain qu'il y eut une intense érosion glaciaire, puisque le glacier durancien le plus étendu (rissien) s'est avancé jusqu'à Sisteron, plus de 120 km en aval de Briançon. Il faut remarquer cependant que le domaine d'englacement le plus important se situait dans le Pelvoux, à l'Ouest, où se trouvent encore de nombreux glaciers actuels, alors qu'il n'en subsiste plus sur le territoire de la feuille Briançon où le relief est beaucoup moins élevé (crêtes aux altitudes 2 500-2 800 m, pic de Rochebrune, 3 320 m). Cette région n'était donc qu'un domaine d'englacement secondaire, mais cependant très important.

On ne sait pas vraiment à quel moment les glaciers se sont établis sur les Alpes. Il est certain cependant qu'ils ont débordé sur le piémont, au moins rhodanien, au Günz, il y a 1 Ma environ. Mais ils ont dû s'installer sur les sommets bien avant. C'est donc depuis cette époque, au moins, que l'empreinte glaciaire s'est imposée sur la région, où elle est omniprésente aujourd'hui.

Cette empreinte glaciaire est surtout remarquable dans les cirques, qui échancrent tous les sommets et crêtes au-dessus de 2 000 m, parfois surcreusés comme on le constate par la présence de petits lacs barrés par des verrous (Eychauda, Cordes, Cristol, Ouïe). Ces cirques ne sont pas prolongés par de larges vallons glaciaires à fond plat (auges), comme dans le Pelvoux, mais par d'étroits ravins à forte pente, qui trahissent la faible capacité d'érosion de ces glaciers donc leur modeste importance. Cette faiblesse de l'érosion glaciaire se manifeste aussi dans le modelé des vallées principales (Guisane, Clarée, Durance), dont les fonds sont relativement étroits malgré leur localisation dans des terrains sédimentaires peu résistants, comparativement à leurs homologues des Alpes du Nord.

Sur la feuille Briançon, le glacier le plus puissant était celui de la Guisane, puis celui de la Clarée et enfin celui de la Cerveyrette, le glacier des sources de la Durance n'étant qu'un modeste glacier de cirque. Le glacier de la Gyronde (Pelvoux) ne fait qu'effleurer le coin sud-ouest de la feuille ; cependant, un phénomène morphologique intéressant se produit au confluent Durance-Gyronde, un peu au Sud de la limite de la feuille : le gradin de confluence dit de L'Argentière, où le fond d'auge glaciaire de la Durance, cours d'eau principal, est « suspendu » 200 m environ au-dessus de celui de la Gyronde, affluent important mais secondaire. La confluence se faisant dans une nappe

de terrains tendres, crétacés et jurassiques, le seuil ne saurait s'expliquer par des facteurs lithologiques ou structuraux, encore que la Durance ait eu à franchir, quelques kilomètres en amont, le verrou quartzitique de Saint-Martin-de-Queyrières. Cette inversion de relief glaciaire est plus à mettre sur le compte de la puissance supérieure du glacier de la Gyronde, moins étendu mais beaucoup mieux alimenté par un bassin-versant d'altitude élevée, ayant donc une surface d'englacement largement plus étendue.

Partout ailleurs, l'enfoncement des vallées est conforme aux données de la géométrie, de la lithologie et de la structure. Cependant une particularité géographique est à signaler : la Durance n'est pas, et de loin, le cours d'eau le plus important en amont de son confluent, d'abord avec la Guisane, ensuite avec la Clarée. C'est même un affluent secondaire de rive gauche de la Clarée, elle-même affluent de rive gauche de la Guisane. Les sources de la Durance, au Montgenèvre, ne correspondent pas à l'extrémité amont de son bassin-versant.

Un autre phénomène morphologique intéressant est le col diffluent du Montgenèvre (1 849 m) entre Clarée et Doire Ripaire (Italie). D'orientation NE-SW, donc transversal aux structures géologiques, il ne semble pas dû à la présence d'une fracture du substratum. Ce serait donc initialement un cône de recoupement torrentiel, ultérieurement élargi et abaissé par l'érosion glaciaire, d'abord des cirques opposés du Gondran et de l'Alpet, ensuite et surtout par une difffluence du glacier de la Clarée, bloquée au niveau de Briançon tant par le verrou de la Citadelle que par le glacier de la Guisane, en direction de la Doire. Mais cette difffluence n'a pas été très creusée, manifestant ainsi son faible englacement.

Comme dans toutes les vallées alpines, mais peut-être encore davantage ici, il est évident que les glaciers de vallées, en particulier de la Durance, ont été alimentés essentiellement par les glaciers des cirques latéraux, et peu, voire même pas du tout, par les cirques de l'amont. On peut s'en rendre compte actuellement dans la haute vallée de la Guisane, où quelques glaciers de cirques latéraux subsistent en rive droite de la montagne des Agneaux au pic de Clouzis (glacier du Casset notamment, dont le front est le plus bas de tous les glaciers du Pelvoux). En effet, la Guisane prend sa source sous le pic de Trois-Évêchés (3 116 m, feuille La Grave) et tangente le col du Lautaret (2057 m) qui donne accès à la haute Romanche. Or, le vallon de Roche Noire, cirque amont de la Guisane, est relativement peu creusé bien que situé dans le flysch des aiguilles d'Arves, et le col du Lautaret présente un modelé plus proche d'un col de recoupement torrentiel que de difffluence ou transfluence glaciaire, bien que localisé dans des calcaires et schistes jurassiques et sur un accident tectonique majeur. C'est donc bien la preuve du caractère mineur de l'apport glaciaire axial par rapport aux apports latéraux, régis à la fois par l'altitude et par l'orientation.

Les vallées de la Guisane, de la Clarée, de la Cerveyrette en amont de Cervières et naturellement de la Gyronde, sont des vallées glaciaires en auges assez typiques, aux versants relativement raides (encore que très adoucis par l'épaisse couverture morainique et les glissements de terrain), et au fond élargi comblé d'alluvions essentiellement torrentielles. Mais la largeur modeste de ces vallées et l'existence de pointements du substrat houiller au milieu de la Durance, à Villard-Saint-Pancrace (Sud de Briançon), dénote une profondeur de creusement probablement faible sous les alluvions. Le profil transversal de ces vallées est directement fonction de la lithologie et de la structure de leur substratum. La Guisane, par exemple, qui suit la direction structurale et les affleurements du Houiller, terrain schisteux fragile, a des flancs largement évasés. Il en est de même de la Cerveyrette, dont le versant droit est très élargi dans les schistes lustrés particulièrement fragiles donnant lieu à des tassements et glissements généralisés. Mais c'est la Clarée qui montre le meilleur type de vallée glaciaire en « U » aux versants escarpés et au fond élargi. Elle est située sur un alignement tectonique, au contact de deux unités composées essentiellement de roches résistantes du Trias.

Un dernier phénomène morphologique est à signaler dans la Cerveyrette. Évasée dans les schistes lustrés et traversant transversalement en gorges le massif triasique du Lasseron, elle est barrée en amont de Cervières par le glissement des Eittes, descendu du versant sud du Chenaillet lui-même entièrement affecté de tassements. Ce barrage, que le torrent est en train d'inciser, a provoqué la formation d'un lac aujourd'hui entièrement comblé de matériaux probablement fins, notamment en aval, recouverts de tourbe, et formant la plaine quasi horizontale du Bourget (1 862 m), plus de cent mètres au-dessus du village de Cervières.

Sur le versant italien, aucun phénomène morphologique marquant n'est à relever.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

*RESSOURCES EN EAU **

Eaux superficielles

La feuille Briançon couvre une partie du haut bassin-versant de la Durance qui y prend sa source au Sud de Montgenèvre. Les affluents principaux de rive droite, la Clarée et la Guisane, naissent toutefois au Nord-Ouest sur la feuille La Grave. La Cerveyrette, seul affluent rive gauche, draine le quart sud-est de la feuille et contribue à l'alimentation en énergie électrique de la ville de Briançon grâce au

* Biais (1978, 1979), Carencio (1982), Debelmas, (1950) Garnier (1990), Garnier et Juncy (1990), Garnier et Sedan (1988), Gravost (1986, 1987a,b, 1988), Poulain, (1977), Silvestre (1991), Silvestre et Sedan (1989).

barrage de Pont-Baldy. Le quart Nord-Est, sur le versant italien, alimente la Dora Riparia en direction du Pô.

Le régime des eaux superficielles, comme celui des sources, est de type nival : hautes eaux à la fonte des neiges, en mai-juin, suivies d'un double étiage en août-septembre puis en février, ce dernier généralement plus marqué en raison de la rétention des précipitations dans le manteau neigeux, comme l'illustrent les variations du débit moyen de la Durance (en m³/s) au hameau de la Vachette, juste après son confluent avec la Clarée :

01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	moy. ann.
1,84	1,65	1,79	2,82	9,10	11,9	6,80	3,66	3,77	4,55	2,72	2,08	4,4

Eaux souterraines

Quatre types de formations aquifères peuvent être distingués : siliceuses, carbonatées, détritiques de pente, alluvions.

- Les *formations siliceuses*, schistes et grès du Houiller, grès et quartzites du Permo-Trias, relativement souples et peu solubles, ne sont perméables que dans leur partie superficielle altérée et dans les fissures ou fractures des termes les plus durs. Elles génèrent quantité de petites sources de versant dont les débits excèdent rarement 0,1 à 1 l/s, souvent taries à l'étiage, d'une eau généralement peu chargée en sels dissous mais de qualité bactériologique douteuse.

Les plus importantes, soutenues par les circulations de fissures, sont captées pour l'alimentation en eau potable des communes : sources du Clot des Roches, 1,5 l/s, ou du Serre, 0,15 l/s, AEP du Puy-Saint-Pierre; sources de la Mouta, 1,5 l/s, ou des Verneys, 2,5 l/s, AEP de Villeneuve—La Salle; source de Maldina, près de 3 l/s, AEP de Villard-Saint-Pancrace. D'autres alimentent des canaux d'irrigation : source du Canal, 3 l/s, à Puy-Saint-Pierre.

Cette mauvaise perméabilité d'ensemble a sans doute favorisé les exploitations charbonnières où les problèmes d'inondation semblent avoir été liés plus à des erreurs techniques ou à la proximité de la surface, qu'à des venues par les épontes.

On peut rattacher à ce type les «schistes lustrés» et les «roches vertes » associées qui, sur la commune de Cervières et en Italie, donnent des eaux plus dures en raison de leur plus grande teneur en carbonates (dépôt fréquent de carbonates à l'émergence) : sources des Planes, 0,5 l/s, du bois du Bourget, 1,5 l/s ou des Chalps, 0,5 l/s.

La réapparition des schistes lustrés en fenêtre sous les carbonates briançonnais et/ou piémontais donne lieu à de grosses sources : l'exemple le plus spectaculaire est donné par les résurgences du bois des

Oules au Sud de la fenêtre de Cervières (versant ouest du pic de Rochebrune).

- Les **formations carbonatées**, calcaires et dolomies triasiques principalement et calcaires jurassiques, roches dures et résistantes mais légèrement solubles, peuvent constituer d'assez bons réservoirs grâce à une perméabilité de fractures ou de fissures souvent agrandies par dissolution, amorçant des circulations de type karstique.

Les débits, qui peuvent dépasser plusieurs dizaines de litres par seconde, et l'amplitude de leurs fluctuations, dépendent largement des dispositions structurales.

La présence fréquente de gypses triasiques sur le parcours de l'eau l'enrichit en sulfates à des teneurs, variables en fonction de la saison, qui peuvent dépasser la valeur maximale admissible (250 mg/l).

S'il existe des émergences bien localisées — telle la source de l'Ad-doux, 5 l/s à l'étiage, qui participe à l'AEP de Briançon —, le plus souvent celles-ci sont masquées et reportées à l'aval par des éboulis. Parmi les plus importants citons : la Draye (Val-des-Près), 60 l/s à l'étiage, AEP de Briançon ; la source des Fontaines (rive droite de la Clarée, au droit du «Rocher qui répond», sur la commune de Né-vache), 0 à 60 l/s ; la Thura (Briançon), 20 à 60 (?) l/s, encroûtante et dont la teneur en sulfates, qui oscille entre 600 et 1100 mg/l, rend l'eau impropre à la consommation courante. Citons encore la fontaine Crêtet, sur la route du Montgenèvre aux Alberts, 4-8 l/s et une teneur en sulfates de 250 à 350 mg/l.

- Parmi les **formations détritiques de pente**, les moraines et placages glaciaires, peu perméables, donnent des émergences de faible débit, souvent très minéralisées par les gypses qui s'y trouvent disséminés. Citons : sources de la Moulette (Le Monétier); le Colombier, AEP de Chantemerle, 1,5 l/s; le Sapet, ancienne AEP de Prelles, 4 l/s; les Combes (Puy-Saint-André), 0,1 l/s; ou la source de Bramefan (Val-des-Près), 2 à 40 l/s, 80 à 50 mg/l de sulfates, dont l'eau issue d'un glacier rocheux, peut couler à l'état de surfusion en hiver (température de — 4°C mesurée).

Ébouillis et cônes de déjection, généralement très perméables, assurent souvent le relais d'émergences qu'ils masquent : sources de la Draye, des Fontaines, de la Thura, déjà citées ; du Blétonnet, AEP du hameau du même nom, 1 l/s; de la Moulière (Saint-Martin-de-Queyrières), 0,6 l/s; du Grand-Tabuc, AEP du Monétier-les-Bains, 50-100 l/s (vers 1 800-1 850 m). Ou bien, ils transfèrent l'eau vers le réseau hydrographique par les nappes alluviales.

Pour les sources de rive droite du Grand-Tabuc (1 825 m), au débit constant, il pourrait y avoir alimentation à partir du lac de l'Eychauda, les eaux étant drainées par une faille N-S ou par un plan de chevauchement.

Le régime nival des sources, avec son étiage en février, est particulièrement défavorable pour les stations de ski qui doivent faire face à cette période à un important afflux touristique : c'est ainsi que la

station de Montgenèvre a dû s'équiper de barrages collinaires alimentés par des captages sur le versant italien; l'eau des lacs collinaires est utilisée en période touristique par pompage et traitement.

• Les **alluvions** enfin, assez peu développées dans les vallées de la Guisane et de la Clarée (où leur prospection pour l'AEP de Montgenèvre a trouvé de l'eau en abondance, mais trop riche en sulfates); elles sont sporadiques dans celle de la Cerveyrette et s'étalent assez largement à l'aval de Briançon où des forages de 10 à 20 m de profondeur les captent pour l'alimentation d'industries et de la piscine municipale. Outre les problèmes de sulfates, elles sont vulnérables dans ce secteur aux pollutions potentielles et accidentelles, résultant en particulier des défaillances possibles ou avérées des systèmes d'assainissement des agglomérations amont.

On peut considérer que les alluvions reçoivent des apports occultes des versants qu'elles conduisent vers les cours d'eau. En effet, dans la vallée de la Clarée par exemple, entre Plampinet et la Vachette, le débit global des sources connues et des ruisseaux affluents ne dépasse pas 200 l/s à l'étiage, alors que le débit de la rivière augmente de près de 2000 l/s. Une prospection par mesures de conductivité de l'eau courante a d'ailleurs détecté une succession d'apports, plus ou moins minéralisés en fonction des aquifères nourriciers.

Eaux thermominérales

Deux sources thermominérales sont connues au Monêtier-les-Bains :

— *la Rotonde*, au Nord de l'agglomération, débiterait de 20 à 40 l/s d'une eau sulfatée et chlorurée calco-sodique (SO_4 : 200 à 1180 mg/l; Cl : 34 à 334 mg/l; Na : 5 à 220 mg/l) dont la température varie de 16 à 38 °C; elle contient aussi du CO_2 ;

— *Font Chaude*, au Sud-Est, débiterait 1 à 2 l/s d'une eau chimiquement semblable à celle de la Rotonde, dont la température oscille entre 36 à 41 °C (anciennement exploitée pour le thermalisme local et semble-t-il, dès l'époque romaine).

