



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

NÉVACHE – BARDONECCHIA – MODANE

NÉVACHE – BARDONECCHIA – MODANE

La carte géologique à 1/50 000
NÉVACHE – BARDONECCHIA – MODANE est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
au Nord-Ouest : SAINT-JEAN-DE-MAURIENNE (N° 179)
au Nord-Est : BONNEVAL – TIGNES (N° 179 bis)
au Sud-Ouest : BRIANÇON (N° 189)

par

J.-C. BARFÉTY, R. POLINO,
D. MERCIER, R. CABY,
J.-C. FOURNEAUX

Saint-Jean-de-Maurienne	Modane	Lanslebourg
	NÉVACHE	
La Grave		
Saint-Christophe-en-Oisans	Briançon	

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 36009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.

COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

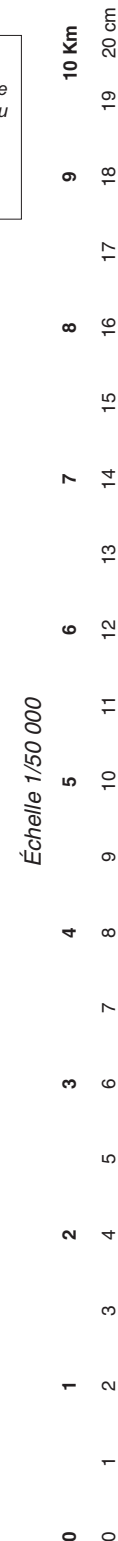
Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; *Membres* : J.-P. BARBEY,
T. BAUDIN, M. BRUNEL, J.-L. DURVILLE, M. FAURE,
D. GRANDPERRIN, P. GUENNOC, F. GUILLOCHEAU,
F. HANOT, P. LEDRU, J. LE MÉTOUR, J. MARCOUX,
D. MARQUER, P. NEHLIG, P. ROSSI, J. THIERRY, D. VASLET,
R. WYNS

Les recommandations pour faire référence à ce document
se trouvent en page 2 de la notice

Achevé d'imprimer par
par OUDIN Imprimeur
Poitiers (France)



Dépôt légal N° 1832
Décembre 2006



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
NÉVACHE - BARDONECCHIA - MODANE À 1/50 000**

par

**J.-C. BARFÉTY, R. POLINO, D. MERCIER, R. CABY,
J.-C. FOURNEAUX**

**avec la collaboration de
F. DELA PIERRE, R. FABRE, G. FIORASO**

2006

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– pour la carte : BARFÉTY J.-C., POLINO R., MERCIER D., DELA PIERRE F., FIORASO G., GIARDINO M., CABY R., FABRE R. (2006) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Névache - Bardonecchia - Modane (799). Orléans : BRGM. Notice explicative par Barfêty J.-C., Polino R., Mercier D., Caby R., Fourneaux J.-C., avec la collaboration de Dela Pierre F., Fioraso G. (2006), 160 p.

– pour la notice : BARFÉTY J.-C., POLINO R., MERCIER D., CABY R., FOURNEAUX J.-C., avec la collaboration de DELA PIERRE F., FABRE R., FIORASO G. (2006) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Névache - Bardonecchia - Modane (799). Orléans : BRGM, 160 p. Carte géologique par Barfêty J.-C., Polino R., Mercier D., Dela Pierre F., Fioraso G., Giardino M., Caby R., Fabre R. (2006).

© BRGM, 2006. 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 10 : 2-7159-1799-6
ISBN 13 : 978-2-7159-1799-6

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	11
INTRODUCTION	17
<i>CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE</i>	17
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION</i>	
<i>DE LA CARTE</i>	19
Zone subbriançonnaise	20
Zone briançonnaise	20
Zone piémontaise externe	26
Zone ligure (Zone liguro-piémontaise)	27
Nappe des gypses	29
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS ET CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT</i>	
<i>DE LA CARTE</i>	29
DESCRIPTION DES TERRAINS	31
<i>UNITÉS SUBBRIANÇONNAISES (ZONE SUBBRIANÇONNAISE)</i>	31
<i>UNITÉS BRIANÇONNAISES : BRIANÇONNAIS EXTERNE (ZONE</i> <i>HOUILLÈRE) ET BRIANÇONNAIS INTERNE (ZONE DU SAPEY,</i> <i>ZONE DES ÉCAILLES INTERMÉDIAIRES, ZONE VANOISE –</i> <i>AMBIN Y COMPRIS L'UNITÉ DU VALLONETTO DANS</i> <i>LE MASSIF D'AMBIN)</i>	33
Socle anté-namurien du Briançonnais interne : massif d'Ambin	33
Socle anté-namurien du Briançonnais interne : Unités de Vanoise, Zone du Sapey, Zone des Écailles intermédiaires	36
Terrains du Paléozoïque supérieur (Houiller – Permien)	38
Terrains mésozoïques et cénozoïques	46
<i>UNITÉS PIÉMONTAISES EXTERNES (UNITÉ DU CHABERTON –</i> <i>GRANDE HOCHÉ – GRAND ARGENTIER ET UNITÉ DE</i> <i>VALFREDDA DANS LE MASSIF D'AMBIN) ou ZONE</i> <i>DES « SCHISTES LUSTRÉS PIÉMONTAIS » AUCT. p.p. ou</i> <i>« UNITÉ PIÉMONTAISE DE MARGE CONTINENTALE »</i>	66
<i>UNITÉS LIGURES (UNITÉS DE PUY, DE LA ROCHE DE L'AIGLE,</i> <i>DU VIN VERT, DU LAGO NERO) ou UNITÉS PIÉMONTAISES</i> <i>INTERNES ou ZONE LIGURE ou ZONE DES « SCHISTES</i> <i>LUSTRÉS PIÉMONTAIS » p.p. ou UNITÉS PIÉMONTAISES</i> <i>À FOND OCÉANIQUE</i>	70

Caractères des unités tectono-stratigraphiques définies sur la feuille Bardonecchia	71
Description des terrains ligures	74
<i>UNITÉS DES GYPSES ou ZONE DES GYPSES : NAPPE DES GYPSES</i>	80
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	81
<i>TERRAINS QUATERNAIRES</i>	81
Formations d'âge varié et phénomènes quaternaires divers	81
Würm (Pléistocène supérieur, 130 000 à 10 000 ans)	85
Holocène (10 000 ans) – Actuel	92
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	95
<i>TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE</i>	95
Exemples de paléostructures relevés en domaine Briançonnais	98
<i>STRUCTURES TECTONIQUES ALPINES</i>	99
Unités subbriançonnaises	99
Unités Briançonnaises	100
Unités piémontaises externes	107
Unités ligures	107
Accidents tardifs E-W et N-S	109
<i>MÉTAMORPHISME</i>	109
Zone Briançonnaise externe (ou Zone houillère)	111
Zone Briançonnaise interne	111
Zone piémontaise externe	113
Zone liguro-piémontaise à ophiolites	114
<i>NÉOTECTONIQUE ET DÉFORMATIONS GRAVITAIRES DE VERSANT</i>	116
Évolution récente de la chaîne (néotectonique)	116
Déformations gravitaires profondes de versant	117
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE ET SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE RÉGIONALE	119
<i>ÉVOLUTION PRÉ-ALPINE</i>	119
<i>HISTOIRE ALPINE</i>	121
Origine du Piémontais externe	124
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	124
<i>HYDROGÉOLOGIE – RESSOURCES EN EAU DU SOUS-SOL</i>	124
Le bassin de la Durance	124
Le bassin du Pô (Dora di Bardonecchia et Dora Riparia)	126
Le bassin de l'Arc	128

<i>RISQUES NATURELS</i>	130
Crues torrentielles et inondations	130
Mouvements de terrain – Stabilité des versants –	
Caractéristiques géotechniques des terrains	131
<i>SUBSTANCES UTILES – CARRIÈRES</i>	135
Matériaux	135
Charbon (Côte Velin) et graphite (Chardonnet)	136
Gîtes métallifères (Pb, Zn, Ag, Cu, Fe, Cr)	137
<i>GRANDS TRAVAUX ET TRAVAUX SOUTERRAINS</i>	140
Aménagement hydroélectrique de Bissorte (1935,	
modernisé en 1988)	140
Aménagement du Mont Cenis (mis en service en 1968-1969)	141
Tunnels ferroviaire et routier du Fréjus	142
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	143
<i>SONDAGES</i>	143
Liaison à Grande Vitesse (LGV) Lyon - Turin	143
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	146
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	146
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	159
AUTEURS	160

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Cadre oro-hydrographique de la carte Névache – Bardonecchia – Modane	16
Fig. 2 - Situation géologique de la carte Névache – Bardonecchia – Modane dans les Alpes occidentales	18
Fig. 3 - Répartition des leviers	28
Fig. 4 - Coupe synthétique du Trias briançonnais	48
Fig. 5 - Structure actuelle de la crête des Béraudes et rôle de la paléotectonique jurassique-crétacé d'après une vue prise du Nord vers le Sud	96
Fig. 6 - Coupes tectoniques des unités subbriançonnaises et briançonnaises externes	hors-texte
Fig. 7 - Coupes tectoniques des unités briançonnaises externes, internes et piémontaises au Nord de la carte	hors-texte
Fig. 8 - Coupes tectoniques des unités briançonnaises externes, internes et piémontaises au Sud de la carte	hors-texte

Fig. 9 - Coupes tectoniques des unités piémontaises et ligures (d'après la carte Bardonecchia, 2002)	106
Fig. 10 - Carte schématique du métamorphisme alpin sur la feuille Névache – Bardonecchia – Modane et environs	110
Fig. 11 - Carte de situation des sondages réalisés (1990-2003) pour la LGV (Liaison Grande Vitesse) Lyon-Turin (d'après les documents Alpetunnel)	144

RÉSUMÉ

La feuille Névache – Bardonecchia – Modane est une carte transfrontalière et utilise pour la partie italienne les levés de la feuille Bardonecchia très récemment publiée (Polino *et al.*, 2002).

Elle se situe entre Briançon au Sud, Modane au Nord, La Grave à l'Ouest et recouvre deux bassins versants : la haute vallée de la Clarée avec le village de Névache et le bassin de Bardonecchia où confluent, principalement, les vallons de Rochemolles et de Vallée Étroite (rattaché à la commune de Névache, en 1947).

La carte Névache englobe aussi le haut du versant rive gauche de l'Arc entre le massif du Thabor et le Vallon d'Etache auquel on a choisi d'adjoindre le fond de vallée et les basses pentes de rive droite de l'Arc, appartenant à la coupure Modane ; la présente feuille est donc de dimensions supérieures à celles d'une coupure ordinaire.

Cette option permet de mieux appréhender les relations entre pays briançonnais et Vanoise de part et d'autre de la vallée de l'Arc (qui provoque un large hiatus topographique) et de bien mettre en évidence le rôle de la zone du Sapey, non individualisée jusqu'à présent, à la limite Briançonnais externe – Briançonnais interne.

La feuille Névache – Bardonecchia – Modane, en pays très montagneux, intéresse uniquement les zones alpines internes, témoignant de la paléogéographie des marges continentales - zones subbriançonnaise avec un minuscule lambeau dans l'angle sud-ouest (que nous ne décrirons pas dans ce résumé), briançonnaise et piémontaise externe) - et de l'océan téthysien (zone ligure ou des Schistes lustrés ligures).

UNITÉS DE MARGE CONTINENTALE

Zone briançonnaise

Les nappes briançonnaises occupent la moitié de la surface de la feuille et se répartissent entre la *zone briançonnaise externe* dont le substratum est formé de sédiments houillers, dépourvue de socle cristallin, d'où le nom également de *zone houillère briançonnaise* et la *zone briançonnaise interne* possédant un socle cristallin ancien, d'âge anténamurien ; elles sont séparées par un accident majeur : l'accident Clarée-Sapey.

Les terrains houillers, largement représentés sur toute la moitié ouest de la carte, forment deux unités chevauchantes : unité inférieure à l'Ouest (Col du Chardonnet, Roche Château, Roche Noire, vallon de Bissorte), unité supérieure à l'Est (Rochers de la Tempête, Roche du Chardonnet,

Crête des Sarrasins), séparées par l'accident des Drayères, reconnu à travers toute la feuille (ne se poursuivant pas dans la vallée de l'Arc) et sans doute calqué sur un accident antéalpin. La série permienne est exceptionnellement développée au fond de la vallée de la Clarée, dans le massif des Rochilles (conglomérats éo et néopermiens).

La couverture mésozoïque, ployée en synclinaux déversés à l'Ouest (unités occidentales : Aiguillette du Lauzet, massif des Cerces-Queyrellin), puis à l'Est (unités orientales : Grande Chalanche, Pointe de l'Enfourant, Mont Thabor, Mounioz) de part et d'autre d'un anticlinorium houiller, tend à disparaître vers le Nord à cause de la montée axiale des structures. Le matériel est surtout quartzeux (Trias inférieur) et dolomitique (Trias moyen) ou calcschisteux (Néocrétacé).

L'accident Clarée-Sapey, situé en rive droite de la Clarée, puis en Vallée Etroite, dans le vallon du Charmaix, aux Fourneaux, au Fort du Sapey, au Col de Chavière, se poursuit bien au Nord de la feuille Modane jusqu'au Ruitor ; au Sud il correspond à la « faille de la Clarée » (Briançon). Il chevauche (la vergence actuelle est due au rétrodéversement) la zone houillère avec des écailles de socle (« gneiss du Sapey ») directement raviné par le Permien et de Mésozoïque mais jamais de Houiller. Il correspond donc à un contact majeur, ancien car il sépare des domaines paléogéographiques différents et permet d'individualiser une « zone du Sapey » proche du Briançonnais interne de Vanoise et non plus de la zone houillère, comme cela était admis encore récemment). L'affleurement le plus large de socle est le massif du Sapey et c'est dans le versant de Fourneaux qu'une datation (450-480 Ma = Ordovicien) a été faite (roche rapportée auparavant au Permien).

Au Briançonnais interne correspond au Nord les massifs siliceux (Permien et Trias inférieur), avec des lames de cristallin, de la vallée de l'Arc à l'amont de Modane puis au Sud les massifs carbonatés d'Arrondaz, Petit Argentier, le Clos au-dessus du Lavoisier, Roche Bernaude, massif des Rois Mages - Aiguille Rouge, Sommet de Guiau, puis sur la feuille Briançon les massifs de rive gauche de la Clarée (rapportés jusqu'à présent aux unités orientales du Briançonnais externe). Sur leur dos, en position rétrodéversée, des témoins cristallins de l'unité du Sapey existent, notamment au Col de Fontaine Froide et près du sommet de Roche Bernaude. Ces massifs calcaires sont constitués de deux nappes reployées ensemble, sans intercalations de matériels siliceux, ce qui témoigne de décollements précoces et de mise en place en plusieurs temps : unité inférieure à l'Ouest, unité supérieure à l'Est que l'on suit, toutes deux, jusqu'au col d'Izoard au moins.

Le métamorphisme de la zone briançonnaise interne est plus fort que celui de la zone houillère, ce qui souligne, l'importance de l'accident

Clarée-Sapey, correspondant à une saute brusque des conditions de pression et température.

Les Ecailles intermédiaires, entité géologique des Alpes du Sud, ne sont plus représentées ici que par de rares témoins : lames de socle (le plus souvent), bien circonscrites, jalonnant le contact Briançonnais interne – Piémontais externe. Les auteurs les ont repérées du Sud au Nord en différentes localités : les Acles, versant nord du Col de l’Echelle, Sette Fontane (le Mélézet), Piano dei Morti, pied ouest du Grand Argentier, Chalets d’Arrondaz, la Norma. Au Nord de l’Arc elles se confondent avec les écailles cristallines (Amodon, le Barbier, Avrieux) prolongeant le massif Arpont – Chasseforêt (Briançonnais interne).

Le massif d’Ambin, au bord est de la carte, apparaît en fenêtre sous la nappe des Schistes lustrés et les levers, en grande partie en territoire italien, sont ceux de la carte Bardonecchia (2002). Le socle (Groupe d’Ambin), représenté par des métaconglomérats, quartzites, micaschiste, gneiss, serait d’âge anténamurien et non plus permohouiller ; la couverture montre directement sur le verrucano permien et les quartzites scythiens une série très réduite de type briançonnais (marbres d’Exilles, calcschistes de la Beaume rapportés au Crétacé supérieur). Dans le prolongement de celle-ci, nous pensons que « la vire werfénienne » de la Pointe de Bellecombe (au-dessus du torrent d’Ambin) est aussi d’âge néocrétacé et que la suite de la série appartient en fait à une unité sus-jacente : *l’unité du Vallonetto* (également d’affinité briançonnaise) présente jusqu’à Oulx-Savouls et dessinant une auréole structurale, juste sous la nappe des Schistes ligures.

Zone piémontaise externe

Anciennement confondue dans l’ensemble « Schistes lustrés », elle se caractérise par une épaisse série carno-norienne surmontée de Rhétien, de Lias et d’une succession calcaréo-argileuse assez proche des dépôts briançonnais ; par contre les calcschistes crétacés ont un faciès ligure. Elle se retrouve dans deux massifs à cheval sur la frontière italienne : la Grande Hoche–Pointe de Cloutzau (Punta Clotesse), dans le haut vallon des Acles et le massif du Grand Argentier (Punta Nera) ; quelques lambeaux d’affleurements lui sont encore attribués dans le vallon de la Rhô (Piano dei Morti), au col d’Arrondaz et au Seuil (Valfréjus) ; en Maurienne elle n’est plus représentée, sauf peut-être dans de rares blocs-klippes au Bourget, Villarodin, Bramans.

L’unité de Valfreda dans le vallon éponyme, sur le flanc ouest du massif d’Ambin a une série comparable à celle de la Grande Hoche : dolomies noriennes, schistes et marbres noduleux rhétien-hettangiens, complexe schisteux jurassique-crétacé supérieur à niveaux de brèches (« Complexe

de Valfredda »).

Ces dépôts sont ceux d'une marge continentale ; leur degré de métamorphisme est très faible (anchizone), bien inférieur à celui des zones encadrantes.

Sur la patrie d'origine de la zone piémontaise externe, les avis diffèrent : pour les uns elle représente le passage des dépôts de la plate-forme briançonnaise à ceux de l'océan ligure (Lemoine, *in* Barfély *et al.*, 1995), pour d'autres, l'origine de ces unités, pincées et isolées le long de la suture Briançonnais - Ligure est à rechercher sur la marge apulienne, dans les unités austroalpines ou sudalpines (Barfély et Gidon, 1975 ; Mégard-Galli et Baud, 1977 ; Polino *et al.*, 1983 ; Caron *et al.*, 1984 et les auteurs de la carte).

UNITÉS OCÉANIQUES

Zone ligure

Dans les limites de la carte Névache – Bardonecchia – Modane les témoins du bassin océanique qui séparait les plaques européenne et insubrienne sont bien représentés par d'épaisses (en apparence) séries de calcschistes et plus ponctuellement par leur substratum basaltique. Durant les dernières décennies les analyses stratigraphiques et métamorphiques ont permis un découpage en unités.

L'unité du Lago Nero, définie sur Briançon, entre Cesana-Torinese et le Col de Bousson, est la plus largement représentée par une succession classique : gabbros, basaltes, prasinites, serpentinites suivis de radiolarites (Oxfordien), marbres clairs (Tithonien-Néocomien), calcaires à silicites (Formation de la Replatte, Crétacé inférieur), argilites noires et versicolores (Black-shales, « Crétacé moyen »), calcschistes gris à passées marmoréennes ou détritiques avec métaquartzites, brèches, olistolites (Crétacé supérieur). Le faciès métamorphique est celui des Schistes bleus, à lawsonite et glaucophane, repris en faciès Schistes verts. Cette unité forme l'ensemble des montagnes entre Modane et Bardonecchia et est traversée par les tunnels autoroutier et ferroviaire du Fréjus.

L'unité de l'Aigle est présente sous l'unité précédente de la vallée de Bardonecchia au vallon d'Etache où on ne l'individualise plus ; ce sont surtout des calcschistes carbonatés avec des niveaux de quartzites, des marbres, des schistes noirs, des brèches, des Roches vertes dont l'origine est incertaine : olistolites ou brèches tectoniques. Le métamorphisme est toujours Schistes bleus de basse température, mais à épidote et glaucophane, repris en Schistes verts.

L'unité du Vin Vert du mont éponyme, limitée à ce sommet par deux failles verticales et entre l'unité du Vallonetto et l'unité de l'Aigle, montre des calcschistes à intercalations de métaquartzites, calcaires blancs et serpentinites (olistolites ?) sous un faciès Schistes bleus à lawsonite et glaucophane.

L'unité de Puys apparaissant au Sud de Bardonecchia et au-delà d'une faille verticale, sous l'unité du Lago Nero, est constituée de calcschistes monotones où les différenciations lithologiques sont peu marquées avec de rares intercalations de quartzites et de schistes noirs ou de marbres gris à patine ocre ; elle ne peut être rattachée avec certitude ni à une unité de marge, ni à une unité franchement océanique. Elle prolonge l'unité du Lac des Cordes – Queyras de la feuille Briançon où les caractères sont plus affirmés.

NAPPE DES GYPSES

La Nappe des gypses ou Zone des Gypses, sous les unités ligures, surtout observable dans la vallée de l'Arc, a servi en fait de coussinet de base, facilitant le déplacement et l'étalement de celles-ci ; on n'en connaît pas le domaine d'origine, sûrement un bassin carnien (briançonnais ?), âge attesté par les intercalations de schistes datés de cette époque à Bramans.

ABSTRACT

The Névache – Bardonecchia – Modane map area is a cross-border zone that, for the Italian side, uses the very recently published surveys of the Bardonecchia sheet (Polino *et al.*, 2002).

The area is located between Briançon to the south, Modane to the north and La Grave to the west, and covers two drainage basins: the upper Clarée valley with the village of Névache, and the Bardonecchia basin that is supplied mainly by the two small valleys of Rochemolles and Vallée Etroite (incorporated with the commune of Névache in 1947).

The Névache map area also includes the upper part of the left bank side of the Arc River between the Thabor massif and the Vallon d'Etache, with which we decided to include the valley bottom and the lower right bank of the Arc from the adjoining Modane map area; the current map area is thus larger than normal.

This option provides a better understanding of the relationships between the Briançonnais and Vanoise areas to either side of the Arc valley (which marks a major topographic hiatus). It also reveals the role played by the

Sapey zone (never before considered individually) at the boundary between the External and Internal Briançonnais.

The Névache – Bardonecchia – Modane area, covering extremely mountainous terrain, only concerns the internal Alps, reflecting the paleogeography of the continental margins – the Subbriançonnais, with a minute strip in the southwestern corner (not described in this abstract) – and the Tethys Ocean (Ligurian area or Ligurian “Schistes lustrés”).

CONTINENTAL MARGIN UNITS

Briançonnais Zone

Briançonnais nappes occupy half of the map area, being distributed between the *External Briançonnais Zone* with a substratum of coal beds and no crystalline basement, hence its alternative name of *Briançonnais Coal Zone*, and the *Internal Briançonnais Zone* with an old crystalline basement of pre-Namurian age. The two zones separated by the major Clarée – Sapey fault.

The “Houiller”, widely represented throughout the western half of the map area, comprises two overlapping units : the lower unit to the west (Col du Chardonnet, Roche Château, Roche Noire, Bissorte valley) and the upper unit to the east (Rochers de la Tempête, Roche du Chardonnet, Crête des Sarrasins) separated by the Drayères fault, which crosses the entire map area (although not continuing in the Arc valley) and almost certainly follows the trace of a pre-Alpine fault. The Permian sequence is exceptionally well developed in the Rochilles massif (Eo- and NeoPermian conglomerate) at the bottom of the Clarée valley.

The Mesozoic cover rocks, folded into synclines overturned to the west (western units: Aiguillette du Lauzet, Cerces-Queyrellin massif) then to the east (eastern units : Grande Chalanche, Pointe de l’Enfourant, Mont Thabor, Mounioz) on either side of a coal-bearing anticlinorium, tend to disappear northward as the structural axis rises. The rocks are mainly quartzose (Early Triassic) and dolomitic (Middle Triassic) or calcschistose (Neocretaceous).

The Clarée-Sapey fault, whose trace is seen on the right bank of the Clarée River, then in Vallée Etroite, the Charmaix valley, at Fourneaux, at Fort du Sapey and at the Col de Chavière, continues well to the north of the Modane map area up to Ruitor; to the south it corresponds to the “Clarée fault” of the Briançon map area. This fault, whose present vergence is due to backfolding, overthrusts the coal zone with slices of basement (“Sapey

gneiss”) that have been downcut directly by the Permian and the Mesozoic, but not by the “Houiller”. It thus corresponds to a ancient major contact separating different paleogeographic domains and makes it possible to individualize a “Sapey zone” closely related to the Vanoise internal Briançonnais and no longer to the houillère zone (as was assumed, even recently). The largest basement exposure is the Sapey massif that was dated on the Fourneaux side at 450-480 Ma (Ordovician); the rock had previously been assigned to the Permian.

The Internal Briançonnais here comprises the siliceous massifs (Permian and Early Triassic), with crystalline segments, in the Arc valley above Modane and, to the south, the carbonate massifs of Arrondaz, Petit Argentier, the Clos above the Lavoir, Roche Bernaude, the Rois Mages – Aiguille Rouge massif, the Sommet de Guiau, and then, in the Briançon map area, the massifs on the left bank of the Clarée (assigned until now to the eastern units of the external Briançonnais). On the ridge, in a backfolded position, crystalline outliers of the Sapey unit exist notably at the Col de Fontaine Froide and near the top of Roche Bernaude. These limestone massifs are made up of two nappes that have been folded together with no intercalation of siliceous matter, which indicates early décollements and a staged emplacement: lower unit to the west, upper unit to the east, both of which can be followed at least as far as the Col d’Izoard.

Metamorphism in the Internal Briançonnais Zone was stronger than that in the zone houillère, which shows the importance of the Clarée-Sapey fault, corresponding to an abrupt change in pressure and temperature conditions.

The Ecailles intermédiaires, a geological unit of the Southern Alps, are only represented here by rare outliers: well delimited basement segments (generally) along the contact between the Internal Briançonnais and External Piedmont zones. The authors have located them in various places from south to north: Acles, northern side of the Col de l’Echelle, Sette Fontane (Mélézet), Piano dei Morti, western foot of the Grand Argentier, Chalets d’Arrondaz, Norma. To the north of the Arc they are mixed in with the crystalline basement slices (Amodon, Barbier, Avrieux) that extend the Arpont – Chasseforêt massif (internal Briançonnais).

The Ambin massif, at the eastern edge of the map area, appears in a window below the “Schistes lustrés” nappe and the mapping, largely in Italian territory, is taken from the Bardonecchia sheet (2002). The age of the basement (Ambin Group), comprising metaconglomerate, quartzite, micaschist and gneiss, is preNamurian and no longer permo-carboniferous; the cover includes a very thin Briançonnais-type succession (Exilles marble, Beaume calcschist assigned to the Late Cretaceous) directly overlying the Permian Verrucano and Scythian quartzites. In the extension

of this succession, we believe that the “Werfenian ledge” of the Pointe de Bellecombe (above the Ambin torrent) is also of neoCretaceous age and that the succession’s upward continuation is part of the overlying Vallonetto unit (also of Briançonnais affinity) that continues as far as Oulx-Savoulx and forms a structural aureole just below the Ligurian Schist nappe.

External Piedmont Zone

Previously included within the “Schistes lustrés” unit, the External Piedmont Zone is characterized by a thick Carnian-Norian succession overlain by the Rhaetian, the Lias and a calcareous clayey succession fairly similar to the Briançonnais deposits ; the Cretaceous calcschist, however, has a Ligurian facies. It occurs in two massifs on the Italian border: the Grande Hoche – Pointe de Cloutzau (Punta Clotesse) massif in the upper Acles valley and the Grand Argentier (Punta Nera) massif; a few exposed outliers are also attributed to it in the Rhô valley (Piano dei Morti), the Col d’Arrondaz and at Seuil (Valfréjus); it is no longer present in Maurienne, except maybe in rare klippe blocks at Bourget, Villarodin, Bramans.

The Valfredda unit, in the small valley of that name on the western side of the Ambin massif, has a succession comparable to that of the Grande Hoche: Norian dolomite, Rhaetian – Hettangian schist and nodular marble, Jurassic – Late Cretaceous schist complex with breccia intervals (Valfredda Complex”).

These are continental margin deposits; their degree of metamorphism is very weak (anchizone), much lower than that of the surrounding area.

Opinions differ concerning the origin of the External Piedmont Zone: for some it represents the transition from Briançonnais shelf deposits to those of the Ligurian Ocean (Lemoine, *in* Barfety *et al.*, 1995); for others, the origin of these pinched units isolated along the Briançonnais – Ligurian suture is to be sought on the Apulian margin, in the Austroalpine or South Alpine units (Barfety and Gidon, 1975 ; Mégard-Galli and Baud, 1977 ; Polino *et al.*, 1983 ; Caron *et al.*, 1984 and the map authors).

OCEANIC UNITS

Ligurian Zone

The Névache – Bardonecchia – Modane map area contains outliers of oceanic basin that separated the European and Insubrian plates; these are well represented by (seemingly) thick successions of calcschist and, locally, by their basaltic substratum. Stratigraphic and metamorphic analyses carried out over the past few decades have made it possible to divide these outliers into

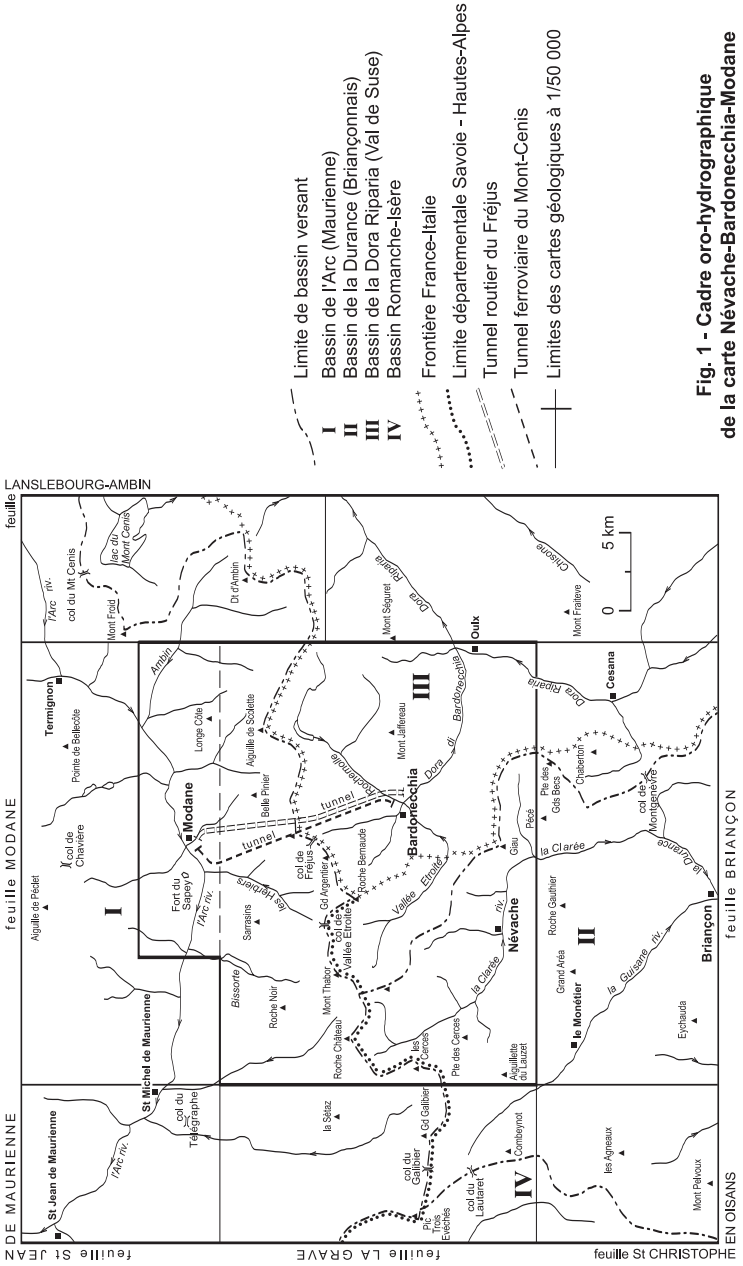


Fig. 1 - Cadre oro-hydrographique de la carte Névache-Bardonecchia-Modane

several units.

The Lago Nero unit, defined in the Briançon map area, between Cesana-Torinese and the Col de Bousson, is the most widely represented and shows a classic succession: gabbro, basalt, prasinite, serpentinite followed by radiolarite (Oxfordian), light-coloured marble (Tithonian-Neocomian), cherty limestone (Replatte Formation, Early Cretaceous), black and variegated argillite (“Middle Cretaceous” Black Shales), grey calcschist with marmoraceous or detrital intervals of metaquartzite, breccia, olistoliths (Late Cretaceous). The metamorphic pic is lawsonite bearing blueschist facies, retrograded to greenschist facies. This unit forms all the mountains crossed by the Fréjus road and railway tunnels between Modane and Bardonecchia.