Les deux captages actuels auraient été réalisés vers 1715. Les émergences se situent respectivement à l'amont et à l'aval d'un massif de tufs sur lequel est construite la vieille ville. On pense qu'il s'agit de deux manifestations d'un tronc thermal commun. Les eaux météoriques tombées sur les montagnes environnantes, à une altitude voisine de 2 300 m, resurgiraient après un parcours souterrain profond qui les auraient réchauffées (jusqu'à des températures voisines de 70 à 75 °C selon certains auteurs). La minéralisation serait acquise par lessivage d'évaporites triasiques coincées dans les plans de chevauchement de la zone briançonnaise sur la zone subbriançonnaise. Au voisinage du sol, des mélanges avec les eaux des nappes superficielles, en proportion variable suivant la saison, seraient à l'origine des fluctuations de débit, composition chimique et température constatées.

En 1991, des sondages de reconnaissance exécutés près de la Rotonde ont montré que dans ce secteur, des eaux thermales, en relation étroite avec l'émergence, circulent entre 40 et 60 m de profondeur environ, dans les fissures des calcaires jurassiques qui sont recouverts par une quarantaine de mètres de formations détritiques de pente (moraines et cône de déjection torrentiel).

Un projet de réutilisation de ces eaux pour le thermalisme est actuellement envisagé.

SUBSTANCES UTILES - GÎTES MINÉRAUX

Charbon et graphite *

• **Charbon.** Le charbon briançonnais est un anthracite, voire un peranthracite (toujours moins de 10 % de matières volatiles), constitué principalement de vitrain. Il est fréquemment mylonitisé («molle» des mineurs) et renferme des fragments d'épontes et des filonnets de quartz ou de calcite qui lui confèrent une teneur en cendres relativement élevée (20 à 30 %). Au contact des roches intrusives, le charbon est cokéfié. L'exploitation de la « molle » fournit tantôt des « gaillettes » d'une relative cohésion, tantôt une fine poussière de charbon ou «menus» qu'il est nécessaire d'agglomérer.

Le charbon se rencontre à presque tous les niveaux du Namurien et du Westphalien ; la prolifération des travaux miniers dans certaines zones paraît surtout liée à la proximité des agglomérations. Dans les secteurs peu tectonisés, les couches exploitables sont nombreuses et régulières, leur puissance va de 0,80 à 2 m, parfois davantage. Ailleurs, ces couches présentent des renflements importants (14 m au Grand-Villard) alternant avec de longues serrées. La migration des charbons (toujours actuelle), liée à sa plasticité, atteint une ampleur qui explique bien des particularités de gisement (injections dans des plans de fracture, inclusions de stériles ou «truites», fausses veines, «fumées» traversant les moraines).

• **Graphite.** Le charbon briançonnais, comme tous les charbons alpins, renferme des cristallites de graphite orientés selon les plans de schistosité. Dans certains niveaux particulièrement tectonisés, leur abondance relative est à l'origine d'un «graphitoïde» (ou plombagine) qui apparaît sous forme de lamelles flexueuses en rognons ovoïdes ou en enduit autour d'amandes de grès ou de schistes. Ce graphitoïde a fait l'objet de travaux peu importants à l'Ouest de Briançon (concessions de Fréjus et de la Côte-Péallas).

• **Travaux miniers** (reportés pour l'essentiel sur la carte). Des exploitations paysannes extrayant le charbon briançonnais sont signalées dès le XVIII^e siècle. Vers le milieu du XIX^e siècle, la prolifération des

* Feys et Mercier (1983)

travaux implantés de manière irrationnelle et l'utilisation de méthodes archaïques amènent le Service des mines à instituer de nombreuses concessions paysannes (fig. 20). Ainsi regroupés en collectivités, les mineurs paysans ont extrait une importante quantité de charbon. Les travaux sont innombrables ; ils se traduisent en altitude par des grattages ou des tranchées profondes de 2 à 3 m et, à proximité des agglomérations, par des galeries longues de quelques dizaines à près de 300 m. Plus récemment, quelques mines à caractère semi-industriel se sont ouvertes çà et là. Citons les mines de la Benoîte (à 2400 m d'altitude), de Pierre-Grosse et du Freyssinet en rive gauche de la Guisane, celles des Éduits et de la Combarine dans le massif du Prorel, et enfin la mine de la Tour près de Briançon, d'abord site d'exploitation puis usine à boulets. La plupart de ces mines, florissantes en période de crise, ont dû cesser leur activité dans les années 60 (du charbon était encore extrait près de Villard-Saint-Pancrace en 1988).

Ces anciens travaux souterrains, localisés le plus souvent à proximité des zones urbanisées et des axes de circulation, représentent un réel danger. La présence de nombreux fontis observés en surface témoignent du risque d'effondrement des galeries et des chambres d'exploitation. Certains puits et montages non signalés restent aujourd'hui ouverts ou sont partiellement obstrués par la végétation (Gonzalez, 1990).

Au Freyssinet, rive gauche de la Guisane ($x = 931,983$; $y = 304,755$; $z = 1590$), un travers-banc a été creusé du 15 juin 1958 au 19 novembre 1960; prévu pour traverser tout le massif du Grand-Aréa jusqu'à Névache, il a été abandonné après 2042 m de foration à cause des difficultés rencontrées (éboulements, venues d'eau) et de la faible teneur en couches de charbon exploitables. La section de la galerie a été de 11 m².

Deux sondages de reconnaissance ont été forés :

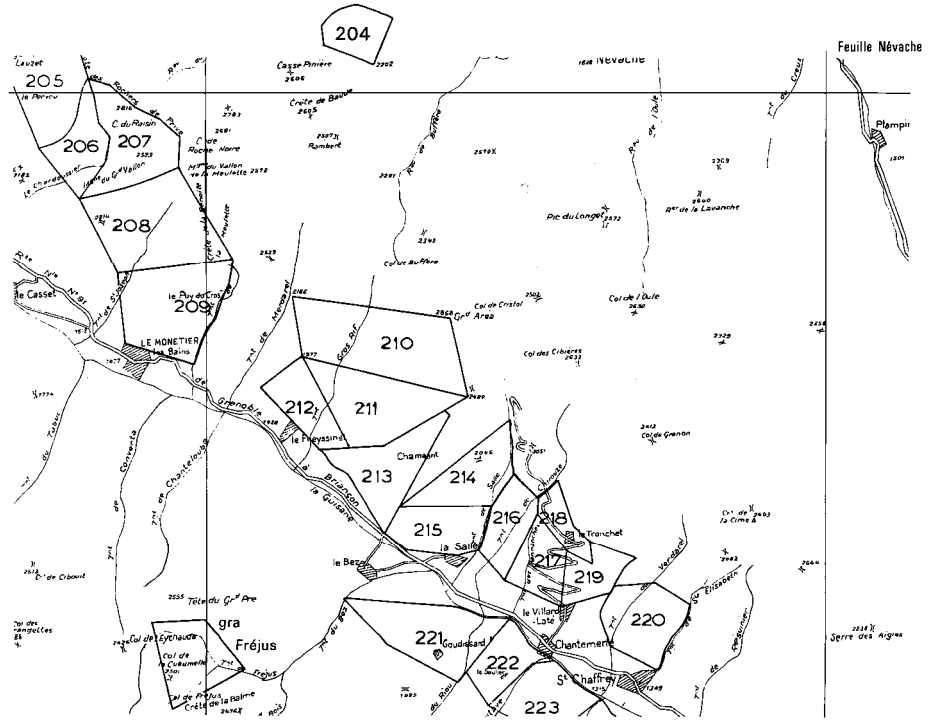
- Puy-Richard (1931), 317,50 m ($x = 937,508$; $y = 296,558$; $z = 1639,27$);
- le Clos (1930) à Villard-Saint-Pancrace, 273 m ($x = 938,3$; $y = 294,875$; $z = 1191,19$) effectué par les Charbonnages et Electricité du Sud-Est.

Carrières pour pierres de construction

Lors de l'édification des forts de Briançon et de ses environs ou pour la vieille ville et la collégiale de Briançon, quelques carrières à ciel ouvert ont été mises en exploitation :

— carrière de l'ancien fort d'Anjou, en rive droite de la Cerveyrette, au-dessus du pont Baldy ; située en contrebas de la bâtisse à 1 500 m d'altitude, elle exploitait les calcaires massifs gris du Bathonien et les calcaires rosés, noduleux, du Malm ;

— carrière au Nord de la Vachette en rive droite de la vallée de la Clarée, dans le bois de la Pignée (entre 1 400 et 1 500 m), implantée dans les assises redoublées du Malm et du Bathonien ;



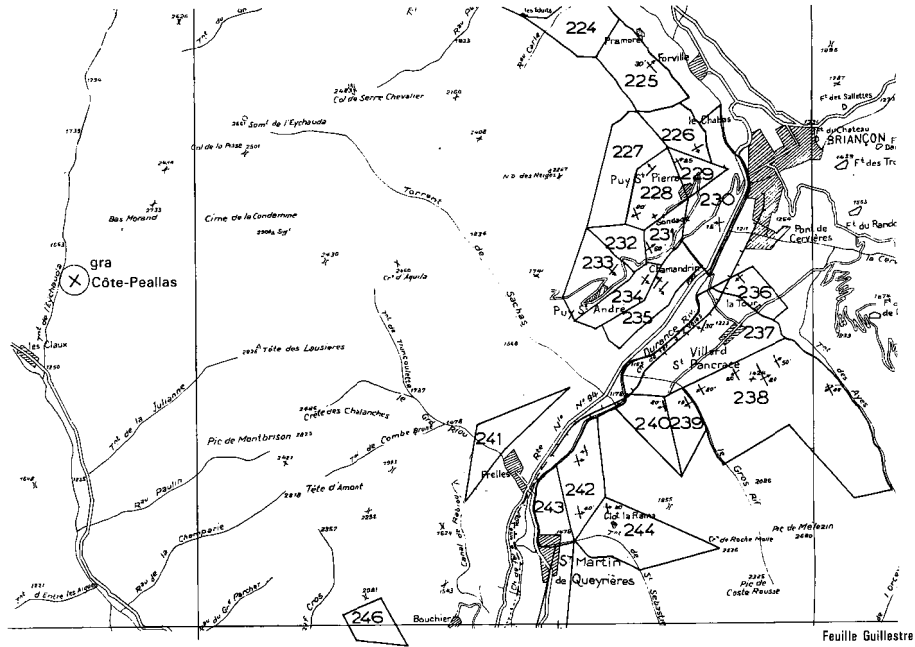


Fig. 20 - Concessions minières du Briançonnais

- 204 - Fontaine Lombarde
- 205 - Le Pervon
- 206 - Les Aiguiliers
- 207 - Le Grand-Vallon
- 208 - La Benoitte
- 209 - Le Puy-du-Cros
- 210 - L'Aréa
- 211 - Pierre-Grosse
- 212 - Puy-Freyssinet
- 213 - Chaméant
- 214 - La Salle
- 215 - Ban-de-la-Salle
- 216 - Gouyres
- 217 - Gardéolle
- 218 - Fontastier
- 219 - Verdaret
- 220 - Puy-Isoard
- 221 - Les Gaudissard
- 222 - Soulier
- 223 - Éduits
- 224 - Avalanche
- 225 - Pramorel
- 226 - Chabas
- 227 - Praira
- 228 - Puy-St-Pierre
- 229 - Rochasson
- 230 - Le Pinet
- 231 - Roche-Pessa
- 232 - Combarine
- 233 - Puy-St-André
- 234 - Gagniare
- 235 - Chamandrin
- 236 - La Tour
- 237 - La Plaine-St-Panrace
- 238 - Grand-Villard
- 239 - St-Jean
- 240 - St-Jacques
- 241 - Presles
- 242 - Le Villaret
- 243 - Roche-Baron
- 244 - La Rame
- 245 - St-Martin-de-Queyrières
- 246 - Bouchier

— carrière au Sud de la Vachette, en rive gauche de la Durance, à 1 450 m au lieu-dit Rocher de la Carrière ou Batterie de la Lame (des ouvrages militaires y sont implantés), également dans les couches du Bathonien et du Malm.

Toutes ces carrières, bien que faciles d'accès, sont actuellement abandonnées.

En Italie, des carrières exploitent ou exploitaient les roches vertes (serpentes ou ophicalcites), qualifiées de « marbre vert », entre Cesana-Torinese et Bousson, sur les versants de la Dora Riparia : deux carrières à l'Ouest du Monte Cruzore et une, plus vaste, à l'Est de Sagna-Longa («Cava di marmo» à Rocca Rossa).

Indices miniers

Il n'existe, sur la feuille Briançon, aucuns gîtes minéraux ; quelques indices ont été répertoriés (Pierrot *et al*, 1972):

— montagne des Tenailles. Au Sud-Est du pic de Montbrison, au-dessus du village de Prelles, en rive droite de la Durance, la présence d'un indice est attesté par des blocs de minerais éparpillés dans Combebrune vers 1 960 m d'altitude. Ils ont dû être extraits dans les falaises carbonatées environnantes et des travaux ont été effectués vers 1840. Minéralisation : cérusite (carbonate de Pb), galène, hydrozincite et smithsonite abondante (carbonate de Zn) ;

— lac de Cristol. Au Nord de la Porte de Cristol, entre le Grand-Aréa et la Gardiole, des filons minéralisés de quartz et de sidérite recoupent le Houiller et ont donné lieu à quelques travaux de recherches par tranchées et galeries. Ils se situent près des lacs : lac de Cristol, lac Rond, au pied du col et en rive droite du vallon. Minéralisation : anglésite, bournonite, covellite (sulfure de Cu), hydrozincite et surtout, galène et blende, associées et massives ;

— les Fraches, en rive droite de la haute Cerveyrette, au-dessus de la plaine du Bourget; il n'existe aucune précision sur l'emplacement exact de la minéralisation et sur sa nature (à l'intérieur des basaltes, formant presque la totalité du versant sud du Chenaillet).

La « pierre de Briançon »

On peut évoquer ici la signification de l'expression « pierre de Briançon ». Considérée comme une des sept merveilles du Dauphiné (par L. Moret), cette roche, dite aussi « craie de Briançon », est une variété de talc compact (stéatite), blanc à vert et éclat nacré, utilisé par les tailleurs pour marquer le tissu et provenant de la région de Briançon au sens large. Effectivement, la zone des schistes lustrés piémontais est assez riche en filons de talc associés ou non aux roches vertes. On en connaît cependant peu dans les limites de la feuille Briançon.

Il est probable que la pierre était extraite dans le Queyras, aux environs du col de Péas (Rochebrune), Aiguilles, col Saint-Martin

ou col Agnel près du Viso, ou en Italie, et devait ensuite être transportée à Briançon où elle était commercialisée.

STABILITÉ DES VERSANTS - RISQUES NATURELS

Mouvements de terrain anciens

Tous les exemples relevés de glissements ou tassements de versants intéressent plusieurs unités structurales alpines (étant donné la répétition des terrains par suite de chevauchement) et ont donc des causes complexes.

Zone dauphinoise

Elle ne fait qu'effleurer la carte sur sa bordure ouest où elle est recoupée par les vallons du Grand-Tabuc au Nord et de Chambran au Sud. Les roches cristallines, massives, ne donnent lieu qu'à des chutes de blocs isolés. L'éboulement de pans de falaises est cependant toujours à craindre. Pour les dépôts sédimentaires, seuls les grès du flysch, relativement épais, peuvent jouer un rôle dans les désordres occasionnels : glissements sur les versants où les couches sont en aval pendage (vallon de la Selle, les Sagnières, Saint-Antoine), chutes de blocs ailleurs (rive gauche de Chambran, vallon de la Montagnolle).

Zone subbriançonnaise

Elle est très étroite de la Guisane à Vallouise et s'élargit dans la demi-fenêtre de L'Argentière. La disposition structurale explique le comportement des terrains. Partout, les calcschistes argileux dominent, mais tandis qu'ils sont assez stables autour des Vigneaux, ils se déstabilisent plus facilement entre Vallouise et Le Monétier où ils sont redoublés en deux unités séparées par des lames de terrains divers, dont du gypse. Le glissement de Corvaria, au Sud du Monétier, est spectaculaire : il correspond à l'effondrement et à la coupure de la crête des Rochers du Grand-Pré vers le Nord, ce qui a entraîné vers la Guisane des écailles de terrains briançonnais que l'on retrouve (Peyra Juana) en blocs chaotiques de quartzites au front du lobe de glissement. Les falaises de calcaires massifs bathoniens peuvent donner des éboulements ou des paquets glissés : falaise des Neyzets, de Puy-Aillaud, de Puy-Saint-Vincent ou de la crête des Lauzières au Nord. Les terrains schisteux du « flysch noir » donnent lieu à des glissements : ravin du Loup.

Zone briançonnaise

Les mouvements de terrain sont très variés mais sont presque toujours liés à la présence du Houiller. Celui-ci, épais de plusieurs milliers de mètres, est très imperméable par rapport aux masses carbonatées sus-jacentes qui se comportent comme des karsts. Les aquifères se concentrent donc près de l'interface Houiller—Trias calcaire (les

quartzites et le Verrucano ne jouant qu'un rôle secondaire) et déclenchent des phénomènes de fauchage dans les schistes et grès houillers, ce qui déstabilise les falaises calcaires. Au front des nappes briançonnaises (massif de Montbrison) où la couverture calcaire décollée de son substratum siliceux est venue reposer sur la zone subbriançonnaise, le même processus se déclenche, les calcschistes imperméables jouant le rôle de Houiller. La rive gauche de la Gyronde, de Pelvoux aux Vigneaux, offre de remarquables exemples de glissements en masse : les dalles calcaréo-dolomitiques de la 2^e et/ou 3^e écaille, reposant sur les calcschistes ou le flysch noir et affectées de replis et cassures, sont complètement disloquées et entraînées vers l'aval : Coul d'Amont, Coul d'Aval, le Sarret, la Casse, bois Noir, bois de Parapin. Dans ce dernier cas, il est probable que les pentes sous la paroi de la Tête d'Aval correspondent à un glissement en masse qui est venu recouvrir les calcschistes de la «fenêtre» de L'Argentière. Ces mouvements sont anciens car modelés par les glaciers wurmiens (blocs erratiques déposés à des altitudes élevées).

Dans la vallée de la Guisane, les glissements sont nombreux : falaises de quartzites déstabilisées au-dessus du Houiller et des calcschistes au Monétier, paquets tassés du Puy-Freyssinet, de Chaméant, du Puy-la-Salle et du Petit-Aréa en rive gauche de la Guisane, de Goudissard, de Fréjus, Champcella, bois du Prorel, en rive droite. Certains mouvements n'intéressent que le Houiller : la Chirouze, à La Salle.

Sur le versant gauche de la Durance au Sud de Briançon, la totalité du Houiller est glissée dans le Grand bois du Villard et le Grand bois des Bans, entraînant les masses de quartzites ou de calcaires sus-jacents. Le mouvement de terrain le plus remarquable est celui du Grand bois des Bans qui a provoqué un tassement de toute la falaise du Rocher du Midi et dessine un large lobe aval, venant rétrécir la vallée de la Durance au Villaret. Citons encore les paquets glissés du Prorel au-dessus du village des Combes.

La présence de flysch noir intercalé entre les nappes briançonnaises provoque aussi tassements et glissements. C'est le cas du mont Prorel, avec dédoublement de crêtes et affaissement généralisé. Dans ce site, la présence de gypse peut aussi favoriser les désordres. Des entonnoirs de dissolution sont en effet connus à la Croix de la Nore, près de la gare d'arrivée du télécabine du Prorel. Le gypse peut encore être responsable de désordres sur les flancs orientaux de la Croix d'Aquila et en rive droite du torrent de Sacha.

Dans la vallée de la Durance au Sud de Prelles, la disposition structurale des terrains briançonnais (quartzites de Saint-Hyppolite) sur les calcschistes subbriançonnais explique là aussi leur facturation et les chaos de blocs.

Dans la partie orientale du Briançonnais, vallées de la Clarée et de la Cerveyrette, le Houiller est absent et les mouvements de terrain sont plus localisés ; ils sont dus aux couches de flysch noir (Granon,

l'Enlon, le Vallon) et à la présence de gypse. Ce dernier est rarement présent à l'affleurement, il doit cependant expliquer le tassement de tout le versant du bois de l'Infernet et le glissement du Poët-Morand.

Zone des écailles intermédiaires

Les terrains sont en majorité peu épais et n'occupent qu'un espace réduit entre les nappes briançonnaises et piémontaises. Ils ne sont pas la cause de mouvements de terrain importants, d'autant qu'il s'agit le plus souvent de quartzites, calcaires, brèches et cristallin disposés en lames verticales ou très discontinues.

Par contre, des masses de gypses considérables accompagnant ces terrains peuvent être la cause de désordres. Les gypses sont présents au Nord du col du Montgenèvre (Rio Secco, col des Trois-Frères-Mineurs, col de Dormillouse, Clot Enjaime) et au Sud du Laus de Cervières (bois de Péméant, bois des Fontenilles, bois de la Ravée près du col d'Izoard).

De nombreux entonniers de dissolution sont visibles partout, soit directement dans le gypse, soit à travers la couverture quaternaire (col de Dormillouse, col de la Lause) ou les nappes calcaires (les Chalanches au NNE de l'Arpelin).

Unités piémontaises

Les massifs dolomitiques, Grands-Becs, Rochers Charniers, Chaberton, Janus, Lasseron, Rochebrune, sont homogènes et relativement compacts (peu d'écaillages tectoniques). De plus ils sont en général profondément enchâssés dans leur substratum de schistes lustrés, ou bien la zone de contact (interface calcaires karstiques—schistes imperméables) est encore largement enfouie sous la surface d'érosion actuelle et couverte d'éboulis et de moraines. Rochebrune, immense dalle dolomitique au-dessus des schistes lustrés, présente cependant des phénomènes de déstabilisation : éboulements fréquents et grandes fissures dans les parois ; ainsi, le versant ouest au-dessus de la Casse des Ouïes, au Nord du col des Portes, est tassé.

Partout ailleurs, le principal risque est surtout lié à la chute de gros blocs.

Unités ligures

On y trouve soit des schistes lustrés très tendres et imperméables, soit des roches vertes perméables en grand. Ainsi, le massif du Chenaillet—Grand-Charvia, disposé en klippe sur des calcschistes, à tendance à fluer et à s'ébouler. L'arête faîtière est souvent dédoublée, coupée de profondes crevasses pouvant héberger des lacs (lac Gignoux). La morphologie du flanc sud, au-dessus de la plaine du Bourget, est caractéristique des versants glissés : il est en effet quadrillé de talus et de replats successifs (ils ont pu faire penser à des fractures

tectoniques) qui sont en fait autant de paquets glissés de basaltes, serpentines ou gabbros délimités par des cercles de glissement. Les replats, plus argileux ou tapissés de moraines, sont occupés par des marécages ou des lacs (lac Noir, lac du Rouséou, lac Gignoux au col de Gimont).

Les schistes lustrés, formation tendre et argileuse régulièrement pentée vers l'Ouest, sont presque partout affectés de grands glissements. Les versants ouest, taillés parallèlement aux plans de foliations, y sont très sensibles : crevasses, crêtes bifides au sommet, bourrelets et replats vers le bas (crête de Dormillouse, vallon des Fonts, rive droite de la Dora Riparia). Il est alors très difficile de reconnaître les terrains en place.

Tous ces mouvements sont anciens : le grand glissement des Eittes à l'entrée de la plaine du Bourget, fait d'un mélange varié de roches vertes et de moraines, a ainsi barré l'écoulement de la Cerveyrette et provoqué un remblaiement important certainement occupé de temps à autre par un lac.

Quaternaire

Les formations quaternaires participent à tous les grands mouvements de versant décrits, les dépôts venant s'imbriquer dans les paquets tassés, à tel point qu'il est difficile de les en séparer ou de reconnaître l'origine du mouvement. C'est le cas des grands glissements de rive droite de la Clarée : Val-des-Près, le Rosier. Des loupes de glissement peuvent apparaître au contact moraine/substratum.

Désordres actuels ou récents

Les risques naturels se rapportant à des glissements ou éboulements de grandes envergures sont actuellement faibles. Les grands glissements décrits plus haut sont largement stabilisés ; seuls des travaux inconsidérés pourraient localement créer des désordres : un glissement serait susceptible d'apparaître dans le bassin-versant du torrent de Sacha et de ses affluents (sous la crête des Banchets et la Croix d'Aquila) ou dans celui du Verdarel, au-dessus de Saint-Chaffrey. Les éboulements ne concernent en général que des sites d'altitude, inhabités (face nord au Grand-Aréa ou à Rochebrune), sauf entre Prelles et Les Vigneaux où la route est très exposée à l'aplomb de la chapelle Saint-Hyppolite (quartzites très fissurés, instables).

Des pellicules de dépôts quaternaires sur un substrat plus imperméable peuvent glisser et détruire des habitations construites trop près des talus; ce fut le cas à Pelvoux (les Claux) en février 1980, où un bâtiment de colonie de vacances a été écrasé (un mort) par le glissement de la moraine sur le flysch gréseux.

Les désordres occasionnés par les torrents : coulées de débris, crues importantes, sont plus fréquents et à redouter. Les exemples en sont nombreux, dans chaque vallée autour de Briançon.

En rive gauche de la Guisane, au-dessus de Saint-Chaffrey, le torrent de Sainte-Elisabeth est réputé pour ses crues dévastatrices, si bien que l'on a dû construire un pont-levis sur la RN 91, dans la traversée du village, afin que les crues puissent s'écouler sans dommages.

Un peu au Nord, le Grand-Verderel et le Petit-Verderel ont eu des crues dommageables le 9 juillet 1981, ce qui ne s'était jamais produit jusque-là. Après des pluies inhabituelles en juin et début juillet, un violent orage (100 mm d'eau en deux heures) a déclenché un débit de 30 m³/s et des arrachements de matériaux sur les berges en altitude; 10 à 15000 m³ se sont répandus sur le cône torrentiel, envahissant un lotissement (de construction récente) et emportant un pont sur la RN 91. Des zones glissées existaient dans le haut du bassin-versant, (rive droite du Grand-Verderel), elles se sont réactivées et de grandes crevasses sont toujours bien observables (Colas, 1987).

Au-dessus du Monêtier, les torrents grossis peuvent déclencher des coulées de boue : torrent de Saint-Joseph, traversant une zone glissée entre 1 650 et 2 200 m, torrent de la Moulette, du Merdarel (débordement sur la RN 91 en juillet-août 1986 et en juillet 1991). Il en est de même à La Salle : des arrachements, importants, se sont produits sur les flancs de la montagne de la Gardiole en juillet 1989. La littérature fait mention d'une crue dévastatrice au Monêtier le 30 mai 1856 (ainsi que dans la Clarée et la Cerveyrette) (Mougins, 1931).

Les torrents de la vallée de la Clarée, aux versants très raides, envahissent régulièrement par des coulées de débris la route de Né-vache : en rive droite, le Malefosse (1993), l'Enrouye (au Nord de la Vachette), le Rivet à Val-des-Près (août 1990, juin 1993), le Granon; en rive gauche, le Fournéous à Val-des-Près (août 1990), la Lauze, la Pinatelle, les Sables plus au Nord.

À l'amont du Montgenèvre et de Claviere, le Rio Secco draine les flancs du Chaberton; la dernière crue (août 1990) a creusé le lit du torrent parfois sur 10 m de hauteur et a déstabilisé le pont de Claviere.

Dans la vallée de la Vallouise, les torrents de rive gauche, de Pelvoux aux Vigneaux, drainent des pentes raides où les matériaux meubles (éboulis, moraines, glissements) sont très abondants; ceci est une menace pour les lotissements qui se construisent partout sur les cônes torrentiels.

Au Sud de Briançon, les coulées de débris sont plus rares et ne paraissent guère envahir la vallée de la Durance ; le torrent de Sacha, par ses affluents droits, où des arrachements sont visibles, pourrait présenter un risque.

Une mention particulière doit être faite pour la Cerveyrette, où des crues dévastatrices se sont produites à diverses reprises: mai 1856, 22-23 juillet 1914, 14 juin 1957. Cette dernière a détruit une partie du village de Cervières et emporté routes et ponts à l'aval sur plusieurs kilomètres. La cause n'a pas été un orage violent comme dans tous les autres cas cités plus haut, mais des pluies exceptionnelles à partir du 8 juin, accompagnant un important radoucissement des températures (föhn) qui a aussi accéléré la fonte du manteau neigeux encore abondant en altitude. Le phénomène n'a pas été limité au Briançonnais mais a touché toute la crête frontière des Alpes, en Ubaye, Queyras, haute Maurienne et haute Tarentaise, déclenchant une crue générale des torrents et rivières (crue centenaire). À l'amont de Cervières, d'importantes quantités de matériaux ont été arrachées au glissement des Eittes barrant la plaine du Bourget et que le torrent entaille sur 200 m de dénivelée (Parde, 1959; Sauret, 1986; Tricart, 1958).

SISMICITÉ

Les données utilisées pour ce chapitre sont issues de la base de données informatisées de sismicité historique de la France (« Sirène », BRGM-CEA-EDF) et les résultats fournis actuellement par le réseau permanent « Sismalp » de l'observatoire de Grenoble (Guyoton *et al.*, 1980; Thouvenot *et al.*, 1991), dont les 25 stations sont également réparties sur l'ensemble des Alpes françaises (fig. 21).

Sismicité locale et régionale

Le tableau 2 présente la liste des séismes historiques de localisation fiable dont les épicentres sont situés sur la feuille Briançon. Il faut rajouter le séisme du 11 février 1991 (magnitude 4,7 - intensité VI-VII), suivi de deux répliques le 13 février (magnitude 3,6 et 3,8 - intensité VI) ayant provoqué divers dégâts (crevasses sur le terrain, etc.). L'épicentre a été localisé à 2 km à l'Est de Cervières, l'hypocentre se situant à 7,4 km pour le séisme, 6,4 km pour les répliques; les précisions de calcul paraissant bonnes (Thouvenot *et al.*, 1991).

Outre ce séisme et ceux indiqués par le tableau 2, on peut citer (Sirène) un certain nombre d'événements de localisation arbitraire (21-12-1590 et 11-09-1923) et des informations isolées (18-02-1974, juin 1917, 09-12 et 20-04-1784, 01-12-1624). L'origine réelle des secousses correspondantes ne peut être précisée.