The Aigle unit underlies the preceding unit from the Bardonecchia valley to the Etache valley where it can no longer be individualized ; it consists mainly of carbonate rich calcschist with intervals of quartzite, marble, black shale, breccia, ophiolites, whose origin is uncertain: olistoliths or tectonic breccias. The metamorphic pic is in the low-temperature epidote bearing blueschist facies, still retrograded to greenschist facies.

The Vin Vert unit of the mountain of the same name, restricted to this peak by two vertical faults and contained between the Vallonetto and Aigle units, shows calcschist with intercalations of metaquartzite, white limestone and serpentinite (olistoliths?) metamorphosed to blueschist facies with lawsonite and glaucophane.

The Puy unit appears below the Lago Nero unit to the south of Bardonecchia and beyond a vertical fault. It consists of monotonous calcschist, in which lithological differentiations are not obvious, with rare intercalations of quartzite and black shale or grey marble with an ochre patine; it cannot be assigned with any certainty to either a margin unit or a clearly oceanic unit. It extends the Lac des Cordes – Queyras unit of the Briançon map area where the features are more definite.

NAPPE DES GYPSES

The “Nappe des gypses” or Gypsum Zone, underlying the Ligurian units and mainly observable in the Arc valley, acted as a basal cushion facilitating the displacement and spread of these units. Its palaeogeographic position is unknown ; probably a Carnian basin (Briançonnais?). This age is confirmed by intercalations of shales dated from this period at Bramans.

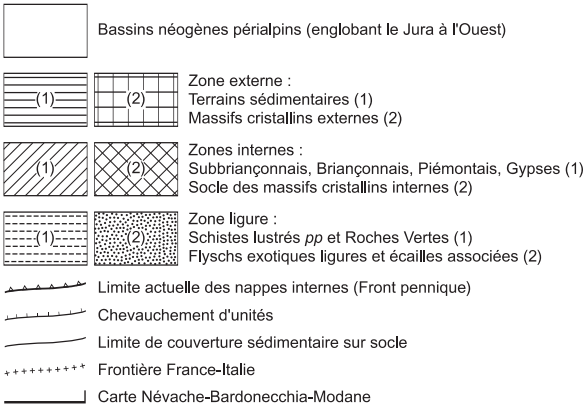
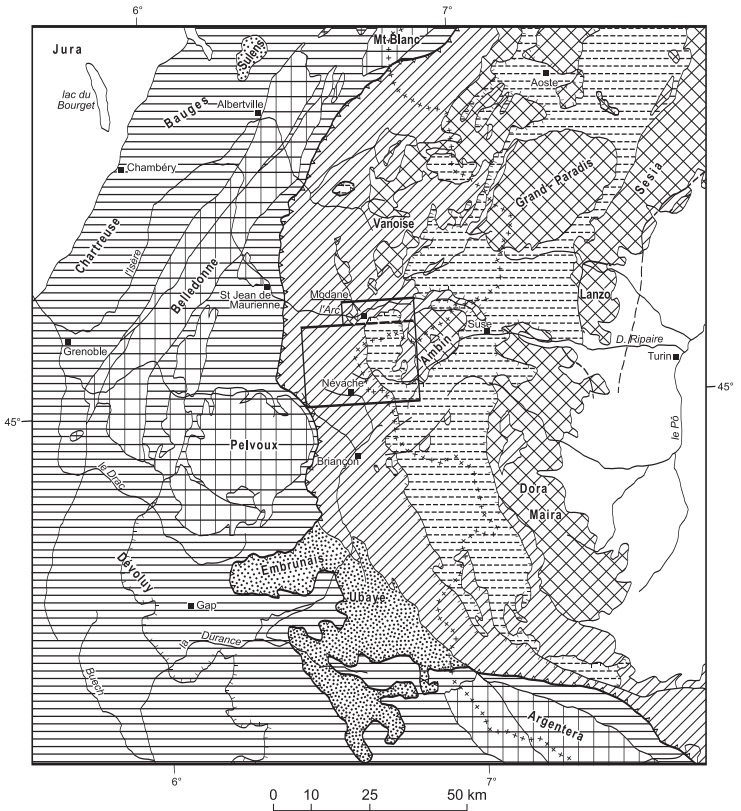


Fig. 2 - Situation géologique de la carte Névache-Bardonecchia-Modane dans les Alpes occidentales (d'après la carte géologique à 1/1 000 000, 1996)

INTRODUCTION

CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE

La feuille Névache – Bardonecchia – Modane se situe au cœur des Alpes occidentales, précisément à la limite des Alpes du Nord et des Alpes du Sud, limite séparant aussi deux départements : la Savoie au Nord, les Hautes-Alpes au Sud, selon une ligne à peu près E-W (fig. 1). Cette carte est traversée par la frontière avec l'Italie dont le territoire, limitrophe avec les deux départements cités précédemment, dessine une large enclave semi-circulaire vers la France, occupant plus du tiers de la surface de la feuille (enclave qui a été amputée lors du rattachement de la Vallée Étroite à la commune de Névache, en 1947).

La carte peut donc, administrativement, être découpée en trois régions : la province de Turin, partie de la région du Piémont à l'Est, la région Rhône-Alpes avec la Savoie au Nord, et la région Provence – Côte d'Azur avec les Hautes-Alpes au Sud.

Pour des raisons de compréhension géologique et parce que des découvertes récentes (voir chapitre suivant) le justifiaient, nous avons prolongé les levers jusqu'aux rives de l'Arc au droit de Modane, reprenant ainsi le Sud de la feuille Modane, parue en 1988.

Trois vallées, trois bassins versants, sur lesquels se sont calquées les trois régions citées, drainent le territoire de la carte : la vallée de la Clarée tournée vers le Sud et Briançon, permettant le passage en Italie par le Col de l'Échelle (le plus bas col routier avec l'Italie), abritant Névache (1 600 m, 100 habitants), la vallée de la Dora di Bardonecchia, affluent de la Dora Riparia à Oulx, en limite de feuille, livrant un accès facile à Suse puis Turin ; enfin le tiers nord de la carte correspondant au bassin versant de la rive gauche de l'Arc, entre Saint-Michel-de-Maurienne et Bramans drainé par les torrents de Neuvache, de Bissorte, du Charmaix (ou des Herbiers), de Saint-Antoine, du Nant (et du Vallon), d'Etache enfin.

La région est montagneuse, d'altitude élevée, partout supérieure à 1 000 m, dont le point culminant est l'Aiguille de Scolette (Pierre Menue sur les cartes italiennes) à 3 506 m sur la ligne frontière. Elle possède 30 sommets de plus de 3 000 m répartis dans plusieurs groupes de massifs d'Ouest en Est : le massif calcaire des Cerces (Pointe des Cerces – Crête du Queyrellin – Aiguillette du Lauzet) entre Guisane et Clarée, le massif siliceux du Thabor (Crête des Sarrasins – Mont Thabor – Rochers de la Tempête) entre Clarée et Vallée Étroite, la chaîne des Rois Mages (Roche Bernaude, Pointe Balthazar, Pointe Melchior, Pointe Gaspard) – Aiguille Rouge formant avec le Grand-Argentier au Nord et la crête des

Arbours – Grande Hoche au Sud un vaste amphithéâtre de sommets dolomitiques au-dessus de Bardonecchia ; enfin toute la partie orientale de la carte est faite de montagnes schisteuses grisâtres, aux profils dissymétriques : chaînon allant du Col du Fréjus au Col d'Etache au Nord-Est, chaînon Valfredda – Jafferau – Vin Vert à l'Est, jouxtant le massif d'Ambin.

Morphologiquement, les lignes de crêtes ont surtout une orientation méridienne tandis que les principales vallées (Dora, Arc) sont largement transverses, conformément à l'orientation générale du réseau hydrographique alpin.

Si le territoire de la feuille Névache se calque sur un secteur de convergence de trois grandes vallées alpines, il était ainsi tout désigné pour être un lieu privilégié de passage entre la France et l'Italie : de grands projets de tunnels ont été réalisés, au XIX^e siècle d'abord, avec le tunnel ferroviaire du Mont Cenis (1871), au XX^e siècle avec l'axe routier du Fréjus (1980), tous deux entièrement sur la carte Névache, tandis qu'au XXI^e, seront sans doute creusés : le tunnel de base (54 km) de la liaison Lyon – Turin (LGV) et le tunnel ferroviaire du Montgenèvre entre Briançon et Oulx (25 km) dont les études géologiques sont en cours (ces deux derniers ne font qu'effleurer le territoire de la carte, dans le coin nord-est pour le premier et dans le coin sud-est pour le second.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE (fig. 2 et schéma structural de la carte avec coupes tectoniques)

La carte Névache – Bardonecchia – Modane s'insère entre les feuilles Modane (1988) et Briançon (1995) ; elle est le prolongement naturel de cette dernière tandis que la profonde vallée de l'Arc, juste au Sud de Modane (en limite nord de la feuille), introduit, au premier abord, un important hiatus dans la continuité des unités du pays briançonnais vers la Vanoise.

Elle est toute entière située dans les zones internes de la chaîne alpine franco-italienne, en partant de la *Zone subbriançonnaise*, dont elle ne comporte toutefois qu'une infime parcelle dans le coin sud-ouest, et en allant jusqu'aux contreforts du massif d'Ambin. Elle englobe donc la *Zone houillère briançonnaise*, dépourvue de socle cristallin, la *Zone briançonnaise interne* ou *Zone Vanoise – Ambin* (à laquelle on adjoint la *Zone du Sapey* et la *Zone des Écailles intermédiaires*) caractérisée par un socle cristallin anténamurien), la *Zone piémontaise externe* et enfin une large portion de la *Zone des calcschistes ligures*. Ces deux derniers domaines correspondent aux « Schistes lustrés piémontais » des auteurs (Briançon à 1/80 000), maintenant scindés en deux entités : la zone piémontaise *s.s.* (déjà nommée « Zone du

Gondran » ou « Zone prépiémontaise » ; Ellenberger et Lemoine, 1955) comportant, sous les calcschistes, une semelle de dolomies noriennes, se rattachant à la marge continentale européenne ou à la marge apulienne selon les auteurs, et la zone liguro-piémontaise (ou simplement ligure) où les calcschistes reposent sur un substratum ophiolitique (les Roches vertes ou Pietre Verdi des auteurs), témoins de la croûte océanique apparue à la limite Jurassique moyen-supérieur.

Les Schistes lustrés se sont déplacés vers le Nord-Ouest en nappe sur le Briançonnais qui réapparaît ainsi en fenêtre dans le massif d'Ambin, dont le socle est identique à celui de Chasseforêt (Desmons, 1992), en Vanoise méridionale.

La carte Névache – Bardonecchia – Modane est la transition géologique, d'où son intérêt, entre les massifs du pays briançonnais et ceux de la Vanoise, en proposant une large coupe transversale des Alpes internes, le long des vallées de l'Arc et de la Dora.

Zone subbriançonnaise

Très peu représentée, au-dessus de la route du Lautaret à Briançon (RN 91), elle esquisse un minuscule coin entre les feuilles La Grave, à l'Ouest, et Briançon, au Sud ; la succession stratigraphique y est cependant presque au complet du Bathonien à l'Eocène, répartie en deux unités superposées définies par R. Barbier (1963), l'unité supérieure étant ployée en une voûte dite « anticlinal du Lauzet », à cœur liasique pour R. Barbier, découpée par des failles transverses de distension.

Zone briançonnaise

Elle est subdivisée en *Zone briançonnaise externe* ou *Zone houillère briançonnaise* (ZHB) ne comportant pas de terrains plus anciens que le Namurien et donc pas de socle cristallin connu à l'affleurement (dans toutes les Alpes) et en *Zone briançonnaise interne* ou *Zone Vanoise-Ambin* ou encore *Vanoise méridionale* (comprenant *Zone du Sapey* et *Zone des Écailles intermédiaires*) avec un socle ancien, polymétamorphique, et recoupé par des granites qui ont récemment été datés de l'Ordovicien, au moins 450 Ma (Bertrand *et al.*, 1998, 2000) (« Permo-Houiller métamorphique » des auteurs) ; l'ensemble est directement transgressé par le Permien continental localement épais.

Le socle présent dans la Zone du Sapey et dans les Écailles intermédiaires a des caractères très proches de celui de la Vanoise

méridionale, également recouvert directement par le Permien ; il paraît logique d'inclure ces deux entités dans le Briançonnais interne. La première devait border la zone houillère en constituant un épaulement du bassin limnique ; la seconde est depuis longtemps rattachée à la Zone d'Acceglio ou « Ultrabriançonnais » (Gignoux *in* Lemoine, 1961, 1967).

À partir du Permo-Trias, la succession des milieux de dépôts est très uniforme sur tout le Briançonnais : sables de plage au Trias inférieur, sédiments de plate-forme carbonatée en milieu tidal épisodiquement exondée ou envahie par la mer pendant tout le Trias moyen-supérieur (période du prérift téthysien), émergence durant le Lias et le Dogger inférieur (bloc découpé par le rifting téthysien), immersion marine généralisée avec des dépôts d'une grande variabilité : série très condensée sur les horsts, série plus complète mais réduite dans les grabens et des brèches sur les talus intermédiaires (Jurassique – Crétacé supérieur – Paléocène, qui est l'âge des derniers terrains conservés sur la feuille). Les failles limitant les blocs pourront, lors des compressions alpines tertiaires, jouer en chevauchements et correspondre ensuite *pro parte* à des limites de nappes ou d'unités (voir plus loin le découpage des nappes briançonnaises).

Une particularité de l'édifice briançonnais, bien visible sur la partie nord de la feuille, est la superposition de plis transverses et méridiens et le découpage par des failles d'extension en gros E-W (Tissot, 1955).

Autre particularité, il existe une saute importante de métamorphisme BP-BT à HP-BT (jadéite) immédiatement à l'Est des « Gneiss du Sapey » et de la limite Briançonnais externe – Briançonnais interne.

Les unités tectoniques briançonnaises

• *Briançonnais externe ou Zone houillère*

Par rapport à la carte Briançon, à la suite d'une forte montée axiale, l'espace occupé par les terrains houillers se développe largement au détriment de la couverture mésozoïque, ce qui nuit au repérage des unités (les contacts anormaux sont difficiles à retrouver et à suivre dans le Houiller) ; la plupart des accidents ont toutefois été poursuivis jusqu'à l'Arc. L'axe de l'anticlinorium de nappes (« éventail briançonnais ») dû au rétrodéversement (« rétrocharriage ») se retrouve depuis le col du Granon – les Portes de Cristol (feuille Briançon) à travers la Clarée, entre Lacha et Foncouverte, passe près du Mont Thabor, puis à Bissorte. Les unités séparées en nappes occidentales et en nappes orientales, selon leur situation par rapport à l'axe houiller, sont décrites ci-dessous en allant d'Ouest en Est.

Nappes du Briançonnais externe occidentale

– *Nappe carbonatée de l'Aiguillette du Lauzet – crête de la Bruyère – Grand-Galibier* reposant directement sur le Subbriançonnais (à part quelques copeaux de Houiller, torrent du Pervou) en prolongement de l'unité Tête du Grand Pré – Tête d'Aval (« 2^e écaille » des auteurs de la carte Briançon) et se poursuivant au Grand-Galibier (feuille La Grave). Ployée en synclinal, elle se caractérise ici par des brèches jurassiques et crétacées.

– *Nappe de la Ponsonnière – Tête de la Cassille*, constituée seulement de terrains siliceux (Houiller – Scythien) avec Namurien (*unité inférieure du Houiller*) chevauchant directement le Verrucano de l'unité précédente (Col de l'Aiguillette, Crête de la Ponsonnière sur la feuille La Grave, Est de Monétier sur la carte Briançon) et avec abondance de sills de microdiorites à la Cée Haute.

– *Nappe carbonatée des Cerces – Queyrellin*, en contact avec le Houiller précédent par un accident vertical laminant tous les quartzites de la base de la nappe (faille jurassique ou chevauchement ?) (Crête de la Ponsonnière, Crête de Casse Blanche, Crête du Châtellard, Col de Roche Noire) : elle est ployée en synclinal largement ouvert à la Pointe des Cerces, très resserré à la Crête du Queyrellin, elle passe sur la carte Briançon au synclinal de Tête Noire que l'on assimile à la « 3^e écaille » des auteurs (Tête d'Amont – Crête de Balme avec le Houiller sis de part et d'autre, à l'Ouest comme à l'Est). Elle montre une paléotectonique spectaculaire d'âge jurassique – crétacé avec des exemples de discordances, paléopentes, brèches de toutes dimensions, traduisant une érosion jusqu'au Verrucano (Tissot, 1955 ; Barféty, 1965 ; Bourbon, 1980 ; Lemoine *et al.*, 1994). Les failles d'extension y sont bien marquées : Chardonnet, Ravin de l'Infernet, Crête des Béraudes,... Elle est limitée tour à tour, à l'Est par le Permien des Rochilles (*unité inférieure de la ZHB*) puis par *l'accident des Drayères* (R. Fabre, 1982) qui sectionne au Sud la série houillère en biseau du Col de la Madeleine à la Crête de Baude (limite sud de la feuille). Cet accident se prolonge vers le Nord jusqu'à Bissorte et l'extrême limite de la carte (Roche Fleurie, sur la carte Modane).

Nappes du Briançonnais externe orientale

– *Unité de Névache (Grande Chalanche – Rochers de la Miglia – Pointe de l'Enfournant)*, prolongement de l'Unité Roche Gauthier – Granon de la feuille Briançon, caractérisée par une série bathonien-néocomien épaisse (« sillon ») au moins près de Névache. Elle est en fait constituée de deux unités plissées ensemble et est séparée de la semelle siliceuse par un décollement (gypse au Col du Vallon). Au Nord, les dalles horizontales du Mont Thabor et des Sérus en sont le prolongement ; au-delà, la couverture carbonatée a été érodée, le substrat houiller étant constitué par *l'Unité supérieure du Houiller*.

– *Anticlinal siliceux à cœur houiller des Thures – Bataillères – Sarrasins*, dédoublé par l'accident des Lacs Sainte-Marguerite qui se poursuit dans le Houiller jusqu'aux limites nord de la feuille ; il comporte des lambeaux de terrains carbonatés (le Mounioz) et dessine des cascades de plis en rive gauche de l'Arc (le Truc, Arplane). Au Sud des Thures, il se lamine dans la Combe des Thures et au droit de Plampinet pour s'individualiser à nouveau à Val de Prés (feuille Briançon).

– *Rebord oriental de la Zone houillère*. La limite orientale de la Zone houillère est partout un accident majeur, qui du Sud au Nord, longe la vallée de la Clarée, passe par le Col des Thures, rejoint la Vallée Étroite aux Granges du même nom et la suit jusqu'au Col de la Vallée Étroite pour se retrouver dans le vallon du Charmaix ; il traverse la vallée de l'Arc à Fourneaux-le Freney, contourne par l'Ouest le Fort du Sapey, s'engage dans le vallon de Saint-Bernard, traverse le Col de Chavière et se poursuit au Nord de la feuille Modane (Doron des Allues, flanc ouest de l'Aiguille du Fruit). C'est un contact anormal ancien, replissé, car il juxtapose des successions stratigraphiques différentes et est repris par des axes de plissements E-W aussi bien que N-S. Sur la feuille Névache, il peut être jalonné de grosses masses de gypse (les Herbiers, Vallée Étroite, Combe des Thures, Névache) ou de lames de socle qui lui confèrent une signification particulière (Refuge de la Vallée Étroite, Roche Bernaude, Col de Vallée Étroite, vallon du Charmaix en diverses localités, lacets de la route Valfréjus – Modane) : ce sont des témoins de la *Zone du Sapey*, affleurant plus largement sur la feuille Modane (voir ci-dessous). Cet accident met partout en contact deux entités renversées vers l'Est : la Zone houillère avec « Stéphano-Permien » ou avec une couverture mésozoïque (souvent décollée), d'une part, la Zone du Sapey (ne comportant pas de terrains houillers) ou, lorsqu'elle est laminée, les unités du Briançonnais plus interne, d'autre part. Cet accident peut aussi être repris par des accidents verticaux méridiens récents, ainsi que cela a été montré dans la vallée de la Clarée (Barfély et Gidon, 1975).

• ***Briançonnais interne (Sapey, Vanoise, Écailles intermédiaires, Ambin)***

Sapey - Vanoise - Écailles intermédiaires

– *Zone du Sapey*. Le terme « Zone ou sous-zone Sapey – Peisey » a été créé par F. Ellenberger (1958) pour désigner un chapelet d'affleurements de roches cristallines (« gneiss de Sapey ») s'étendant du Ruitor à Modane qu'il intégrait au bord oriental de la Zone houillère sans discontinuité avec celle-ci, intercalé dans le Permien (« migmatites permiennes »). Les levers détaillés de la présente édition, appuyés sur des travaux récents (Détraz, 1984 ; Desmons, 1992 ; Debelmas et Desmons, 1997), démontrent l'existence d'un accident majeur (décrit ci-dessus) entre Houiller/Permien et « gneiss » ; ces derniers ont de plus un métamorphisme anté-alpin. Ces

roches, surtout présentes dans le petit massif des forts du Replaton et du Sapey, au-dessus de Modane, comportent des anciens granites (orthogneiss), datés de l'Ordovicien (Bertrand *et al.*, 1998) et des chloritoschistes, micaschistes, ovardites mylonitisés, comparables aux roches de Chasseforêt.

L'ensemble est surmonté d'un tégument permo-triasique et doit donc bien être séparé de la Zone houillère par l'accident décrit plus haut : des témoins de cette zone ont été retrouvés tout le long de celui-ci jusqu'à Briançon (le socle présent à Val des Prés – le Rosier appartient à cette zone). On doit raccorder cette zone à la Vanoise occidentale (la « *cicatrice de Chavière* » est un accident très tardif). La plupart de ces écaillles, sur la feuille Névache, avaient été repérées par R. Caby (1964), mais attribuées au « Stéphano-Permien » conformément aux hypothèses émises, à l'époque, par F. Ellenberger (1958) et J. Fabre (1961).

– *Nappes des Rois Mages*. L'identification et la continuité d'un contact majeur entre Zone houillère et unités plus orientales, jalonné d'écaillles de socle du type Vanoise – Ambin, permet de rattacher les unités des Rois Mages à celles de Vanoise donc au Briançonnais interne, ce qui n'avait pas été possible lors de la rédaction de la feuille Briançon où elles n'étaient pas distinguées des « Nappes briançonnaises orientales » (« Unités Crête de Pécé-Lauzette – Peygu »). Ce sont deux et parfois trois unités carbonatées (Trias moyen, surtout) reployées ensemble, renversées vers l'Est et pouvant porter sur leur dos des écaillles de Permien, Verrucano ou de socle (ultimes témoins vers le Sud de la Zone du Sapey). Le massif des Rois Mages, en rive gauche de Vallée Étroite, en est la plus belle illustration (Caby, 1964), il se poursuit en rive droite à l'Aiguille Rouge, au Col de l'Échelle, le Sommet Guiau et Pécé au-dessus de Plampinet. Ces nappes se retrouvent dans le vallon du Charmaix avec la klippe du Clos, le Petit Argentier, Arrondaz, Mont-Rond, puis, au-delà de l'Arc, dans l'unité à Trias de Tête Noire (avec une klippe de micaschistes du Sapey comme à Roche Bernaude), et les unités carbonatées du Roc du Bourget et des Forts de l'Eissellon. Dans la Vallée Étroite et à la Loza (vallon des Herbiers) les Schistes lustrés apparaissent en fenêtre sous ces nappes (grâce à leur rétrocharriage vers l'Est).

– « *Cicatrice de Chavière* ». Les auteurs (bibl. in Debelmas *et al.*, 1997) dénomment ainsi le passage d'accidents tectoniques entre Zone houillère et Zone Vanoise, aux environs du Col de Chavière ; elle correspond à l'enfoncement vers l'Ouest de la seconde sous la première avec laminage des couvertures briançonnaises et rapprochement des socles de Vanoise. Cet accident (en fait contact de rétrodéversement entre unités) est bien visible de Modane à Pralognan ; il n'est pas mentionné au Sud de l'Arc. C'est aussi le secteur où la Zone du Sapey est le mieux observable.

Les terrains carbonatés du vallon de Polset jusqu'au Col de Chavière

représentent sans doute la couverture du Sapey (et donc le prolongement de l'unité occidentale des Rois Mages) et non la couverture du Houiller.

– *Vanoise méridionale et Zone des Écailles intermédiaires*. Au Nord de l'Arc, le Briançonnais interne correspond au dôme de socle de Chasseforêt, écaillé, et à sa couverture siliceuse (Permien épais et quartzites). Au Sud, ces terrains se réduisent à une bande d'affleurements très étroits et très étirés, toujours situés à la limite Briançonnais – Piémontais, présents et individualisés sur toutes les cartes géologiques des Alpes du Sud, y compris Briançon et rattachés à la Zone d'Acceglio. Les affinités sont briançonnaises (séries réduites et abondance de brèches) type Vanoise – Ambin (absence de Houiller). On en retrouve quelques témoins sur la carte Névache : Chalets des Acles, route Col de l'Échelle, Sette Fontane, Piano dei Morti, pied ouest Grand-Argentier, Chalets d'Arrondaz ; l'affleurement (gneiss) du torrent Saint-Antoine à la station de la Norma pourrait lui être rapporté, ce qui rattacherait ce type d'unité à la Zone Vanoise ; cependant le métamorphisme des roches y est beaucoup plus intense (cf. Métamorphisme). Cette zone est assimilée au rebord oriental du Briançonnais (comparaison avec l'Unité de la Tsanteleine) ; cependant, il ne faut pas confondre ces affleurements avec ceux décrits plus haut et rattachés à la Zone Sapey, plus externe.

– *Découpage des unités (siliceuses et/ou carbonatées) de Vanoise*. Au Nord de l'Arc, dont le cours correspond à peu près exactement à la limite de la Nappe des Schistes lustrés, la montée axiale de socle s'accroît, exagérée par une voûture transverse (E-W) et non par une faille comme indiquée par Fudral, 1998 ; plusieurs unités appartenant toutes à la Vanoise méridionale (massif de Chasseforêt) s'individualisent à l'Est de Tête-Noire – Polset :

– unité à matériel uniquement siliceux de l'Aiguille Doran – Râteau d'Aussois, dédoublée par une faille passant entre les deux sommets ; elle atteint l'Arc à la carrière de Loutraz (« carrière amont ») ;

– unité du plateau du Mauvais Berger, séparée de la précédente par le chevauchement du ravin du Barbier avec la série carbonatée (déchouée) du Roc du Bourget ;

– unité Plan d'Amont – Plan d'Aval, séparée de la précédente par le chevauchement de la « conduite forcée » d'Avrieux, portant les unités carbonatées des forts de l'Esseillon, dédoublée à l'amont du Pont du Diable, l'ensemble longeant l'Arc jusqu'à l'Est d'Avrieux ;

– unité Dent Parrachée – Grande Motte, caractérisée par la présence de Trias supérieur et par un Lias épais.

Toutes ces unités reposent (par des contacts tectoniques) sur des lambeaux de socle (« micaschistes de l'Arpont ») et, au Sud de l'Arc, sont cachetées par la nappe des Schistes lustrés contenue dans un vaste ensellement structural à cheval sur le pays briançonnais et la Maurienne. Il

est d'autant plus difficile de les retrouver que les successions stratigraphiques sont différentes de part et d'autre de la vallée de l'Arc.

Massif d'Ambin

Sous la Nappe des Schistes lustrés, des unités rattachées à la Zone briançonnaise interne réapparaissent dans le massif d'Ambin de la Combe d'Etache à Oulx-Savoulx ; les levés sont ceux de la feuille italienne Bardonecchia (2002) et les datations du socle sont reprises de cette carte et de données très récentes (Bertrand *et al.*, 2000) (l'attribution au « Permo-houiller métamorphique » pour le Groupe d'Ambin des cartes précédentes est abandonnée).

La couverture mésozoïque est principalement siliceuse (« Groupe d'Etache » et quartzites), elle est souvent décollée et redoublée (Petiteville et Rivoirard, 1962 ; Gay, 1963, 1970-1972) ; des téguments de carbonates sont localement préservés (Oulx, Mont Séguret, Rognosa d'Etache, Combe d'Etache, le Planay, Pointe de Bellecombe) mais difficiles à dater et de plus cargneulisés après le passage de la Nappe des gypses et la Nappe des Schistes lustrés.

Les auteurs de la feuille Bardonecchia (2002) distinguent deux unités à caractères briançonnais au Sud-Ouest et sur le dos du massif, mais décollées et parautochtones : *Unité de Gad* (représentée sur le schéma structural seulement) et *Unité du Vallonetto* à l'Est de Rochemolles et à la Pointe Niblè. Dans celle-ci, les terrains indubitablement briançonnais (quartzites, calcaires et dolomies triasiques,...) sont recouverts ou inclus en écaillés dans des calcschistes noirs que tous les auteurs antérieurs avaient attribué sans preuves aux Schistes lustrés (Gay, 1970-1972 ; Lorenzoni, 1965 ; Goguel et Ellenberger, 1952 ; Goguel et Laffitte, 1952 ; Fudral *et al.*, 1994). La carte Bardonecchia les rapporte plutôt aux calcschistes briançonnais, ce qui nous a amené à réexaminer la coupe de la Pointe de Bellecombe (cf. plus loin).

Zone piémontaise externe

Les deux dernières zones géologiques présentes sur la carte étaient confondues en « Zone des Schistes lustrés piémontais » (cartes à 1/80 000). On rattache dorénavant la plus externe à la marge continentale car elle possède un substratum d'âge trias supérieur ; elle est appelée ici piémontaise externe et correspond en gros au « Prépiémontais » des auteurs (Ellenberger, 1958 ; Lemoine, 1961, 1971 ; Lemoine *et al.*, 1978). Le reste de la série stratigraphique est un ensemble épais calcaréo-marneux, allant de l'Hettangien au Crétacé supérieur où les limites de formation sont souvent floues ; des épisodes détritiques sont repérables à plusieurs niveaux.

Fig. 3 - Répartition des leviers

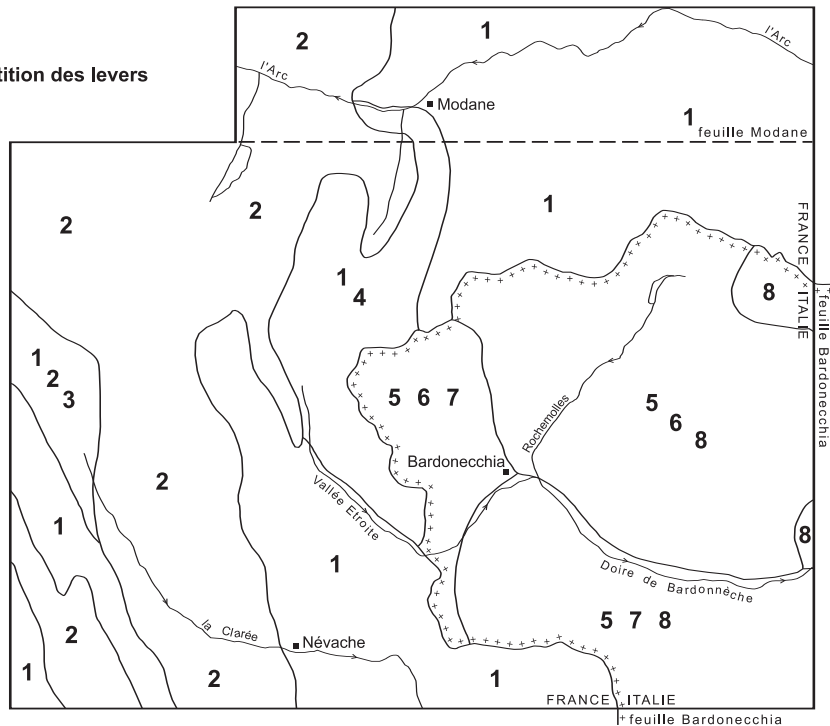
en FRANCE

- 1** J.-C. Barféty
- 2** D. Mercier
- 3** J. Fabre
- 4** R. Caby

en ITALIE

(feuille Bardonecchia)

- 5** R. Polino
- 6** F. Dela Pierre
- 7** G. Fioraso
- 8** M. Giardino



Notice NEVACHE – BARDONECCHIA – MODANE

Erratum à insérer page 28

Annexe à la légende de la figure 3

La coordination des levés et le dessin de la minute ont été réalisés :

- pour la partie française, par **Jean-Claude Barféty**, ingénieur géologue au BRGM (Grenoble)
- pour la partie italienne, par **Riccardo Polino**, directeur de recherches au CNR (Turin)

Les levés ont été effectués :

- pour la partie française par :

- 1 - **J.-C. Barféty**, pour les terrains mésozoïques et les formations superficielles des zones subbriançonnaise, briançonnaise, piémontaise et ligure (1991-2002)
- 2 - **Daniel Mercier**, ingénieur de recherche à l'École nationale supérieure des mines de Paris, pour les terrains houillers, permien et quaternaires de la Zone briançonnaise (1991-1999)
- 3 - **Jean Fabre**, directeur de recherche au CNRS (Grenoble), pour le Permien de la Haute Clarée (1999) et le Houiller briançonnais *pro parte* (1956-1960)
- 4 - **Renaud Caby**, chargé de recherche au CNRS (Montpellier), pour les terrains briançonnais de la Vallée Étroite et du vallon du Charmaix (1962-1964)

- pour la partie italienne par :

- 5 - **R. Polino**, pour les zones briançonnaise, piémontaise et ligure de l'ensemble de la feuille (1995-1999)
- 6 - **Francesco Dela Pierre**, université de Turin, pour les zones briançonnaise, piémontaise et ligure en rive gauche de la Dora Riparia (1995-1998)
- 7 - **Gianfranco Fioraso**, CNR de Turin, pour les formations superficielles (1996-1998)
- 8 - **Marco Giardino**, université de Turin, pour les formations superficielles (1995-1997)

En outre ont été consultés les levés de :

Maurice Gidon, professeur à l'université de Grenoble, pour le Briançonnais (travaux inédits),

Jacques Debelmas, professeur à l'université de Grenoble, pour les Schistes lustrés (feuille Modane, 1988),

Gérard Détraz, thèse 3^e cycle (1984), pour les « Gneiss du Sapey », au Nord de l'Arc,

Hervé Dondey, thèse 3^e cycle (1985), pour la rive droite de l'Arc, entre Avrieux et Bramans,

Richard Fabre, thèse 3^e cycle (1982), pour le Houiller de la Haute Clarée,

Patrice Piantone, thèse 3^e cycle (1980), pour les roches intrusives dans le Houiller,

Nicolas Rampnoux, DEA (1987), pour le Grand-Argentier,

Marc Gay (1971) **Marco Malusà** et **Pietro Mosca** (1998), pour le massif d'Ambin,

Roger Amat-Chantoux (1996), pour le Quaternaire des terrains houillers de Maurienne.