Régionalement, le Briançonnais et l'Embrunais—Ubaye constituent une des zones les plus actives des Alpes françaises, avec de nombreux séismes d'intensité maximale supérieure ou égale à VII : hormis le 12 juillet 1904 à Briançon (tabl. 2), on a dans le Queyras : 31-12-1773, 17-12-1937, 15-02-1928 (intensité épicentrale = VI), 18-07-1938 (intensité épicentrale = VI-VII), 27-11-1884 (intensité épicentrale = VI), 19-03-1935 (intensité épicentrale > VII). En haute Ubaye, Saint-Paul-sur-Ubaye a été marquée par le séisme du 05-04-1959 (intensité épi-

N° Sirène	Jour	Mois	Année	Q1	Longitude	Latitude	Q2	Intensité
005 0081	22	2	1974	D	6.34	44.56	C	+IV-V*
005 0097	29	9	1988	D	6.35	44.56	C	III-IV
005 0076	27	6	1963	A	6.38	44.54	B	V-VI
005 090	25	7	1983	D	6.39	44.55	C	IV
005 0089	29	8	1983	D	6.40	44.55	C	III-IV
005 0032	12	7	1904	C	6.40	44.55	A	VII
005 0070	19	1	1948	D	6.41	44.48	C	IV
005 0080	15	8	1971	D	6.46	44.51	C	+ V

(*) échelle M.S.K. (le signe + signifie supérieur ou égal à); Q1 qualité sur la localisation (voir légende tabl. 3) ; Q2 qualité sur l'intensité (voir légende tabl. 3)

Tableau 2. — Liste des séismes historiques de localisation fiable dont l'épicentre est situé sur la feuille Briançon (d'après les données du fichier «Sirène», 1991)

centrale = VII-VIII). Citons aussi, au Sud d'Embrun, les séismes du 22-03-1949 (intensité épiscoptrale > VI) et 19-09-1933 (intensité épiscoptrale > VI-VII). Plus près de Briançon, le séisme de Guillestre du 03-07-1977, de magnitude 4,0, est plus récent.

Origine géographique des secousses ressenties à Briançon et ses environs

Le tableau 3 passe en revue des séismes *ressentis* à Briançon et dans les communes environnantes avec leur origine géographique proche ou lointaine et leur intensité :

— les séismes du 12-07-1904, 15-08-1971, 27-06-1963, 22-02-1974, 19-01-1948, ont leur épiscoptrale sur la feuille Briançon;

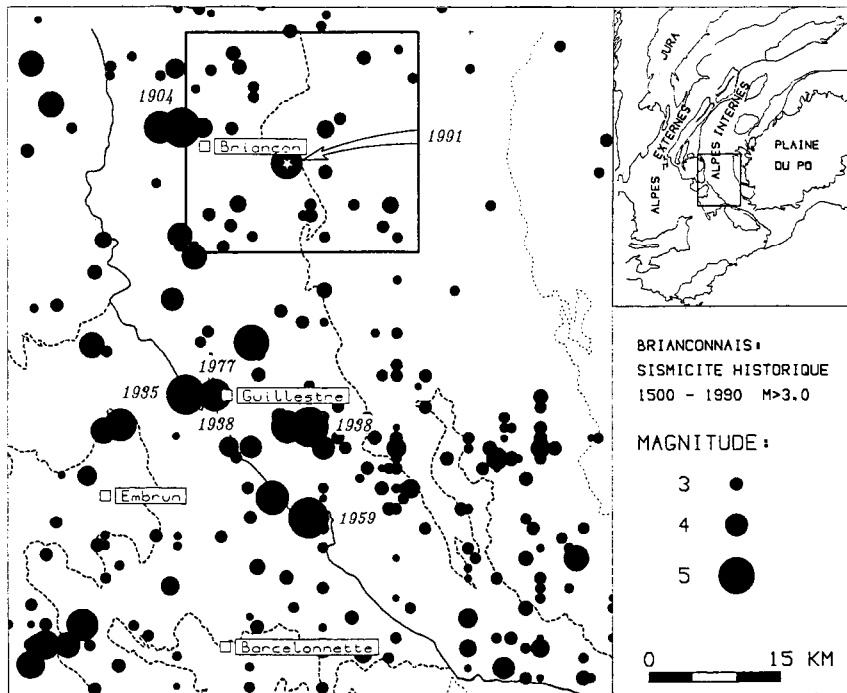
— les séismes suivants se situent au Sud de la feuille (Queyras en général) : 19-03-1935, 27-11-1884, 18-07-1938, 17-02-1947, 15-02-1938, 15-01-1932, 05-04-1959;

— d'autres ont une origine plus lointaine, en Italie (région de Pinerola-Cuneo) : 02-04-1808, 05-01-1980, 04-05-1958;

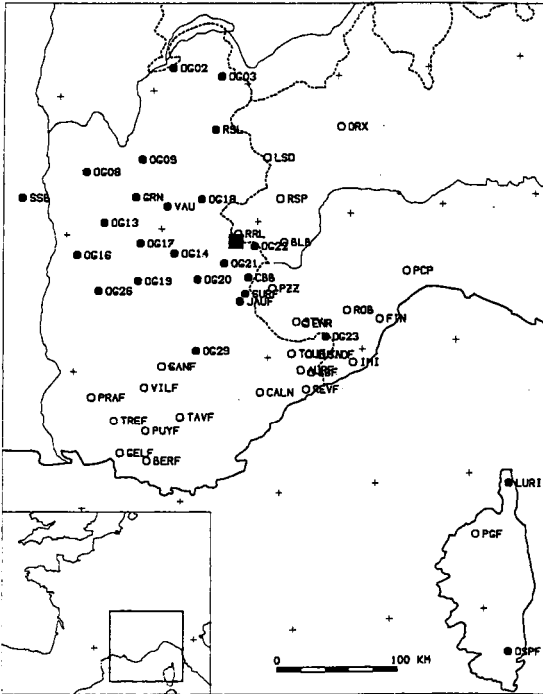
— un séisme valaisan (25-07-1855) et un séisme ligure (23-02-1887) ont aussi été ressentis.

Néotectonique et sismotectonique

Dans la région de Briançon, les données néotectoniques sont rares. Toutefois, la carte sismotectonique de la France (1984) et la carte néotectonique du Sud-Est de la France (1984), indiquent des mouvements récents sur les failles de l'Argentera et de Sérenne, avec des âges holocènes ; on en repère aussi sur la faille de la bordure sud-est du Pelvoux, la faille de rétrocharriage vers l'Est du Briançonnais (mouvements pléistocènes) et la faille transverse (N50°E) de Cervières—



A - Sismicité historique de la zone briançonnaise. Étoile montrée d'une flèche : séisme de Cervières.
Encadré : cadre de la région. Les événements remarquables sont indiqués par leurs dates respectives



B - Stations sismologiques actuelles
Cercle plein : station SISMALP
Cercle vide : autre station

Fig. 21 - Carte de la sismicité de la zone briançonnaise (A)
et emplacement des stations sismologiques actuelles (B)
(Thouvenot *et al*, 1991)

Jour	Mois	Année	Heure	Minute	Seconde	Q1	Long.	Lat.	QE	IEPC	Q2	IOBS	Commune
19	3	1935	7	3	17	B	6.38	44.35	A	+ 7.0	A	7.0	Briançon
27	11	1884	23	11		B	6.40	44.45	A	+ 7.0	A	7.0	Briançon
2	4	1808	17	4		D	7.16	44.51	A	+ 8.0	A	7.0	Briançon
12	7	1904	5	7		C	6.40	44.55	A	7.0	A	7.0	Briançon
23	2	1887	5	50		C	8.05	43.43	B	+10.0		6.0	Briançon
15	8	1971		8	45	D	6.46	44.51	C	+ 5.0	B	5.0	Briançon
5	1	1980	14	1	28	B	7.23	45.01	B	7.0	A	5.0	Briançon
18	7	1938		7		B	6.36	44.40	B	+ 6.5	B	5.0	Briançon
11	9	1923	4	9		E	6.38	44.54	C	+ 5.0	B	5.0	Briançon
27	6	1963		6		A	6.38	44.54	B	5.5	B	5.0	Briançon
26	12	1624	23	12		I	6.38	44.54	I	5.0	A	5.0	Briançon
22	2	1974	12	2	27	D	6.34	44.56	C	+ 4.5	B	4.5	Briançon
8	7	1766	15	7		E	6.37	44.47	C	+ 4.5	A	4.5	Briançon
17	2	1947		2		D	7.00	44.32	C	+ 5.5	B	4.5	Briançon
19	1	1948	5	1		D	6.41	44.48	C	4.0	B	4.0	Briançon
15	2	1938	2	2		C	6.33	44.37	C	6.0	B	4.0	Briançon
19	1	1932	21	1		D	6.47	44.40	A	5.5	A	4.0	Briançon
3	5	1921	8	5	17	E	6.11	45.03	C	+ 4.0	B	4.0	Briançon
25	7	1855	12	50		A	7.53	46.18	A	9.0		4.0	Briançon
5	4	1959	10	4		B	6.49	44.32	B	7.5	B	3.5	Briançon
4	5	1958	10	5	45	A	7.26	44.43	A	+ 6.0	B	3.5	Briançon
25	4	1962	4	4	48	A	5.34	45.00	A	+ 7.5	A	3.0	Briançon
17	12	1937	3	12	20	C	6.43	44.40	C	+ 6.0	B	2.5	Briançon
7	2	1953	20	6		C	6.30	44.46	B	+ 4.0	B	4.5	Puy-St-Vincent
27	9	1963	23	9	9	A	6.37	44.39	B	5.0	B	3.0	Vallouise
5	12	1960	19	12		D	6.38	44.38	C	+ 3.0	B	3.0	Pelvoux
6	6	1971	21	6	11	B	6.41	44.40	A	+ 5.0	B	2.0	Pelvoux
29	4	1940	2	4	48	D	6.35	44.45	C	5.0	C	4.0	Les Vigneaux
15	3	1942	23	3		B	6.40	44.31	B	+ 5.0	B	3.0	Les Vigneaux
19	3	1942	6	3		D	6.40	44.31	C	+ 3.0	B	3.0	Les Vigneaux
25	7	1983	18	7	16	D	6.39	44.55	C	4.0	B	4.0	St-Chaffrey
25	4	1963	13	4	11	A	5.40	44.56	A	+ 7.0	A	3.5	St-Chaffrey
29	9	1988	15	9	43	D	6.35	44.56	C	3.5	B	3.5	St-Chaffrey
29	8	1983	15	8	23	D	6.40	44.55	C	3.5	B	3.5	La Vachette

Q1 : qualité sur la localisation. A et B = localisation fiable; C et D = localisation relativement fiable; E = localisation arbitraire ; I = information isolée.

QE : Qualité sur l'intensité épiscoptrale - Q2 : qualité sur l'intensité observée. A = très fiable ; B = fiable ; C = à préciser ; + = supérieure ou égale à.

IEPC : intensité épiscoptrale. IOBS : intensité observée dans la commune citée.

Tableau 3. — Tableau des séismes historiques ressentis à Briançon et dans les communes voisines (d'après les données du fichier «Sirène»). Les intensités sont celles ressenties dans la commune citée

Grand-Roc, à l'Est de Briançon (mouvements plio-quaternaires non différenciés).

Très ponctuellement, à Villard-Meyer, au Sud-Ouest de Briançon, on a pu repérer (Sauret, 1986) de petites failles normales à rejets centimétriques-décimétriques dans des sédiments wurmiens; elles se situeraient à l'aplomb de la faille de la Durance. L'interprétation tectonique de ces figures est cependant mise en doute par G. Monjuvent (*cf.* description des terrains quaternaires).

On est tenté de relier les séismes énumérés plus haut à des rejeux le long de grands accidents tectoniques connus. Suivant J. Fréchet et N. Pavoni (1979), le mécanisme au foyer du séisme du 05-04-1959 (magnitude = 5,3) correspond au rejeu d'une faille normale de direction N160°E avec une composante dextre. De plus, une campagne micro-sismique réalisée par ces auteurs pendant deux mois a permis de calculer plus de vingt solutions locales : elles mettent en évidence un jeu de faille normale sur la direction N150°, essentiellement sous le massif du Chambeyron.

Plus récemment, le nouveau réseau « Sismalp » a permis d'obtenir deux mécanismes au foyer à partir d'événements qui se sont produits en 1989 en haute Ubaye (Guyoton *et al.*, 1990). Ceux-ci correspondent à un jeu en faille normale à légère composante dextre sur des directions N165°E. Comme le notent ces auteurs pour ces deux dernières données, un régime de déformation régionale de type décrochant-extensif de tout ce secteur des Alpes internes est à envisager, en accord avec une compression subméridienne.

Pour le séisme de Cervières, dont l'épicentre se situe à la bordure orientale de la zone briançonnaise, l'étude du mécanisme au foyer indique, avec une forte probabilité (Thouvenot *et al.*, 1991), un mouvement en décrochement avec une composante d'extension E-W. Ceci peut être interprété (*ibid.*) comme un mouvement décrochant dextre sur des plans de failles méridiens (N143°E à N165°E), plutôt que sur un plan N40°E-N60°E, ainsi que cela peut aussi être envisagé. De tels accidents cassants ont été reconnus en surface: failles méridiennes (Barféty et Gidon, 1975; Barféty *et al.*, 1968) et failles transverses (Lemoine, 1964). Quelle que soit la solution retenue, il faut admettre que ces cassures — apparemment très raides en surface — conservent un très fort pendage jusqu'à 7,4 km de profondeur.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

AMÉNAGEMENTS HYDROÉLECTRIQUES

- **Usine des Claux en Vallouise** (en limite ouest de la carte). Des prises d'eau sur les torrents d'Ailefroide de part et d'autre du mont Pelvoux (feuille Saint-Christophe) alimentent l'usine des Claux sous une chute de 250 m de haut.

- **Usine de L'Argentière-la-Bessée** (feuille Guillestre). Pour alimenter l'usine de L'Argentière, des prises d'eau ont été construites sur le torrent de la Gyronde à l'aval de Vallouise et sur la Durance à Prelles. L'eau est amenée par galerie souterraine creusée dans les versants de rive gauche de chacune des deux rivières et alimentent une chute de 170 m de haut; les eaux de la galerie de la Gyronde sont remontées au niveau de la Durance par un siphon métallique bien visible à la Bâtie des Vigneaux. Cet aménagement utilise en effet la différence de niveau existante entre la vallée de la Durance, moins creusée que celle de la Gyronde où les glaciers étaient beaucoup plus développés et plus puissants au Wurmien. La première est donc restée suspendue au-dessus de la Gyronde par un gradin de confluence entaillé à l'aval dans les calcschistes subbriançonnais par une gorge étroite.
- **Pont Baldy—Cerveyrette**. La Cerveyrette a été aménagée par la régie électrique de Briançon (REB) pour alimenter de petites centrales hydroélectriques entre Cervières et Pont-de-Cervières, tandis que le barrage de Pont-Baldy — voûte de 50 m de haut environ — crée une retenue artificielle au-dessus de la centrale de Pont-de-Cervières.

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Un ouvrage récemment paru, intitulé « **Montagnes du Briançonnais : promenades et randonnées, initiation à la géologie** » (Lemoine *et al*, 1994), propose au lecteur, géologue ou touriste, un certain nombre d'excursions pédestres d'une durée d'une journée et de difficultés variables, mais toujours en empruntant de bons sentiers. Les centres d'intérêt sont proches de Briançon, à moins de 20 km, et traitent de tous les problèmes géologiques que suggèrent l'observation des terrains de la région.

Dans la collection des guides géologiques régionaux (Paris : Masson édit.), le volume « **Alpes du Dauphiné** » (Debelmas, 1983) propose plusieurs itinéraires qui recoupent toute la carte Briançon et sont facilement accessibles, à savoir :

— *itinéraire 1* « De Grenoble à Pignerol par Briançon » ;

— *itinéraire 2* « De Grenoble au Viso par Gap et Guillestre ».

Tous les massifs sont ainsi décrits, à part la Vallouise et la zone dauphinoise.

Pour ces derniers, on doit consulter le « **Guide géologique du parc national des Écrins** » (collection Découvertes géologiques, éd. BRGM et Parc des Écrins, 1989) par J. Debelmas, A. Pêcher et J.C. Barféty.

Le tome 56 de « **Géologie alpine** » (1980) est consacré aux excursions du 26^e congrès géologique international ; il reprend plusieurs circuits dans la région de Briançon.