Elle s'individualise dans deux massifs remarquables : la Grande Hoche (Grande Roche, en France), prolongement de l'Unité du Chaberton sur la carte Briançon et le Grand Argentier (Punta Nera), reliés par des écaillés de moindre importance : Melezet, Ouest Piano dei Morti. On les suit jusqu'au Nord de la carte : Col d'Arrondaz, le Seuil. On n'en retrouve plus trace sur la carte Modane (à part le lambeau de Trias supérieur de la Route Napoléon à Bramans), ce qui pose le problème de l'enracinement de la zone piémontaise externe, rattachée par certains (Barfèty et Gidon, 1975 ; Mégard-Galli et Baud, 1977 ; Polino *et al.*, 1983 ; Caron *et al.*, 1984) à l'Austroalpin. Dans les deux massifs, l'unité est dédoublée par cisaillement : Col de la Grande Hoche aux Acles, vallons du Grand Argentier. Elle repose sur des calcschistes ligures.

Au rebord ouest (vallon de Valfredda) du massif d'Ambin, l'*Unité allochtone de Valfredda* est rattachée au domaine piémontais (Polino *et al.*, 2002), dont elle a les principaux caractères (brèches à éléments carbonatés et siliceux). Elle ne peut pas non plus être enracinée.

Zone ligure (Zone liguro-piémontaise)

On distingue des unités ophiolitiques (Polino *et al.*, 2002), selon des critères lithologiques, métamorphiques et structuraux, avec ou sans la présence de plancher océanique dont les témoins sont toujours très fragmentaires : *Unité du Lago Nero* (feuille Briançon) aux sédiments stratigraphiquement identifiables, *Unité de l'Aigle* et *Unité de Vin Vert* sans substrat évident et avec successions sédimentaires différentes des successions ligures *s.s.*, et l'*Unité de Puys*, sans Roches vertes et sans caractères identifiables.

La première est de loin la plus représentée sur le versant mauriennais : c'est la suite de « l'Unité médiane » ou « supérieure » des feuilles Lanslebourg et Sainte-Foy-Tarentaise. L'unité de l'Aigle, en contact avec l'unité du Vallonetto, est par contre très mince sur le pourtour ouest d'Ambin et non repérée plus au Nord (elle correspond toujours à l'Unité médiane-supérieure de Lanslebourg). L'unité de Puys est limitée à la rive droite de la Dora di Bardonecchia, mais se développe largement sur Briançon (« Unité Lac des Cordes-Queyras »).

L'Unité de l'Aigle (comme celle du Vallonetto) a un faciès métamorphique « Schistes bleus » à glaucophane et épidote repris en « Schistes verts » ; l'Unité Lago Nero a un faciès « Schistes bleus » à glaucophane et lawsonite, repris en « Schistes verts » (Polino *et al.*, 2002).

La « Nappe inférieure », distinguée sur Lanslebourg (Fudral *et al.*, 1994), à faciès éclogitique, n'est pas présente sur Névache ou sur Bardonecchia.

Nappe des gypses

C'est la semelle tectonique de la Nappe des Schistes ligures dont elle a dû faciliter l'étalement ; elle héberge aussi de volumineux blocs klippes (Roc des Amoureux, rochers de Villarodin, Avrieux, Bramans,...). Elle est bien représentée et est continue entre Modane et le torrent d'Ambin, c'est-à-dire sur le bord nord de la nappe. Ailleurs, elle se limite à des affleurements plus réduits, parfois hors séquence stratigraphique, dans les quartzites, les calcschistes ou les carbonates des unités piémontaises et d'Ambin où les gypses ont du être injectés ou pincés et où ils sont actuellement, progressivement, dégagés par l'érosion (halocinèse) (le Seuil, Grand Argentier, Tre Crocce, Mélezet, les Acles, Gros Peyron, Savoulx).

TRAVAUX ANTÉRIEURS ET CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE (fig. 3 : répartition des levés)

La publication de la feuille Névache clôt la couverture complète des cartes géologiques à 1/50 000 (1^{re} édition) des Alpes françaises (avec la parution également des feuilles Sisteron et Aiguilles – Col Saint-Martin). Ce travail comble aussi une absence totale de levés sur une partie de la région depuis plus de 70 ans, que ce soit à l'échelle du 1/50 000 ou même à celle du 1/80 000 : en effet, la feuille Briançon à 1/80 000, 3^e édition, parue en 1969, ne couvre que la moitié sud de la feuille Névache à 1/50 000, tandis que la feuille Saint-Jean-de-Maurienne à 1/80 000 date de 1931 (2^e édition), la 3^e édition, dessinée dans les années 1970, n'ayant jamais été imprimée.

Le versant italien de la carte Névache a été levé par le Service géologique d'Italie et correspond à la feuille Bardonecchia à 1/50 000 (2002), qui a été reproduite après concertation avec l'auteur R. Polino (CNR, Turin). Auparavant existait la feuille Oulx à 1/100 000, parue en 1914 (Service géologique d'Italie) par S. Franchi, E. Mattiolo et D. Zaccagna.

Les publications sur la région, que ce soit côté français ou côté italien, sont rares et ne comportent aucune monographie régionale ; Lory (1860-1861), Kilian, Termier puis Gignoux et Moret ne parcourent que très peu les montagnes entre Briançon et Modane. Le projet de tunnel ferroviaire du Fréjus, ou « Percée du Mont Cenis », permit à A. Sismonda (1872) puis G. de Mortillet (1857, 1872) et E. de Beaumont (1870, 1871) d'établir la coupe prévisionnelle puis le lever de la galerie, travaux d'une grande justesse, la coupe s'étant révélée remarquablement conforme aux prévisions. Au début du XX^e siècle, S. Franchi (1911) identifie le Rhétien fossilifère au Nord et au Sud-Est des Acles, tandis que C. Pussenot identifie l'Hettangien au Sud des Désertes (*in* Kilian, 1909) et publie, en 1913 et 1930, ses travaux sur la « Nappe briançonnaise » et les Schistes lustrés.

L'identification du Jurassique supérieur dans le massif du Grand Galibier est l'œuvre de W. Kilian et J. Revil (1904-1912), tandis que Schneegans (1933) découvre des diplopores à l'Aiguille Rouge, datant ainsi le Ladinien inférieur.

Jusqu'à la moitié du XX^e siècle, la région est peu parcourue ; elle va l'être bien davantage à partir de 1950 sous l'impulsion des géologues miniers J. Fabre *et al.* (1953 ; 1961), R. Feys (1963), Ch. Greber (1965), J. Fabre *et al.* (1953), établissant la stratigraphie et la tectonique des terrains houillers très étendus sur la carte, et grâce à F. Ellenberger (1958) et M. Lemoine (1950) pour la stratigraphie des couvertures mésozoïques briançonnaises et les relations Briançonnais – Schistes lustrés (Ellenberger *et al.*, 1955 ; Lemoine, 1961, 1967). B. Tissot (1955) est le premier à livrer une carte à 1/20 000 des massifs du Grand Galibier et des Cerces et met en évidence une paléotectonique crétacée, également présente au Jurassique (Barfèty, 1965). R. Caby (1964) détaille la stratigraphie et les structures des massifs frontaliers entre Vallée Étroite et Modane (levés à 1/20 000 des zones briançonnaise et piémontaise). Ces travaux seront utilisés pour le 1/80 000 Briançon (1969) et seront mis à jour (Barfèty) pour la feuille Névache.

F. Ellenberger (1958) pense résoudre « définitivement » les problèmes posés par les roches du Sapey, au-dessus de Modane, en les considérant comme des « migmatites permienes », interprétation qui va perdurer jusque très récemment.

Durant cette période, les Schistes lustrés ne font pas l'objet de levés de terrains, mais F. Ellenberger (1958) et M. Lemoine (1971) s'attachent à définir sur son bord occidental une zone intermédiaire dite « Zone du Gondran » ou « prépiémontaise » à substrat norien, ce qui aboutira à la séparer de la Zone des Schistes lustrés reposant sur un socle océanique d'âge jurassique. À cette époque, G. Elter (1971) aboutit aux mêmes conclusions près du Grand Paradis. À partir de là, l'étude stratigraphique et la cartographie des Schistes lustrés seront facilitées (Polino, 1984 ; Polino *et al.*, 1983 ; Polino et Lemoine, 1984 ; Lemoine, 1980 ; Lemoine *et al.*, 1984 ; Lemoine et Tricart, 1986 ; Lagabrielle, 1987) permettant aussi l'achèvement des feuilles Briançon (1995) et Névache.

Le massif d'Ambin, tour à tour attribué d'abord au domaine piémontais puis au domaine briançonnais, est clairement rattaché à ce dernier grâce aux recherches successives de J. Goguel (1955, 1958), J. Goguel et P. Lafitte (1952), J. Goguel et F. Ellenberger (1952), Michel (1956, 1957), puis aux travaux de S. Lorenzoni (1965), aux thèses de M. Gay (1970-1972 ; Caron et Gay, 1977) et de B. Allenbach (1982) et aux recherches de B. Allenbach et J.-M. Caron, 1984, 1986) ; ces derniers vont interpréter en termes de détritisme (mégabrèches, olistolites) la plupart des imbrications de terrains allochtones de faciès briançonnais, piémontais ou ligure.

Les levers de la feuille Névache ont été réalisés à partir de 1990 sur les nouveaux fonds topographiques à 1/10 000 pour toute la partie française et à 1/25 000 en Italie par les auteurs dont la répartition est donnée dans l'encart ci-contre (fig. 3) ; pour l'essentiel ce sont les auteurs de la feuille Briançon (Barféty *et al.*, 1996) bénéficiant déjà de l'apport des derniers travaux sur le Trias (Mégard-Galli, 1972a et b, 1974 ; Barféty, 1972 ; Barféty *et al.*, 1970 ; Mégard-Galli et Baud, 1977 ; Mégard-Galli et Faure, 1988), ce qui assure une bonne continuité d'une carte à l'autre et éclaire le passage du Briançonnais à la Vanoise, grâce au prolongement des levers sur les deux rives de l'Arc.

En particulier, la stratigraphie et la structure de la zone houillère sont entièrement revues par D. Mercier et Beaudoin (1983, 1984a, b, 1987) avec les travaux de R. Fabre (1982) et P. Piantone (1980), les couvertures briançonnaises sont comparées entre Briançon, la Vanoise et Ambin (Barféty), la zone du Sapey est individualisée et s'intègre bien entre Zone houillère et Briançonnais interne (travaux de G. Détraz, 1984, J. Debelmas et J. Desmons, 1997 avec bibliographie, J.-M. Bertrand *et al.*, 2000 et levers Barféty) ; les unités ligures définies au Sud-Est ont été poursuivies jusqu'au Mont Cenis (Dela Pierre *et al.*, 1997 ; Polino *et al.*, 2002). Enfin, en Italie, le lever du Quaternaire a été particulièrement soigné : dans la vallée d'Oulx, quatre stades de dépôts würmiens ont pu être différenciés (Fioraso et Giardino, *in* Polino *et al.*, 2002).

DESCRIPTION DES TERRAINS

UNITÉS SUBBRIANÇONNAISES (ZONE SUBBRIANÇONNAISE)

La zone subbriançonnaise n'est représentée que dans l'extrême coin sud-ouest de la carte, au-dessus de la RN 91, au Sud du pont de l'Alpe du Lauzet (feuille La Grave). Elle ne comporte d'affleurement ni de socle cristallin, ni de Trias et se réduit à ses termes jurassiques, créacés et tertiaires.

Ces terrains se prolongent sur les feuilles La Grave et Briançon où ils sont plus largement développés et se regroupent en deux ensembles superposés (Debelmas, 1961 ; Barbier, 1963 ; Barféty, 1965) :

- un ensemble inférieur réduit à un chapelet d'écailles pointant du Quaternaire, seulement représenté sur la feuille Névache par « l'écaille du Fontenil » (nom du hameau proche) appartenant à la digitation du Petit Galibier (Barbier, 1963), visible au-dessus de la RN 91 ;
- un ensemble supérieur plus développé et ployé en anticlinal, rapporté à la digitation Lauzet – Roche Olvera (Barbier, 1963), traversé par les ruisseaux du Chardoussier, du Pervou et le Rif Lanterne.

jm. Calcaires bioclastiques (Calcaires de Vallouise) (Bajocien supérieur – Bathonien). Ils existent dans les deux ensembles : la barre du Fontenil est constituée, sur 80 m de haut, de calcaires (biomicrites) relativement zoogènes, sombres et massifs, interrompus par des vires de calcschistes gris ou rosés. Ils sont répartis en deux barres et deux vires que R. Barbier (1963) a attribué respectivement au Lias calcaire, Lias schisteux, Dogger et Callovien (feuille La Grave). Par contre, J. Debelmas (1961), D. Mercier (1977), P.Y. Chénet (1978) les ont tous rapportés au Bajocien supérieur – Bathonien. En effet, ce type de calcaires en plaquettes a fourni, dans la barre des Sestrières (route du Lautaret, feuille La Grave) des polypiers (*Cladophyllia radiata* Koby [Debelmas, 1961] et *Lochmaesmilium trapeziformis* du Bajocien-Bathonien [D. Mercier, communication orale]) ; d'autre part, il existe une analogie de faciès avec des séries datées de l'ensemble supérieur où des calcaires (biomicrites) mal stratifiés, massifs, sont coupés de passées plus tendres, en plaquettes. Dans cette unité, des datations ont été obtenues dans la coupe des Neyzet (coupe de référence ; Chénet, 1978) sur la feuille Briançon et la coupe du Lauzet (La Grave). Ces calcaires renferment des débris (polypiers, oolithes, oncolites, quartz, foraminifères) et les indices de remaniement sont fréquents. L'épaisseur des Calcaires de Vallouise est difficile à chiffrer : 50 à 100 m, étant donné leur tectonisation et les troncatures à la base.

jBr. Brèches calcaires (Callovo-Oxfordien). Le sommet de la barre du Fontenil est couronné par un ressaut compact, formé de microbrèches puis brèches (15-20 m) à éléments calcaires et dolomitiques, qui est considéré comme l'équivalent de la Brèche du Télégraphe attribuée au Callovo-Oxfordien (Barbier, 1963) sur la feuille Saint-Jean-de-Maurienne. Dans l'unité supérieure cette brèche est absente ; de petits niveaux microbréchiens sont cependant visibles au Lauzet.

js. Calcaires fins à cherts (Malm supérieur – Néocomien inférieur). Des bancs décimétriques de calcaires fins, gris (micrites), associés à des calcarénites, forment un minuscule affleurement dans le torrent du Chardoussier ; ce faciès associé ailleurs (La Grave, Briançon) à des calcaires clairs, massifs et à cherts et à des calcschistes colorés, livrent des globigérines, radiolaires, saccocomidés et des calpionelles qui indiquent un âge Tithonien supérieur – Berriasien.

c-e. Calcschistes planctoniques (Crétacé supérieur – Paléocène). Calcschistes très plissotés, gris ou ocre, à rares passées vertes et violettes (« marbres en plaquettes » briançonnais). À la base, se voient des bancs plus épais calcarénitiques, non distingués sur la carte. L'âge est Sénonien à Paléocène, fourni par des foraminifères difficilement déterminables.

eF. Grès bruns et schistes argileux noirs (Flysch noir) (Éocène moyen-supérieur à Oligocène). Cette formation, surtout affleurante

dans le ravin du Pervou, montre des bancs massifs de grès sombres, parfois conglomératiques. Elle est très peu développée sur la carte. Sur les feuilles Briançon et La Grave, elle se termine par un olistostrome.

*UNITÉS BRIANÇONNAISES : BRIANÇONNAIS EXTERNE
(ZONE HOUILLÈRE) ET BRIANÇONNAIS INTERNE
(ZONE DU SAPEY, ZONE DES ÉCAILLES INTERMÉDIAIRES,
ZONE VANOISE – AMBIN, Y COMPRIS L'UNITÉ DU VALLONETTO
DANS LE MASSIF D'AMBIN)*

Socle anté-namurien du Briançonnais interne : massif d'Ambin

ξF. Micaschistes du Pas des Fourneaux et du Col d'Etache.

Quelques écailles de socle polymétamorphique, non encore signalées dans la littérature, sont situées le long du contact entre le Massif d'Ambin et les unités sus-jacentes, et ont été dénommées « Micaschistes des Fourneaux ». Elles sont constituées principalement de micaschistes à chloritoïde, grenat et glaucophane auxquels sont associés quelques calcschistes à grenat. Ils forment des niveaux, en général, discontinus, d'épaisseur métrique. Ils ont été reconnus récemment dans le Massif d'Ambin (Passi dei Fourneaux, voir notice feuille Bardonecchia, 2002) et, sur la feuille Névache, ils affleurent au Col d'Etache et au NNW du col. Les rapports des Micaschistes des Fourneaux avec les autres lithotypes du Massif d'Ambin étant tectoniques, il n'est pas possible de les replacer dans une succession cohérente.

Ces roches, de couleur grise et à altération localement gris noisette, ont une composition essentiellement chlorito-quartzreuse. Elles présentent de nombreux niveaux millimétriques de phyllosilicates qui soulignent une schistosité fortement crénelée. La composition du grenat (58 % d'almandin, 22 % de grossulaire, 10 % de pyrope et spessartine) est assez homogène, sauf en bordure. La position structurale et la composition des grenats ont justifié leur distinction par rapport aux micaschistes du « Groupe de Clarea » (feuille Bardonecchia : M. Malusà et P. Mosca). Des calcschistes marmoréens à grenats, constitués de carbonates et de rares chlorites avec quelques niveaux millimétriques où domine le mica blanc, sont parfois associés aux micaschistes.

ξQ. Micaschistes quartzeux à chlorite, métaconglomérats et quartzites conglomératiques, gneiss œillés à albite et chlorite (« Groupe d'Ambin » *auct.*) (Ordovicien ?). Le complexe d'Ambin est formé en majorité de gneiss œillés, très homogènes, à albite et chlorite, et de gneiss leucocrates à jadéite (Gay, 1970-1972 ; Callegari *et al.*, 1980). Ces roches sont considérées comme étant d'origine magmatique, volcanique et/ou volcanoclastique et appartenant au même complexe magmatique.

Intercalées avec les roches d'origine magmatique, on observe des métapélites formées de micaschistes quartzeux à chlorite avec de rares boudins de schistes à glaucophane et, en quantité limitée, de micaschistes quartzeux avec de rares niveaux de métaconglomérats, de quartzites et des niveaux carbonatés. Les ortho- et paradérivés sont latéralement discontinus, de puissance très variable en raison probablement de rapports hétérogènes à l'origine.

Les caractères pétrographiques des métapélites suggèrent que celles-ci dérivent de l'érosion des roches magmatiques. Les orthogneiss à albite et chlorite et les orthogneiss leucocrates représenteraient donc le produit métamorphique de corps magmatiques effusifs ou sub-intrusifs mis rapidement à l'affleurement et érodés.

L'âge du complexe d'Ambin, jusqu'à très récemment (feuilles Modane et Lanslebourg), était considéré tardivarisque à cause de la similitude, d'une part, des intrusifs avec les séquences volcaniques et volcanoclastiques attribuées au Permo-Carbonifère des nappes du Grand-Saint-Bernard (Escher, 1988), d'autre part, des séries lithostratigraphiques avec le tégument permo-carbonifère du Briançonnais ligure, de la Vanoise et des nappes de Pontis et Siviez – Mischabel (Desmons et Mercier, 1993 ; Thélin *et al.*, 1993). Cette attribution, déjà mise en doute par ces derniers auteurs, doit être abandonnée si on se réfère aux récentes datations obtenues sur des zircons de méta-rhyolites : 500 ± 8 Ma (Bertrand *et al.*, 2000). Les échantillons ont été prélevés un peu à l'Est de la carte, en rive gauche du Val de Suse, entre Exilles et La Ramats, et proviennent de roches incluses dans des micaschistes quartzeux ou des quartzites, équivalents des formations du Vallon d'Etache et de la Pointe Sommeiller.

Nos levés cartographiques, dans le vallon d'Etache, mettent en évidence un contact tectonique entre le complexe d'Ambin et le Permo-Trias sus-jacent et non un passage graduel (comme indiqué précédemment) ; ce qui est aussi un argument pour un âge anté permo-carbonifère.

Il repose par un contact tectonique (le plus souvent concordant) sur le « Groupe de Clarea », fait de micaschistes et gneiss fins, albitiques, de metabasites et d'orthogneiss polymétamorphiques.

Dans le complexe d'Ambin, ont été reconnus les faciès suivants (non distingués sur la carte) :

Micaschistes quartzeux à chlorite

Des micaschistes banals et des micaschistes quartzeux leucocrates, de couleur blanche, à texture moyenne et à foliation bien développée, affleurent

principalement dans la zone de la Punta Sommeiller et dans le fond du vallon d'Etache, sentier du Col Coche. Ce sont des roches très homogènes, constituées de quartz, mica blanc, chlorite, chloritoïde et carbonates. Elles passent localement à des micaschistes quartzeux et à des quartzites micacés dans lesquels les quantités de chlorite et de chloritoïde diminuent sensiblement ; ils sont attribués au Permien sur les feuilles Modane et Lanslebourg – Mont d'Ambin.

Sont présents également de rares boudins ou lentilles de schistes à glaucophane à l'Est de la Pointe Sommeiller.

Métaconglomérats et quartzites conglomératiques

Ils constituent un horizon discontinu qui peut mesurer quelques dizaines de mètres d'épaisseur à la base du complexe d'Ambin. Ils sont caractérisés par la présence d'éléments détritiques de dimensions millimétrique à centimétrique, de quartz blanchâtres et de rares éléments de gneiss et de micaschistes orientés tous parallèlement à la schistosité régionale et englobés dans une matrice quartzeuse à mica blanc, qui confère à la roche une couleur blanc laiteux caractéristique.

Les métaconglomérats passent latéralement et de façon graduelle à des quartzites conglomératiques. Dans les deux lithotypes, existent des taches diffuses, de couleur marron, dues à l'altération de carbonates ferri-fères, souvent concentrés dans des niveaux d'épaisseur millimétrique à centimétrique. Ils sont présents entre Savoulx et Oulx.

Gneiss œillés à albite et chlorite

La roche la plus fréquente du complexe d'Ambin, présente sur le versant italien seulement, est un gneiss de couleur vert clair, formé principalement de quartz, albite, mica blanc, chlorite à chloritoïdes reliques, biotite tardive et carbonates. La roche montre une foliation tectonique bien développée, soulignée par le mica blanc et la chlorite. Elle est caractérisée par une texture œillée, définie par des agrégats granoblastiques de dimensions plurimillimétriques, à albite, quartz, chlorite et magnétite, développés sur du pyroxène jadéitique, et par des agrégats à quartz, chlorite et albite développés sur des amphiboles sodiques (amygdales de quartz décrits par J. Goguel, 1958). La chlorite se présente sous forme de grosses lamelles isolées, probablement pseudomorphes, sur une ancienne biotite magmatique.

Les minéraux accessoires sont également très abondants, comme ceux caractéristiques des roches magmatiques à chimisme intermédiaire : opaques (ilménite et magnétite), rutile transformé en titanite, tourmaline, zircon, apatite et épidote.

Considérés comme le produit du métamorphisme de grauwackes (Desmons et Fabre, 1988 ; Desmons et Mercier, 1993), ces gneiss sont ici interprétés comme des roches d'origine magmatique volcanique et/ou volcanoclastique en raison de leurs caractères pétrographiques et de l'homogénéité de leur composition et de leur texture sur toute la zone (bibliographie *in* Borghi et Gattiglio, 1997).

Socle anté-namurien du Briançonnais interne : Unités de Vanoise, Zone du Sapey, Zone des Écailles intermédiaires

ξA. **Micaschistes de l'Arpont (rive droite de l'Arc, socle de Vanoise)**. Le socle écaillé du massif de l'Arpont s'enfonce très vite au Sud sous sa couverture permienne et mésozoïque à travers le versant dominant l'Arc. Cependant, des lambeaux cristallins continuent à jaloner les accidents, au moins jusqu'à la Nappe des Schistes lustrés : accident séparant le Rateau d'Aussois du Plateau du Mauvais Berger, se poursuivant dans le ravin du Barbier, puis Rimollard et Amodon, accident Plan d'Amont – Plan d'Aval puis col du Barbier et conduite forcée d'Avrieux jusqu'aux rives de l'Arc, à l'aval de l'Esseillon.

La carte Modane à 1/50 000 (1988) indique partout des « micaschistes permien ». Il s'agit en fait de lames de « micaschistes de l'Arpont », polystructurés et polymétamorphiques, noirâtres à verdâtres, à petits grenats anté-alpins (difficiles à observer toutefois), mica blanc, quartz, albite, amphibole sodique, chlorite, épidote avec des quartz exsudés en veines ou en nodules (qui les distinguent des micaschistes permien). À ces lames de micaschistes, sont associés des conglomérats à quartz blanc et rose et des pélites sériciteuses, versicolores (Permo-Trias).

Les zircons du granite de l'Arpont, inséré dans ces micaschistes au lac de l'Arpont, ont été datés (SHRIMP U-Pb) à 479 ± 6 Ma, Ordovicien inférieur (Bertrand *et al.*, 1998). Par leur chimisme, ils se rattachent aux grauwackes ou aux shales et se comparent aux micaschistes de la Clarea du Massif d'Ambin ou à ceux de la Vanoise septentrionale (Goffé, 1975).

ξ. **Micaschistes verts à noirs, à chlorite, albite et petits grenats, mylonitisés, « Écailles intermédiaires » auct., La Norma (anté-Namurien – Paléozoïque inférieur ?)**. Bien représentées près du col du Montgenèvre, dans le Rio Secco (feuille Briançon), les Écailles intermédiaires sont très discontinues sur Névache et disparaissent au Nord de l'Arc. Des lames de socle, associées à des lambeaux de couverture permienne et mésozoïque, ont été repérées du Sud au Nord : près des chalets des Acles, au point 1 725 de la route du Col de l'Échelle, à Sette Fontane le long de la frontière italienne, au Plan des Morts dans le vallon de la Rho, au pied ouest du Grand Argentier et aux chalets d'Arrondaz. Ce sont partout des

micaschistes, chloritoschistes ou gneiss très foliés, mylonitisés. Au Plan des Morts, on observe des orthogneiss à feldspaths pertithiques, pseudomorphosés par la jadéite (avec glaucophane, phengite, lawsonite), marqueur d'un métamorphisme HP (voir § « Métamorphisme »).

Ces écaillés jalonnent et marquent une ligne de suture majeure entre Briançonnais et Piémontais que l'on suit des Alpes cottiennes à la Maurienne.

Écaille de socle de La Norma (ξ) : les investigations cartographiques des auteurs ont mis en évidence un affleurement de socle dans les gorges du Saint-Antoine, juste à l'Ouest de la Norma, entre le Permo-Trias briançonnais et le chevauchement des Schistes lustrés ligures : orthogneiss à jadéite (et glaucophane ; Caby, données inédites). Ce témoin unique se rattacherait aux Écaillés intermédiaires ou au rebord interne de la Vanoise.

ξ S, o \check{c} . **Socle du Sapey**. Appelé « Complexe des Gneiss du Sapey » ou simplement « Gneiss du Sapey » (Sapey est le nom d'un ancien fort au-dessus de Modane) (Ellenberger, 1958), il s'agit d'un ensemble de métagranites, d'orthogneiss ou de gneiss œillés leucocrates associés à des micaschistes, des gneiss ou des schistes noirs à lits conglomeratiques et des metabasites (non visibles sur cette feuille), le plus souvent mylonitisés. L'extension et l'épaisseur de cet ensemble sont très variables car il s'agit d'écaillés tectoniques discontinues, situées au rebord oriental de la Zone houillère, mais toujours séparées de celle-ci par un contact anormal. Se suivant depuis le Ruitor (au moins) jusqu'au Sud de Modane avec son tégument permien, il constitue un jalon structural majeur entre Briançonnais externe et Briançonnais interne (« Zone du Sapey »).

Leur association étroite avec des sédiments rapportés au Permien a poussé la plupart des auteurs, jusqu'à très récemment, à leur attribuer un âge également permien (historique dans la notice de la feuille Modane [1988] et Debelmas et Desmons, 1997). Les travaux récents (levers détaillés, datations) ont permis de les rapporter aux socles anciens antévarisques (Desmons, 1992 ; Détraz, 1984 ; Bertrand *et al.*, 2000 ; leviers Névache).

ξ S. **Micaschistes, chloritoschistes, conglomerats, polymétamorphiques et mylonitisés (« Gneiss du Sapey » *auct. p.p.*) (anté-Ordovicien – Paléozoïque inférieur)**. Toujours intimement associées aux granitoïdes, ces roches affleurent plus largement dans le massif de Péclet - Polset où on a aussi des metabasites (ovardites), des schistes albitiques, des schistes noirs et des passées conglomeratiques. À Polset, les micaschistes sont à grenats, disthène et staurotide, témoignant d'un métamorphisme dans le faciès amphibolite d'âge anté-alpin (Détraz et Loubat, 1984).

Le Complexe des Gneiss du Sapey ne constitue pas, au Nord de l'Arc, une bande d'affleurements continus. Au Sud, cela est encore plus réel car les lames de socle sont de plus en plus étroites et éparées ; cependant, elles se retrouvent toujours entre le bord oriental de la Zone houillère et les nappes briançonnaises plus internes. On les suit ainsi dans le vallon du Charmaix, au Col de la Vallée Étroite – Fontaine Froide, en Vallée Étroite (Roche Bernaude, refuge des Rois Mages), puis dans le Val Clarée sur la feuille Briançon (Plampinet, Val des Prés, le Rosier). Cette ligne structurale se prolonge au Sud de Briançon (Barféty *et al.*, 1975). Nombre de ces écailles, sur la feuille Névache, ont été découvertes par R. Caby (1964).

oζ. **Orthogneiss (« Gneiss du Sapey » *auct. p.p.*) (Ordovicien, 450-480 Ma)**. Ils sont bien observables en rive droite de l'Arc, dans le flanc sud du massif du Fort du Sapey, où ils sont placés entre le chevauchement de la série houillère renversée et couronnée par des conglomérats « stéphano-permiens », à l'Ouest (Fort du Sapey), et les conglomérats verrucano, à l'Est (ruisseau de Saint-Bernard).

Ce sont des gneiss œillés leucocrates, à grand feldspath potassique (microcline perthitique), muscovite, biotite brune, grenat, apatite, tourmaline, zircon, chlorite, quartz. Leur structure peut être homogène, finement grenue, non orientée. Le métamorphisme alpin est responsable de la présence de stilpnomélane, phengite, chlorite, albite, épidote, amphibole sodique ferrifère. Chimiquement, c'est un granite hyperalcalin.