Les principaux sites géologiques réputés sont décrits dans ces divers ouvrages. Il est encore intéressant de rajouter quelques belvédères faciles d'accès :

- dans la vallée de la Guisane : le Grand-Aréa et le col du Granon avec une route jusqu'au col ;
- autour de Briançon : le Prorel (accessible par télécabine), la Croix de Toulouse (route étroite depuis le Mas de Biais) ;
- la Condamine accessible (sentier) de la vallée de la Durance par Puy-Saint-André et les Combes, ou de la vallée de Vallouise depuis Pelvoux et la route de Chambran ;
- le Mélézin (routes à Villard-Saint-Pancrace) ;
- Puy-Saint-Vincent et le col de la Pousterle ;
- Puy-Aillaud.

Enfin, dans « **Le volcanisme en France** » (guides géologiques régionaux; Brousse et Lefèvre, 1990) sont décrits le magmatisme anté-alpin permo-carbonifère (le Villaret, ravin du Loup, Gardiolle : p. 83) puis le magmatisme alpin au Trias et au Jurassique (ophiolite du Chenaillet : p. 89-90).

BIBLIOGRAPHIE

- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., FUDRAL S. (1986) — De la marge océanique à la chaîne de collision dans les Alpes du Dauphiné. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 2, n° 2, p. 197-231.
- BARBIER R. (1963) — La zone subbriançonnaise dans la région du col du Galibier. *Trav. lab. géol. Grenoble*, t. 39, p. 247-257.
- BARBIER R., BARFETY J.C., BORDET P., BULARD P.F., DEBELMAS J., FABRE J., VIALON P., LE FORT P., MOUTERDE M., PECHER A., PETITEVILLE J., RIVOIRARD R., TISSOT B. (1976) — Carte géol. France (1/50 000), feuille La Grave (798). Orléans : BRGM. Notice explicative par R. Barbier, J.C. Barféty (1976), 44 p.
- BARFETY J.C. (1965) — Étude géologique des environs du Monêtier-Bains. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 91 p.
- BARFETY J.C. (1967) — Au sujet d'une série post-triasique inhabituelle dans la zone briançonnaise, près de Névache (Hautes-Alpes). *Trav. lab. géol. Grenoble*, t. 43, p. 41-45.
- BARFETY J.C. (1968) — Importance des failles et des glissements superficiels dans le massif de Montbrison et ses environs (Briançon, Hautes-Alpes). *Trav. lab. géol. Grenoble*, t. 44, p. 49-54.
- BARFETY J.C. (1972) — Les variations du Trias médio-supérieur dolomitique et leur répartition dans la zone briançonnaise entre la vallée Étroite et le Guil (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 287, p. 636-639.
- BARFETY J.C. (1985) — Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône, étude stratigraphique et géodynamique. Zone externe des Alpes occidentales françaises (thèse État). Documents BRGM, n° 131, 655 p.

- BARFÊTY J.C. (coord.) (1989) — Carte géol. France (1/50000), feuille La Mure (821). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.C. Barféty, G. Monjuvent, A. Pêcher, F. Carme (1988), 98 p.
- BARFETY J.C, AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., GIDON M., PECHER. A., ROUX M., BOURSEAU J.P. (1986) — Les terrains sédimentaires du mont Pelvoux (zone dauphinoise, Alpes occidentales françaises) : nature, âge, implications paléostructurales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, 6, p. 491-494.
- BARFETY J.C, GIDON M. (1975) — La place des failles longitudinales dans la structure du Briançonnais oriental (Alpes occidentales, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 281, p. 1677-1680.
- BARFETY J.C, GIDON M., KERCKHOVE C (1968) — Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 167, p. 394-397.
- BARFETY J.C, GIDON M., LEMOINE M. (1970) — Observations nouvelles et hypothèses sur le Trias supérieur de la zone briançonnaise près de Briançon. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 270, p. 2900-2902.
- BARFETY J.C, TRICART P., JEUDY DE GRISSAC C. (1992) — La Quatrième écaïlle près de Briançon (Alpes françaises) : un olistostrome précurseur de l'orogénèse pennique éocène. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 314, n° 1, p. 71-76.
- BAUD A. (1976) — Les terriers de crustacés décapodes et l'origine de certains faciès du Trias carbonaté. *Eclogae Geol. Helv.*, 69/2, p. 415-424.
- BAUD A., MEGARD-GALLI J. (1975) — Évolution d'un bassin carbonate du domaine alpin durant la phase pré-océanique : cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. IX^e congrès intern. sédim., Nice, thème 5, p. 45-50.
- BERTRAND J., COURTIN B., VUAGNAT M. (1982) — Élaboration d'un secteur de lithosphère océanique liguro-piémontais d'après les données de l'ophiolite du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France). *Ofioliti*, p. 155-196.
- BERTRAND J., DIETRICH V., NIEVERGELT P., VUAGNAT M. (1987) — Comparative major and traces elements geochemistry of gabbroic and volcanic rock sequences, Montgenèvre ophiolite, western Alps. *Bull. suisse minéral, pétrogr.*, Zurich, 67, p. 147-169.
- BERTRAND J., NIEVERGELT P., VUAGNAT M. (1984) — Oceanic sedimentary processes and Alpine metamorphic events in the Montgenèvre ophiolite, western Alps. *Ofioliti*, 9 (3), p. 303-320.
- BERTRAND J., NIEVERGELT P., VUAGNAT M. (1985) — Interprétation paléo-océanique d'une série pélagique à matériel ophiolitique : la série de Chabrière, complexe de base du massif ophiolitique du Montgenèvre (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 2, 301, p. 1199-1204.
- BLAIS J.P. (1978) — Hydrologie et hydrogéologie du bassin-versant de la Clarée (Hautes-Alpes). Thèse 3^e cycle, Grenoble, 301 p.

- BLAIS J.P. (1979) — Comportements hydrogéologiques des différentes formations géologiques du bassin-versant de la vallée de la Clarée (Hautes-Alpes). *Rev. géogr. alpine*, Grenoble, t. 57, 2, p. 161-172.
- BLAKE C, JAYKO A. (1990) — Uplift of very high pressure rocks in the western Alps : evidence for structural attenuation along low angle faults. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 158, p. 237-246.
- BOGDANOFF S., MENOT R.P., VIVIER G. (1991) — Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales françaises, un fragment de la zone interne varisque. *Sci. géol.*, Strasbourg, bull. 44, 3-4, p. 237-285.
- BONIN B. (coord.) *et al.* (1993) — Late Variscan magmatic evolution of the Alpine basement. *In* J.F. von Raumer, F. Neubauer (eds) : «Pre-Mesozoic geology in the Alps». Berlin: Springer-Verlag, p. 171-201.
- BOREL J.L., JORDA M., MONJUVENT G. (1984) — Variations climatiques, morphogenèse et évolution de la végétation post-wurmienne dans les Alpes françaises. *In* : «Les Alpes», 25^e congrès intern. géogr., Caen, p. 43-55.
- BOURBON M. (1971) — Un exemple de série pélagique extrêmement condensée, en zone briançonnaise, au nord-ouest de Serre-Chevalier (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 273, p. 1899-1901.
- BOURBON M. (1972). — Un exemple de série pélagique condensée avec variations d'épaisseur très rapides dans le Malm briançonnais : les coupes de la Condamine à l'Ouest de Briançon (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 274, p. 2631-2634.
- BOURBON M. (1977) — Reconstitution paléomorphologique de fonds marins sur la marge nord-téthysienne : le Jurassique supérieur et le Crétacé briançonnais externes près de Briançon. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 19, n° 4, p. 729-733.
- BOURBON M. (1980) — Évolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Éocène inférieur. Thèse État, Strasbourg, 580 p., 32 pl.
- BOURBON M., GRACIANSKY P.C. (de), LEMOINE M., MEGARD-GALLI J., MERCIER D. (1975) — Carbonates de plate-forme et séries pélagiques condensées dans le Mésozoïque de la zone briançonnaise (Alpes françaises). IX^e congrès intern. sédim., Nice, excursion 5, 155 p.
- BOURGOIS B. (1983) — Inventaire des ressources nationales de charbon. Bassins houillers du Briançonnais. Massif de Peyre-Eyraute (Hautes-Alpes). Recherche d'antracite par polarisation spontanée, V.L.F. et Max-Min à Villard-Saint-Pancrace et le Villaret. Rapp. BRGM 83 SGN 767 GPH, 8 p., annexes.
- BRAVARD C, GIDON M. (1979) — La structure du revers oriental du massif du Pelvoux : observations et interprétations nouvelles. *Géol. alpine*, t. 55, p. 23-33.

- BROUSMICHE-DELCAMBRE C., MERCIER D., COQUEL R. (1995) — Implications stratigraphiques de la révision de la flore carbonifère au Sud de Briançon. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 320, p. 335-340.
- BROUSSE R., LEFEVRE C. (1990) — Le volcanisme en France. Collection «guides géologiques régionaux», Paris : Masson édit., 26 L p.
- BYRAMJEE R., LEMOINE M., POIMBŒUF F. (1953) — Sur une coupe fossilifère précisant les rapports du Crétacé supérieur et de l'Éocène de la zone briançonnaise au nord-ouest de Serre-Chevalier (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 236, p. 724-726.
- CABY R., GALLI J. (1964) — Existence de cinérites et de tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone briançonnaise. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 259, n° 2, p. 417-420.
- CARENCO E. (1982) — Hydrologie et hydrogéologie du bassin-versant de la Guisane (Hautes-Alpes). Thèse 3^e cycle, Grenoble, 190 p.
- CARON J.M. (1977) — Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. Thèse État, Strasbourg, 326 p.
- CARON J.M., POLINO R., POGNANTE U., LOMBARDO B., LARDE AUX J.M., LAGABRIELLE Y., GOSSO G., ALLENBACH B. (1984) — Où sont les sutures majeures dans les Alpes internes ? *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 29, p. 71-78.
- CARPÉNA J., CABY R. (1984) — Fission track evidence for Late Triassic oceanic crust in the French occidental Alps. *Geology*, 12, p. 108-111.
- CHAPELLE B. (1990) — La lithosphère océanique de la Téthys ligure, étude des magmatismes basiques et acides (massifs ophiolitiques du Montgenèvre et de haute Ubaye). Thèse doct. univ. Grenoble, 170 p.
- CHARDON M. (1993) — Les tufs du Monêtier-les-Bains (Briançonnais) : datations U/Th et sondages. Contribution à la connaissance de l'évolution morphologique d'une haute vallée alpine. *Rev. géogr. alpine*, t. 81, n° 1, p. 61-69.
- CHENET P. Y. (1978) — La marge téthysienne au Mésozoïque dans le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier (Alpes occidentales françaises). Thèse doct.-ing., École des mines, Paris, 385 p.
- CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D., VUAGNAT M. (1964) — Sur l'âge de la syénite du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France). *Arch. Sci.*, Genève, 17, p. 342-346.
- COLAS G. (1987) — La crue torrentielle du Verdarel (Hautes-Alpes), 9 juillet 1981. *Bull. L.C.P.C.*, n° 150-151, p. 78-83.
- COSTARELLA R. (1987) — Le complexe annulaire alcalin du Combeynot (massifs cristallins externes, Alpes françaises), témoin d'un magmatisme en régime distensif. Pétrologie et signification géodynamique. Thèse doct. univ. Grenoble, 268 p.

- DE WEVER P., CABY R. (1981) — Datation de la base des Schistes lustrés post-ophiolitiques par des Radiolaires (Oxfordien supérieur—Kimméridgien moyen) dans les Alpes cottiennes (Saint-Véran, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 292, p. 467-472.
- DE WEVER P., BAUMGARTNER P.O., POLINO R. (1987) — Précisions sur les datations de la base des Schistes lustrés post-ophiolitiques dans les Alpes cottiennes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, p. 487-491.
- DEBELMAS J. (1950) — Enquêtes hydrogéologiques et sanitaires. Département des Hautes-Alpes. *Bull. Inst. nat. hygiène*, t. 5, n° 3, juil-sept. 1950, p. 532-544.
- DEBELMAS J. (1956) — Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). Mém. Serv. Carte géol. Fr., 171 p.
- DEBELMAS J. (1961a) — La zone subbriançonnaise entre Vallouise et Le Monétier (Hautes-Alpes) (feuille de Briançon au 50000°). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 264, t. 58, p. 131-146.
- DEBELMAS J. (1961b) — L'âge des «Calcaires de Vallouise» (zone subbriançonnaise à l'Est du massif du Pelvoux). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 252, n° 2, p. 299-300.
- DEBELMAS J. (1980) — Introduction à la géologie du Sud-Est de la France - excursions. *Géol. alpine*, t. 56 (excursions du 26^e congrès géol. intern.), 282 p.
- DEBELMAS J. (1983) — Alpes du Dauphiné. Collection «guides géologiques régionaux», Paris : Masson édit., 198 p.
- DEBELMAS J., BIJU-DUVAL J., VERNET J., MONJUVENT G., BEUF S., KERCKHOVE C, PECHER A. (1980) — Carte géol. France (1/50000), feuille Orcières (846). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Debelmas, G. Durozoy, C. Kerckhove, G. Monjuvent, M. Mouterde, A. Pêcher (1980), 27 p.
- DEBELMAS J., KERCKHOVE C, DESMONS J. (1988) — Sur l'âge de la phase méso-alpine dans les zones internes des Alpes franco-italiennes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 306, p. 1237-1240.
- DEBELMAS J., LEMOINE M. (1966) — Carte géol. France (1/50000), feuille Guillestre (847) et notice explicative, 19 p. Paris : Service de la Carte géologique de France.
- DEBELMAS J., PECHER A., BARFETY J.C. (1989) — Guide géologique du parc national des Écrins. Itinéraires et découvertes. Parc national des Écrins - BRGM édit., 74 p.
- 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 biotite et amphibole. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 227 p.
- DUBAR M. (1983) — Stratigraphie des dépôts du Néogène supérieur et du Pléistocène du bassin de la moyenne Durance. Interprétations géodynamiques et paléogéographiques. Thèse État, univ. de Provence (Marseille), 428 p., 40 tabl.

- DUMONT T. (1983) — Le chaînon de Rochebrune au Sud-Est de Briançon : évolution paléogéographique et structurale d'un secteur de la zone piémontaise des Alpes occidentales. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 250 p.
- DUMONT T. (1984) — Le Rhétien et le Lias inférieur prépiémontais : enregistrement sédimentaire du passage des carbonates de plate-forme triasiques au Jurassique hémipélagique lors du début du rifting téthysien. *Géol. alpine*, t. 60, p. 13-25.
- DUMONT T., LEMOINE M., TRICART P. (1984a) — Tectonique synsédimentaire triasico-liasique et rifting téthysien dans l'unité piémontaise de Rochebrune au Sud-Est de Briançon. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. 26, 5, p. 921-933.
- DUMONT T., LEMOINE M., TRICART P. (1984b) — Pérennité de la sédimentation pélagique du Jurassique supérieur jusque dans le Crétacé supérieur au-dessus de la croûte océanique téthysienne ligure : la série supra-ophiolitique du lac des Cordes (zone piémontaise des Alpes occidentales au Sud-Est de Briançon). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 299, p. 1069-1072.
- EDOUARD J.L. (1978) — La glaciation du bassin de la Romanche. Thèse 3^e cycle, inst. géogr. alp., univ. Joseph-Fourier (Grenoble).
- ENAY R., BOURBON M., GRACIANSKY P.C. (de) (1979) — Diachronisme des faciès ammonitico-rosso dans la zone briançonnaise (région de Briançon). Symposium « Sédimentation Jurassique Ouest-européen ». A.S.F., publ. spéc, 1, p. 135-143.
- FABRE J., FEYS R., GREBER C. (1953) — Note préliminaire. Relation du Westphalien et du Stéphanien dans la zone houillère briançonnaise. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 13, p. 270-272.
- FAURE J.L. (1990) — Failles normales, coupes équilibrées et subsidence dans les bassins en extension : le bassin Viking (mer du Nord) et le domaine briançonnais (Alpes occidentales) au Jurassique. Thèse doct. univ. Montpellier, 2 vol., 468 p.
- FAURE J.L., MEGARD-GALLI J. (1988) — L'émersion jurassique en Briançonnais : sédimentation continentale et fracturation distensive. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. IV, n° 4, p. 681-692.
- FEYS R. (1963) — Étude géologique du Carbonifère briançonnais. *Mém. BRGM*, n° 6, 387 p.
- FEYS R., MERCIER D. (1983) — Inventaire des ressources nationales de charbon. Bassin houiller briançonnais. Massif de Peyre-Eyraute. *Rapp. BRGM 83 SGN 360 GEO*, 38 p.
- FISCHER A.G. (1964) — The lofer cyclotherms of the Alpine Triassic. In D.F. Merrim (éd.) : «Symposium on cyclic sedimentation». *Bull. Geol. Surv. Kansas*, 169, p. 107-149.
- FRANCHI S. (1910) — Il Reticò quale zona di transizione fra la Dolomia principale ed il Lias a «faciès piemontese» - calcisti con Belemniti e pietre verdi - nell'Alta Valle di Susa. *Boll. R. Comitato. Geol. Ital.*, XLI, p. 306-340, 2 pi.
- FRANCHI S. (1929) — Sulla tettonica delle Alpi Cozie franco-italienne. *Mém. Desc. Carta Geol. Italia*, XII, p. 5-63.