Des échantillons récoltés dans les pentes faisant face à Fourneaux ont livré un âge de 452 ± 5 Ma sur zircon (Ordovicien supérieur) (Bertrand *et al.*, 2000).

Terrains du Paléozoïque supérieur (Houiller - Permien)

Houiller

Le Houiller briançonnais est largement représenté sur la moitié occidentale de la feuille. 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 infradécimétriques : de quartz polycristallin d'origine filonienne, de roches paradérivées (gneiss, schistes, quartzites) à métamorphisme anté-alpin polyphasé, issues d'un vieux socle cristallin et de sa couverture anténamurienne et de roches éruptives microgrenues. L'ensemble des terrains houillers briançonnais est décollé de son socle prénamurien qui est inconnu à l'affleurement dans la Zone houillère, mais vraisemblablement analogue à

celui des zones plus internes : Sapey, Ruitor, Vanoise, etc. (Bocquet *et al.*, 1974 ; Desmons, 1992 ; Desmons et Mercier, 1993 ; Bertrand *et al.*, 1998).

Ces terrains houillers sont eux-mêmes affectés de clivages importants en relation avec les écaillages reconnus dans les terrains mésozoïques. Cependant, l'un d'entre eux – *l'accident des Drayères* (Fabre, 1982 ; Fabre *et al.*, 1982) – montre un jeu précoce, probablement antétriasique, en séparant deux unités à contenu lithostratigraphique différent : *Unité supérieure* et *Unité inférieure*. Ces unités comprennent chacune trois formations superposées :

– Formation de Cristol, Formation du Chardonnet, Formation du Rocher du Loup (Mercier et Beaudoin, 1987 ; Mercier, 1995, feuille Briançon à 1/50 000), pour la première ;

– Formation de la Praz, Formation de Tarentaise, Formation de Roche Château ou de Courchevel (mal délimitées cartographiquement en raison de l'absence de flore et des complications tectoniques ; Fabre, 1961), pour la seconde.

Dans l'Unité supérieure, les formations houillères sont directement surmontées en discordance par les conglomérats et quartzites à faciès « Verrucano » rapportés au Permo-Trias (voir plus loin). Dans l'Unité inférieure, les formations conglomératiques, dites « stéphano-permiennes », sont surmontées par les épaisses séries volcano-sédimentaires permienes des Rochilles.

h3C. Formation de Cristol (Namurien ?) : conglomérats, grès grossiers. Définie à la Crête de Cristol (Mercier et Beaudoin, 1987 ; feuille Briançon 1996), cette formation puissante d'environ 400 m apparaît au cœur d'une structure anticlinorium majeure (Buffère, Lac du Serpent, Cula, Muandes, Roche de la Pelle, Sarrasins, Pic Noir).

Cette formation se caractérise par une succession de séquences élémentaires positives (grano- et stratodécroissantes), d'épaisseur décamétrique, où prédominent les termes conglomératiques et gréseux grossiers, mal triés, à stratifications en auge. Les faciès fins y sont rares et les quelques horizons charbonneux reposent directement sur les grès par l'intermédiaire d'un sol à radicelles. L'emboîtement des corps gréseux à section lenticulaire (chenaux) apparaît nettement à l'échelle de l'affleurement. Ces séquences caractérisent un environnement fluvial en partie amont du bassin avec de nombreux chenaux anastomosés (« en tresses »). Les mesures de paléocourants donnent un sens d'écoulement moyen SSW-NNE.

La formation de Cristol n'est pas datée ; un âge namurien lui est attribué, car elle passe vers le haut à la formation du Chardonnet.

h₃-4a. Formation du Chardonnet (Namurien B – Westphalien A) : conglomérats, grès micacés, pélites, anthracite (équivalent de h₃ et h_{4a} sur Briançon). La formation du Chardonnet est définie au col du même nom où elle est particulièrement développée (1 000 m environ) et fossilifère (Schade *et al.*, 1985 ; Mercier *in* Barféty *et al.*, 1995). Elle constitue l'essentiel des terrains houillers de la partie méridionale de la feuille (rive gauche de la Guisane, vallon du Chardonnet, haute vallée de la Clarée, Vallée Étroite). Sur le versant Maurienne, elle ne se retrouve avec certitude que dans d'étroites bandes (Crête des Sarrazins, le Mounioz) avant de disparaître définitivement.

Les séquences, toujours positives et pluridécamétriques, sont marquées par leur grande régularité latérale, par la réduction des faciès conglomératiques et gréseux grossiers à troncs transportés, par le développement corrélatif des grès à stratifications obliques planes ou en auge, et, surtout, par l'importance croissante des faciès fins de levée et de plaine d'inondation : grès fins micacés et siltites à laminations horizontales et rides, pélites charbonneuses, sols de végétation à *Stigmaria* et troncs debout fréquents, charbon en couches d'épaisseur parfois métrique, rares argilites lacustres à *Leaia* et *Estheria*.

Cette formation marque l'installation d'une vaste plaine alluviale subsidente, drainée par des rivières à chenaux anastomosés délimitant des dépressions humides ou lacustres favorables aux dépôts phytogènes. Les paléocourants mesurés évoluent dans un secteur SE-NW à SW-NE.

La Formation du Chardonnet est datée du Namurien B supérieur – Westphalien A par une flore diversifiée et très bien conservée (Brousmiche-Delcambre *et al.*, 1995) comprenant notamment de nombreuses lycophytes et arthropytes équisétales, *Karinopteris acuta* (BRONGNIART), *Neuralethopteris schlehanii* (STUR), etc., et dans les niveaux les plus élevés, des pinnules de *Paripteris gigantea* (STERNBERG).

Les couches d'anthracite de la Formation du Chardonnet ont fait l'objet d'innombrables exploitations paysannes, notamment dans les secteurs les plus occidentaux de la feuille, entre le Grand Vallon (mine de la Benoîte) et le Col de la Ponsonnière. Au Col du Chardonnet (versant Guisane), du graphitoïde a été exploité au contact avec les microdiorites de la Cée Haute.

Le Westphalien B et C (Assise de la Madeleine *auct.*), réputés jusqu'alors constituer l'essentiel des terrains houillers du Briançonnais (Fabre, 1961 ; Feys, 1963 ; Greber, 1965 ; feuille Briançon à 1/80 000), n'ont pu être caractérisés (Brousmiche-Delcambre *et al.*, 1995).

h_P. Grès de la Praz *auct.* (Namurien – Westphalien ?) : conglomérats, grès grossiers. La Formation de La Praz ou « Houiller

stérile » (Fabre, 1961) affleure dans la vallée de l'Arc, entre Sordières et le Freney (feuille Modane), au cœur d'une vaste structure anticlinoriale. Son épaisseur est inconnue. Elle est constituée de séquences décamétriques grano- et stratodécroissantes formées principalement de grès grossiers à lits conglomératiques et stratifications en auges, de grès micacés plus fins, gris à verdâtre (chlorite) et, parfois, de pélites noires.

Faute de fossiles, cette formation n'est pas datée. On peut toutefois suggérer un âge namuro-westphalien si on admet l'âge proposé pour les Formations de Cristol et du Chardonnet *pro parte*. Au Nord-Est de Saint-Michel-de-Maurienne (feuille Modane), le « Houiller productif » sus-jacent a livré des pinnules de *Paripteris gigantea* (STERNBERG), mais les relations avec la Formation de la Praz ne sont pas clairement établies.

h4-5. Formation de Tarentaise (Westphalien à Stéphanien inférieur) : conglomérats, grès micacés, pélites, anthracite. La Formation de Tarentaise ou « Houiller productif » (Fabre, 1961) n'est représentée que dans la partie savoyarde de la feuille, notamment dans la vallée de la Neuvache, sur le versant ouest du ruisseau et du lac de Bissorte et dans le vallon du ruisseau du Charmaix. Elle succède à la Formation de la Praz, sans pour autant pouvoir en préciser la limite avec certitude.

Les séquences offrent de grandes similitudes avec celles de la Formation du Chardonnet, montrant notamment un fort développement des grès micacés à stratifications obliques et en auges, des grès fins et des pélites charbonneuses. Des niveaux versicolores apparaissent dans la partie supérieure. Les empreintes végétales sont, par contre, beaucoup plus rares. Quelques couches d'anthracite ont été exploitées artisanalement dans le vallon du Charmaix. Des flores éparses, comportant *Pecopteris lamurensis* (HERR) et *Mixoneura flexuosa* (G.E.), ont pu, jadis, être récoltées dans la vallée de la Neuvache (Greber, 1965) ; elles indiquent un âge westphalien D – stéphanien inférieur pour la partie sommitale de la Formation de Tarentaise. Aucune donnée ne vient préciser l'âge des couches plus inférieures.

h5Cg. Formation du Rocher du Loup (Stéphanien moyen ?) : conglomérats quartzeux, grès feldspathiques, pélites. La Formation du Rocher du Loup (Mercier et Beaudoin, 1987) est définie sur la feuille Briançon, à l'Est du Col de l'Oule, où elle offre, sur environ 400 m, un empilement de séquences métriques à décamétriques de conglomérats quartzeux et de grès feldspathiques grossiers à patine beige et à grandes stratifications en auges. Dans la partie supérieure s'intercalent des grès micacés lie-de-vin et des pélites grises. De telles séquences caractérisent un milieu fluvial de type rivières en tresses.

Cette formation repose en discordance sur les formations du Chardonnet et de Cristol. Sur la feuille Névache, elle n'est représentée que très localement, selon une bande discontinue entre la Grande Cime et la Crête de la Gueyta. Plus au Nord, on peut lui attribuer quelques mauvais affleurements au Nord-Est du Mont Thabor et au Col des Bataillères.

Cette formation n'est pas datée, mais par analogie avec l'Assise de Courchevel *auct.*, définie en Tarentaise (Fabre, 1961 ; feuille Moûtiers), un âge stéphanien moyen est proposé.

h5-r. Assise de Roche-Château ou Assise de Courchevel ou Stéphanio-Permien *auct.* (Stéphanien moyen – Permien inférieur ?) : conglomérats clairs, grès et pélites versicolores. L'Assise de Roche Château (Fabre, 1961 ; Feys, 1963) n'est complète qu'en rive gauche de la Neuvache où elle affleure en crête. Elle succède en continuité à la Formation de Tarentaise par une zone de transition marquée par un enrichissement en matériel détritique quartzo-feldspathique et en galets de quartz et de cristallin. Au-dessus, la sédimentation devient plus grossière encore : arkoses blanches et pélites grises, vertes ou violettes y alternent avec des conglomérats clairs en bancs épais (souvent imprégnés d'ankérite). L'ensemble, d'une épaisseur totale de 500 m environ, strato- et granocroissant, traduit la progradation de systèmes fluviaux très amont (cônes alluviaux) sur une plaine alluviale. Cette formation n'est pas datée ; un âge stéphanien moyen-supérieur, lui est classiquement attribué.

L'Assise de Courchevel n'affleure que dans la partie orientale de la Zone houillère : Freney, Bois du Sapey et quelques points en rive droite du ruisseau de Saint-Bernard. Elle est ici constituée de conglomérats à galets de gneiss, de micaschistes et de quartz, grès feldspathiques et pélites, gris à la base, verts puis rouges ou violacés au sommet.

L'Assise de Courchevel n'est pas datée sur les feuilles Névache et Modane. Au Col de la Loze (feuille Moûtiers), où elle succède en continuité à la Formation de Tarentaise, sa base a fourni une flore du Stéphanien moyen. Le caractère de plus en plus versicolore des couches sommitales les fait classiquement attribuer au Permien inférieur.

Roches magmatiques calco-alkalines (volcanites) intrusives dans le Houiller (Stéphanien – Permien ?)

Des roches microgrenues porphyriques, microgranites, microgranodiorites et microdiorites, sont intrusives dans les formations houillères des deux unités inférieure et supérieure (Formations du Rocher du Loup, de Roche Château et de Courchevel exceptées) sous forme de sills, d'épaisseur métrique à décamétrique, et 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 la Formation du Chardonnet, transformant les grès et pélites en cornéennes. C'est notamment le cas dans les parties hautes des massifs de la Benoîte et de la Cée Haute.

$\mu\gamma^3$. **Microgranites.** Ils se retrouvent surtout dans les niveaux inférieurs de la série, Formation de Cristol et Namurien. Ils ont une structure porphyrique typique : glomérophyres de plagioclases (An^{5-12}) en phénocristaux automorphes, quartz rhyolitiques corrodés millimétriques et paillettes altérées de biotite dans une mésostase microgrenue quartzo-feldspathique. Leur composition (tableau d'analyses dans la notice Briançon) les situe dans le domaine des rhyolites ($SiO_2 > 70 \%$) ; la tendance hyperalumineuse actuelle serait liée à l'altération de la roche (Mercier *in* Barfèty *et al.*, 1995). On les trouve surtout au Nord et au Sud du massif de l'Aiguillette du Lauzet.

$\mu\eta^3$. **Diorites, microgranodiorites, dolérites.** Ces roches se sont mises en place dans le haut de la série (Westphalien inférieur). Elles montrent une texture porphyrique, plus rarement microlitique ou fluidale : phénocristaux automorphes de plagioclase et hornblende en amas glomérophyriques, quartz rhyolitiques résorbés, titanomagnétite, apatite, zircon, rutile, pyrite dans une mésostase quartzo-feldspathique. Elles renferment des enclaves homogènes (cumulats) à plagioclases cimentés par une mésostase chloriteuse. La composition des microgranodiorites et des microdiorites est respectivement dacitique à intermédiaire (tableau d'analyses dans la notice Briançon). Le métamorphisme alpin y a développé, dans le faciès Schistes verts, des paragenèses à lawsonite, pumpellyite, prehnite, albite, mica blanc, chlorite et sphène (Mercier *in* Barfèty *et al.*, 1995). Elles sont exceptionnellement développées dans le massif de la Cée Haute – Tête de la Cassille où elles figurent une lame intrusive (pluton) localement bordée de brèches magmatiques et de nombreux filons leucocrates (suggérant une mise en place dans une zone de fracture du bassin sédimentaire (Piantone, 1980).

Les dolérites, décrites par P. Piantone (1980), sont présentes seulement près du lac Serpent et de l'Arête de la Cula, en rive gauche de la Clarée, au-dessus des chalets du Ricou. Elles sont disposées en sills et dykes, ces derniers tous orientés E-W. Elles sont proches des diorites mais les cristaux ne sont pas visibles à l'œil (non différenciées sur la carte).

Les roches magmatiques possèdent un caractère calco-alkalin marqué (cf. analyses *in* Barfèty *et al.*, 1995) ; elles résulteraient de processus de cristallisation fractionnée, contrôlés par une forte teneur en eau du magma (sans pyroxène ni olivine) et une forte fugacité d'oxygène (cristallisation précoce de titanomagnétite). De telles conditions, dues à une contamination crustale, révèlent la présence d'une croûte continentale épaisse.

Les intrusions ne sont pas datées et ne sont reliées à aucun volcanisme aérien connu, bien que la présence, dès le Stéphanien moyen, de quartz rhyolitiques dans les sédiments ou de niveaux tuffacés peut l'évoquer. Elles précèdent sans doute les épanchements volcaniques du Permien et sont antérieures au dépôt du Verrucano qui renferme des galets de microdiorites (Mercier, 1995, *in* Barfêty *et al.*, 1995).

Permien

Les formations qui se rapportent à cette période sont exceptionnellement développées sur la carte Névache et livrent une coupe assez continue, ce qui est inhabituel dans les Alpes françaises. L'ensemble de la série permienne, entre la fin du Carbonifère (Assise de Courchevel ou de Roche Château) et le Permo-Trias est bien observable sur la crête séparant le pays briançonnais de la Maurienne, au fond de la vallée de Névache, entre le sommet de Roche Château et l'Aiguille Noire, sur 2,5 km de long, avec relativement peu d'accidents tectoniques. Deux grands ensembles se distinguent (Fabre et Feys, 1966 et levés actuels Mercier, Barfêty, Fabre) :

– Formation de Baume Noire ou « Série multicolore inférieure » *auct.*, rapportée à l'Éopermien ;

– Formation de Rochachille ou « Assise de Rochachille » ou « Assise de la Ponsonnière » *auct.*, du nom du col éponyme, juste à l'Ouest de la carte, sur la feuille La Grave.

ra, raS, raD, α . Formation de Baume Noire (Éopermien) : conglomérats quartzeux clairs, bancs de dolomies, pélites noires ou versicolores à bancs de dolomies. Cet ensemble inclut des pélites noires à la base (raS), des carbonates (dolomies) (raD) et des conglomérats quartzeux clairs où peuvent s'intercaler des niveaux volcaniques : andésites, dacites, tufs (roches alcalines) (α). Il est rapporté au Permien inférieur (Autunien), d'après sa position entre l'Assise de Roche-Château et l'Assise de Rochachille, partout sus-jacente.

Les couches de base (30 à 60 m) sont schisteuses, grises à noires, avec des bancs de carbonates à patine rousse ; elles sont suivies de schistes bariolés, vert foncé à la base, puis très colorés, verts ou violets, alternant avec des bancs de carbonates à patine capucin, surtout dolomitiques, parfois calcaires, gris ou noirs. Ces bancs peuvent être d'allure ondulée et montrent des lits siliceux noirs ou des cloisons siliceuses restant en relief après altération.

Vers le haut, les schistes sériciteux se chargent de grès grossiers et conglomérats et on y trouve aussi de minces bancs de calcaires oolitiques (Lemoine, 1952) et des brèches intraformationnelles carbonatées.

L'épaisseur de l'ensemble est estimée à 300-500 m, difficile à évaluer à cause des replis ; de plus, cet ensemble est recoupé en biseau par la formation sus-jacente.

rb, rbC₁, ρ, rbC₂, rbL. « **Assise de Rochachille** » ou « **Assise de la Ponsonnière** » *auct.* (Néopermien) : **conglomérats quartzeux, grès grossiers et pélites pourpres**. Au-dessus de la discordance (15 à 20° sous le point 2 884 ou Pointe Pussenot), vient une épaisse série de conglomérats et pélites de teinte générale violet sombre, lie-de-vin (rb) avec des niveaux de conglomérats quartzeux violets (rbC₁) ou verts (rbC₂). La série débute à la Pointe Pussenot par un conglomérat vert blanchâtre, de plusieurs mètres, à débris de Houiller et Permien (calcaires et galets éruptifs rouges). Au-dessus, se développe la formation violette à galets divers représentant tous les faciès du Houiller et de l'Éopermien (microdiorites, microgranites, phtanites, laves, tufs) ; le ciment est une arkose lie-de-vin pouvant se décolorer en vert pâle.

Un niveau épais de rhyolites a été cartographié (ρ) au Sud des Rochers du Lau ; d'autres se retrouvent très amincis, laminés au Nord du refuge des Drayères (sentier des Rochilles).

À l'extrémité ouest de la coupe, au Col de l'Aiguille Noire, les mêmes sédiments s'éclaircissent et passent à des schistes et grès sériciteux gris clair, ponctués de rouille, à rares quartz roses (50 m d'épaisseur environ), donnant un niveau que l'on suit vers le Sud jusqu'au Pain de Sucre, intercalé partout entre l'Assise de Rochachille et le Verrucano. Dénommé « Série livide » *auct.*, ce niveau a été différencié sur la carte (rbL), bien qu'il ne s'agisse, sans doute, que d'un changement de teinte lié à des conditions climatiques différentes (Fabre et Feys, 1966).

Nous n'avons pas de données récentes sur les coulées volcaniques (ρ), mais leurs caractéristiques sont proches de celles des coulées volcaniques du vallon de la Ponsonnière (feuille La Grave) où elles sont plus développées : là, deux niveaux existent, dacitique, puis rhyolitique, étudiés par P. Piantone (1980). La coulée supérieure, à proximité du Verrucano, est une rhyolite à quartz, feldspath potassique (phénocristaux), albite et séricite avec une forte teneur en K₂O, plus alcaline que toutes les roches du Houiller. La coulée inférieure, andésite ou dacite, est à albite, chlorite et quartz, avec une structure porphyrique à phénocristaux d'amphibole et de plagioclase, de tendance calco-alcaline ; elle se rapproche par la géochimie des microdiorites du Houiller.

L'âge de l'Assise de Rochachille n'est pas donné par des fossiles ; on la rapporte par sa position au Néopermien (Thuringien ou Saxonien – Thuringien).

On peut s'interroger sur la valeur de la discordance observée entre Assise de Rochachille et Assise de Baume Noire : s'agit-il d'une vraie discordance tectonique, alors attribuée à la phase saalienne de l'orogène hercynienne, d'un ravinement ou bien encore, d'un simple passage latéral de faciès (quoique la superposition des deux faciès soit constante sur les affleurements) (Schade, 1989). Cette dernière hypothèse avait été émise, dans les années 50 et permettait d'interpréter tout le Permien des Rochilles comme l'équivalent du Verrucano qui n'en serait alors que le condensé (Fabre et Feys, 1966).

À noter : en contrebas du Grand Séru, donc bien à l'Est des Rochilles, entre le conglomérat à quartz roses du Permo-Trias et le Houiller, s'intercalent quelques mètres de conglomérats violets (à éléments éruptifs) identiques à ceux de Rochachille.

rCg. Conglomérats de Loutraz – Aiguille Doran (au Nord de l'Arc) (Permien supérieur ?) : conglomérats polygéniques à éléments volcaniques. Au Nord de l'Arc (feuille Modane), le Permien est représenté par une épaisse formation de conglomérats polygéniques massifs formant une ligne de falaise continue, depuis la carrière de Loutraz, à l'Est de Modane, pour engendrer des sommets remarquables (Rateau d'Aussois) ; son redoublement par faille, à l'Ouest, donne une seconde ligne de crêtes (Aiguille Doran, Pointe de l'Échelle). Cette formation ne traverse pas l'Arc et n'est plus visible au Sud.

Ce conglomérat à patine brune, rousse ou verdâtre, très siliceux et donnant des éboulis à gros blocs, comporte des bancs épais de galets décimétriques avec une matrice quartzo-chloriteuse verte pouvant alterner avec des niveaux plus fins, microconglomératiques et quartzitiques, à stratifications entrecroisées ; les galets de quartz roses y sont très rares.

Cette formation reployée ici en antiforme déversée vers l'Est, passe progressivement vers le haut au Permo-Trias et reposerait, pour les auteurs, sur des micaschistes gris (« Schistes bleus » ; Ellenberger, 1958) ou sur les « Schistes albitiques » du Fond d'Aussois rapportés au Permien, sans preuve toutefois, et à comparer plutôt aux « Micaschistes de l'Arpont » (anté-ordoviciens). Le conglomérat de Loutraz, dépôt continental, est probablement néopermien et serait l'équivalent de l'Assise de Rochachille, au Sud.

Terrains mésozoïques et cénozoïques

Permo-Trias

r-t. Conglomérats quartzeux à quartz roses et pélites violettes (Permo-Trias) « Verrucano » *auct.* (Groupe d'Etache, massif

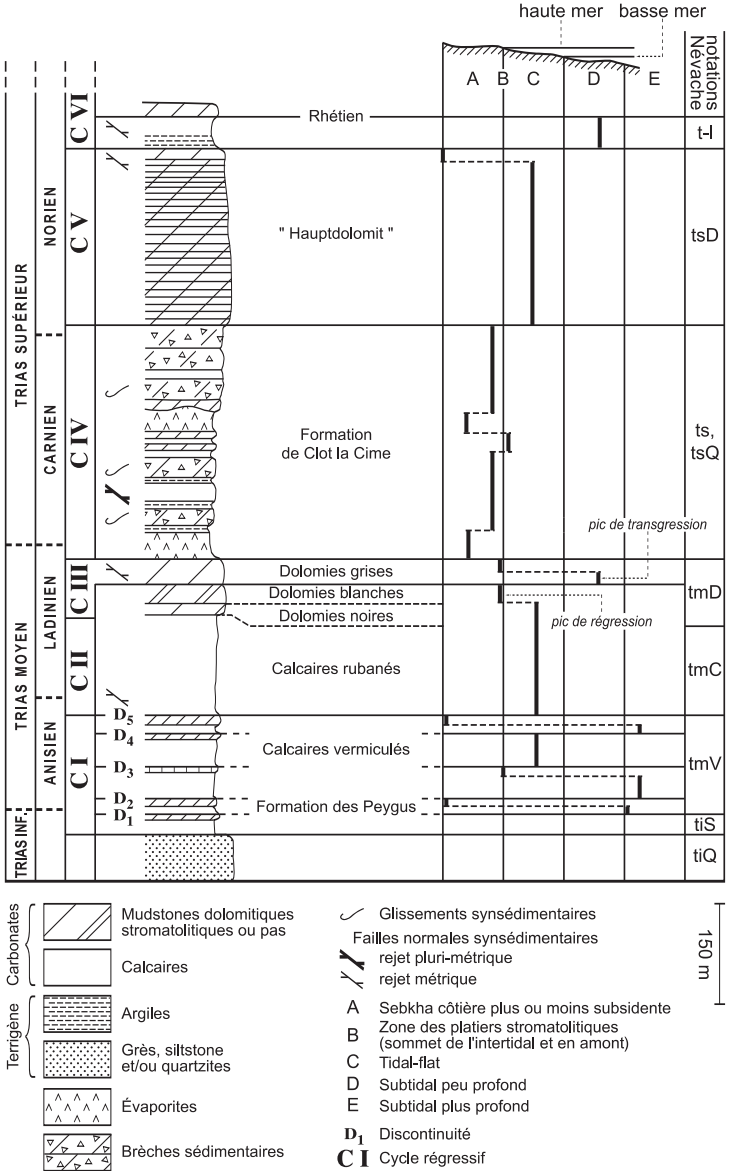


Fig. 4 - Coupe synthétique du Trias briannonnais
 (Mégard-Galli et Faure, 1988 modifié)

d'Ambin) (1 à 50 m maximum). Bien que le contact avec les termes du Houiller soit souvent tectonique, son épaisseur varie aussi pour des raisons sédimentologiques. Une discordance de base peut être localement visible comme à l'entrée du Vallon, au Nord de Névache – Ville-Haute ou à la Tête de la Cassille. Vers le haut, cette formation est toujours adhérente aux quartzites du Trias inférieur avec lesquels le passage est progressif (Guillot *et al.*, 1994).

C'est un conglomérat quartzeux en bancs métriques ou plurimétriques alternant souvent, mais pas obligatoirement, avec des pélites sériciteuses vertes ou violacées (lie-de-vin). Les galets sont des quartz arrondis, laiteux ou roses (la présence de ces derniers est un repère commode pour les distinguer des conglomérats du Trias inférieur) ; les éléments de Houiller ou de socle sont très rares. Les galets de rhyolites et de jaspes rouges – très habituels et abondants au Sud, sur Guillestre et Briançon – n'existent ici qu'à l'Ouest et au Sud-Ouest de la feuille (Aiguillette du Lauzet, Crête du Diable, Sud du Thabor, Cassille), ce qui est dû à l'éloignement des appareils volcaniques, sources d'apports. Des mouchetures de malachite et parfois d'azurite sont visibles (entre Fontaine Froide et Modane, gorges du Seuil), et, au sommet de la formation, l'ankérite brune est fréquente.

Le conglomérat du torrent de Saint-Bernard (Ellenberger, 1958), au Nord de Modane, doit être rapporté au Permo-Trias : il a la caractéristique d'être directement transgressif et discordant sur le socle du Sapey (comme en Vanoise, par conséquent), et non sur le Houiller. Épais de 150 m, il montre des blocs anguleux du Complexe du Sapey et des galets de quartz blancs et de quartz roses ; il se termine par des pélites sériciteuses argentées ou versicolores. Au Sud de Modane, ce niveau peut encore reposer sur les gneiss (le Charmaix).

L'âge de ce niveau continental n'a jamais été précisé par des fossiles, d'où son appellation de Permo-Trias ; de fait, aux Rochilles il repose sur le Néopermien et passe graduellement aux quartzites du Trias inférieur.

En Italie (Ambin), cette formation est appelée : « Quartzites d'Etache » (Permo-Trias).

Ils affleurent sur le massif de la Rognosa d'Etache, au pied de la paroi sud-est du Mont Séguret et à la base du versant gauche de la vallée de Susa, entre Pont Ventoux et le Rio Séguret. Ils sont formés d'une alternance de schistes à séricite et de quartzites conglomératiques reposant sur différents éléments du Complexe d'Ambin sous-jaçant.

Les schistes à séricite, de couleur gris verdâtre, forment des niveaux d'épaisseur centimétrique à décimétrique et sont constitués principalement de mica clair et de quartz, et, en moindre quantité, de tourmaline et zircon d'origine détritique. Ils se caractérisent par une schistosité pénétrative qui

met en évidence les phases de déformation tardive par un clivage de crénulation qui évolue localement en une nouvelle schistosité de plan axial. Le passage avec les gneiss du Complexe d'Ambin sous-jaçant est brutal et tectonique, et n'est plus considéré comme étant un passage stratigraphique.

Les quartzites massifs conglomératiques, de couleur vert pâle et à altération gris noisette, forment des bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Ils sont constitués principalement de quartz, auquel sont associés du mica clair, de rares feldspaths alcalins (millimétriques) et de très rares albites ; parmi les minéraux accessoires, on note l'abondance du zircon. Sont aussi présents en quantité variable des éléments détritiques subanguleux de quartz roses à éclat vitreux, de dimensions généralement millimétriques, voire centimétriques.

La présence locale de bancs à altération de couleur rouille, intercalés aux bancs de couleur vert pâle, donne au complexe un aspect lité.

En Italie, ces métasédiments, bien que largement cités dans la littérature, n'avaient pas été cartographiés séparément jusqu'au début des années 70 ; M. Gay (1970-1972), le premier, a défini cette succession et l'a baptisée « Groupe d'Etache ».

Ils sont attribués ici aussi au Permien supérieur – Trias inférieur, en raison de leur place dans la pile sédimentaire ; ils sont l'équivalent du Verrucano sur le versant français et ont une épaisseur comparable.

Trias

Le Trias constitue l'essentiel des grands massifs de la carte : Cerces, Mont Thabor, Rois Mages. Communément en Briançonnais (fig. 4), il comporte une assise siliceuse, les quartzites, rapportée au Trias inférieur, et un ensemble carbonaté daté du Trias moyen ; le Trias supérieur dolomitique n'est pas présent sur la carte en zone briançonnaise, au Sud de l'Arc.

• Trias inférieur

tiQ. Quartzites et quartzites conglomératiques blancs (Scythien inférieur) (200 à 350 m). Cette formation, par son homogénéité, son épaisseur, sa lithologie, constitue un élément remarquable et spécifique des nappes briançonnaises et des Alpes internes (Guillot et Raoult, 1984).

Ce sont des quartzites mal lités mais largement diaclasés (donnant des éboulis bien calibrés), blanc livide, acquérant une teinte jaune soufre ou bronze rouille due à la présence d'un lichen calcifuge (*Rhizocarpon geographicum*). Les figures sédimentaires dans cette formation, assimilée à d'anciens sables fluviaux ou littoraux (Guillot *et al.*, 1994), sont rares :

ripples marks, mud cracks ; les strates obliques permettent de donner la polarité des couches.

À la base, la formation comporte plus de lits conglomératiques (avec des strates entrecroisées), et les quartz roses ont disparu ; au sommet il est très fréquent d'y voir des teintes bariolées, vertes, puis violettes et brunes très sombres (Cassille) car rubéfiés, avec beaucoup d'hématite et d'ankérite. Ils sont datés par encadrement, aucun fossile ni empreinte n'ont jamais été observés.

En Italie, cette formation (« Quartzites du Rio Séguret » ; feuille Bardonecchia, 2002) affleure largement dans le secteur de la Rognosa d'Etache, sur le versant rive gauche de la Dora di Bardonecchia, entre Baume et C. Portetta et sur le versant oriental du Mont Séguret – Mont Pramand (feuille Bardonecchia). On les rencontre sous forme d'écailles tectoniques le long des contacts majeurs, à Costans et au Col d'Etache.

Les quartzites du Rio Séguret, de couleur blanche et à altération blanc jaunâtre, présentent une structure massive et une composition principalement quartzreuse avec de rares micas clairs. Ils forment des bancs très réguliers, d'épaisseur décimétrique à métrique. La texture de la roche est fine et homogène : le mica blanc se concentre surtout sur les surfaces de stratification. Le passage avec les « quartzites d'Etache » sous-jacents est stratigraphique et se fait de façon progressive. L'épaisseur de ces métasédiments est extrêmement variable : maximale au massif de la Rognosa d'Etache (environ 250 m) et aux alentours de Baume ; ailleurs, elle n'est que de quelques mètres.