- FRANCOU B. (1981) — Géodynamique des éboulis et formes associées de la combe de Laurichard. Thèse 3^e cycle, inst. géogr. alp., univ. Joseph-Fourier (Grenoble).
- FRICHET J., PAVONI N. (1979) — Étude de la sismicité de la zone briançonnaise entre Pelvoux et Argentera (Alpes occidentales) à l'aide d'un réseau de stations portables. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 72, 3, p. 763-779.
- GARNIER J.L. (1990) — Ville de Briançon. Renforcement de l'adduction en eau potable. Évaluation des ressources potentielles en eau souterraine. Phase 2 : observations effectuées sur la source de la Fontaine (commune de Névache). Rapp. BRGM R 30523 PAC 4S-90, 7 p., 7 fig., 7 tabl., 4 annexes.
- GARNIER J.L., JUNCY G. (1990) — Ville de Briançon. Renforcement de l'adduction en eau potable. Évaluation des ressources potentielles en eau souterraine. Phase 2 : reconnaissance par sondages électriques de la zone du Plan. Rapp. BRGM 88 SGN 739 PAC, 9 p., 4 fig., 2 annexes.
- GARNIER J.L., SEDAN O. (1988) — Ville de Briançon. Renforcement de l'adduction en eau potable. Évaluation des ressources potentielles en eau souterraine. Phase 2 : compte rendu des observations réalisées dans la vallée de la Clarée. Rapp. BRGM 88 SGN 739 PAC, 9 p., 4 fig., 2 annexes.
- GIDON P. (1954) — Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture dans les régions orientale et méridionale du massif du Pelvoux. *Trav. lab. géol. Grenoble*, t. 31, p. 1-202.
- GIDON M. (1979) — Le rôle des étapes successives de déformation dans la tectonique alpine du massif du Pelvoux (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 288, p. 803-806.
- GIGNOUX M. (1936) — Sidérolithique et formations rouges dans les nappes des Alpes françaises. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 114-116.
- GIGNOUX M., MORET L. (1938) — Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Grenoble : impr. Allier, 295 p.
- GIGNOUX M., MORET L., SCHNEEGANS D. (1933) — Structure géologique de la fenêtre de L'Argentière au Sud de Briançon (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 197, n° 22, p. 1265-1267.
- GILOT-BARBIERI C. (1970) — Étude pétrographique de la partie orientale du massif des Écrins—Pelvoux. Le complexe intermédiaire. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 118 p.
- GOFFÉ B., CHOPIN C. (1986) — HP metamorphism in western Alps: zoneography of metapelites, chronology and conséquences. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 66, p. 41-52.
- GOGUEL J. (1940) — Tectonique de la chaîne de Montbrison (feuille de Briançon au 1/50 000^e). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 42, n° 203, p. 187-201.
- GOGUEL J. (1941-1942) — La chaîne de Montbrison: essai de coordination tectonique (feuille de Briançon au 1/50 000^e). *Bull. Serv. Carte, géol. Fr.*, t. 43, n° 211, p. 389-398.

- GONZALEZ G. (1990) — Mise en sécurité des mines du Briançonnais (Hautes-Alpes). Localisation des anciens travaux de 13 concessions. Rapp. BRGM R 31565 PAC 4S-90.
- GRACIANSKY P.C. (de), BOURBON M., CHARPAL O. (de), CHENET P.Y., LEMOINE M. (1979) — Genèse et évolution comparée de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 21, n° 5, p. 665-674.
- GRACIANSKY P.C. (de), DARDEAU G., LEMOINE M., TRICART P. (1989) — The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. *Geological Society*, spec. pub. n° 44, p. 87-104.
- GRACIANSKY P.C. (de), MERCIER D. (1976) — Séquences sédimentaires dans le «Dogger» briançonnais et ouverture téthysienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 283, p. 475-478.
- GRAVOST M. (1986) — Commune de Briançon. Projet de captage de la source de la Thura. Avis hydrogéologique préalable. Rapp. BRGM GA 86-40, 3 p., 1 fig., 1 annexe.
- GRAVOST M. (1987a) — Alimentation en eau potable de Briançon (05). Source de la Draye (commune de Val-des-Près). Délimitation des périmètres de protection. Rapp. BRGM GA 87-08. 3 p., 1 fig., 2 annexes.
- GRAVOST M. (1987b) — Alimentation en eau potable de Briançon (05). Source de l'Addoux. Délimitation des périmètres de protection. Rapp. BRGM GA 87-29, 3 p., 1 fig., 2 annexes.
- GRAVOST M. (1988) — Renforcement de l'adduction en eau potable de la ville de Briançon. Évaluation des ressources potentielles en eaux souterraines. Première phase : analyse préliminaire. Rapp. BRGM 88 SGN 529 PAC, 18 p., 2 fig.
- GREBER C. (1965) — Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. *Mém. BRGM*, n° 21, 380 p.
- GREBER C, FEYS R. (1952) — Note préliminaire. Présence probable de Namurien dans le Houiller briançonnais. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 3, p. 36-37.
- GUILLOT F., CIBAJ I., DELVAL T. (1994) — Milieu de dépôt des quartzites infratriasiques briançonnais. Seuil des Rochilles, Hautes-Alpes, France. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 3, p. 97-107.
- GUYOTON F., FRECHET J., THOUVENOT F. (1990) — La crise sismique de janvier 1989 en haute Ubaye (Alpes-de-Haute-Provence, France): étude fine de la sismicité par le nouveau réseau SISMALP. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 311, p. 985-991.
- HAUG E. (1898) — Feuille Gap 80 000°. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 10, n° 63, p. 127.
- KILIAN W. (1897) — Sur les alluvions anciennes du col du Mont-Genèvre. *Bull. Soc. statist. Isère*, Grenoble, sér. 4, t. 3, p. 297-299.
- KILIAN W. (1914) — Le glacier de la vallée de la Cerveyrette et de la Durance. *Bull. Soc. statist. Isère*, t. 39 (sér. 4, t. 13), p. 311.

- LAHOUSSE P. (1991) — Mouvements de terrain anciens et héritages glaciaires sur le versant méridional du Granon (Briançonnais). *Méditerranée*, Marseille, t. 74, n° 4, p. 23-30.
- LAMI A. (1988) — Le Paléogène du revers oriental du massif du Pelvoux : stratigraphie, modalités de transgression, paléomorphologie, tectonique synsédimentaire et déformations alpines. Thèse doct. univ. Grenoble, 159 p.
- LAURENT J.C. (1992) — Les épisodes magmatiques filoniens basiques du massif des Écrins—Pelvoux entre Carbonifère et Lias. Thèse doct. univ. Grenoble, 242 p.
- LE FORT P. (1973) — Géologie du haut Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Étude pétrologique et structurale de la partie occidentale (thèse). *Sci. de la Terre*, Nancy, mém. n° 25, 373 p., 46 pl.
- LEMOINE M. (1951) — Données nouvelles sur la géologie du Briançonnais oriental et sur le problème de la 4^e écaille. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 1, p. 191-204.
- LEMOINE M. (1960) — Présence de flyschs exotiques liés à la «4^e écaille» près de Briançon (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 250, p. 3684-3686.
- LEMOINE M. (1961) — La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, vol. 4, fasc. 3, p. 163-180.
- LEMOINE M. (1964) — Sur un faisceau d'accidents transversaux aux zones briançonnaise et piémontaise à la latitude de Briançon. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 259, p. 845-847.
- LEMOINE M. (1967) — Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. *Geol. Rundschau*, 1, p. 320-337.
- LEMOINE M. (1969) — Carte géol. France (1/80000), feuille Briançon (189), 3^e éd. Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Lemoine, J.C. Barfety (1969), 15 p.
- LEMOINE M. (1980) — Serpentinites, gabbros and opicalcites in the Piemont-Ligurian domain of the western Alps : possible indicators of oceanic fracture zones and of associated serpentinite protrusions in the Jurassic-Cretaceous Tethys. *Arch. Sci.*, Genève, 33, p. 103-115.
- LEMOINE M. (1984) — La marge occidentale de la Téthys ligure. *In* G. Boillot *et al.* : « Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France ». Paris: Masson édit., p. 155-248.
- LEMOINE M., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., LETOLLE R., MEVEL C., THIEULOY J.P. (1982) — Indices possibles de paléohydrothermalisme marin dans le Jurassique et le Crétacé des Alpes occidentales (océan téthysien et sa marge continentale européenne) : essai d'inventaire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XXIV, p. 641-647.
- LEMOINE M., BARFETY J.C., CIRIO R., TRICART P. (1994) — Montagnes du Briançonnais : promenades et randonnées, initiation à la géologie. Centre briançonnais de géologie alpine - BRGM édit., 136p.

- LEMOINE M., BAS T., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., DUMONT T., GIDON M., BOURBON M., GRACIANSKY P.C. (de), RUDCKIEWICZ J.L., MEGARD-GALLI J., TRICART P. (1986) — The continental margin of the Mesozoic Tethys in the western Alps. *Mar. Petrol. Geol.*, London, 3, p. 179-199.
- LEMOINE M., BOURBON M., TRICART P. (1978) — Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys : données nouvelles et conséquences. *C.R. Acad. Sri.*, Paris, 286, p. 1237-1240.
- LEMOINE M., MARTHALER M., CARON J.M., SARTORI M., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., DUMONT T., ESCHER A., MASSON H., POLINO R., TRICART P. (1984) — Découverte de reste de foraminifères planctoniques d'âge crétacé supérieur dans les Schistes lustrés piémontais du Queyras, conséquences géodynamiques. *C.R. Acad. Sri.*, Paris, 289, p. 727-732.
- LEMOINE M., RICOUR J., TRUMPY R. (1952) — Données paléontologiques nouvelles sur le gisement triasique de Cervières (Hautes-Alpes). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 240-242.
- LEMOINE M., TRICART P. (1986) — Les Schistes lustrés piémontais des Alpes occidentales : approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. *Eclogae Geol. Helv.*, 79, 2, p. 271-294.
- MEGARD-GALLI J. (1972a) — Le Norien dans la zone briançonnaise : découverte d'un gisement fossilifère et considérations paléogéographiques. *C.R. Acad. Sri.*, Paris, t. 274, p. 2443-2446.
- MEGARD-GALLI J. (1972b) — Données nouvelles sur le Carnien dans la zone briançonnaise entre Briançon et la vallée du Guil : conséquences tectoniques et paléogéographiques. *Géol. alpine*, t. 48, p. 131-142.
- MEGARD-GALLI J. (1974) — Âge et caractéristiques sédimentologiques du Trias dolomitique des unités piémontaises externes (zone du Gondran), entre Arc et Ubaye (Alpes occidentales). *Géol. alpine*, t. 50, p. 111-129.
- MEGARD-GALLI J., BAUD A. (1977) — Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. *Bull. BRGM*, sect. IV, n° 3, p. 233-250.
- MEGARD-GALLI J., FAURE J.L. (1988) — Tectonique distensive et sédimentation au Ladinien supérieur—Carnien dans la zone briançonnaise. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. IV, n° 5, p. 705-715.
- MERCIER D. (1977) — Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (région de Briançon, Hautes-Alpes). Étude stratigraphique et sédimentologique. Thèse 3^e cycle, Paris 6, 351 p.
- MERCIER D., BEAUDOIN B. (1984) — Le Briançonnais au Carbonifère : modalités de la subsidence d'une gouttière méridienne. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 298, n° 4, p. 125-128.
- MERCIER D., BEAUDOIN B. (1987) — Révision du Carbonifère briançonnais : stratigraphie et évolution du bassin. In : «Le détritisme dans le Sud-Est de la France». *Géol. alpine*, mém. h.s. 13, p. 25-31.

- MEVEL C. (1975) — Les zonations chimiques dans les pillow lavas spililitiques du Chenaillet et des Gets (Alpes françaises). *Pétrologie*, 1, p. 319-333.
- MEVEL C, CABY R., KIÉNAST J.R. (1978) — Amphibolite facies conditions in the oceanic crust : example of amphibolitized flaser-gabbro and amphibolite from the Chenaillet ophiolite massif. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 39, p. 98-108.
- MEVEL C, KIÉNAST J.R., LEIKINE M. (1982) — Découverte et signification de l'association métamorphique aegyrine-riebeckite dans un gabbro ophiolitique du Chenaillet (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 295, p. 809-812.
- MICHARD A. (1967) — Études géologiques dans les zones internes des Alpes occidentales. Paris : CNRS édit., 447 p.
- MONJUVENT G., NICOU D. (1988) — Modalités et chronologie de la déglaciation wurmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français. Synthèse et réflexions. *Bull. AFEQ*, 2^e sér., n° 34-35, p. 147-157.
- MORET L., BLANCHET F. (1924) — Contribution à l'échelle du Crétacé intra-alpin (Alpes occidentales) : le problème des « Marbres en plaquettes ». *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 24, fasc. 5, p. 312-319.
- MOUGINS P. (1931) — La restauration des Alpes. Paris : Impr. nationale, 584 p.
- PARDE M. (1959) — Sur la fonte des neiges lors des crues. La grande crue alpestre de juin 1957. Quelques données. *Rev. géogr. alpine*, Grenoble, t. 47, fasc. 3, p. 325-361.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. (1984) — Trace élément discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks., *J. Petrol.*, 25, 4, p. 956-983.
- PECHER A. (1970) — Étude pétrographique de la partie orientale du massif des Écrins—Pelvoux. Le socle ancien. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 122 p.
- PECHER A., BARFÉTY J.C., DEBELMAS J., GIDON P., GIDON M., MOUTERDE M., VERNET J., LE FORT P. (1984) — Carte géol. France (1/50000), feuille Saint-Christophe-en-Oisans (822). Orléans: BRGM. Notice explicative par J.C. Barféty, A. Pêcher, 64 p.
- PECHER A., BARFÉTY J.C, GIDON M. (1992) — Structure est-ouest anténummulitique à la bordure occidentale du massif des Écrins—Pelvoux (Alpes françaises). *Géol. alpine*, sér. spéc. n° 1, p. 72-73.
- PIANTONE P. (1980) — Magmatisme et métamorphisme des roches intrusives calco-alkalines du Carbonifère briançonnais entre Arc et Durance : minéralogie, pétrographie, géochimie. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 214 p.
- PIERROT R., PICOT P., POULAIN P.A. (1972) — Inventaire minéralogique de la France : Hautes-Alpes (05). Orléans : BRGM, 184 p.
- POLINO R. (1984) — Les séries océaniques du haut Val de Suse (Alpes cottiennes) : analyse des couvertures sédimentaires. *Ofioliti*, 9, p. 547-554.