Les quartzites du Rio Séguret constituent le produit métamorphique de sédiments quartzo-arénitiques déposés en milieu littoral (Lorenzoni, 1965) et sont attribués au Trias inférieur (Werfénien) par analogie avec les successions briançonnaises (Ellenberger, 1958 ; Lorenzoni, 1965 ; Allenbach et Caron, 1986).

t/s. Schistes noirs et petits bancs dolomitiques, cargneules (Scythien supérieur). Au-dessus des quartzites, le changement de dépôts est brutal : argilites ou pélites noires, vertes ou jaunes, alternent avec de petits bancs de dolomies ocre ou brunes, parfois gréseuses, caractérisant un milieu lagunaire ; on suppose que des évaporites ont pu se déposer, bien qu'on ne les retrouve pas stratigraphiquement en place (ainsi au sommet du Mont Thabor, au Rocher de l'Infernet, aux Tours du Vallon et aux Enfournants où les gypses se sont injectés le long des plans de couches, à proximité de redoublements tectoniques).

Ces dépôts, tendres par rapport à l'encadrant, sont tectonisés et ont pu servir de niveaux de décollement ; ils sont alors broyés, réduits à une brèche

tectonique ou cargneule, à fragments de schistes et de dolomies jaunes qui permet de surnommer ce niveau « vire jaune ».

On peut les observer en place dans le massif des Cerces (flanc oriental de la crête de Privé, pied est et sud-est du Queyrellin, Lac du Châtellard) ou encore à la Crête de la Charmette au Nord de Névache ou au Mounioz et sur l'arête Mont Thabor – Pointe des Angelières. Présents au pied nord du Séru, avec des dolomies jaunes, des argilites vertes et noires, on observe aussi des dolomies bréchiques brunes. En rive droite du Vallon, cette formation a été préservée au cœur d'une synforme de quartzites, qui va s'aplanir plus au Nord.

Elle est située sous l'Anisien basal et traditionnellement rapportée au Scythien supérieur.

Deux types de faciès, attribués à ce niveau, sont à signaler :

– au Col Sommeiller, près de la limite de carte (sur les feuilles Bardonecchia et Lanslebourg) au sommet des quartzites, s'observent des schistes micacés quartzeux à chloritoïdes, interprétés sur la feuille Lanslebourg comme des métasédiments d'âge Werfénien supérieur, en position stratigraphique normale ;
– par contre l'attribution du niveau de la « vire noire » de la Pointe de Bellecombe, au-dessus des quartzites d'Ambin, au Werfénien supérieur (feuilles Modane et Lanslebourg) est remise en question ; ce niveau est constitué en fait de lits de calcschistes noirs microbréchiques et de brèches dolomitiques brunes, que l'on doit comparer aux calcschistes de la Beaume (Néocrétacé) (voir plus loin).

• *Trias moyen (et supérieur)*

Le Trias moyen est représenté par des carbonates – calcaires et dolomies – formant l'ossature des plus hauts massifs de la carte et les plus escarpés : Aiguillette du Lauzet, Cerces-Queyrellin, Grand Séru, Roc Mounioz, Guiau, Aiguille Rouge, Rois Mages pour ne citer que les principaux.

Le Trias moyen débute au premier niveau de calcaires vermiculés et se termine par des dolomies noires massives, avec une épaisseur totale pouvant dépasser 500 m ; datés de l'Anisien et du Ladinien, ces dépôts de plate-forme correspondent à trois cycles sédimentaires (Baud et Mégard-Galli, 1975 ; Mégard-Galli et Baud, 1977 ; Mégard-Galli et Faure, 1988) (fig. 4).

Le Trias supérieur, non daté cependant, a été figuré au Nord de l'Arc.

tmV. Calcaires bioturbés et dolomies (Calcaires vermiculés) (Anisien inférieur) (130-150 m). Les alternances de bancs de calcaires gris bioturbés et de dolomies jaunâtres ou blanches constituent un niveau repère

remarquable à la base des carbonates triasiques, facilitant le déchiffrement des structures (il permet de localiser le redoublement de séries, comme au flanc est du Queyrellin ou sur la crête allant de Névache au Banchet).

C'est une formation litée, bien stratifiée comportant des séquences régulières de bancs calcaires, bancs dolomitiques ocre ou bruns, parfois bréchiés et de calcaires dits vermiculés qui sont des alternances de lits calcaires sombres et d'argiles dolomitiques jaunes remaniées, ce qui leur donne un aspect noduleux ou boudiné. Les surfaces de bancs peuvent être constellées de vermicules contournés ou en U qui seraient des anciens terriers d'organismes fouisseurs (vers, crustacés,... ; Baud, 1976). On les retrouve à différents niveaux, surtout à la base et au sommet de la formation.

Cette formation (appelée Formation des Peygus au Sud de Briançon ou « de Saint-Tryphon » dans les Préalpes) représente le cycle I au début de l'établissement de la plate-forme briançonnaise où se repèrent 5 séquences régressives. Dans la séquence 4, existe un niveau dolomitique à silex (au Séru). Celle qui clôt le cycle est la plus nette (D5), marquée par des dolomies et pélites colorés ; c'est le niveau dit « d'émersion » ou « niveau orangé » que l'on observe au Grand Séru (face ouest), au Mounioz, à Arrondaz ou dans les Rois Mages.

Il y a peu de variations de faciès d'un massif à l'autre. R Caby (1964) décrit des coupes au Séru, au Mounioz, la Planette et Arrondaz - Pas du Roc. Il cite la présence : de gastéropodes (*Worthenia*) au Mounioz et au Mont Thabor, dans les calcaires vermiculés de crinoïdes (*Dadocrinus*) dans les dolomies ocre sus-jacentes ; de diplopores à la Cime de la Planette (*Anisoporella*, *Physoporella*), dans les calcaires gris, sous le niveau à silex de petits gastéropodes sous les schistes orangés, dans les Rois Mages (la Planette).

La formation des calcaires vermiculés n'est pas visible dans l'unité renversée de l'Aiguille Rouge (ce qui était déjà signalé par Schneegans (1933) à cause des laminages et de la cagneulisation ; par contre, on l'observe le long de la route des Acles et dans les replis de la haute paroi du Guiau.

Ces faciès de milieu lagunaire confiné, parfois envahi par les tempêtes ou de la zone d'action des marées, sont datés de l'Anisien inférieur-moyen.

Au Roc Mounioz, les calcaires de la base de série recèlent des niveaux rubanés d'oligiste ; le fer pourrait avoir une origine sédimentaire, apporté d'un continent proche (Caby, 1964).

tmC. Calcaires dolomitiques lités (Calcaires rubanés) (Anisien supérieur – Ladinien inférieur) ou calcaires et dolomies (Anisien – Ladinien inférieur non distingués). Ils représentent la

presque totalité du Cycle II (séquence S6) et sont dus, classiquement, à des alternances bien rythmées de calcaires sombres et de dolomies claires pouvant se développer sur 200-250 m d'épaisseur, ce qui est surtout visible en Vanoise et dans le Briançonnais interne. Dans les séries plus externes de la Zone houillère briançonnaise, on reconnaît surtout des calcaires gris massifs. Ils sont datés depuis les découvertes de D. Schneegans (1933) sur l'arête sud de l'Aiguille Rouge, au passage du sentier du Col des Thures : *Diplopora annulata* var. *briançonnensis* du Ladinien inférieur. On peut trouver encore *Encrinurus liliiformis* (Anisien supérieur – Ladinien) et des gastéropodes (Caby, 1964).

Le milieu de dépôts est toujours celui de la zone d'action des marées (« tidal flat »), en milieu confiné et sursalé, avec des indices de détritisme : clastes, pelloïdes, oncolithes, chenaux, strates obliques, et de fortes salinités (débris de cristaux de gypse et d'anhydrite).

Les calcaires rubanés montrent localement des concentrations de minéral de fer (oligiste) le long de diaclases ou parallèles aux strates, parfois assez volumineuses pour avoir donné lieu à des recherches ou des grattages (massif de l'Infernet, Tête du Chien) ; cette disposition, à un niveau spécifique, fait penser à une origine sédimentaire *in situ* ou dans des karsts fossiles (Debelmas, communication orale) ; en d'autres secteurs de la Clarée (la Vachette, feuille Briançon) des poches sidérolithiques ont été attribuées au Quaternaire (Mercier, 1977).

La notation *tmC* peut rassembler calcaires et dolomies de l'Anisien inférieur et supérieur et du Ladinien inférieur lorsque les calcaires vermiculés n'ont pu être repérés.

tmD. Dolomies blanches et grises (Ladinien supérieur). Cet ensemble dolomitique comporte en fait trois termes (dolomies sombres, dolomies blanches, dolomies grises) que l'on a groupé cartographiquement (comme sur toutes les cartes de la région de Briançon), car il forme une individualité bien marquée dans les falaises triasiques et donc un excellent niveau repère. En fait, les deux premiers termes appartiennent encore au cycle II, et le troisième au cycle III (qu'il représente tout entier d'ailleurs). Il est épais de 100-120 m environ : soit, 20, 30 et 60 m, respectivement.

Dolomies sombres. Caractérisées par des niveaux de brèches intraformationnelles, des niveaux d'aspect saccharoïde, à débris et oolithes, des bancs de sables granoclassés avec parfois des stratifications obliques (Caby, 1964) ; elles terminent la séquence 6 du cycle II.

Dolomies blanches. Elles s'individualisent surtout dans les unités briançonnaises occidentales et beaucoup moins dans les unités orientales ou

du Briançonnais interne (les coupes du massif des Rois Mages). Ce sont des dolomies massives, fines avec des brèches, des tapis algaires, des fentes de dessiccation, des pseudomorphoses de gypse, caractères marquant un milieu très régressif (séquence 7 des auteurs). Une émergence termine le cycle II.

Dolomies grises. Leur épaisseur varie fortement d'une unité à l'autre, et c'est dans le Briançonnais interne qu'elles sont le mieux représentées : jusqu'à 100 m dans les Rois Mages. Le cycle III est marqué par deux séquences (S8 et S9) : la première est transgressive dans un milieu plus ouvert, à influence marine, avec apports de sables (strates entrecroisées) et des organismes plus nombreux et diversifiés (algues calcaires, foraminifères, brachiopodes, lamellibranches) ; la seconde séquence est régressive avec des dolomies plus fines. Les niveaux repères sont constants : successivement, des silex noirs ou blonds (dans le bas des dolomies grises), une passée à grosses encrines (*Encrinus liliiformis*) (Pas du Roc), un niveau d'argilites vertes qui sont des cinérites (Caby, 1964) (Rois Mages, falaises dominant la Loza).

La présence de Myophories (*Costatoria goldfussi*) à la base (Col de la Grande Bagna) et de *Diplopora uniserialis* permet de dater les dolomies du Ladinien supérieur.

tm. Calcaires et dolomies, non différenciés (Dolomies du Séguret, massif d'Ambin) (Trias moyen), localement bréchifiés. Dans les écailles briançonnaises de petite taille, il est parfois difficile de séparer les calcaires aniso-ladiniens de la formation anisienne inférieure (les calcaires vermiculés manquants, par exemple), d'où la notation choisie (tm).

En l'absence de datation plus fine, c'est ainsi qu'a été noté, du côté italien, l'ensemble dit « Dolomies du Séguret » de l'Unité du Vallonetto (feuille Bardonecchia). Il constitue les imposantes falaises de la crête Mont Séguret – Cima del Vallonetto – Truc Peyron ; d'autres affleurements sont situés au Mont Pramand, dans la partie haute du vallon de Rochemolles et de Valfredda (Roche Ronde). Il est formé de dolomies gris-rose et de dolomies grises à patine d'altération jaunâtre, en bancs massifs d'épaisseur décimétrique à métrique, dans lesquels s'intercalent des niveaux de calcaires dolomitiques noirâtres fétides. Localement (partie haute du vallon de Rochemolles) s'observent des niveaux de calcaires dolomitiques à nombreuses galeries de bioturbation de section subcirculaire, qui peuvent être comparés aux « Calcaires vermiculés » briançonnais du Trias moyen.

Cette formation, interprétée par B. Allenbach et J.-M. Caron (1986) comme des dépôts chaotiques à énormes blocs (mégabrèches) – déposés au pied de talus de failles distensives, d'âge probablement jurassique – est

maintenant assimilée, sur la feuille Bardonecchia (2002), à des dépôts non remaniés de plate-forme carbonatée d'âge trias moyen. Ils sont comparables aux successions briançonnaises, ainsi que les travaux de S. Lorenzoni (1965) l'indiquaient déjà, choix repris sur la carte Névache.

Dans le prolongement des Dolomies du Seguret, la couverture carbonatée triasique, toujours largement décollée, se poursuit en France : Col d'Etache, haut versant rive gauche du vallon d'Etache jusqu'aux deux rives du torrent d'Ambin et à la Pointe de Bellecombe. Quand elle n'est pas transformée en cargneules, on y retrouve les termes classiques du Briançonnais : calcaires anisiens et dolomies ladiniennes. Dans la falaise de Bellecombe, au Planay, les calcaires vermiculés, bien que transformés par le métamorphisme, ont pu être repérés.

ts. Argilites noires ou versicolores, dolomies jaunes, brèches dolomitiques, couches supra-ladiniennes (Carnien ou Carnien à Bathonien). Ce niveau plus schisteux, terminant le plus souvent la série triasique, porte le nom de « Couches postladiniennes » ou « supraladiniennes » Dans de très rares coupes (Clot la Cime, près du Col d'Izoard, feuille Briançon), ce complexe schisto-dolomitique basal est suivi de dépôts évaporitiques (à lentilles de grès et pélites) qui ont servi de niveaux de décollement pour le restant de la couverture mésozoïque. D'autre part, on sait que, du Lias inférieur au Bathonien, la plate-forme briançonnaise a été émergée ; il est donc difficile de dater ces couches où une tectonique synsédimentaire a été mise en évidence (Faure et Mégard-Galli, 1988 ; Mégard-Galli et Faure, 1988).

Elles ont de une à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur ; leur répartition est irrégulière et varie dans un même massif : ainsi, elles n'existent que sur le flanc ouest du synclinal de l'Aiguillette du Lauzet, qu'à la partie nord et sur le flanc oriental de celui des Cerces et plus du tout à Tête Noire (Rochers de Privé). On les retrouve plus largement dans les unités du Briançonnais oriental, en particulier à Névache (20-30 m d'argilites dolomitiques jaunes et vertes, avec des intercalations de brèches et de petits bancs calcaires), au Col de l'Étroit du Vallon où s'intercalent des cargneules (au-dessus de la Combe des Thures). Des lentilles isolées sont présentes dans les gypses des Thures (chalet forestier du Roubion) et du Bois Noir (Sud Névache). Dans les unités des Rois Mages et ses prolongements nord (Arrondaz) et sud, elles sont constamment présentes et facilitent la lecture des polarités (Lac Vert de Vallée Étroite, Pas des Rousses, au-dessus des Acles).

Elles sont connues en Vanoise Sud (Forts Marie-Christine et Victor Emmanuel, à l'Esseillon), mais n'ont pas été conservées dans la couverture du massif d'Ambin. Par contre, des « passées » de grès et schistes carniens sont emballés dans les gypses, à la base de la Nappe des Schistes lustrés

ligures (Bramans, Ouest Mont Cenis ; cf. plus loin). On note la présence d'épidote ferrifère (allanite) à Bramans (Bocquet, 1975).

tG, tK. **Gypses triasiques (attribués au Carnien), cargneules.** Des masses plus ou moins volumineuses de gypses se retrouvent le long des contacts anormaux découpant les unités briançonnaises ; elles peuvent receler des écailles de terrains divers (klippes tectoniques) qui ne nous renseignent pas sur leur âge. On peut les rapporter soit au Werfénien supérieur, soit au Carnien, époques correspondant le mieux au dépôt des évaporites. À leur contact, les terrains carbonatés sont transformés en cargneules (tK). L'origine de ces dernières est décrite dans le chapitre « Quaternaire ».

tsD. **Dolomies claires et argilites noires, brèches et bancs calcaires au sommet (Norien ?).** Les nappes briançonnaises externes ne montrent en général pas de termes triasiques plus récents que le Carnien, par suite des érosions liasiques ou de non-dépôts. Au Nord de l'Arc, le Norien est présent en Vanoise méridionale (Nappes briançonnaises internes) : massif de la Dent Parrachée, Roc du Bourget. Les affleurements dolomitiques de Villarodin, le Bourget, Avrieux, Bramans lui ont été attribués ; peut-être s'agit-il d'écailles piémontaises, mais leur position de klippes au sein de la Nappe des Gypses ne permet pas de trancher.

Le passage à leur sommet à des formations d'allure rhétienne (non figurées sur la carte) (Villarodin) et la présence de grès carniens à Bramans semblent justifier l'attribution des dolomies claires – bien litées ou parfois bréchiques (Roc du Bourget) et à interbancs argileux colorés ou noirs – au Norien.

Jurassique – Crétacé inférieur

• Jurassique moyen

Le Jurassique n'est représenté qu'à partir du Bathonien supérieur, époque où débute la transgression marine sur la plate-forme briançonnaise.

jm. Calcaires bioclastiques et calcschistes noirs (Bathonien supérieur – Callovien inférieur). Représentés de façon irrégulière selon les massifs, ils sont toujours peu épais et font suite, le plus souvent, aux couches dites « supraladiniennes » (plus rarement aux dolomies ladiniennes, ainsi à la crête des Rochers de Privé), elles-mêmes d'âge incertain (voir ci-dessus).

En Briançonnais externe, le Jurassique moyen existe dans le massif des Cerces, principalement sur le flanc oriental du synclinal, du Lac des Béraudes aux Rochers Marions et très sporadiquement sur le bord ouest, du Col des Cerces au Névé des Cerces ; on le retrouve ensuite sur la Crête du Diable et les Rochers de Privé, au Sud du Lac du Chatellard (flanc est du synclinal de la Grande Manche).

Dans le Briançonnais oriental, il est bien développé au Sud et au Nord de Névache (Grande Chalanche, Roche Pertuse, prolongement de l'Unité de Roche Gauthier), et au Fort de l'Olive.

Dans le Briançonnais interne, c'est-à-dire à l'Est de la Clarée et de la Vallée Étroite, le Jurassique moyen a été repéré au Nord du Rocher de Barrabas (ou Gravina del Mezzodi) et dans la Comba della Gorgia.

L'étude exhaustive du Jurassique moyen briançonnais a été faite par D. Mercier (1977 et notice Briançon, 1995). Classiquement, la série complète comporte successivement : conglomérats, calcschistes noirs ou calcaires en plaquettes (Bathonien supérieur), barre de calcaires massifs bioclastiques (Bathonien supérieur à base du Callovien). Sur la carte, cette succession ne se rencontre que près de Névache (Mercier, 1977) :

– au-dessus des schistes, dolomies et brèches rapportés au Carnien : conglomérats peu épais à galets arrondis (dolomies) et microbrèches suivis de schistes charbonneux ;

– calcschistes sombres (10-20 m) à débris de fossiles divers et niveaux à quartz et galets dolomitiques dénotant un milieu sédimentaire agité et des ravinements ;

– calcaires gris massifs (20-30 m) précédé d'un mince niveau conglomératique à galets de quartzites ; c'est un horizon monotone à oncolithes, bioclastes et silex qui peut reposer directement sur le Carnien (près de Névache).

Le Bathonien du Fort de l'Olive montre un large développement des calcaires gris.

Dans les Cerces, là où il existe, le faciès est celui de calcaires détritiques, à silex clairs, précédés d'un mince conglomérat (ou microbrèche) avec des épaisseurs parfois très faibles : quelques mètres en rive gauche du Névé des Cerces. Il est plus développé sur le flanc oriental du massif, des Rochers Marions au Lac des Béraudes, puis il disparaît à la Crête du Queyrellin (hormis quelques flaques de sédimentation) pour être à nouveau présent au fond de la Grande Manche et sur les Rochers de Privé où il ne dépasse cependant pas la dizaine de mètres d'épaisseur : brèches ravinant les dolomies blanches ladiniennes, calcaires gris à débris acquérant des zones siliceuses blondes, avec des polypiers dont *Thecoseris schardti* Koby du Bathonien supérieur, nérinées, bryozoaires, pisolithes (Barféty, 1965).

Le Bathonien est absent du massif de l'Aiguillette du Lauzet – Arêtes de la Bruyère.

• **Jurassique supérieur – Crétacé inférieur (« Crétacé moyen » inclus)**

Classiquement en Briançonnais, se déposent de l'Oxfordien à la fin du Crétacé inférieur, des sédiments de hauts-fonds et de « sillons » très peu épais, séparés par des pentes et des abrupts alimentés en brèches par le jeu de failles normales (tectonique extensive).

Les roches correspondantes sont assez peu représentées sur la carte, cantonnées au cœur des synclinaux de terrains mésozoïques entre les carbonates triasiques et les calcschistes du Crétacé supérieur, d'Ouest en Est : massifs de l'Aiguillette du Lauzet et des Arêtes de la Bruyère, massifs des Cerces – Queyrellin – Grande Manche, Grande Chalanche (au-dessus de Névache), Comba della Gorgia à l'Est du Col de l'Échelle, en versant italien ; au Nord de la Vallée Étroite et sur le versant de la Maurienne, l'érosion a fait disparaître les sédiments jurassiques-crétacés.

L'étude des coupes a été effectuée par J. Letourneur (1942), M. Lemoine (1950), B. Tissot (1955), J.-C. Barfèty (1965, 1967), M. Bourbon (1980).

jo. Schistes noirs (argilites) ou versicolores (rouges et verts) (Callovien – Oxfordien inférieur). Ils ne sont bien représentés qu'au Sud de Névache (20 m au plus), en limite de la feuille, où ils prolongent les affleurements du massif de Roche Gauthier (carte Briançon), au Sud de la Grande Manche (Rochers de Privé, Crête du Diable) et à la Pointe sud de la Crête du Queyrellin (dans ces deux secteurs, des brèches leur sont associées) :

– au Sud de Névache, au-dessus du Bathonien supérieur, 20 à 30 m de marnes et marno-calcaires gris-noir, devenant plus calcaires vers le haut, donnent une vire avant les calcaires du Néocomien ;

– au Queyrellin, point 2 721, deux passées de 1 m de pélites rouges et violettes, à quartz roulés et galets triasiques, séparées par 3 m de brèches (à éléments triasiques et ciment rouge), reposent sur les dolomies blanches ladiniennes (un peu de brèches à ciment calcaire gris, jaune ou rouge peuvent les raviner) ; elles sont attribuées au Callovien – Kimméridgien inférieur ;

– aux Rochers de Privé, au sein d'une épaisse série de brèches allant du Bathonien supérieur au Crétacé inférieur, existe un mince niveau de pélites sombres ou versicolores attribué à l'Oxfordien inférieur.

js. Calcaires noduleux et/ou calcaires fins (Oxfordien moyen – Tithonien – Berriasien). Le premier terme est à comparer aux Calcaires de Guillestre. Ces calcaires d'épaisseur réduite (1 à 10 m) reposent soit sur les schistes précédents (Sud Névache) soit directement sur le Bathonien (Nord de Névache) ou le Trias (Arêtes de la Bruyère).

Dans la coupe du Bois Noir (Sud de Névache) au-dessus des argilites oxfordiennes, vient un mince niveau de calcaires noduleux et de calcschistes verts, suivis de quelques mètres de calcaires massifs gris ; au Nord de Névache ces faciès existent encore (1-2 m), au-dessus du hameau du Cros, puis disparaissent plus au Nord dans le versant de la Combe des Thures.

Au Queyrellin Sud (après les brèches), moins de 1 m de calcaires noduleux (à galets de calcaires triasiques) à *aptycus* précède 8 m de calcaires massifs à saccocomidés, globochaete, radiolaires, calpionelles (*C. elliptica*, *C. alpina*) du Tithonien. Des radiolarites apparaissent au sommet.

Au Clot des Vaches (Arêtes de la Bruyère), 6 m de marbres de Guillestre, à gros nodules, reposent sur les dolomies ladiniennes ravinées par 15-20 m de brèches ; ils recèlent *aptycus*, bélemnites, entroques et sont couronnés de calcaires blancs (calpionelles) à lits de silex rouges.

En dehors de ces coupes classiques, le Malm calcaire se réduit à de minuscules affleurements ou placages : calcaires noduleux au Pervou (Sud Aiguillette du Lauzet), 1 m de calcaires rouges et blancs sur les dolomies en rive gauche du Névé des Cerces, calcaires blancs entre Dogger et Crétacé aux Roches de Crépin, en haute vallée de Névache, ainsi qu'à la Combe de la Gorge (Sud de Bardonnèche, dans une des nappes du Briançonnais interne).

Ces faciès sont absents des massifs de l'Aiguillette du Lauzet, du Lac du Chatellard et de la Grande Manche.

jsF. Marbres roses (Marbres des Frati) (Jurassique supérieur ?). À la partie est de la carte, dans l'Unité du Vallonetto de la feuille Bardonecchia, rattachée à la Zone briançonnaise, affleurent, en quelques points, des marbres gris blanchâtres, à aspect laminé, roses sur la surface altérée et riches en mica blanc. Ces métasédiments sont très souvent bréchiques et cataclastiques, et ont l'aspect de cargneules (par exemple, le long de la crête Passo di Valfredda – Passo dei Fourneaux).

En raison de leur position stratigraphique, les Marbres de I Frati représentent, en plus métamorphisés et déformés, l'équivalent des Marbres de Guillestre, des successions briançonnaises. Ils sont donc considérés comme étant d'âge jurassique supérieur (Malm).

Ils sont présents dans le haut vallon de Rochemolles, entre le refuge Scarfiotti et le Col Sommeiller – Passo dei Fourneaux.

j-n. Calcaires fins massifs et/ou calcaires lités sombres à cherts (Oxfordien moyen – Crétacé inférieur). Ce faciès n'existe qu'en deux secteurs : Névache et Rochers de Privé – Crête du Diable. Ce sont les

« Calcaires à zones siliceuses » (Néocomien) de la carte Briançon.

À Névache (Lemoine, 1950), leur épaisseur atteint 30-40 m. Ils se débitent en petits bancs décimétriques avec des zones siliceuses blanches de quelques centimètres à bélemnites et *aptycus*. Ils reposent sur le Marbre de Guillestre, au Sud de Névache et au Cros, directement sur le Bathonien dans le versant des Thures. Des calpionelles ont été trouvées à la base, d'où l'âge attribué.

Sur les Rochers de Privé les calcaires sont moins épais (1 à 8 m environ) à *aptycus*, bélemnites, crinoïdes, radiolaires, spicules d'éponges, calpionelles. Ils reposent sur des brèches et sont couronnés par un « hard ground » verdâtre ; les cherts y sont souvent remaniés. Ces caractères ont fait émettre l'hypothèse qu'il pouvait s'agir d'un olistolithe inclus dans le Crétacé moyen ou à la base du Crétacé supérieur (Barfêty, 1965 ; Bourbon, 1980) ; vu l'extension de cette barre calcaire et sa continuité, cela paraît douteux.

Au Queyrellin Sud et au Clot des Vaches, la présence de Crétacé inférieur est probable (1 m au Queyrellin, quelques décimètres au Clot des Vaches), mais ils n'ont pu être figurés sur la carte.

jBr. Brèches (Jurassique supérieur ou Jurassique supérieur – Néocomien). Sous cette notation, sont représentées les formations bréchiques antérieures au Crétacé supérieur, dont l'âge n'est assuré que très localement et peut varier d'un massif à un autre ou à l'intérieur d'un même massif. Elles peuvent s'étendre du sommet du Trias au début du Crétacé supérieur. Elles existent sur tout le Briançonnais externe, sauf sur son bord oriental (chaînon de Névache) et manquent totalement dans le Briançonnais interne où les dépôts post-triasiques sont toutefois très peu conservés. On peut distinguer deux ensembles de brèches :

– un ensemble inférieur, plutôt gris à jaune, à éléments de Trias carbonaté (calcaires et dolomies) avec peu de matrice, sans classement : flanc inférieur (ouest) du Clot des Vaches, Lac du Chatellard, flanc ouest de la Grande Manche (Crête du Raisin – Rochers de Privé), Pointe des Banchets au Nord des Cerces. Ces brèches surmontent directement un terme assez bas du Trias (calcaires anisiens ou ladiniens) et des figures de karstification ou des filons sédimentaires s'y associent souvent. Elles sont attribuées au Lias – Dogger et seraient continentales ;

– un ensemble supérieur remarquable par ses teintes vives (oxydes de fer, manganèse), les silicifications rouges, vertes et rubéfections brunes, les granoclassesments, les blocs resédimentés (olistolithes) ; des sédiments plus homogènes s'y intercalent facilitant leur datation : pélites noires ou versicolores (Oxfordien ?), poches de calcaires fins, rosés, rouges à

saccocomidés du Malm. Vers le haut, la proportion des éléments siliceux augmente (quartzites, Verrucano) tandis que la teinte brune se développe ; il n'y a cependant jamais d'éléments houillers. Les meilleures coupes s'observent au Clot des Vaches, au Queyrellin, Lac du Chatellard, Crête du Raisin, Rochers de Privé. À Tête Noire, dans le prolongement de ces deux derniers sites (feuille Briançon), elles pourraient monter jusqu'à la limite Crétacé inférieur - Crétacé supérieur (cf. plus loin). Il est souvent difficile de les séparer des brèches néocrétacées si elles sont en continuité (Aiguillette du Lauzet, les Cerces, les Banchets, Lac des Béraudes).

cm. Argilites noires et versicolores, calcarénites brunes (faciès « Black shales » (Aptien – Cénomanién)). Il existe de très rares affleurements, très peu épais, en général, non distingués sur la carte, que l'on a pu comparer aux « Black shales » ou au « Flych noir » par le faciès. Le meilleur exemple est fourni par la vire de la face orientale de Roche Gauthier, au Sud de Névache, entre Néocomien (« Calcaires à zones siliceuses ») et Néocrétacé (calcschistes). Aux Rochers de Privé, ces schistes non calcaires sont dans une succession atypique (Barféty, 1965, 1967) avec des grès bruns et des brèches ; ils ont fourni une microfaune albo-cénomaniénne (*Ticinella* sp., *Rotalipora* cf. *appenninica*, *R. brotzeni*) (Barféty, 1965 ; Bourbon, 1980) à Tête Noire, sur la feuille Briançon.

Crétacé supérieur – Paléocène – Éocène moyen-supérieur

La sédimentation s'uniformise dans tous les massifs et devient pélagique, calcaire.

c-e, c-eBr. Calcschistes planctoniques, brèches (Crétacé supérieur – Paléocène).

c-e. Calcschistes planctoniques (Crétacé supérieur – Paléocène). Ce sont les « marbres en plaquettes » de P. Termier, appellation obsolète mais imagée et significative : calcaires micritiques à lits argileux schistosés et microplissés. Ils sont riches en microfaunes planctoniques (foraminifères et nanofossiles) qui ont permis de repérer tous les étages cités, mais avec des lacunes selon les coupes étudiées. Ils sont très monotones, de teinte grise, verte et jaune, à part un niveau violacé rouge à la base ou à la limite Crétacé - Paléocène. Leur épaisseur varie de quelques mètres à plusieurs centaines pour des raisons tectoniques. Ils constituent le terme ultime des synformes en l'absence de Flysch noir ; le synclinal des Cerces en est un des plus beaux exemples de tout le pays briançonnais.

Sur la carte, ils peuvent être en continuité avec le « Crétacé moyen » : à Roche Gauthier, la présence de Cénomanién a été prouvé (Lemoine, 1950) par *Globotruncana stephani* Gandolfi, *G. apenninica* Rentz ; à la Grande

Manche, les microfaunes indiquent le Sénonien : *Globotruncana sigali*, *G. lapparenti* (Barféty, 1965).

Partout ailleurs, les calcschistes reposent par l'intermédiaire de brèches sur n'importe quel terme du Trias carbonaté ou du Jurassique ; leur âge peut varier et être différent d'un flanc à l'autre d'un synclinal ; ainsi au Clot des Vaches – Aiguillette du Lauzet, où le flanc ouest est plus complet, l'âge est Cénomaniens inférieur à Turonien supérieur, tandis que sur le flanc oriental (calcschistes gris à noirs ou calcaires gris), il serait Turonien supérieur – Sénonien inférieur (Tissot, 1955).

Au Queyrellin Sud, l'âge de la brèche de base est aptien supérieur - albien moyen (Bourbon, 1980) ; dans le flanc nord-est, les calcschistes, ravinant les calcaires triasiques, seraient aussi albiens (Bourbon, 1980), tandis que des filons sédimentaires visibles dans le couloir descendant vers le Lac du Chatellard sont Turonien supérieur – Maastrichtien.

À la Grande Chalanche (Nord Névache), les calcschistes gris reposent directement sur le Néocomien ou par l'intermédiaire de 50 cm de brèches à galets de radiolarites vertes et rouges dont le ciment a livré des *Globorotalia* et Globigérinidés du Paléocène – Éocène inférieur ; le Crétacé supérieur manque donc dans ce massif.

c-eBr. **Brèches (Crétacé supérieur – Paléocène)**. Elles sont très polygéniques, avec des blocs carbonatés et siliceux (sans éléments houillers toutefois) et hétérométriques. Surtout importantes à la base des calcschistes, elles peuvent raviner tous les termes du Trias et du Jurassique : sédiments carnien ou jurassique supérieur sur le bord ouest du Clot des Vaches ou de l'Aiguillette du Lauzet et calcaires aniso-ladiniens sur le flanc est. Il y a aussi de fortes différences d'érosion dans le synclinal des Cerces : l'érosion atteint le Ladinien ou l'Anisien à la Pointe des Banchets, le Carnien ou le Jurassique moyen/supérieur au Nord de la Pointe des Cerces (où on peut voir, près du Col des Cerces, une discordance de 50 à 90°), l'Anisien ou encore les quartzites à l'Ouest ou au Sud du Lac des Béraudes. À la Crête des Béraudes, les brèches sont quasi inexistantes, ce qui laisse supposer que c'était un point haut ; dans le synclinal de la Moulinière, les brèches sont sur le Trias calcaire, tandis qu'au Queyrellin on les trouve à très faible distance sur l'Anisien ou sur le Jurassique supérieur. Enfin, dans le massif de la Grande Manche, il y a passage sans transition des brèches jurassiques aux brèches crétacées sur la Crête du Raisin, tandis qu'elles sont très minces au Col de la Crête du Diable - Rochers de Privé.

Argilites et grès sombres (Flysch noir) (Éocène moyen-supérieur) (non cartographiés). Ces sédiments sont très peu représentés sur la carte, à l'inverse de la feuille Briançon. Deux minuscules

affleurements ont été observés : l'un sur la Crête de la Casse Blanche, entre Anisien et Houiller, l'autre au Pic de la Moulinière, dans les calcschistes néocrétacés. Ils n'ont pas été figurés sur la carte car d'âge peu sûr.

Formations d'âge incertain, rapportées au Crétacé supérieur

Dans la couverture autochtone ou décollée du massif d'Ambin (Briançonnais interne) certaines formations ont un âge mal assuré ; toutes sont cependant rattachées au Crétacé supérieur.

cMe. Marbres gris à niveaux de brèches (Crétacé supérieur ?) (Marbres d'Exilles, en Italie) (Scarfiotti – Col d'Etache), couverture du massif d'Ambin. Ces faciès tirent leur nom d'une localité située dans le Val de Suse, entre Oulx et Chiomonte (carte Bardonecchia). Sur la feuille Névache, des affleurements sont visibles au droit d'Oulx et de Savoulx, en rive gauche de la Dora di Bardonecchia (directement sur les quartzites d'Ambin) et à l'Ouest du refuge de Scarfiotti, dans le vallon de Rochemolle (les contacts avec l'encaissant, quartzites et schistes, ne sont pas observables).

Ils reposent par un contact net sur les quartzites du Rio Séguret (Beaume, versant sud du Seguret et du Pramand, hors carte Névache) ou, comme au pont sur la Dora di Riparia entre Exilles et Chiomonte (hors carte Névache), directement sur le socle pré-triasique. Ce sont des métasédiments principalement carbonatés, épais de quelques mètres et constitués de :

– schistes carbonatés de couleur sombre, avec des galets arrondis de dolomies roses et de quartzites (Mont Seguret) et parfois des niveaux lenticulaires de marbres dolomitiques (Mont Pramand). Localement, la succession débute par des quartzites micacés et des micaschistes, très peu différents du socle pré-triasique. L'attribution de ces niveaux aux couvertures mésozoïques se base sur la présence de niveaux de marbres de couleur noisette et de calcschistes intercalés dans les quartzites. Ceux-ci peuvent être interprétés comme des niveaux détritiques, et les marbres et les calcschistes comme le sédiment pélagique d'origine ;

– marbres de couleur noisette à patine claire, en niveaux d'épaisseur métrique contenant localement des horizons de quartzites micacés (Mont Pramand, Col Portetta) ou des galets décimétriques de dolomies roses. Les éléments détritiques carbonatés sont représentés à la fois par des dolomies et des calcaires dolomitiques, et par des marbres cristallins à gros grains pouvant être des « encrinites ».

cBe. Calcschistes noirs albitiques à intercalations bréchiques (Calcschistes de la Baume) et calcschistes noirs à microbrèches (Bellecombe), couverture du massif d'Ambin (Crétacé supérieur ?)

• **Calcschistes noirs albitiques à intercalations bréchiques (Calcschistes de la Beaume)**. Les affleurements se trouvent soit au-dessus de la formation précédente (Savoulx), soit directement sur les quartzites (Savoulx, Mont Seguret, hors carte) ; leur faciès est proche des Schistes lustrés ligures. La localité de Beaume (ou Baume) se situe au Nord d'Oulx.

Ils sont constitués de calcschistes à albite et rares micas blancs et à quartz à patine d'altération marron, contenant : des éléments détritiques, des niveaux discontinus de quartzites micacés, riches en carbonates, des horizons de brèches à éléments détritiques centimétriques de marbres, dolomies et micaschistes. Les affleurements les plus significatifs se trouvent dans le secteur de Beaume, et en dehors de la feuille, au pont sur la Dora Riparia (Exilles) et à la Rocca d'Ambin.

Selon B. Allenbach (1982) et B. Allenbach, J.-M. Caron (1986), la succession représentée par les marbres d'Exilles et les calcschistes de la Beaume est très incomplète. Ces auteurs attribuent les métasédiments cartographiés comme marbres d'Exilles au Jurassique moyen-supérieur (« ensemble inférieur ») et au Malm (« ensemble carbonaté inférieur »). Les calcschistes de la Beaume sont, quant à eux, attribués au Crétacé supérieur – Paléocène par analogie avec les « marbres chloriteux » des successions briançonnaises de la Vanoise, datés paléontologiquement.

Ici, l'absence de datations rend très difficile toute attribution chronologique. Les seuls sédiments facilement corrélables avec les successions briançonnaises sont les « calcschistes de la Beaume » (Crétacé supérieur - Paléocène). Leur faible développement, l'absence de surface de discontinuité évidente et la forte composante terrigène suggèrent que le dépôt de toute la succession a eu lieu pendant cet intervalle de temps, et que les marbres d'Exilles peuvent être eux aussi attribués au Crétacé supérieur.

• **Calcschistes noirs à microbrèches (Bellecombe) (Crétacé supérieur ?)**. Ils dessinent une vire continue sur les flancs est et sud de la Pointe de Bellecombe, en rive droite du vallon du Planay, à l'Est de Bramans, entre les quartzites du Trias inférieur et les carbonates triasiques. Cette disposition en continuité apparente les a fait attribuer, jusqu'à présent, au Werfénien supérieur (feuilles Modane, Lanslebourg). En fait, cette formation, épaisse d'une quinzaine de mètres au plus, n'en a pas les caractères sédimentaires (absence de bancs dolomitiques, présence de brèches à patine brune et éléments calcaires et dolomitiques) et n'est pas en succession stratigraphique normale (elle fait suite à des quartzites clairs arénisés et est tranché par les calcaires et dolomies). On retrouve des schistes noirs à blocs calcaires et dolomitiques dans les falaises de rive gauche du vallon d'Etache. Il est difficile de les comparer aux « micaschistes à chloritoïdes » du Col Sommeiller de la carte Bardonecchia (rapportés là, à

juste titre, au Trias inférieur par les auteurs des feuilles Bardonecchia et Lanslebourg). Ce niveau très tectonisé paraît, plutôt, être proche des calcschistes de la Beaume et soulignerait, en ce cas, le redoublement de la couverture mésozoïque (Seguret, Bellecombe) du massif d'Ambin. Nous les avons notés cBe comme les calcschistes de la Beaume.

cV. Complexe du Vallonetto, massif d'Ambin (Crétacé supérieur ?) : calcschistes gris et bruns à niveaux quartzeux et bréchiques, et niveaux de : cVa quartzites blancs et brèches polygéniques (quartzites et carbonates), cVb schistes quartzo-micacés et gneiss à éléments détritiques (socle reconstitué). La carte italienne distingue au sommet de l'unité tectono-stratigraphique du Vallonetto (rattachée au Briançonnais) une formation de calcschistes et de « micaschistes » carbonatés bruns, caractérisés par l'alternance de niveaux submillimétriques plutôt quartzeux de couleur gris blanchâtre, et de niveaux gris foncé où dominent les phyllosilicates. Ces roches, à patine d'altération brunâtre, sont caractérisées par une schistosité pénétrative (de flux) irrégulièrement crénelée.

Ils ont été cartographiés dans les hauts vallons de Rochemolles et de Valfredda, ainsi qu'en rive gauche de la Dora di Bardonecchia, entre Constans et Savoulx (écailles tectoniques dans les gypses ; Polino *et al.*, 2002).

Dans les calcschistes du complexe du Vallonetto, les intercalations de niveaux détritiques sont fréquentes. On a distingué :

cVa. Quartzites blancs et brèches polygéniques (quartzites et carbonates), à ciment carbonaté et à éléments de quartzites, dolomies et marbres, et quartzites blanc verdâtre contenant aussi des éléments détritiques dolomitiques et carbonatés. Ces niveaux sont bien visibles dans la partie amont du vallon de Rochemolles et le long de la crête du Mont Seguret – Cima del Vallonetto. Sur le versant sud de la crête Punta Valfredda – Passi dei Fourneaux, affleurent, intercalés dans les micaschistes carbonatés bruns, des corps décamétriques de dolomies triasiques interprétés comme des olistolithes.

cVb. Schistes quartzo-micacés et gneiss à éléments détritiques (socle reconstitué), contenant des éléments détritiques dolomitiques roses de dimension au plus décimétrique (socle reconstitué *auct.*). Ils sont particulièrement fréquents le long de la crête Seguret – Cima del Vallonetto et au Mont Niblè, où ils forment des niveaux d'épaisseur décamétrique mettant en évidence les principaux plis.

Dans les travaux précédents, le Complexe du Vallonetto a été attribué aux successions des Schistes lustrés « piémontais » (Franchi *et al.*, 1914 ;

Lorenzoni, 1965 ; Fudral *et al.*, 1994). B. Allenbach et J.-M. Caron (1984) voyaient là un complexe de « mégabrèches », type Acceglio ou « Ultrabriançonnais », avec des blocs hecto- à kilométriques dont la matrice aurait un âge allant du Jurassique au Crétacé. Cependant, l'existence de calcschistes carbonatés massifs à patine d'altération ocre, similaires aux « Marbres chloriteux » des successions briançonnaises et de niveaux de schistes quartzo-micacés analogues à ceux du vallon de Rochemolles, l'absence d'ophiolites (contrairement à ce qu'indique la carte Lanslebourg) et leur position géométrique, suggèrent plutôt d'interpréter ces secteurs comme appartenant à des écailles de couverture du massif d'Ambin. En considérant sa position stratigraphique et la ressemblance de certains niveaux avec les métasédiments d'âge crétacé des successions briançonnaises, le Complexe du Vallonetto a donc été attribué au Crétacé supérieur briançonnais (Polino *et al.*, 2002).

La même divergence d'attribution existe aussi pour les affleurements de la klippe du Monte Niblè, au Sud du vallon d'Ambin, rapportés au Ligure sur la feuille Lanslebourg.

Sur le versant français, au Gros Peyron (à l'Est du Col d'Etache) et au Col d'Etache même, leurs équivalents existent, se prolongeant en rive gauche du haut vallon d'Etache où des calcschistes sombres appartenant au Complexe du Vallonetto et/ou à la formation de la Beaume hébergent des écailles de socle et de couverture du massif d'Ambin.

*UNITÉS PIÉMONTAISES EXTERNES (UNITÉ DU CHABERTON –
GRANDE HOICHE – GRAND ARGENTIER ET UNITÉ DE VALFREDDA
DANS LE MASSIF D'AMBIN) OU ZONE DES « SCHISTES LUSTRÉS
PIÉMONTAIS » AUCT. P.P. OU « UNITÉ PIÉMONTAISE
DE MARGE CONTINENTALE »*

L'Unité de la Grande Hoche affleure largement dans le secteur sud-est de la feuille, le long de la crête allant de Punta Clotessa à Punta Charrà, et est rétrocharriée sur l'unité océanique du Lago Nero par un chevauchement plat ou peu penté. D'autres témoins s'observent à l'Ouest de Melezet jusqu'à la crête frontière, entre la Colle della Rho et le Grand Argentier, massif où l'unité se développe. Ces affleurements peuvent être interprétés comme des écailles pincées dans la zone de cisaillement qui sépare les unités briançonnaises des Rois Mages des unités à calcschistes ligures (Lago Nero).

La succession stratigraphique, bien représentée dans le versant nord de la crête Grand Hoche – Punta Charrà, est formée d'une puissante série de marge continentale, très faiblement métamorphisée ($t = 120$ °C maximum, Marini *et al.*, 1983), qui conserve encore clairement les caractères sédimentaires originaux, malgré la déformation alpine, et où ont été trouvés

des fossiles en bon état de conservation (Franchi, 1911 ; Polino *et al.*, 1983) ; la succession est constituée des termes décrits ci-dessous.

tsQ. Dolomies jaunes, argilites noires, quartzites bruns, gypses (Carnien). Ces terrains affleurent bien sur le flanc ouest du Grand Argentier, à proximité du Col de la Roue (della Rho) ; quelques lambeaux sont identifiables au sommet du Grand Argentier où ils sont associés aux gypses (tG) et cargneules (tK), de même qu'au Col d'Arrondaz, au Sud du Seuil et à Bramans (la Redoute Napoléon ruinée, rive de l'Arc ; Ellenberger, 1958 ; feuille Modane). Ils comportent des dolomies jaune vif, des schistes noirs, indurés et secs, et surtout des bancs de grès quartzites et feldspathiques, très durs, à patine rouille (présence de pyrite) ou blanchie. Au Sud du Seuil, les schistes noirs, près des gypses, auraient fourni des empreintes d'*Equisetum* (Ellenberger, 1958). Ce faciès est celui des affleurements datés du Carnien au NNW de la Pointe de Bellecombe (feuille Lanslebourg ; Mégard in Gay, 1970-1972).

tsD. Dolomies du Chaberton (Norien) : dolomies litées claires. Il s'agit d'une succession cyclique de bancs d'épaisseur décimétrique à métrique de dolomies gris foncé à la base, interprétées comme des dépôts sub- ou intertidaux, et de dolomies claires à structures de dessèchement en milieu supratidal. Les bancs sont fréquemment séparés de fines interstrates pélitiques grises ou noires. Dans la partie haute de la succession, celles-ci peuvent former des niveaux épais de plusieurs centimètres et remplir des fractures de dessèchement formées dans le toit des bancs dolomitiques. Sont également présents localement des corps bréchiques interprétés comme le résultat du remplissage de canaux tidaux. L'ensemble, épais de plusieurs centaines de mètres, est d'âge norien, comme le confirme la faune à gastéropodes (*Wortenia contabulata*), lamellibranches (*Myophoria inaequicostata*, *Gervilleia exilis*, *Avicula contorta*, *Megalodon* sp.), foraminifères (*Glomospirella* cf. *parallela*, *Agathammina* sp. ?) et algues dasycladacées (*Diplopora pauciforata*, *Gyroporella aequalis*, *G. curvata*) (Mégard-Galli, 1974 ; Polino *et al.*, 1983). Il est visible sur la crête frontière du haut vallon des Acles, au Melezet, Plan des Morts, Grand Argentier ; au-delà, vers le Nord, sa présence est plus incertaine (Villarodin, Avrieux, Bramans).

Dans le haut vallon de Valfredda, à l'Est de Bardonecchia, l'unité lithostratigraphique de Valfredda (unité également distinguée par B. Allenbach et J.-M. Caron, 1986), intercalée entre la couverture décollée d'Ambin (Unité du Vallonetto) et les unités ligures (unités de Vin Vert et de l'Aigle), montre des dolomies rapportées aux « dolomies du Chaberton ».

t-l. Calcaires de Côte Belle (Rhétien – Hettangien) : dolomies, argilites, calcaires noduleux à polypiers, brachiopodes,

lamellibranches et crinoïdes. Il s'agit d'une alternance d'argilo-schistes plus ou moins carbonatés, calcaires parfois noduleux et dolomies à lumachelles. L'épaisseur de cette succession varie de quelques mètres à un maximum de 150 m dans le massif de Rochebrune où elle a été décrite en détail (feuille Briançon, 1995). Dans le secteur étudié, elle dépasse rarement quelques dizaines de mètres. Cette succession représente la transition entre les dépôts de plate-forme carbonatée sous-jacents et les dépôts pélagiques du « Complexe des Arbours » ; elle souligne le début de la distension liasique du domaine piémontais. Elle est datée du Rhétien – Hettangien grâce à la présence de coraux (*Astreomorpha* sp., *Thamnasteria* sp., *Stylaphyllium* sp., *Oppelismilia* sp., *Thecosmilia* sp.), de brachiopodes (*Terebratula gregaria*), de lamellibranches (*Gryphaea arcuata*, *Rhaetavicula contorta*, *Dymiopsis intusstriata*, *Ostrea heidingeriana*, *Lopha* sp., *Cardita austriaca*, *C. munita*, *Chlamis falgeri*) et de crinoïdes (*Isocrinus* sp.) (Franchi, 1911 ; Polino *et al.*, 1983, Dumont *et al.*, 1984). Dès 1909, grâce à C. Pussenot, *Schloteimia angulata* Sow. sp. a été trouvée en éboulis au pied ouest des Roches des Grands Becs (*in* Kilian, 1909 ; Pussenot, 1913, 1930), provenant des bancs calcaires du sommet de la formation, sans doute.

Ce niveau est visible dans l'Unité de la Grande Hoche, surtout sur le versant italien (la Grande Hoche, Charrà, Melezet, Piano dei Morti), au Grand Argentier et dans l'Unité de Valfredda.

l-j. « **Complexe des Arbours** » : **alternance de calcaires et schistes.** Cet ensemble de calcschistes affleure sur le versant nord-est de la crête Grande Hoche – Punta Charrà et au Grand Argentier. Il témoigne de l'enfouissement progressif de la plate-forme norienne. On y distingue localement (coupe de la Grande Hoche) :

l. **Calcaires lités sombres et calcschistes à rares ammonites (Lias inférieur-moyen ?).** Épais d'environ 120 m. Ils ont conservé à la Grande Hoche une faune à bélemnites et à ammonites en général indéterminables, sauf un exemplaire incomplet d'*Echioceras* sp. (Polino *et al.*, 1983) qui indique un âge Sinémurien supérieur.

jm. **Calcschistes à passées de calcarénites et brèches monogéniques ou polygéniques (Lias supérieur – Dogger ?), Grande Hoche.** Ils marquent probablement les phases distensives liasiques liées à l'ouverture de la Néotéthys.

jq. **Quartzites ou silexites micacés, versicolores (Oxfordien – Kimméridgien).** Ils sont interprétés comme l'équivalent des horizons siliceux d'âge oxfordien – kimméridgien, associés aux ophiolites de la portion océanique du bassin (arête nord de la Grande Hoche).

jBr. **Brèches à ciment calcaire et éléments décimétriques calcaréodolomitiques et siliceux.** Ce sont des corps lenticulaires, épais de 2 à 3 m (Ouest de Melezet, les Sette Fontane), d'âge incertain, peut-être *cm-cs* ?

j-c. **Complexe de la Grande Hoche : alternance de schistes et calcschistes.** Il est constitué d'une épaisse succession carbonato-terrigène dans laquelle ont été distingués :

j-n. **Calcschistes passant vers le haut à des marbres gris à minces lits siliceux (Tithonique - Néocomien ?)**, et contenant des niveaux versicolores remarquables au Grand Argentier ;

css. **Argilites noires et/ou versicolores (« black shales »), avec niveaux de brèches (Crétacé moyen : Aptien – Cénomanién).** Elles sont interprétées comme l'équivalent métamorphique des argilites noires de l'Aptien – Cénomanién, répandues dans tout le domaine de la Téthys et de l'Atlantique septentrional ;

csc. **Calcschistes phylliteux sombres non différenciés (Crétacé supérieur).** Les métasédiments précédents passent, vers le haut, à des calcaires grisâtres, contenant de fines intercalations gréseuses, qui peuvent être interprétées comme un flysch (csc), d'âge crétacé supérieur, bien développé au Grand Argentier (Punta Nera, point 3040) ; des figures de recristallisation (calcite) à la surface des bancs ont été assimilées (Rampoux, 1987) à des traces d'Helminthoïdes, ce qui a été infirmé par la suite (Kerckhove, renseignement oral).

cBr. **Brèches et microbrèches en lentilles, à éléments variés.** Le plus souvent disposées en bancs ou en lentilles de grands volumes, elles se caractérisent par leur teinte ocre ou rousse et la présence d'éléments carbonatés et siliceux (quartzites, micaschistes ou gneiss), parfois des débris de Roches vertes sont présents (Grand Argentier), la fuchsite est fréquente (Caby, 1964) ; les apports détritiques seraient donc mixtes, ce qui caractérise ce type d'unités (Polino *et al.*, 1983). Leur position dans la série est mal assurée, à cause des conditions d'affleurement ou des complications tectoniques : aux Sette Fontane elles se situent en fenêtre de « Schistes lustrés », entre les dolomies ladiniennes briançonnaises (ou les Écailles intermédiaires) et les dolomies noriennes ; dans le versant oriental du Grand Argentier, les bancs de brèches paraissent bien interstratifiés dans les « *Black shales* », entre les calcaires néocomiens et les calcschistes du Crétacé supérieur.

De petits témoins se retrouvent au Col d'Arrondaz, au pied du Petit Argentier et à l'Ouest du Piano dei Morti ; des brèches comparables (sans éléments siliceux) existent aussi dans l'unité ligure du Lago Nero (Grand Vallon), ce qui peut entraîner des confusions.

jV, jVBr, cVS, cVC. **Complexe de Valfredda (Jurassique – Crétacé)**. L'Unité de Valfredda comporte des calcschistes d'aspect Schistes lustrés où ont été distingués de bas en haut :

jV, Br. **Calcschistes et marbres gris-noir (Jurassique)**, en bancs d'épaisseur décimétrique, à intercalations de brèches (jVBr), à ciment carbonaté qui localement (Granges de Valfredda) reposent directement sur les dolomies noriennes par une surface d'érosion. Les brèches sont constituées de débris hétérométriques, allant du centimètre au mètre, de roches carbonatées (dolomies, marbres sombres) et siliceuses (quartzites, micaschistes). Pour J. Goguel, 1955, les quartzites seraient des silicifications. Ces quartzites sont tout à fait prépondérants ; ils atteignent des dimensions importantes et sont souvent onduleux et allongés. La puissance des brèches diminue vers le haut de la succession. L'âge de ces métasédiments n'est pas connu : par leur position stratigraphique, ils seraient jurassiques (Polino *et al.*, 2002 ; Allenbach et Caron, 1986).

cVS. **Calcschistes argileux noirs et bancs calcaires (Crétacé inférieur ?)**, avec de rares intercalations de calcschistes carbonatés. Visibles, sur une dizaine de mètres d'épaisseur, sur la crête Vallonetto – Vin Vert, ils ont le faciès des « *Black shales* » du Crétacé inférieur (Polino *et al.*, 1983 ; Allenbach et Caron, 1986) ;

cVC. **Calcschistes gris à patine rouille (Crétacé supérieur ?)**, affleurant à l'extrémité sud-ouest de la crête Vallonetto – Vin Vert, où ils reposent en contact franc sur les « *Black shales* » (cVS) et se retrouvent sur les deux versants de Valfredda, où ils sont discordants sur les sédiments jurassiques (jV). Ces calcschistes peuvent être comparés aux derniers termes de la succession de l'Unité du Chaberton et être rapportés au Crétacé supérieur (Aptien ?, Cénomaniens ? d'après B. Allenbach et J.-M. Caron, 1986).

*UNITÉS LIGURES (UNITÉS DE PUY, DE LA ROCHE DE L'AIGLE,
DU VIN VERT, DU LAGO NERO) OU UNITÉS PIÉMONTAISES
INTERNES OU ZONE LIGURE OU ZONE DES « SCHISTES LUSTRÉS
PIÉMONTAIS » p.p. OU UNITÉS PIÉMONTAISES
À FOND OCÉANIQUE*

Elles comportent un soubassement ophiolitique très fragmentaire et dilacéré dans les écaillages alpins (ou repris en olistolithes ?) et des sédiments surtout calcschisteux épais.

L'étude des Schistes lustrés ligures couverts par la feuille Névache a été faite dans la continuité de celle effectuée par les géologues italiens sur la feuille Bardonecchia (Polino *et al.*, 2002) ; ces études font suite aussi à

celles de J. Goguel et P. Laffitte (1952), M. Gay (1970-1972), B. Allenbach et J.-M. Caron (1986) ; Lagabrielle *et al.* (1982, 1984) ; Tricart et Lemoine (1988) ; Carpena et Caby (1984) ; Mevel *et al.* (1978).

R. Polino distingue 3 types d'unités, toutes dites « ophiolitiques » :

– un 1^{er} type d'unités caractérisées par un substrat fait de portions de lithosphère océanique de nature composite, résultat d'une phase de structuration précoce, précèdent les dépôts des premiers sédiments de la couverture sédimentaire dont la succession a été bien identifiée et rappelle les faciès de l'Apennin (*unité du Lago Nero*, Polino et Lemoine, 1984) ;

– un 2^{ème} type d'unités qui ne montrent pas, au contraire, un substratum ophiolitique évident et dans lesquelles les sédiments ne sont pas identiques aux successions ligures. Des éléments ophiolitiques existent cependant dans la succession sédimentaire que l'on peut interpréter comme des morceaux de croûte océanique, isolés actuellement du vrai substratum ophiolitique (unités de L'Aigle, Vin Vert, Cerogne – Ciantiplagna) ;

– un 3^{ème} type d'unités où les masses de métasédiments carbonatés (calcschistes *s.l.*) et terrigènes sont difficilement corrélables avec les faciès des deux premiers groupes d'unités et dans lesquelles on manque actuellement de repères stratigraphiques et chronologiques pour les interpréter ; il peut s'agir soit de dépôts de fosses entre les deux plaques ayant pris place pendant les phases de subduction/collision, soit de dépôts de marges (Unité du Puys, prolongement des calcschistes des Fonts de l'unité Lac des Cordes – Queyras ; Briançon, 1995).

Les unités de la feuille Névache sont le prolongement des « unités médianes et supérieures » des feuilles Lanslebourg – Mont d'Ambin et Sainte-Foy-Tarentaise, où l'équivalence avec la « Zone du Combin », en Suisse, a été proposée (la « Zone de Zermatt » étant « l'unité inférieure » pour ces auteurs) ; nous ne reprendrons pas ici ces équivalences.

Caractères des unités tectono-stratigraphiques définies sur la feuille Bardonecchia

Ce type de découpage privilégie l'aspect lithostratigraphique, métamorphique et structural propre à chaque unité, sans proposer d'attribution paléogéographique détaillée afin de réserver les interprétations. Pour faciliter la lecture de la carte, la présentation des unités est nécessaire :

Unité tectono-stratigraphique du Lago Nero

Elle est constituée d'un soubassement océanique et d'une couverture sédimentaire à affinités ligures, qui comprend des brèches de serpentinites et de basaltes, des radiolarites de l'Oxfordien supérieur – Kimméridgien moyen

(?) (De Wever et Caby, 1981 ; De Wever *et al.*, 1987), des marbres à patine d'altération claire (Tithonique – Néocomien ?), des schistes gris sombre alternant avec des marbres gris-brun à bords silicifiés (F. de la Replatte, Crétacé inférieur ?), des schistes noirs à faciès de « *Black shales* » (Crétacé inférieur ?) et enfin des schistes carbonatés « gréseux » alternant avec des pélites carbonatés (Crétacé supérieur ?). La principale caractéristique de cette unité est la présence d'intercalations détritiques et d'olistolithes d'origine océanique ou continentale, présents à tous les niveaux stratigraphiques, mais surtout dans la partie sommitale (crétacée) de la succession.

La coupe la plus représentative de cette unité tectono-stratigraphique, décrite en détail par R. Polino (1984) et R. Polino, M. Lemoine (1984), se trouve dans la région du Lago Nero (feuille Briançon, 1995).

Les métasédiments appartenant à cette unité sont caractérisés par une foliation régionale pénétrative (de flux), définie par une association à mica blanc, chlorite, chloritoïde et reliques de lawsonite et de glaucophane. Dans des conditions statiques tardives s'est formée de l'albite aux dépens du mica blanc et de rares biotites. Il existe également une foliation tectonique relique, préservée au sein de porphyroblastes de lawsonite.

L'unité a été reconnue et cartographiée :

- en rive droite de la Dora di Bardonecchia, où elle est intercalée tectoniquement entre l'Unité du Chaberton – Grande Hoche en haut et l'Unité à calcschistes de Puys-Venaus à la base (Complexe du Puys) ;
- entre la Punta delle Tre Croci et le Colle della Rho, où elle est recouverte par l'Unité des Re Magi et localement (Grand Argentier) par celle du Chaberton – Grand Hoche - Grand Argentier ;
- dans les vallons du Fréjus et de Rochemolles jusqu'à la Cresta de San Michele et au Mont Jafferau, où elle repose tectoniquement sur l'Unité de la Roche de l'Aigle.

En France, il semble qu'elle corresponde à la quasi-totalité des « Schistes lustrés » visibles jusqu'à la vallée de l'Arc, avec des redoublements.

Unité tectono-stratigraphique du Vin Vert

Elle est caractérisée par une succession stratigraphique qui montre des affinités avec les successions ligures (Allenbach, 1982) et par la présence d'ophiolites qui sont interprétées comme des blocs resédimentés, intercalés dans la succession sédimentaire (Polino *et al.*, 2002).

Elle affleure au Monte Vin Vert : deux failles subverticales de direction NW-SE la séparent de l'Unité de la Roche de l'Aigle au Sud-Ouest et de celle de Valfredda au Nord-Est. Le contact inférieur avec l'Unité du

Vallonetto sous-jacente n'est pas visible. Elle n'est pas représentée sur le versant français.

Elle montre une association métamorphique de faciès schistes bleus de basse température définie par mica blanc, chlorite, glaucophane, lawsonite ± rutile.

Ces données pétrographiques, en plus des caractères géométriques et lithostratigraphiques, permettent de distinguer cette unité de celle de la Roche de l'Aigle ; de plus, on n'y observe pas de socle océanique.

Unité tectono-stratigraphique de la Roche de l'Aigle

Cette unité tectono-stratigraphique est caractérisée par une succession stratigraphique ophiolitique à affinités ligures (Allenbach, 1982) et par la présence d'ophiolites qui forment aussi bien le substratum de la succession sédimentaire que les blocs resédimentés qui y sont intercalés.

Elle affleure du Jafferau jusqu'à la crête de San Michele, à la base de l'Unité du Lago Nero dont elle est séparée par un plan de chevauchement faiblement penté vers l'Ouest. Elle se poursuit en France, au Col d'Etache, puis en rive gauche du vallon d'Etache où elle se suit difficilement, peut-être jusqu'à la vallée d'Ambin.

Elle est accolée à l'Unité du Vin Vert par des failles subverticales de direction NW-SE et recouvre les unités de Valfredda et du Vallonetto.

Elle montre une empreinte métamorphique principale en faciès schistes bleus à épidote, avec un rééquilibrage partiel de basse pression et basse température. En particulier, les métasédiments sont caractérisés par une foliation pénétrative, développée en conditions schistes bleus à haute température. Il existe également une foliation tectonique relique définie par glaucophane, chlorite, mica blanc et lawsonite (faciès schistes bleus de basse température). Enfin, en conditions statiques, se sont développés des pœciloblastes d'albite, aux dépens du mica blanc, et de biotite qui remplace la chlorite.

Unité tectono-stratigraphique de Puy

Cette unité est située géométriquement au-dessous de l'Unité du Lago Nero dans la vallée de Susa, à l'amont d'Oulx, et correspond géométriquement à l'Unité du Lac des Cordes - Queyras de la feuille Briançon (calcschistes des Fonts) ; elle n'a pas été repérée en Maurienne.

Elle comprend un ensemble de lithofaciès de métasédiments carbonatés qui ne peuvent (Polino *et al.*, 2002) être attribués de façon certaine aux

unités ophiolitiques ou de marges, mieux caractérisées d'un point de vue lithostratigraphique et/ou tectono-métamorphique ; ici nous l'avons rangé de préférence dans les unités ligures.