- POLINO R. LEMOINE M. (1984) — Détritisme mixte d'origine continentale et océanique dans les sédiments jurassico-crétacés supraophiolitiques de la Téthys ligure : la série du Lago Nero (Alpes occidentales franco-italiennes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, n° 8, p. 359-364.
- POLINO R. MONTICELLI F., VACCARO D. (1983) — L'unité piémontaise Chaberton—Grand Hoche (Val Susa, Alpes occidentales) : évolution lithostratigraphique, assise structurale et rapports avec les complexes circostants. *Mem. Soc. Geol. It.*, 26, p. 489-498.
- POULAIN P.A. (1977) — Les eaux minérales et thermominérales dans le département des Hautes-Alpes. Thèse Université, Grenoble, 188 P.
- PUSSENOT C. (1930) — La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des Schistes lustrés entre l'Arc et le Guil. Grenoble : impr. Allier, 160 p.
- RAGUIN E. (1928) — Rectification de la détermination stratigraphique de certains schistes de la feuille Tignes. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 269-271.
- RAVENNE C, VIALLY R., RICHE P., TREMOLIERES P. (1987) — Sédimentation et tectonique dans le bassin marin Éocène supérieur et Oligocène des Alpes du Sud. *Rev. Inst. fr. pétrole*, vol. 42, n° 5, p. 529-553.
- SALLOT P. (1978) — Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse, Paris-Sud (Orsay), 221 p.
- SAURET B. (1986) — Mise en évidence de mouvements récents le long de la faille de la Durance s. s. Déformation des terrasses Würm de Villard-Meyer et de Mont-Dauphin (Hautes-Alpes). Note technique BRGM, SGN/GEG, n° 08/86, 38 p.
- SCHNEEGANS D. (1933) — Sur la découverte de nouveaux gisements de diplopores (Algues calcaires) dans le Trias de la zone du Briançonnais. *Trav. lab. géol. Grenoble*, t. 17, p. 59-73, 2 pl.
- SILVESTRE J.P. (1991) — Conseil régional Provence—Alpes—Côte-d'Azur. Thermalisme et minéralisme. Le thermalisme dans les Hautes-Alpes. Rapport final. Rapp. BRGM 89 R 33971 PAC 4S-91.
- SILVESTRE J.P., SEDAN O. (1989) — Conseil Régional Provence-Alpes—Côte-d'Azur. Thermalisme et minéralisme. Le thermalisme dans les Hautes-Alpes. Rapp. BRGM 89 SGN 690 PAC, 19 p., 9 fig., 3 tabl., 1 annexe.
- TARDI P. (1957) — Expériences sismiques dans les Alpes occidentales en 1956; résultats obtenus par le «groupe des explosions alpines». *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 244, n° 9, p. 1114-1119.
- TERMIER P. (1903) — Les montagnes entre Briançon et Vallouise. *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, 182 p.
- THOUVENOT F., FRECHET J., VIALON P., GUYOTON F., CATTANEO M. (1991) — Les séismes de Cervières (Hautes-Alpes) des 11 et 13 février 1991 : un coulissage dextre entre zones piémontaise et briançonnaise. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 312, n° 13, p. 1617-1624.

- TISSOT B. (1955) — Étude géologique des massifs du Grand-Galibier et des Cerces. *Trav. lab. géol. Grenoble*, t. 32, p. 111-193.
- TRICART J. (1958) — La crue de la mi-juin 1957 sur le Guil, l'Ubaye et la Cerveyrette. *Rev. géogr. alpine*, Grenoble, t. 46, 4, p. 565-627.
- TRICART P. (1975) — Les rétrocharrages dans les Alpes franco-italiennes : évolution des structures sur la transversale Embrunais—Queyras (Hautes-Alpes). *Sci. géol.*, Strasbourg, t. 28, p. 239-259.
- TRICART P. (1980) — Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Évolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse État, Strasbourg, 407 p.
- TRICART P. (1982) — Les marqueurs des mouvements verticaux du socle aux abords du massif du Pelvoux (Alpes occidentales). *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, vol. 23, p. 289-300.
- TRICART P. (1984) — From passive margin to continental collision: a tectonic scénario for the western Alps. *Amer. J. Sci.*, vol. 284, p. 97-120.
- TRICART P. (1986) — Le chevauchement de la zone Briançonnaise au Sud-Est du Pelvoux : clé des rapports zone externe—zones internes dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, t. 2, 2, p. 233-244.
- TRICART P., BOURBON M., CHENET Y., GROS P., DELORME M., DUMONT T. GRACIANSKY P.C. (de), LEMOINE M., MEGARD-GALLI J., RICHIEZ M. (1988) — Tectonique synsédimentaire triasico-ju-rassique et rifting téthysien dans la nappe Briançonnaise de Peyre-Haute (Alpes occidentales). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, t. 4, p. 669-680.
- TRICART P., CARON J., GAY M., VIALON P. (1977) — Relais de schistosité, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 19, n° 4, p. 873-881.
- TRICART P., DUMONT T., LEMOINE M. (1985) — Évolution d'une portion de marge continentale : blocs basculés alpins dans la nappe prépiémontaise de Rochebrune (Alpes occidentales). *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, 26-1, p. 3-17.
- TRICART P., LEMOINE M. (1986a) — From faulted blocks to megamullions and megaboudins : Tethyan heritage in the structure of the western Alps. *Tectonics*, vol. 5, 1, p. 95-118.
- TRICART P., LEMOINE M. (1986b) — Mégaboudinage alpin et fracturation téthysienne dans les Schistes lustrés piémontais à l'Ouest du mont Viso (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, t. 302, p. 599-604.
- TRICART P., LEMOINE M. (1988) — À l'origine de la structure des Schistes lustrés à ophiolites du Queyras (Alpes françaises) : un mode atypique d'obturation, conséquence de la structure particulière de la croûte océanique ligurienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, t. 306, p. 301-306.
- TRICART P., LEMOINE M. (1991) — The Queyras ophiolite west of Monte-Viso (western Alps) : indicator of a peculiar ocean floor in the Mesozoic Tethys. *J. Geodynamics*, vol. 13, 2-4, p. 163-181.

- VERNET J. (1965) — La zone « Pelvoux—Argentera ». *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 275, t. 60, p. 131-424, 2 pi.
- VITTOZ P., COSTARELLA R., VIVIER G., OLIVER R. (1987) — Typologie des granitoïdes hercyniens et zonation magmatique dans le massif du Haut-Dauphiné. *Géol. alpine*, t. 63, p. 119-136.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

- On peut consulter tous documents et échantillons à :
- BRGM, service géologique régional Provence-Alpes-Côte-d'Azur, route Léon-Lachamp, domaine de Luminy, 13009 Marseille;
 - BRGM, Service géologique national, avenue de Concyr, 45060 Orléans ;
 - Institut Dolomieu, université Joseph-Fourier, 15, rue Maurice-Gignoux, 38031 Grenoble.
 - École des mines, 35, rue Saint-Honoré, 75305 Fontainebleau.
 - Centre briançonnais de géologie alpine, 35, rue Pasteur, 05100 Briançon ;
 - Société géologique et minière de Briançon, mairie de 05330 Saint-Chaffrey.

AUTEURS

- J.C. BARFÉTY, M. LEMOINE, P.C. DE GRACIANSKY, P. TRICART : rédaction et coordination d'ensemble.
- D. MERCIER : Houiller briançonnais.
- A. PÊCHER : socle.
- S. AMAUDRIC DU CHAFFAUT : écailles intermédiaires au Nord du Montgenèvre.
- T. DUMONT : Piémontais (Rochebrune).
- J. BERTRAND, P. NIEVERGELT : ophiolite du Chenaillet.
- G. MONJUVENT : Quaternaire.
- B. GOFFÉ, J.R. KIÉNAST, C. MEVEL : métamorphisme.
- M. GRAVOST : hydrogéologie.
- B. SAURET, P. GODEFROY, C. MARTIN : sismicité.

Présentation au CCGF : 24 mars 1992.

Acceptation de la carte et de la notice : 25 novembre 1993.

Impression de la carte : 1996.

Impression de la notice : décembre 1995.

Légende du schéma structural et des coupes tectoniques

DAUPHINOIS

- Cénozoïque (Éocène - Oligocène)
- Mésozoïque (Trias - Jurassique)
- Socle cristallin

SUBBRIANÇONNAIS

- Trias à Éocène - Oligocène

NAPPES BRIANÇONNAISES
Terrains mésozoïques carbonatés ou "nappes de couverture"

Briançonnais occidental

- Roche Charnière (nappe briançonnaise frontale)
- Tête d'Aval - Tête du Grand-Pré (2e écaïlle, Champcella)
- Tête d'Amont - crête de la Balme - Mélézin (3e écaïlle, digitation des Aiguillons)
- Unité de Tête Noire - Grand-Aréa
- Peyre-Haute (à Trias supérieur et Jurassique inférieur)

Briançonnais oriental

- Unité de Roche Gauthier - Croix de Bretagne
- Unités Grande-Peyrolle, forts de Briançon, Infernet, Grande-Maye, crêtes des Granges et de Burguet (à Trias supérieur et Jurassique moyen)
- Unités de l'Enlon - Granon - Terre-Rouge
- Unités de Pécé - fort de la Lauzette, Peygu, les Loubatières - Arpelin
- Olistostrome (schistes à lentilles resédimentées reposant sur les différentes nappes briançonnaises) avec le conglomérat de l'Eychaуда

Terrains siliciclastiques ou "semelle siliceuse" ou "zone houillère"

- Permo-Trias
- Carbonifère

ÉCAILLES INTERMÉDIAIRES (y compris 4e écaïlle) et écaïlles d'origine incertaine (Clot des Fonds, Val-des-Près, le Rosier, pont Baldy)

- Socle cristallin et sédiments (allant du Permien à l'Éocène)

***SCHISTES LUSTRÉS* PIÉMONTAIS**
Unités piémontaises (ou de marge continentale)

- Chalvet, Chaberton, Janus, fenêtre de Gimont *p.p.*
- Lasseron, lambeau de la Lause
- Rochebrune
- Bois des Coins (dans la fenêtre de Cervières)

Unités ligures ou liguro-piémontaises (dites océaniques)

- Lago Nero, Replatte du Gondran, Monte Cruzore, Monte Corbioun, fenêtre de Gimont *p.p.*
- Lac des Cordes, Queyras
- Chenaillet
- Complexe de Cervières (dans la fenêtre de Cervières) - col de Prafauchier

Gypses, cargneules

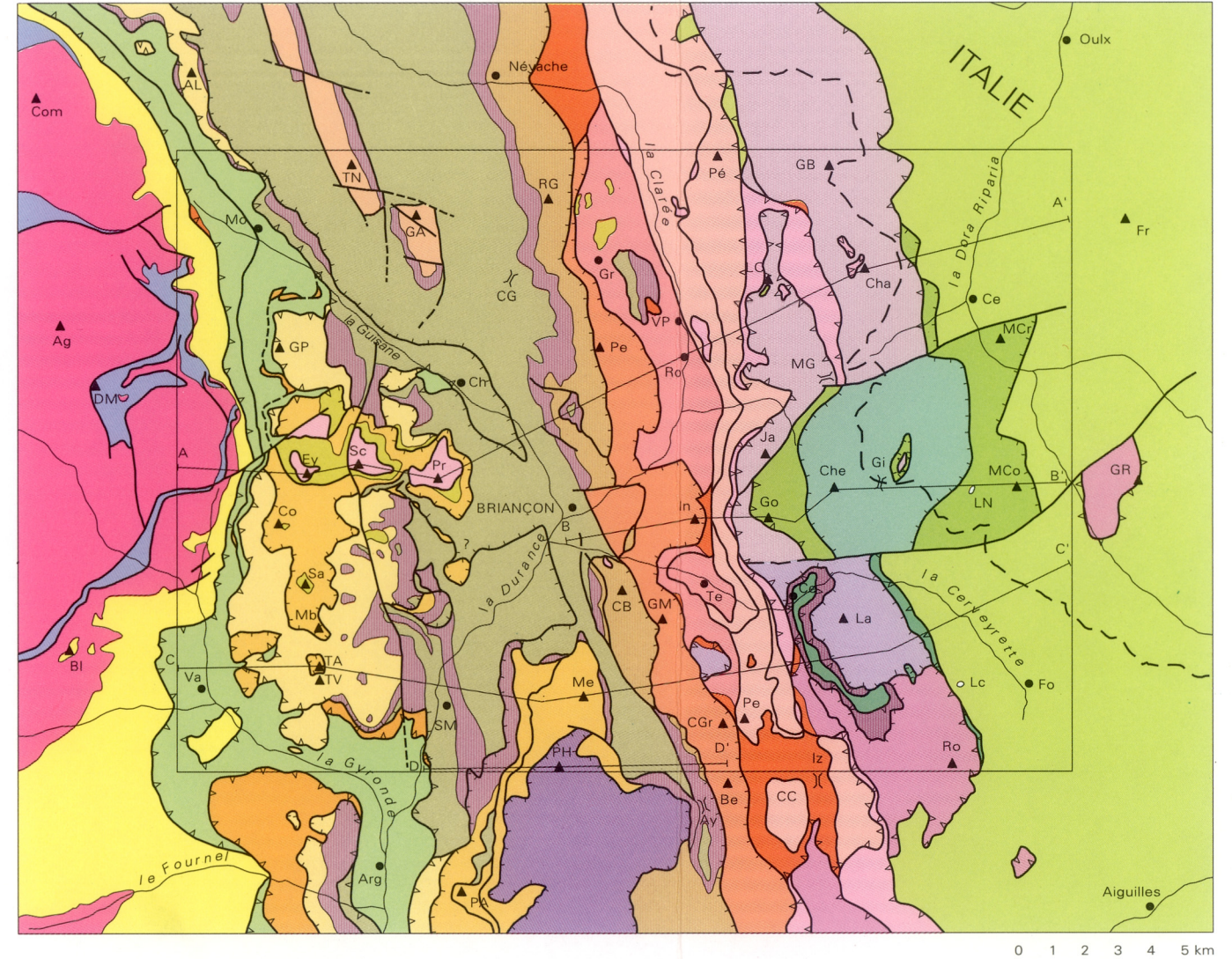
Limites de nappes majeures (anciennes limites paléogéographiques)

Limites d'unités tectoniques

Tracés des coupes tectoniques schématiques

Frontière franco-italienne

Schéma structural



Liste des abréviations (schéma structural et coupes tectoniques)

Com : Le Combeynot	Co : La Condamine	Ro : Le Rosier	CC : Clot la Cime	Gi : Col de Gimont	Ag : Les Agneaux	Sa : Le Sablier	Pé : Pointe de Pécé	Iz : Col d'Izoard	LN : Lago Nero
DM : Dôme du Monétier	Mb : Pic de Montbrison	Ch : Chantemerle	GB : Rochers des Grands-Becs	Fr : Monte Fraiteve	Bl : La Blanche	TA : Tête d'Amont	SM : St-Martin-de-Queyrières	LC : Le Chalvet	MCr : Monte Cruzore
Mo : Le Monétier-les-Bains	TV : Tête d'Aval	In : L'Infernet	Cha : Mont Chaberton	Mco : Monte Corbioun	Va : Vallouise	TN : Tête Noire	CB : Croix de Bretagne	MG : Col du Montgenèvre	GR : Grand-Roc
Arg : L'Argentière-la-Bessée	GA : Grand-Aréa	Me : Le Mélézin	GO : Cime du Gondran	Lc : Lac des Cordes	AL : L'Aiguillette du Lauzet	CG : Col de Granon	PH : Peyre-Haute	Ce : Cervières	PA : Tête du Puy (ou des Aiguillons)
GP : Tête du Grand-Pré	RG : Roche Gauthier	Te : Terre-Rouge	La : Le Lasseron	GM : La Grande-Maye	Ey : L'Eychaуда	Gr : Granon	CGr : Crête des Granges	Ro : Pic de Rochebrune	Ja : Janus
Sc : Serre Chevalier	Pe : Crête de Peyrolle	Be : Pic de Beaudouis	Ce : Cesana-Torinese	Fo : Les Fonds	Pr : Le Prorrel	VP : Val-des-Près	Pe : Pointe Peygu	Che : Le Chenaillet	fn : Flysch noir