Unité tectono-stratigraphique de Cerogne – Ciantiplagna

Elle ne concerne qu'une infime portion de la carte Névache, dans l'angle sud-est, où son individualisation n'est d'ailleurs pas assurée. Unité à affinité ligure par la présence de serpentinites, basaltes et quartzites (radiolarites ?), elle se distingue de l'Unité du Lago Nero, qui la recouvre, par le faciès métamorphique de schistes bleus à glaucophane et épidote.

Description des terrains ligures

β , θ , σ . **Ophiolites : basaltes, prasinites (β), gabbros (θ), serpentinites, ophicalcites (σ)**. Les ophiolites sont très peu représentées et jalonnent souvent les plans de cisaillement, si bien qu'il est difficile, faute de relations stratigraphiques claires, de dire si ce sont les restes d'un soubassement ophiolitique ou des niveaux détritiques dans les successions de flysch. Elles sont décrites par unité :

• Unité du Lago Nero

Les Roches Vertes s'organisent selon 5 lignes structurales et comportent :
– β : métagabbros et metabasites (prasinites) formant des corps isolés décamétriques qui ont été interprétés soit comme des olistolithes, soit comme des écailles de plancher océanique selon leur contexte sédimentaire et structural. Au microscope, ils montrent une paragenèse de schistes bleus à lawsonite (glaucophane, lawsonite, chlorite, albite et titanite). Ils sont présents à Villarodin-la Repose, Cime du Grand-Vallon, le Vallon (les Sables) ;
– σ : serpentinites massives et ophicalcites, en affleurements de dimension décamétrique, visibles dans le vallon du Fréjus (ancienne carrière en Italie) et sur la crête à l'Est de la Pointe de Fréjus ou dans le haut vallon du Font.

• Unité du Vin Vert

On n'y observe pas de socle océanique franc ; les ophiolites sont interprétées comme des blocs resédimentés, intercalés dans la succession sédimentaire du Complexe du Vin Vert (Crétacé supérieur ?) en éléments décamétriques de serpentinites associés à des metabasites.

• Unité de la Roche de l'Aigle

Serpentinites et ophicalcites (σ), serpentinites, métagabbros et metabasites à glaucophane (ægyrine) et épidote repris en partie dans le faciès schistes verts. Ils constituent des affleurements d'extension limitée

(quelques mètres) sur le versant sud de la Roche de l'Aigle, vers 2 600 m d'altitude environ, et sont interprétés comme les témoins du substratum océanique en raison de leur position stratigraphique. On ne peut toutefois pas exclure une origine détritique. Ces Roches Vertes existent aussi à l'Ouest du refuge Scarfiotti et, en France, sur le versant du vallon d'Etache (voir plus loin).

• **Unité du Puys**

Le seul affleurement de Roches vertes serait celui d'Oulx (décrit par M. Gay, 1966) qui sont des brèches de basaltes à métamorphisme comparable à celui de l'Unité du Lago Nero et non à celui de l'Unité du Puys, ce qui pose le problème de l'appartenance de ces Roches vertes (glissement de terrain, faille, écaillage ou replis).

jR, jM, *ci*, *cmS*, χ , cSM, cSC, csBr, cS. **Couverture de métasédiments océaniques.**

jR. **Radiolarites ou quartzites blancs, rouges ou verts (Callovien – Kimméridgien)**

• **Unité du Lago Nero**

Il s'agit de quartzites rubanés de couleur lie-de-vin, vert, blanc, corrélables avec les sédiments siliceux (radiolarites et jaspes) d'âge Jurassique supérieur (Callovien – Kimméridgien) des successions ligures non métamorphiques. Ces métasédiments affleurent dans la partie amont du vallon du Fréjus, au Sud de la Pointe du Fréjus, le long d'un plan de cisaillement interne à l'unité, associés à des ophiolites ; ils existent aussi au Plan des Sables dans le Vallon, en Maurienne.

• **Unité de la Roche de l'Aigle**

La couverture sédimentaire débute par des quartzites micacés à amphibole bleue, en bancs d'épaisseur métrique, reposant directement sur les serpentinites. Ces métasédiments affleurent exclusivement sur le versant sud de la Roche de l'Aigle où, sur la base de leur position stratigraphique, ils ont été interprétés comme l'équivalent, plus métamorphisé, des radiolarites des successions ligures ; ils peuvent donc être attribués à la période Callovien – Kimméridgien (De Wever et Caby, 1981 ; De Wever *et al.*, 1987).

jM. **Marbres à patine claire, parfois bréchiques : débris de Roches vertes, fuchsite, ankérite (Tithonique – Berriasien)**

• **Unité du Lago Nero**

Ce sont des marbres massifs, à patine d'altération blanchâtre très caractéristique, gris clair en cassure, en bancs massifs épais de 40 à 60 cm.

Ces métasédiments sont considérés comme l'équivalent métamorphique des Calcaires à Calpionelles des successions de couverture ophiolitique ligures et sont donc attribués au Tithonique – Néocomien. L'affleurement le plus significatif est localisé au Sud de la Pointe du Fréjus, où les marbres sont associés à des prasinites et contiennent des lentilles de schistes chloriteux, que l'on a interprété comme des niveaux détritiques ophiolitiques témoignant d'une intense activité tectonique synsédimentaire pendant le Jurassique supérieur (Polino et Lemoine, 1984). On les connaît au Plan des Sables, la Cime du Grand Vallon, Bramanette (avec débris de serpentinite).

• **Unité de Vin Vert**

Rares niveaux de marbres massifs clairs, comparables aux marbres tardi-jurassiques des successions supra-ophiolitiques (Calcaires à Calpionelles).

• **Unité de la Roche de l'Aigle**

Marbres grisâtres à patine d'altération blanchâtre, en bancs massifs d'épaisseur métrique. Ils sont interprétés, là aussi, comme l'équivalent métamorphique des Calcaires à Calpionelles ; ils reposent par un contact net sur les quartzites sous-jacents.

ci. Formation de la Replatte (Crétacé inférieur : Valanginien – Barrémien) : alternance de bancs calcaires gris, bien réglés, à bords silicifiés et de calcschistes, localement (Roche de l'Aigle, Lago Nero) des niveaux de schistes noirs non cartographiés

• **Unité du Lago Nero**

Alternance plus ou moins régulière de marbres à patine brune, souvent à trame rougeâtre et à bords silicifiés, et de schistes noirâtres en niveaux centimétriques à décimétriques. Ces métasédiments sont comparables à ceux de la Formation de la Replatte reconnue par M. Lemoine (1971) dans la Zone du Montgenèvre, qui représente l'équivalent métamorphique des Schistes à Palombini des successions ligures. Ils sont donc datés du Crétacé inférieur et passent vers le haut insensiblement aux « *Black shales* ». Les affleurements les plus étendus sont situés dans la zone du Passo della Mulattiera et le long de la crête frontière, dans la partie amont des vallons de la Rho et du Fréjus, à la Belle Plinier, La Norma.

• **Unité de la Roche de l'Aigle**

Calcschistes phylliteux sombres, parfois intercalés avec des marbres sombres à patine rouille. Cet ensemble est analogue à la Formation de la Replatte (Crétacé inférieur) de la succession du Lago Nero ; localement on observe des niveaux de schistes graphiteux noir brillant, extrêmement tectonisés, d'épaisseur décimétrique, non cartographiables, analogues aux

Black shales du Crétacé inférieur.

cms, χ . **Argilites noires ou versicolores à bancs manganésifères (Crétacé moyen : Aptien – Cénomaniens – Turonien ?). χ . niveau de quartzites (ou silexites) chloriteux (Aiguille de Scolette) (micaschistes) (Black-shales)**

• **Unité du Lago Nero**

Schistes noirâtres, brillants, avec quelques intercalations de calcschistes carbonatés et marbres. Ces métasédiments sont généralement interprétés comme dérivant de sédiments riches en matière organique et correspondent à un épisode anoxique bien connu dans tout le domaine de la Téthys à la limite Crétacé inférieur et Crétacé supérieur (Aptien – Albien) (Black-shales). Observés partout où affleure l'unité, ils constituent en général des niveaux de quelques mètres d'épaisseur qui jalonnent les plans de cisaillement internes à l'unité. Ils affleurent également sur le versant sud du Jafferau, entre 2 500 et 2 600 m d'altitude et à l'Est du Col d'Arrondaz où ils forment des plis couchés de dimension hectométrique à vergence est. À la Testa del Ban et le long de la Costa del Becco, au Sud de Rochemolles, ils contiennent localement des intercalations de schistes quartzeux gris verdâtre, en niveaux décimétriques, et de marbres noirs et ocre, plissotés. Ils affleurent très largement sur la crête frontière : Pointe du Fréjus (Caby *et al.*, 1963), Pointe de Paumont, Col Pelouse, Pierre Menue, Pic Michel.

Un niveau de gros bancs, de plusieurs mètres de puissance, de quartzites chloriteux (« micaschistes » ou « gneiss »), très durs, marque le passage « *Black shales* »/calcschistes à l'Aiguille de Scolette, près de la cime (χ) (à comparer aux niveaux de « gneiss » de la Punta Niblè).

• **Unité de la Roche de l'Aigle**

Ce faciès est présent mais difficile à cartographier, car très mince à l'affleurement.

cSC, *cSM*, *cSBr*. **Calcschistes gris (Crétacé supérieur) avec localement des calcaires marbreux orangés (*cSM*) (base du Crétacé supérieur) (Unité de Lago Nero) et des brèches au sommet (*cSBr*) (Unité de la Roche de l'Aigle)**

• **Unité du Lago Nero**

Calcschistes carbonatés à patine d'altération ocre, riches en ankérite, en bancs durs d'épaisseur métrique. Ces métasédiments, considérés comme des dépôts détritiques, ont été attribués au Crétacé supérieur par encadrement stratigraphique et par comparaison avec des faciès analogues

présents dans toute la chaîne alpine (Deville, 1991 ; Deville *et al.*, 1992). Ils sont fréquents partout où affleure l'unité (CSC).

CSM. Passées de gros bancs marbreux, à patine orangée, toujours sombres à la cassure (et non clairs comme les calcaires jurassiques), plurimétriques mais schistosés, évoquant un peu les « marbres chloriteux » de Vanoise. Visibles principalement sur les crêtes de l'Aiguille de Scolette, Longecote et Bramanette, ruisseau du Nant près du Pont Sainte-Anne, ils s'intercalent à la base des calcschistes, au-dessus des « *Black shales* ». Ils se développent largement au Nord-Est du massif d'Ambin, sur le pourtour du lac du Mont-Cenis (feuille Lanslebourg ; Fudral *et al.*, 1987, 1994 où ils sont rapportés à la base du Crétacé supérieur, à une place plus élevée dans la succession lithologique).

• **Unité du Vin Vert**

Elle est formée principalement de calcschistes, dans lesquels s'intercalent des horizons détritiques d'origine océanique et continentale. Les calcschistes sont plutôt carbonatés et sont caractérisés par une schistosité pénétrative facilitant le délitage de la roche. Ils se différencient des calcschistes de l'Unité de la Roche de l'Aigle par la présence d'albite pœciloblastique (CSC).

• **Unité de la Roche de l'Aigle**

– calcschistes carbonatés, d'aspect « gréseux » à patine ocre, caractérisés par un débit en plaquettes. Ils sont formés principalement de calcite à laquelle s'associent mica blanc, quartz et chlorite, et un faible pourcentage d'opagues, d'albite et de séricite. Il s'agit du lithotype le plus répandu, et ils sont interprétés comme des dépôts flyschoides, attribués, par position stratigraphique, au Crétacé supérieur (CSC) ;

– marbres dolomitiques et marbres gris foncé, alternant avec des calcschistes. Ces métasédiments affleurent uniquement le long de la route Forte Pramand – Forte de Foens. Ils contiennent des olistolithes, de dimension décamétrique, de dolomies claires, des niveaux de quartzites micacés, verdâtres et des corps discontinus de brèches, d'épaisseur décamétrique. Les brèches sont caractérisées par un ciment carbonaté et contiennent des éléments détritiques arrondis de dimension décimétrique de calcaires sombres, de dolomies et de quartzites micacés. Il existe, en outre, de rares éléments de micaschistes, que l'on peut interpréter comme originaires du démantèlement d'un socle continental. Au vu de leur position géométrique au sommet de la succession lithostratigraphique, on a attribué à ces brèches un âge Crétacé supérieur – Paléocène (?). D'où la notation CSBr avec une surcharge.

cS. Calcschistes indifférenciés (Crétacé) (Puys, Roche de l'Aigle, Vin Vert surtout). Les attributions lithostratigraphiques ne sont pas toujours possibles. C'est notamment le cas dans l'Unité de Puys : sur le versant droit de la Dora, entre Bardonecchia et Oulx, la série est constituée par une succession de calcschistes d'âge inconnu – lithologiquement proches des calcschistes du Crétacé supérieur – dans laquelle ont été distinguées localement trois sous-unités lithostratigraphiques superposées qui ont été différenciées par une surcharge :

– cSa : alternance de quartzites, schistes quartzo-micacés, micaschistes et schistes généralement peu ou non carbonatés ;

– cSb : alternance de calcschistes et de marbres à patine ocre ; cette association, qui peut être interprétée comme un flysch à dominante carbonatée, est bien visible le long de la route Oulx – Puys ;

– cSc : schistes carbonatés et marbres gris sombre, en bancs massifs d'épaisseur métrique, avec rares micas blancs, qui forment les falaises en rive gauche de la Dora Riparia, en amont d'Oulx.

Ce complexe de Schistes lustrés prolonge les terrains de la feuille Briançon (où ils sont notés CCS).

β , σ , χ . Matériel détritique (ou écailles ?) au sein des Schistes lustrés ligures.

Dans tous les sédiments décrits, mais plus fréquemment dans les calcschistes carbonatés de l'Unité de la Roche de l'Aigle (cSc), il existe des éléments et des niveaux détritiques, soit de taille métrique, en bancs isolés ou en lentilles, soit de taille hectométrique, en grands affleurements d'origine continentale (χ) ou océanique (β , σ), ces derniers sont représentés par :

– des olistolites de métagabbros et de metabasites (β), affleurant au sommet de la Roche de l'Aigle et sur le versant nord de la Costa del Becco. Les métagabbros montrent une texture primaire préservée, dans laquelle il est encore possible de reconnaître le plagioclase magmatique totalement substitué par la zoïsite, et le pyroxène primaire, transformé en pyroxène sodique (ægyrine – augite) partiellement déstabilisé en glaucophane. Dans les portions de roche les plus rééquilibrées la paragenèse de haute pression est remplacée par une association de basse pression à chlorite, albite et clinozoïsite ;

– des olistolites de serpentinites (σ), affleurant sur le versant sud de la Testa del Coin et près du Refuge Valfredda.

UNITÉS DES GYPSES OU ZONE DES GYPSES : NAPPE DES GYPSES

On appelle ainsi la semelle de gypses qui jalonne souvent la base de la

Nappe des Schistes lustrés ligures, surtout visibles dans la vallée de l'Arc, de Modane à Bramans et jusque sur le plateau du Mont Cenis ou encore à l'amont d'Oulx.

tG. **Gypses (Trias supérieur)** ; ts. **Lentilles de grès et schistes carniens** ; tK. **Cargneules (Trias carbonaté mylonitisé et bréchifié lors de l'orogénèse alpine)**. Dans la vallée d'Oulx, des affleurements de dimension plurihectométrique de roches évaporitiques s'observent à Baumas, au-dessus de Signols et dans le Rio Fosse, au Nord de Melezet ; celles-ci sont associées aux plans de cisaillement principaux qui séparent les unités ophiolitiques de celles de la marge continentale. À Baumas, les gypses jalonnent la zone de cisaillement qui superpose les unités ophiolitiques de la Roche de l'Aigle et du Vin Vert sur les unités du Vallonetto et d'Ambin. Au Rio Fosse, les gypses sont pincés entre les structures qui juxtaposent les calcschistes de l'Unité du Lago Nero aux unités de marge continentale du Chaberton – Grande Hoche – Grand Argentier et des Rois Mages. Dans les gypses, qui sont parfois associés à des cargneules, on observe localement (Rio Fosse) de spectaculaires structures fluidales en « champignon » qui traduisent leur remontée par halocinèse.

Au Nord de Bramans, des bancs de grès et schistes s'y interstratifient (Ellenberger, 1958), où J. Bocquet (1974, 1975) a trouvé du pyroxène sodique ferrifère (jadéite) et de l'allanite (variété d'épidote à Terres rares), d'origine hydrothermale sans doute, d'âge tertiaire ; ces niveaux sont datés du Carnien (Mégard, *in* Gay, 1970-1972) (ts).

Ailleurs, le gypse peut souligner des surfaces de chevauchement ou des plans de failles en s'injectant depuis la Nappe des Gypses : vallon du Charmaix, vallée Étroite où ils ne se distinguent pas des gypses briançonnais ou piémontais.

tK. **Brèches tectoniques**. Il s'agit de brèches tectoniques à matrice carbonatée, contenant des éléments détritiques anguleux, de dimension allant jusqu'au décimètre, de roches carbonatées (marbres et dolomies) et plus rarement de calcschistes, de micaschistes et de quartzites. Ces roches sont associées aux principaux contacts tectoniques et dérivent de la mylonitisation de roches carbonatées originelles, on les confond avec les cargneules (tK).

ROCHES FILONIENNES

Q. **Quartz** ; Fe. **Sidérite (sidérose)**. De petite taille et en général de direction transverse, les filons de quartz ont rarement été cartographiés ; ils se développent surtout en zone houillère (Lac du Chardonnet). Par contre,

les filons hébergeant les minerais de fer des Sarrazins s'étendent sur des centaines de mètres (voir chapitre « Minéralisations ») et sont allongés selon les structures (N-S). Un filon avec barytine est noté près du Col du Raisin au Sud du Chardonnet.

CaQ. Quartz minéralisé et cataclasites associées (accident des Drayères). Les amas de quartz soulignant l'accident des Drayères ont été cartographiés à cause de leur volume et de leur spécificité : ils s'associent à des mylonites de grès et conglomérats houillers en accompagnant ce contact chevauchant. Ils sont surtout développés à l'Est et au Nord-Est du refuge des Drayères, du torrent de Brune au Col de la Madeleine ; on les suit localement sur le versant savoyard jusqu'à Bissorte et à Roche Fleurie. Le filon de l'Arisan à l'Est du refuge des Drayères, lié à cet accident montre des minéralisations en Pb, Zn, et Cu.

Ak. Filons ankéritiques minéralisés (Fe, Cu, Ag) du Chardonnet. Des filons de dolomites ferrifères beiges à bruns, liés à l'amas dioritique de la Cée Haute-Tête de la Cassille, affleurent principalement dans le versant Névache du Col du Chardonnet mais aussi un peu au Sud, près du Col du Raisin – Crête des Aiguilliers ; ils sont méridiens et parallèles aux structures alpines. Sous la Tête de la Cassille, ils recoupent le Verrucano et les quartzites du Trias inférieur. Une description détaillée en est faite au chapitre « Minéralisations ».

TERRAINS QUATERNAIRES

La description des terrains quaternaires utilise principalement les travaux actuels des géologues italiens effectués pour les levers de la feuille Bardonecchia (Carraro, Fioraso, Giardino, 2002 ; Giardino et Fioraso, 1998) et ceux de la feuille voisine Susa (2002) ; les corrélations avec les bassins versants français ont été facilités par les récentes études de Monjuvent sur la feuille de Briançon (Monjuvent *et al.*, 1988, 1995).

Formations d'âge varié et phénomènes quaternaires divers

Formations d'âge varié

EG. Glaciers rocheux (avec bourrelets de glissement ou moraines de névés). L'extrémité amont de certains petits bassins est remplie de champs de blocs organisés en une série de reliefs allongés qui dessinent des lobes subparallèles aux flancs des vallons et enserrrent souvent des dépressions fermées circulaires ou allongées. Les caractères sédimentologiques et morphologiques permettent d'interpréter ces dépôts comme le produit de

remaniement d'éboulis interstratifiés avec des loupes de glace (glaciers rocheux). Ces phénomènes sont particulièrement fréquents dans les zones de forte production de débris, comme, par exemple, celles des ensembles carbonatés ou siliceux des séries briançonnaises (Col des Acles et Passo della Mulattiera, Fontaine Froide, Arplane, massifs des Cerces et du Thabor).

S. Dépôts de versant composites (éboulis et moraines mêlés) (solifluxion et gélifraction dominantes). Sous ce terme, ont été regroupés les produits de l'altération *in situ* du substrat rocheux et des couvertures superficielles ainsi que les sédiments provenant du remaniement des formations quaternaires non altérées. Les lithofaciès et l'épaisseur varient en fonction de la nature du substratum : des sédiments fins et massifs avec des épaisseurs significatives, bien qu'inférieures à quelques mètres, s'observent dans les zones d'affleurement des calcschistes, surtout dans les secteurs les plus élevés des versants où se produisent de nombreux et importants phénomènes de « *creeping* » superficiel. La présence d'une couverture éluvio-colluviale, presque continue, sur les unités à calcschistes est due à la faible résistance et à la forte altération de ces roches ainsi qu'à leurs mauvaises caractéristiques géomécaniques et aux fréquents phénomènes de déformation gravitaire profonde.

La couverture détritico-colluviale, épaisse et massive, se différencie de la couverture éluvio-colluviale par la présence d'une fraction détritique notable plus ou moins résiduelle ; elle est présente surtout dans les régions de socle du massif d'Ambin et des unités carbonatées briançonnaises.

Le choix de faire figurer dans certains secteurs de la carte la présence des couvertures éluvio-colluviale et détritico-colluviale est dû à l'impossibilité objective de reconnaître le substrat pré-quaternaire (pourtour du Monte Jaffereau en Italie, nombreux vallons dans le Houiller).

RK. Brèches résiduelles à éléments et/ou ciment de cargneules, cargneules (Pliocène ? – Pléistocène supérieur ?). Ce terme, utilisé surtout en Italie, comprend une bonne partie des dépôts indiqués dans les précédents documents cartographiques (feuille Oulx, 1914) comme « cargneules », terme qui regroupait autrefois des lithotypes divers, interprétés généralement comme des évaporites triasiques, jalonnant les principaux plans tectoniques (« lubrifiants tectoniques »). Les études réalisées durant les trois dernières décennies dans l'arc alpin ont, en fait, mis en évidence que ces roches ont souvent un âge beaucoup plus récent. Ceci est démontré soit par leur composition (elles contiennent des éléments détritiques de roches qui ont subi la succession complète des phases métamorphiques et ductiles alpines et ont une matrice arénacée, non foliée), soit par leur localisation (elles comblent souvent des dépressions d'origine sans doute karstique totalement détruites ou s'étendent au pied de hautes parois).

Les levés de terrain sur Bardonecchia ont permis de reconnaître, au sein de ce complexe très hétérogène, trois principaux groupes de lithofaciès : brèches résiduelles, brèches détritiques et accumulations de calcirudites, calcarénites, calcilutites :

– *les brèches résiduelles* (de dissolution et monogéniques) sont formées d'amas chaotiques d'éléments détritiques, de blocs anguleux et d'importants volumes de roches carbonatées fracturées et disjointes, cimentées par une matrice calcaire micritique. Elles donnent des corps de formes irrégulières et de dimensions variant de dizaines de m³ à des dizaines de milliers de m³, situées au sein des complexes carbonatés du substrat (ex. : Monte Seguret) ou à proximité des principaux contacts tectoniques (ex. : Comba della Gorgia, au Sud de Melezet, et Tre Croci, à l'Ouest de Bardonecchia). Les discontinuités qui séparent les brèches du substrat sont facilement repérables lorsqu'elles correspondent à des surfaces d'érosion. Dans les autres cas, elles sont difficilement reconnaissables en raison du passage progressif et irrégulier avec le substrat et de la présence diffuse d'incrustations secondaires superficielles. Des données de sondages attestent la présence de brèches résiduelles en profondeur, associées à des phénomènes de désagrégation et de dissolution de roches carbonatées ou sulfatées (marbres et gypses et/ou anhydrites), localisés surtout sur les principales zones de cisaillement. La formation des brèches est, dans tous les cas, postérieure à l'évolution structurale ductile ;

– *les brèches détritiques* (polygéniques) sont formées d'éléments de taille centimétrique à décimétrique et, dans une moindre mesure, de blocs englobés dans une matrice calcarénitique et micritique. Les clastes, anguleux et parfois émoussés, sont de nature calcaréo-dolomitique ou bien constitués de brèches résiduelles. On trouve toutefois d'autres lithotypes (calcschistes, quartzites, etc.) liés à la nature du substrat avoisinant. Les brèches détritiques forment des masses irrégulières, parfois tabulaires, lenticulaires ou prismatiques, d'épaisseur métrique ou décamétrique et généralement superposées ou juxtaposées au substrat (ex. : Col des Acles) ; là où il n'est pas masqué par des concrétions secondaires, le contact présente une surface nette (ex. : versant gauche de la Combe della Gorgia) ;

– *des corps de calcirudites, calcarénites et calcilutites*, d'épaisseur centimétrique ou décimétrique (ex. : Monte Seguret) avec géométrie tabulaire, lenticulaire ou plus souvent irrégulière, s'observe au sein des brèches résiduelles et détritiques ; les laminations planaires et croisées sont fréquentes, ainsi que des granoclassements liés à l'action de courants. On observe en outre des ondulations plus ou moins fortes et des laminations en convolutes.

La répartition des cargneules (Seguret, Aiguille Rouge, ...) et leurs relations avec le substrat peuvent être expliquées par le modèle d'évolution proposé par F. Carraro et G. Martinotti (1993) et repris par M. Giardino (1995). La basse température et la très basse teneur en sels des eaux

subglaciaires, conjuguées à l'agressivité des eaux circulant en profondeur (due à la dissolution des gypses et des anhydrites triasiques), sont deux facteurs capables de provoquer d'importants processus de karstification, même dans des roches normalement peu solubles. Le phénomène aurait probablement commencé bien avant le Quaternaire, dès que les eaux d'infiltration, venues au contact de roches solubles, ont formé des cavités souterraines, principalement à proximité d'un substrat imperméable ou non « karstifiable ». Le soulèvement progressif des masses carbonatées et, par conséquent, l'abaissement continu du niveau de la surface topographique aurait déterminé l'affaissement des cavités hypogées et la propagation du phénomène jusqu'à la surface. La poursuite de l'érosion aurait ensuite mis à l'affleurement les produits résiduels du processus karstique, créant des phénomènes généralisés d'inversion de relief. La fracturation intense des roches à proximité des contacts tectoniques a sans doute facilité la circulation des eaux et conditionné la répartition des produits de dissolution et de résédimentation des amas carbonatés. Cette coïncidence est attestée par la distribution des brèches qui souligne, de façon discontinue, les principaux contacts tectoniques, soit entre les unités de marge continentale et les unités océaniques (ex. : Comba della Gorgia, Col des Acles et Col des Tre Croci, rive gauche du vallon d'Etache), soit entre les couvertures mésozoïques et le soubassement cristallin du massif d'Ambin (Mont Seguret) ou entre les unités carbonatées (ex. : versant gauche de la Combe des Thures, Rois Mages).

Dans le modèle suggéré, les brèches détritiques dériveraient du remaniement superficiel des brèches de dissolution, car leurs relations géométriques permettent d'exclure une dégradation directe et superficielle du substrat. Calcirudites, calcarénites et calcilutites seraient plutôt le produit de la sédimentation détritique liée aux eaux courantes dans des milieux divers : trous d'eau, petits bassins fermés, lits alluviaux, etc.

Les différentes étapes du processus évolutif se sont, en fait, répétées indéfiniment lors de l'évolution géologique de la région : si on peut envisager une origine du phénomène très ancienne (Pliocène ou même antérieure ?), il est aussi possible d'imaginer qu'un processus présentant des caractéristiques analogues soit encore actif, mais que son intensité est différente puisque les conditions climatiques et géodynamiques ont changé. En surface, on ne reconnaît que les produits des stades finals des phases les plus anciennes du phénomène, en déséquilibre avec le modelé récent (inversion du relief) et avec la circulation des eaux souterraines actuelles. Le fait que, sur certains corps de brèches résiduelles, soient présents des dépôts glaciaires (ex. : Mont Seguret, Col des Thures), ou bien que les brèches détritiques englobent parfois des galets ronds et striés typiquement glaciaires, indique l'âge pré-pléistocène supérieur des brèches.

Würm (Pléistocène supérieur, 130 000 à 10 000 ans)

GyV, GyV1, GyV2, GyV3, GLy3. **Moraines de vallée avec des stades de plus en plus anciens distingués sur le versant italien (V1 étant le maximum d'extension du glacier würmien dans la vallée ; GLy3 Dépôts glacio-lacustres).** Ces dépôts liés à la progression des grands glaciers de vallée n'ont été reconnus que dans la vallée de Suse dont la feuille Névache occupe la partie amont. La conservation des formes y est assez bonne et les corrélations sont possibles avec les parties les mieux préservées de l'amphithéâtre de Rivoli – Avigliana, données également confrontées avec celles des autres grandes vallées de l'Arc alpin occidental. Versant mauriennais, le glacier de l'Arc n'a guère laissé de témoins corrélables sur la feuille, et en Briançonnais le glacier de la vallée de la Durance recevait à Briançon le glacier local de la Clarée..

Les moraines de la vallée de Suse se reconnaissent à leur morphologie et à leur pétrographie : elles soulignent une rupture de pente assez marquée et le matériel très polygénique est plutôt de petite taille, bien arrondi. Sur le versant italien, l'ensemble des dépôts attribués à la dernière glaciation peut être regroupé dans une série de stades notés GyV1, GyV2 et GyV3, décrits du plus ancien au plus récent, ci-dessous (notice Bardonecchia, 2002).

GyV1. Les moraines sont formées de dépôts hétérogènes (mixtites ou diamictite) à matrice limoneuse, avec des éléments détritiques de metabasites, quartzites, gneiss, micaschistes, calcaires et dolomies (moraines de fond). Les dépôts, localement lités, à matrice de couleur claire, sont souvent imprégnés de ciment carbonaté particulièrement épais en rive gauche du Rio Seguret (secteur de l'Auberge supérieure), sur le versant gauche de la haute vallée de Susa, entre 1 500 - 1 600 m d'altitude.

Le sommet du dépôt est représenté par une surface d'accumulation remaniée et dans certains cas, enfoui sous des dépôts gravitaires. Les surfaces d'appui basales et latérales correspondent à des formes d'érosion de modelé glaciaire avec stries et sillons d'abrasion (le modelé général est d'allure plane). Sur le versant gauche de la Vallée de Susa, dans la partie la plus haute de la zone de distribution de ce stade, l'allure des surfaces basales est généralement très inclinée vers l'aval ; sur le versant droit, les surfaces ont au contraire un pendage subhorizontal et sont parfois coupées par des plans de glissement gravitaires.

La zone de distribution des dépôts est délimitée vers le haut par le pied des escarpements rocheux ou bien se confond à des zones de replats modelés dans la roche.

Sur le versant gauche de la haute vallée de Susa, on peut observer quelques restes de surfaces polies, striées et parfois moutonnées en contrepenne, situées à des altitudes qui correspondent à la limite inférieure de la zone de distribution des dépôts. Des moraines ont été indiquées aussi au Sud de Bardonecchia, vers 1 900 m et au sud d'Oulx, en rive gauche de la Dora Riparia vers 1 600-1 700 m. Dans l'ensemble ces formes sont visiblement recoupées par la surface d'appui latéral du stade GyV2.

Plus à l'aval, en dehors de la carte, dans les secteurs moyens et inférieurs de la Vallée de Susa, on peut corréliser la limite supérieure de distribution du stade GyV1 avec la crête de certains vallums latéraux qui pourraient marquer l'altitude la plus haute atteinte par le glacier au cours de la dernière glaciation. Sur la base de corrélations avec l'amphithéâtre morainique de Rivoli-Avigliana, ce stade peut être attribué à la partie inférieure du Pléistocène supérieur.

En France, on peut attribuer à l'action du glacier de l'Arc au maximum d'extension des dépôts perchés au Sud de Fourneaux, au sommet du Truc à 2 480 m (GyV).

GyV2. Les faciès qui caractérisent les dépôts de ce stade sont multiples : diamictites massives, très compactées, à matrice limoneuse et galets arrondis, polis et parfois striés (moraines de fond) ; diamictites faiblement compactées à matrice sableuse et sablo-limoneuse et éléments peu arrondis (moraines indifférenciées) ; diamictites à rare matrice sablo-graveleuse et dominance de galets et blocs subanguleux (moraines d'ablation). Éléments détritiques et blocs, peu altérés à altérés, sont formés de metabasites, quartzites et dolomies, moins souvent de gneiss, micaschistes et calcschistes.