Coupes tectoniques

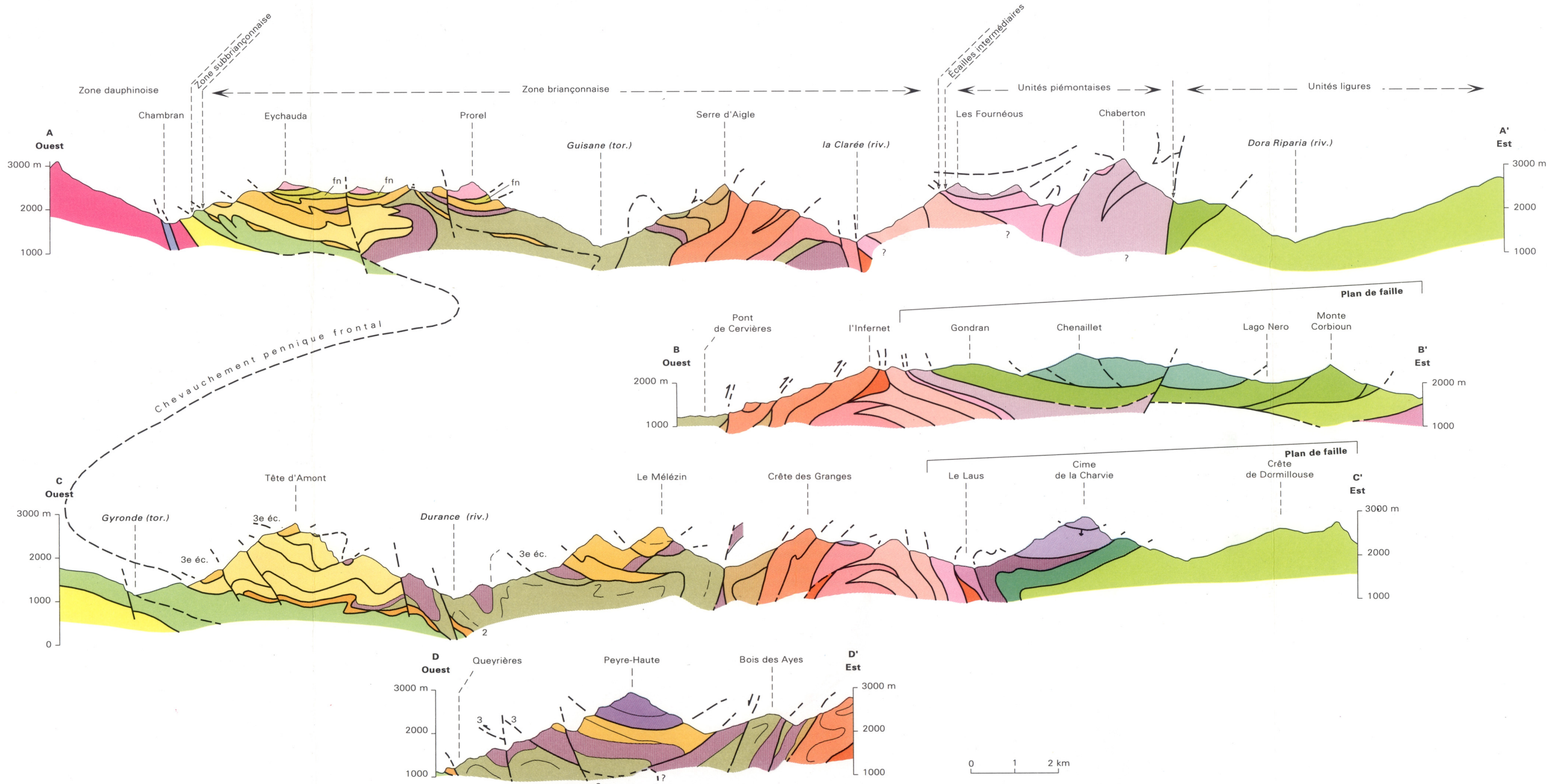
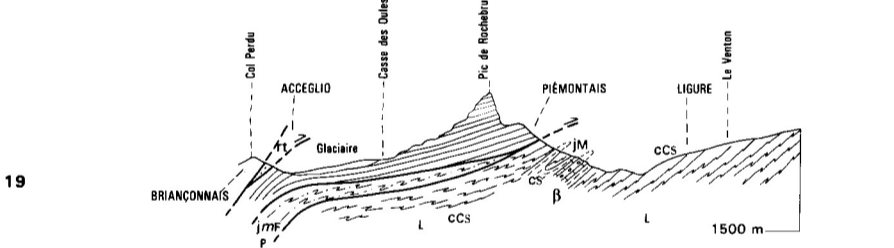
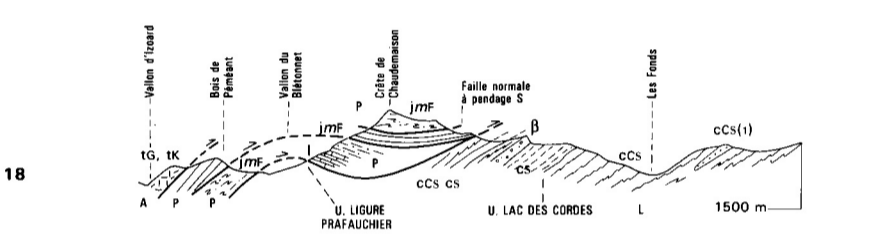
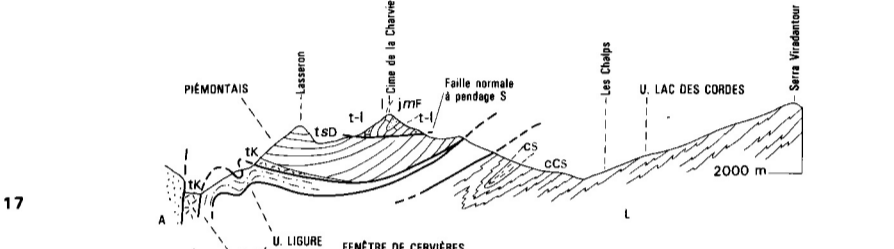
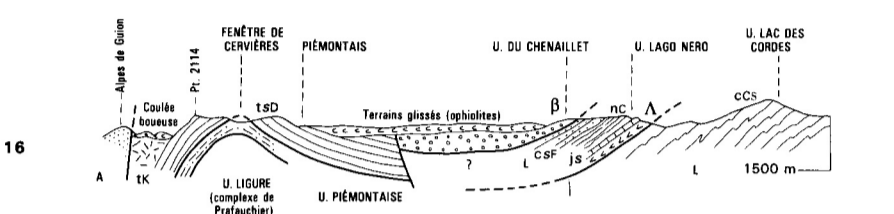
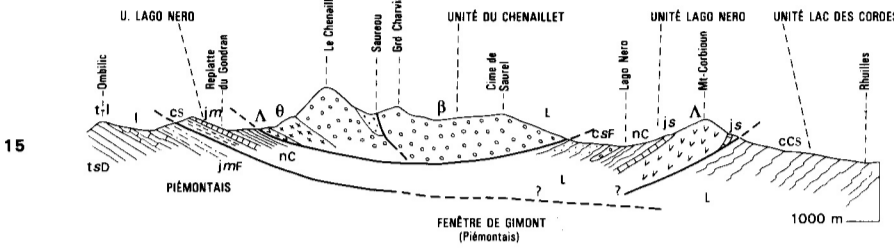
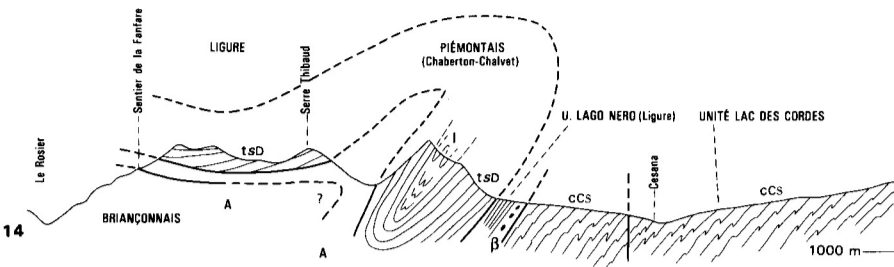
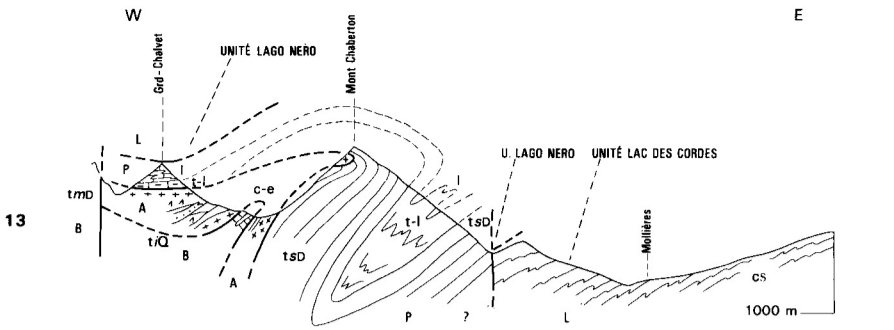


Fig. 18 - Coupes structurales du secteur est de la carte
(coupes 13 à 20)

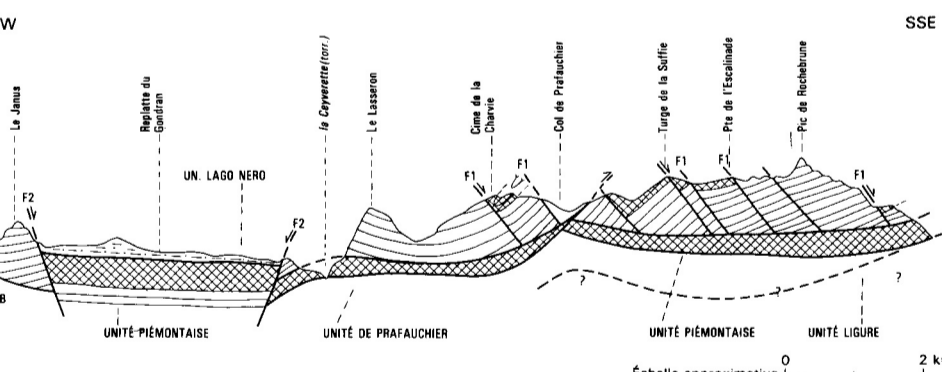
LÉGENDE COMMUNE
À L'ENSEMBLE DES COUPES STRUCTURALES
(Les notations sont celles de la légende de la carte)



0 2 km
Échelle approximative

A : zone d'Acceglio ou zone des écailles intermédiaires
P : unité piémontaise

L : unité ligure
B : zone Briançonnaise



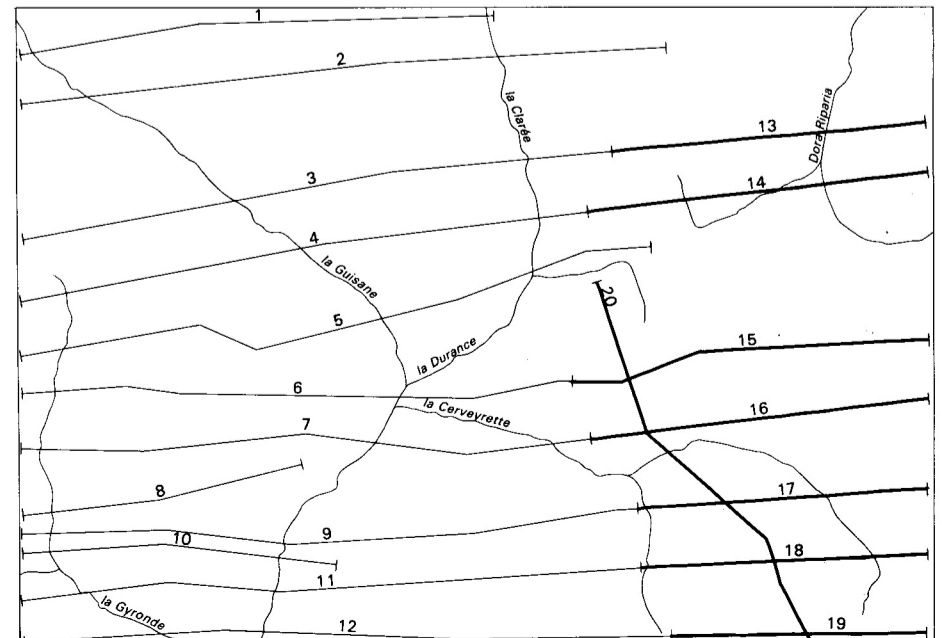
Post-Norien (t-l, l, jmf) } unités piémontaises
Norien (tsd) }

Unité de Prafauchier (jΛ) = unité ligure

Unité du Lago Nero-Replatte (cs, ccs, csf)

F1 : faille normale antérieure au rôtrocharriage
F2 : faille normale postérieure au rôtrocharriage

Coupe schématique en long du chaînon de Rochebrune



Plan de localisation des coupes structurales

QUATERNAIRE	
[Symbol]	Quaternaire indifférencié
[Symbol]	Tufs du Monétier
DAUPHINOIS	
[Symbol]	e0
[Symbol]	e7G
[Symbol]	e7
[Symbol]	eN
[Symbol]	j2-4
[Symbol]	IC
[Symbol]	TD
[Symbol]	TQ
[Symbol]	ξ
SUBBRIANÇONNAIS	
[Symbol]	e0
[Symbol]	c-e
[Symbol]	js
[Symbol]	jm-s
[Symbol]	jm
[Symbol]	TD
[Symbol]	TG
BRIANÇONNAIS	
[Symbol]	e0, e-gBr
[Symbol]	c-e
[Symbol]	j-n
[Symbol]	jBr
[Symbol]	jm-s
[Symbol]	jm
[Symbol]	t9, IC
[Symbol]	ts
[Symbol]	tMD
[Symbol]	tMC
[Symbol]	tS
[Symbol]	tQ
[Symbol]	rt
[Symbol]	μη³
[Symbol]	h3, h3C, h4a, h5 (-h5cg)
[Symbol]	TG, TK
ÉCAILLES INTERMÉDIAIRES	
[Symbol]	j-eBr
[Symbol]	j-c
[Symbol]	js
[Symbol]	jm
[Symbol]	tm
[Symbol]	tQ
[Symbol]	ξ
[Symbol]	TG
"SCHISTES LUSTRÉS PIÉMONTAIS"	
[Symbol]	jmf
[Symbol]	l
[Symbol]	t-l
[Symbol]	tsd
[Symbol]	TG, TK
[Symbol]	csf
[Symbol]	ccs, ccs(1)
[Symbol]	cs, csG
[Symbol]	nc
[Symbol]	jm
[Symbol]	jR
[Symbol]	jΛ
[Symbol]	β
[Symbol]	θ
[Symbol]	Λ

Unités piémontaises (marge continentale)

Unités ligures (océan)

Plancher océanique (ophiolites)

Fig. 17 - Coupes structurales du secteur ouest de la carte
(coupes 1 à 12)