Les affleurements les plus étendus sont préservés sur le versant droit de la Vallée de Susa, entre Royeres (en amont de Beaulard) et Oulx. À Beaulard, les dépôts sont répartis sur une série de replats situés à des altitudes différentes, inférieures à 1 500 m, et parfois séparés par des escarpements rocheux et des buttes moutonnées. La limite supérieure de distribution des dépôts est située, sur les deux versants, à la base d'escarpements rocheux ; ceux-ci passent progressivement vers le haut à une série d'épaulements, avec des buttes moutonnées et des surfaces planes sur lesquelles on trouve les dépôts du stade GyV1. Les relations entre la surface basale des dépôts du stade GyV1 et l'appui latéral des dépôts du stade GyV2 indiquent que ceux-ci sont encastrés dans les précédents.

En amont d'Oulx, les dépôts du stade GyV2 sont répartis également sur les versants du bassin de la Dora di Cesana (Dora Riparia), entre 1 500 et 1 200 m. La nature des roches affleurant dans ce bassin se reflète dans la

composition des éléments détritiques, formés de calcschistes, roches carbonatées, roches vertes et gabbros.

GyV3, GLy3. Ce stade est constitué de diamictites à matrice limoneuse avec des galets centimétriques et décimétriques, arrondis, polis et parfois striés, de metabasites, micaschistes, calcschistes, dolomies, et rares marbres, quartzites et gneiss (moraines de fond) ; les éléments détritiques ne sont pas altérés ou très peu, sauf les éléments carbonatés qui sont profondément corrodés. Les dépôts sont surtout distribués dans les environs de Costans, à l'ENE de Beaulard ; certains sondages ont, en outre, rencontrés les mêmes dépôts au-dessous des sédiments alluviaux du fond de vallée. À proximité de Costans, en plus des moraines de fond affleurent des dépôts sablo-limoneux finement stratifiés, interprétés comme dépôts glacio-lacustres (GLy3).

Dans l'ensemble, les dépôts de cette unité sont localisés surtout sur le versant gauche de la vallée de Susa jusqu'à une altitude maximale de 1 200 m. À proximité de leur limite supérieure, ils reposent latéralement contre des surfaces d'érosion subverticales modelées dans la roche et localement dans des dépôts du stade GyV2, dans lequel ils sont donc encastrés. La surface de base n'est presque jamais visible, car elle est masquée par les dépôts fluvio-lacustres de la plaine d'Oulx.

Des dépôts attribuables au stade GyV3 ont été également reconnus sur les versants de la Dora di Cesana (Dora Riparia) à Amazas et S. Marco-Borgo alto : il s'agit de moraines de fond avec des galets arrondis, polis et parfois striés de calcschistes, calcaires, roches vertes et gabbros, ainsi que de rares mais significatifs galets de radiolarites et grès.

Les dépôts des stades GyV2 et GyV3, en allant du plus vieux au plus récent, sont moins importants au fur et à mesure que l'on descend en altitude et que l'on se rapproche de l'axe de la vallée. Dans la moyenne vallée de Susa, la conservation des vallums latéraux et des dépôts fluvio-glaciaires dans des faciès de « *ice contact* » attestent de la diminution progressive de volume et de développement de la masse glaciaire. Il n'est pas possible de corréliser les stades GyV2 et GyV3 avec les unités glaciaires de l'amphithéâtre de Rivoli - Avigliana ; elles ont donc été interprétées comme le produit de pulsations glaciaires postérieures au dernier maximum d'extension würmien.

Gy, Gy4. **Moraines locales tardi-würmiennes, avec vallum (Gy4 en Italie)**. En plus des formes et des dépôts liés aux glaciations régionales, en particulier à leur dernière expansion maximale et à leurs oscillations lors du retrait, ont été reconnus, sur les bassins versants affluents, de nombreux témoins de glaciations locales.

Les dépôts relatifs à ces moraines sont constitués de diamictites massives à matrice sableuse et sablo-limoneuse, dans laquelle sont inclus des galets et des blocs de formes variées : arrondis ou subarrondis, parfois polis et striés dans le cas des moraines de fond, anguleux et subanguleux dans le cas de moraines d'ablation. Ces derniers sont faiblement compactés et, dans quelques cas, montrent en surface des traces de lessivage et d'oxydation. L'attribution de ces dépôts aux dernières phases de retrait pléistocène supérieur est justifiée par leur distribution, par la nature exclusivement locale des éléments détritiques et par les rapports avec les sédiments et les morphologies liés aux glaciations régionales.

Elles se distinguent par leur situation, localisée dans chaque bassin versant, leur morphologie souvent bien conservée, leurs constituants pétrographiques liés à la nature des terrains environnants et une plus grande hétérogénéité des matériaux.

En France (comme en Italie), on les retrouve dans tous les vallons adjacents aux vallées principales, en partie noyées par les éboulis, cônes d'avalanches et alluvions plus récents : les plus développées sont dans les vallons du versant sud de l'Arc : Saint-Antoine, Saint-Bernard, Neuvache.

Au Charmaix, les moraines contiennent de gros paquets de Schistes lustrés pouvant évoquer une mise en place par coulées de boue.

Il faut mentionner les dépôts morainiques du Col des Thures et du Col de l'Échelle, au Nord-Est de Névache, témoins de deux diffluences (ou débordements) du glacier de la Vallée Étroite vers le glacier de la Clarée lors d'une crue de la glaciation würmienne, il y a des milliers d'années. De nombreux blocs erratiques (conglomérats et grès houillers), parfois de grande taille, parsèment la surface du Col de l'Échelle.

Sur le versant italien (Gy4), dans la vallée de Susa, les dépôts les plus significatifs sont conservés en amont des vallons de la Rho, du Fréjus, de Rochemolles et de Vallée Étroite, confluant dans la cuvette de Bardonecchia, et le long des incisions latérales (Rio Seguret et Rio Supire au Sud de Savouls). Sur le terrain, on reconnaît ces dépôts par des vallums latéraux, allongés parallèlement aux flancs des vallons, et par des moraines frontales (extrémité supérieure des vallons de la Rho, de Rochemolles et du Seguret) recoupées par des *chenaux d'écoulement*. Dans certains cas, le remaniement torrentiel intervenu après la phase « cataglaciale » a provoqué un surcreusement et donc *la dissection des dépôts glaciaires originels* (fragments isolés de ces dépôts glaciaires au Rio Geronda au Nord de Salbertrand, hors carte Névache, et au Rio Supire).

La base des dépôts correspond à des surfaces d'érosion creusées dans le

substrat ou, plus rarement, encastrées dans des dépôts glaciaires de la vallée principale. L'analyse des rapports géométriques entre dépôts et formes liées aux glaciations régionales et locales montre que ces dernières se sont poursuivies après le retrait du glacier principal de la vallée de Susa.

FGy. Alluvions fluvio-glaciaires (Combe des Thures). Au NNE de Névache, le versant sud du Col des Thures montre la coupe, sous la moraine würmienne, d'une épaisse formation bréchique jaunâtre, à galets et blocs, de taille et de nature variées : calcaires, dolomies, quartzites, grès et conglomérats du Permien et du Houiller dans une matrice carbonatée, issue du lessivage des cargneules largement présentes sur les versants des Thures (entre 2 000 et 1 700 m) ; cette formation, très irrégulièrement cimentée, stratifiée, est disséquée par l'érosion actuelle en pitons (appelés à tort « cheminées des fées ») et éperons remarquables. Ce sont des dépôts fluviaux et torrentiels édifiés lors d'un retrait glaciaire avant d'être recouverts à leur tour par la moraine du plateau des Thures. Leur âge est sans conteste würmien. À l'aval du Col de l'Échelle, au pied du Guiau des témoins de cette formation se retrouvent perchés en rive gauche de la Clarée.

Fy. Alluvions fluviales anciennes. En Italie, sur la rive droite du Vallon du Seguret, a été observée une zone de dépôts graveleux et gravelo-sableux, dans lesquels sont inclus des galets et des blocs. Les caractères sédimentologiques, l'aspect du corps sédimentaire en forme de cône alluvial résiduel et sa localisation à proximité d'un point de confluence, ont permis d'interpréter ce dépôt comme issu de processus torrentiels et de transport solide en masse (laves boueuses ou coulées de débris) développé le long du réseau hydrographique affluent. L'expression morphologique actuelle résulte d'une variation dans le modelé du fond de vallée, liée en particulier à son approfondissement progressif, qui a conduit les torrents à creuser profondément les cônes alluviaux précédemment édifiés. Le surcreusement dans le fond de vallée a permis la conservation de quelques résidus de ces anciens cônes alluviaux.

E.Jy. Cônes de déjections. Éboulis et dépôts d'avalanches remaniés par ruissellement. Cette entité concerne les formations ayant un caractère polygénique, d'origine gravitaire, « *debris flow* », torrentielle et avalancheuse. Le faciès le plus commun est représenté par des diamictites massives à matrice sableuse ou gravelo-sableuse. La pétrographie et la forme des éléments détritiques et des blocs varient en fonction de la nature des roches originelles à partir desquelles se sont formés les dépôts. Morphologiquement ces dépôts sont des cônes de déjection très pentés, situés au débouché de couloirs étroits et raides, comme ceux qu'on observe près de Beaulard et d'Oulx et dans les versants de Schistes lustrés.

Ey. Éboulis ; EyB. Éboulements anciens à gros blocs (la Praz).

Deux exemples au moins d'éboulis à gros blocs ont été cartographiés : au Nord-Ouest de Névache, dans le Vallon, au pied des falaises anisotadiennes des Rochers de la Paria et au Pas du Roc, sous le Col d'Arrondaz, où l'amas de blocs, très spectaculaire, repose sur le versant opposé au Grand-Argentier dont il est pourtant issu. L'âge de ces écroulements est soit fini würmien, soit holocène.

L'accumulation de gros blocs houillers à la Praz, en rive gauche de l'Arc, est sans doute due à un gigantesque éboulement depuis les falaises de la rive opposée à une époque reculée.

Uy. Travertins anciens. Dans la haute vallée de Susa, à l'Ouest d'Oulx, ont été identifiés de nombreux affleurements de travertin phytothermal et stromatolithique (*sensu* D'Argenio et Ferreri, 1987) avec des intercalations locales de faciès détritiques. Dans le premier cas, il s'agit de concrétions carbonatées poreuses et vacuolaires, qui incrustent des végétaux hydrophiles pendant leur croissance. Les travertins stromatolithiques sont formés, quant à eux, d'un agrégat compact de cristaux de calcite, organisé en une succession plus ou moins régulière de couches alternativement claires et foncées ; la présence de faciès détritiques est à attribuer à des processus d'incrustation d'éléments carbonatés provenant du démantèlement de travertins préexistants. Au sein des masses carbonatées, on a, en outre, retrouvé de rares niveaux, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, de travertin feuilleté (littéralement « bibliolithique », folié ; D'Argenio et Ferreri, 1987 : incrustations sur des paquets de feuilles le plus souvent orientées dans la même direction et disposées de façon imbriquée). Bien qu'il n'y ait pas de traces de matière organique, la présence d'empreintes qui reproduisent fidèlement les structures foliaires d'origine permet d'attribuer celles-ci à des feuillus (*Fagus*, *Corylus*, *Alnus*, *Ulmus*) et à des conifères (*Larix*, *Pinus*).

Les accumulations de travertin présentent parfois une stratification évidente, soulignée par des niveaux stromatolithiques, qui épouse la morphologie du versant. L'épaisseur des incrustations ne dépasse généralement pas quelques mètres.

La distribution des travertins est étroitement liée à la présence d'un substratum carbonaté très fracturé qui favorise la mise en œuvre d'intenses processus de dissolution de la fraction carbonatée suivie de sa précipitation aux émergences. Cependant les conditions physico-chimiques, morphologiques, et hydrologiques originelles favorables au phénomène de précipitation chimique ont, dans certains cas, cessé pour laisser la place à des processus de remaniement qui ont parfois modifié la forme originelle des dépôts, provoquant des phénomènes d'inversion de relief ; le processus

de formation de certains travertins n'est donc plus actif. Principaux exemples dans le bassin versant du Rio Seguret, au Nord d'Oulx, tandis qu'en France, ils sont très rares.

SMy. Glissements anciens (1), susceptibles d'être réactivés (2)
SMyB. Glissements anciens à gros blocs (3). Le bassin de la Dora di Bardonecchia, le versant sud de l'Arc, la rive gauche de la Clarée à l'amont de Névache sont caractérisés par la grande quantité de glissements anciens, certains d'une extension supérieure au km², et d'épaisseur encore visible, de l'ordre de la dizaine et parfois de la centaine de mètres. La répartition de ces glissements est fonction des différentes caractéristiques pétrographiques et structurales des roches, ainsi que de la nature et de la répartition des couvertures superficielles. Les secteurs qui présentent la plus grande concentration de phénomènes gravitaires correspondent aux zones d'affleurement des séries sédimentaires à schistes houillers et calcschistes ligures dominants, alors que sur les versants où affleurent les successions carbonatées (Briançonnais, Piémontais) et le socle du massif d'Ambin, les glissements sont moins nombreux.

Leurs caractéristiques sont déterminées par la nature du substratum et des formations superficielles concernées, et par le type de mouvement gravitaire. Des diamictites massives, à matrice argileuse, caractérisent les glissements liés à des phénomènes de fluidification de la couverture détritico-colluvionnaire et morainique ou à des phénomènes de type complexe qui concernent également un substratum fortement fracturé. Des accumulations chaotiques de blocs anguleux à subanguleux (SMyB) sont au contraire attribuables à des mécanismes de fauchage et d'écroulement ou bien à des phénomènes de rotation et translation de paquets rocheux. Des glissements de grandes dimensions présentent des faciès généralement bien différenciés d'un point à un autre et sont le produit de phénomènes répétés dans le temps. Dans certaines accumulations, il est possible de reconnaître des volumes très importants de substratum fracturé et disjoint (à cause de mécanismes de type rotationnel et translationnel).

L'expression morphologique des glissements varie avec l'importance du remaniement survenu depuis le dépôt et donc, en première approximation, avec l'âge du glissement.

Une morphologie très organisée suggère alors une mise en place complexe, avec glissements translationnels et/ou rotationnels qui ont évolué en coulées. Les dépôts, très hétérogènes et hétérométriques, ont une structure généralement chaotique et un faible degré de compactage ; les lithofaciès les plus représentés sont formés de dépôts à matrice sablo-limoneuse et d'amas chaotiques de blocs rocheux fracturés. Même dans ces cas, des remobilisations partielles et progressives ont modifié localement la

configuration originelle de la masse glissée. Pour certains glissements, on peut raisonnablement supposer un lien génétique étroit avec les déformations gravitaires profondes (présence de gypse en profondeur) qui touchent de larges secteurs des bassins versants de Bardonecchia – Oulx et de Modane – Bramans, au Sud de l'Arc.

Holocène (10 000 ans) – Actuel

Gz. Moraines actuelles et/ou historiques non différenciées (avec vallums). Elles sont constituées d'accumulations chaotiques de blocs (moraines d'ablation) qui correspondent aux moraines frontales et latérales conservées en bordure des masses glaciaires actuellement en phase de retrait. Plus rarement, on observe des diamictites à matrice sablo-limoneuse, non ou peu compactés, avec des galets et blocs subanguleux à subarrondis (moraines de fond), et de rares résidus de dépôts sablo-limoneux (dépôts glacio-lacustres).

Dans l'ensemble, ces dépôts représentent à la fois les témoins de l'avancée maximale de l'Holocène (« Petit Age Glaciaire ») et les produits des glaciers actuels ; ces derniers sont aujourd'hui pratiquement réduits à de simples névés (Glacier des Fourneaux, Glacier d'Etache, Glacier de Pierre Minieu, Névés de Scolette, de Paumont, Névés des Cerces, du Thabor, des Rois Mages).

Ez, E, EzB. Éboulis vifs, éboulis stabilisés, éboulements et éboulis à gros blocs. Les éboulis sont constitués de nappes de pierres et de blocs de forme anguleuse et subanguleuse, avec peu de matrice. Ils sont organisés en cônes ou en prismes de sédiments souvent à stratification oblique, avec des éléments de taille et de forme variées selon le degré de fracturation du substrat dont ils proviennent. On observe des nappes et des cônes détritiques volumineux à la base des parois de roches carbonatées (Cime de la Planette, Rois Mages, Pointe des Quatre Sœurs, Sommet de Guiau, Pointe Clotesse, Cerces, Queyrellin, Grande Chalanche, Aiguille Rouge), ainsi qu'à la base des reliefs modelés dans les roches quartzitiques de la Rognosa d'Etache, du Mont Thabor ou de la Tête de la Cassille. Les nappes d'éboulis des massifs de conglomérats et grès de la Zone houillère sont en général moins développées (Roche Château, Roche Noire, Sarrazins).

Les dépôts détritiques, situés au pied des parois de calcschistes, ont une extension et une épaisseur modestes avec une fraction sablo-limoneuse quantitativement importante, mélangée à de petits blocs ; ils couvrent des surfaces importantes seulement là où les calcschistes sont les plus carbonatés (face est de l'aiguille de Scolette, Bramanette).

EJz. Cônes d'éboulis et/ou d'avalanches remaniés par ruissellement (« cônes mixtes »). Le faciès le plus typique est représenté par des dépôts à matrice sableuse avec des blocs subanguleux et des intercalations sableuses. Ils forment des cônes, localisés au débouché de petites gorges, interstratifiés parfois avec les nappes détritiques situées à la base des parois rocheuses. Dans d'autres cas, les dépôts d'origine mixte se superposent aux sédiments glaciaires et alluviaux qui tapissent le fond des vallées affluentes. Le caractère polygénique est surtout lié à la remobilisation des éléments détritiques par effet de coulées de débris ou de laves boueuses, ainsi qu'à l'intercalation de débris dus à des avalanches périodiques. On les relève au pied de toutes les crêtes élevées, de tous les couloirs abrupts.

Pz. Dépôts palustres (tourbières) et dépôts lacustres (Lz). Les tourbières (Pz) sont nombreuses mais toujours de petites dimensions ; elles se sont formées dans les creux des moraines, sur les plaines alluviales ou très souvent en arrière des surcreusements glaciaires. Les replats du Houiller et du Permien en abritent souvent.

Les dépôts lacustres (Lz) sont caractérisés par des faciès limoneux avec de rares intercalations sableuses. Ils ont toujours une extension limitée et sont localisés en amont des bassins affluents, où ils masquent souvent la morphologie glaciaire originelle en remplissant des cuvettes de surcreusement ou des dépressions limitées par des arcs morainiques, occupées à l'origine par des plans d'eau.

Fz. Alluvions fluviales : sables, graviers ; FJz. Cônes de déjection actifs. Dans la haute vallée de Susa, celle de la Clarée et à Modane, une bonne partie du fond de vallée est occupée par des dépôts liés à la dynamique torrentielle. En Italie, les lithofaciès et la morphologie des dépôts ont permis de distinguer trois ensembles échelonnés de l'aval vers l'amont :

- 1) la plaine alluviale de la Dora di Bardonecchia, comprise entre Oulx et Beaulard, constituée en surface de dépôts graveleux et gravelo-sableux stratifiés, avec galets arrondis à disposition imbriquée et rares blocs ; les intercalations sableuses et les niveaux sablo-limoneux, d'épaisseur métrique, sont fréquents (Fz). Des sondages effectués en 1991, légèrement en aval d'Oulx, ont montré la présence de dépôts fluvio-lacustres en profondeur, formés lors de l'occlusion de la vallée par des accumulations gravitaires (Tropeano et Olive, 1993). En même temps, deux sondages ont prélevé, aux niveaux 956 et 948 m, au sein du complexe fluvio-lacustre, deux échantillons de bois fossile, dont la datation au C^{14} a donné respectivement $9\ 525 \pm 85$ et $8\ 380 \pm 95$ ans BP (Tropeano et Olive, 1993) ;
- 2) les secteurs de confluence des bassins affluents de la vallée de

Bardonecchia, où les dépôts des cônes de déjection importants sont interstratifiés avec ceux de la Dora di Bardonecchia (FJz). Ces dépôts sont constitués de graviers et galets grossièrement stratifiés, incluant de gros blocs ; les rares intercalations de dépôts massifs sont à attribuer aux coulées de laves torrentielles. Les cônes alluviaux les plus étendus sont alimentés par la vallée de la Rho, par la vallée du Fréjus et par le torrent de Rochemolles, alors que ceux de Valle Stretta (Pian del Colle et Les Arnauds) sont périodiquement alimentés par des épanchements de coulées de boue ;

– 3) d'autres dépôts, d'extension et d'épaisseur très modestes, sont localisés à la partie supérieure des bassins affluents (ex. : vallée de Rochemolles) sur des zones planes qui correspondent alors à des cuvettes de surcreusement glaciaire.

Dans le bassin de la Clarée et dans toutes les vallées adjacentes de l'Arc, ce type de profil en long, évoluant d'aval en amont, n'est pas réalisé : les cônes de déjections prédominent partout et les alluvions de fond de vallée sont réduits (au droit de Névache).

Uz. Travertins récents à actuels. Ils se présentent sous forme de corps lenticulaires ou en dômes avec de larges surfaces encroûtées et des coulées subverticales, ou bien comme de simples incrustations sur des coussinets de mousses : il s'agit d'objets le plus souvent non cartographiables, de quelques mètres d'épaisseur et de superficie inférieure à quelques centaines de m². Les travertins en formation sont toujours associés à des sources à régime saisonnier. De même que pour les travertins anciens, leur présence est systématiquement liée à des secteurs de versants qui présentent des déformations gravitaires profondes dans des roches carbonatées (Schistes lustrés).

SMz. Glissements actuels à subactuels ; SMzB. Glissements actuels à gros blocs. La grande variabilité des phénomènes gravitaires observés et la présence de caractères morphologiques et de faciès récurrents dans les différentes accumulations, ont permis de reconnaître plusieurs types de mouvements et de mise en place liés aux caractéristiques lithologiques et géomécaniques des roches et des formations de couverture concernées.

Les nombreux phénomènes gravitaires qui se développent dans les unités ligure sont liés à la répartition des calcschistes, plus ou moins carbonatés, dont les paramètres géomécaniques sont mauvais. Il s'agit en général de phénomènes complexes, qui ne dépendent pas seulement de la variabilité des lithofaciès et de leurs structures : les formes sont en général très complexes au sein d'une même accumulation. Les glissements les plus importants, d'une superficie parfois supérieure au km², sont ceux de Millaures et de Rochas sur le versant sud-occidental du Mont Jaffereau.

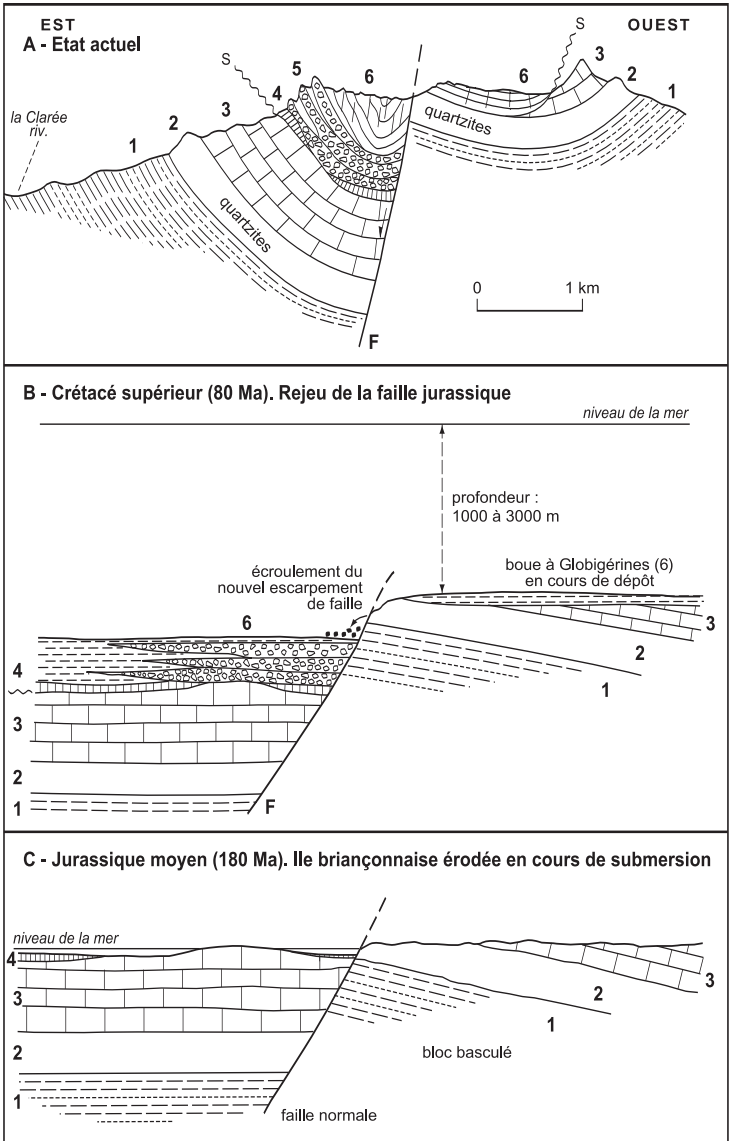


Fig. 5 - Structure actuelle de la crête des Béraudes et rôle de la paléotectonique jurassique-crétacé d'après une vue prise du Nord vers le Sud (Lemoine *et al.*, 1994)

D'autres glissements sont localisés sur le versant gauche des vallées de la Rho et du Fréjus et des hauts versants dominant la vallée de l'Arc.

Des glissements de terrain de moindre dimension sont répartis sur l'ensemble du territoire de la carte. Localement, on peut observer des glissements rotationnels et translationnels qui déplacent des volumes de roches considérables le long de surfaces de glissement bien définies. Les coulées sont également fréquentes, liées à la saturation et à la fluidification de la couverture détritico-colluviale et des formations superficielles en général. Les phénomènes d'éboulement, beaucoup moins développés que les glissements, sont marqués par des accumulations de gros blocs, et localisés surtout dans les massifs calcaires ou siliceux du Briançonnais.

X. Remblais. Le creusement des deux tunnels, ferroviaire et routier, du Fréjus, entre Modane et Bardonecchia, a donné d'importants déblais amassés près des entrées, soit en rive gauche de l'Arc, soit le long du torrent de Rochemolles. En France, les déblais du tunnel routier constituent le soubassement de la voie d'accès et de la plate-forme d'entrée. Des déblais de moindre importance se retrouvent aux fenêtres des galeries creusées lors des aménagements hydroélectriques (EDF) de Bissorte et surtout du Mont Cenis (Longe-Côte à Avrieux).

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Les indices de mouvements tectoniques en cours de sédimentation ont été signalés dans le chapitre « Description des terrains ». La plupart sont des preuves indirectes ou supposées de la présence de failles actives, comme les brèches relevées à divers niveaux de la série dans chaque unité tectonique. Les exemples de paléofailles ou de paléopentes alpines et de discordances sont rares sur la feuille Névache, bien moindre que sur Briançon ou Guillestre (Lemoine et Tricart, 1979), où la couverture mésozoïque carbonatée est largement plus développée et où les Schistes lustrés sont moins étendus (ce matériel ne se prête pas à l'enregistrement et à la conservation des indices paléotectoniques et les vestiges de croûte océanique sont minuscules).

Rappelons les exemples de brèches liées à la tectonique distensive de la marge européenne (rifting) aboutissant à l'ouverture téthysienne et à la progression de l'océan ligure :

– dans la zone subbriançonnaise, les brèches du Télégraphe (très petits affleurements) témoignent au Callovo-oxfordien, de la phase majeure du rifting et de la formation de la croûte océanique ;

– dans le Briançonnais, les exemples sont plus nombreux du Trias à l'Éocène ; les brèches du torrent du Saint-Bernard, au Nord de Modane (décrites par F. Ellenberger [1958], sous le nom de « conglomérat du Saint-Bernard » et rapportées au Néopermien ou Permo-Trias) ravinent le socle des Gneiss du Sapey, anté-ordovicien, dont il comporte des éléments nombreux, de grandes tailles ; elles sont d'origine continentale et fluviatile.

Les brèches carniennes sont surtout présentes dans les unités de Névache de la bordure orientale du Houiller. Il est souvent difficile de les distinguer des brèches du Lias-Dogger, période de l'émersion du Briançonnais jusqu'au Bathonien, car elles terminent la série triasique.

Les brèches du Jurassique supérieur (Oxfordien) au Crétacé supérieur sont fréquentes, conséquence de la fracturation du domaine briançonnais et de l'apparition de la croûte océanique ; dans les massifs de l'Aiguillette du Lauzet et des Cerces (fig. 5), elles sont accompagnées d'indices paléotectoniques directs qui sont décrits plus loin. Au bord oriental du Briançonnais et sur le Briançonnais interne, les séries post-triasiques sont peu conservées (le Crétacé de Névache est en outre calcschisteux). Au Nord de l'Arc, la coupe du Roc du Bourget illustre la discordance des termes post-triasiques sur les dolomies (noriennes ?), suivie d'un basculement vers l'Est.

Dans le Piémontais externe, l'importance de la tectonisation à partir du Crétacé supérieur réduit les séries à des écailles ou « mégaboudins » dans une matrice calcschisteuse, ce qui rend difficile le repérage de paléostructures. Il est possible que des failles affectant les masses dolomitiques noriennes correspondent à des cassures triasiques qui auraient été scellées par les dépôts du Lias inférieur (comme sur Briançon : Rochebrune, Janus, Chaberton,...) et il existe des brèches lias-dogger dans le Complexe des Arbours (Grande Hoche). Par contre, dans les calcschistes crétacés, s'intercalent d'énormes paquets de brèches : versant oriental du Grand Argentier, Arrondaz, le Seuil, Melezet – Sette Fontane (âge crétacé moyen-supérieur), avec des éléments de substrat continentaux mais aussi de roches vertes témoignant d'une tectonisation de la croûte océanique en cours de dépôts.

Dans les Schistes lustrés ligures, les indices indirects sont très rares : détritisme ophiolitique dans les sédiments du Malm (Pointe de Fréjus, Grand Vallon, Bramanette), niveau de quartzites micacés (Aiguille de Scolette) ; des affleurements réduits de roches vertes et de marbres jurassiques sont interprétés soit comme des lames tectoniques, soit comme des olistolithes ; l'absence de brèches associées et la forte tectonisation nous font préférer (J.C. Barféty) la première hypothèse, d'autant que les affleurements de roches vertes s'ordonnent selon des lignes structurales.

Dans le massif d'Ambin, des brèches crétacées sont présentes dans la couverture (marbres d'Exilles, calcschistes de la Beaume sous la Pointe de Bellecombe) et dans l'Unité du Vallonetto (Complexe du Vallonetto). Dans l'Unité de Valfredda, les brèches sont jurassiques avec une forte proportion de quartzites. Dans ces unités, les travaux de B. Allenbach et J.-M. Caron (1986) font état d'intenses processus de bréchification ayant pu entraîner la resédimentation de pans entiers plurikilométriques de falaises carbonatées ou siliceuses (d'où le terme « Ultra-briançonnais » utilisé) ; aucune cartographie de détails n'est cependant disponible et les géologues italiens n'ont pas repris cette conception.

Exemples de paléostructures relevés en domaine briançonnais

Un cas exemplaire de paléostructure jurassique et crétacé est connu depuis B. Tissot (1955) dans le massif des Cerces, près du lac des Béraudes qui est facilement accessible depuis le fond de la vallée de Névache ; il est décrit aussi par M. Lemoine *et al.* (1994) (fig. 5).

Les brèches jurassiques-crétacées sont très fréquentes dans la structure synclinale (N160°) des Rochers de Privé (extrémité du massif de Tête-Noire, Briançon) au Chatellard-Queyrellin, puis aux Cerces-Pointe des Banchets. Elles sont partout réparties de façon dissymétrique entre les deux flancs de la structure (qui n'est cependant qu'un petit témoin résiduel de la couverture carbonatée). Elles débutent dans le Callovien ou l'Oxfordien et sont surtout épaisses au Crétacé supérieur (Sénonien) ; leur épaisseur s'accroît d'Est en Ouest : tandis qu'elles reposent sur des séries triasico-bathonniennes complètes à l'Est, elles surmontent l'Anisien, les quartzites ou le Permo-Trias à l'Ouest (ces derniers éléments sont plus abondants côté ouest, mais le Houiller n'a pas été érodé) ; les calcschistes néocrétacés peuvent reposer directement sur les quartzites aux Béraudes. Tout ceci indique un fond sous-marin accidenté de reliefs et de failles actives en cours de sédimentation et on peut imaginer que la zone surélevée était située (au moins localement) du côté ouest comme actuellement ; en ce cas, le contact anormal cartographié entre le Houiller et la couverture mésozoïque serait calqué ou hérité de cette époque (?). Effectivement, un exemple de paléoplan de faille ou de paléopente à regard est observé sur la crête des Béraudes (fig. 5) et à l'Ouest du lac des Béraudes ; il met en contact les calcschistes et les quartzites.

Plus au Nord, à l'Ouest des rochers Marions et au fond du cirque du lac des Cerces, la surface de ravinement des brèches jurassiques-crétacées fait un angle de près de 90° avec les dolomies ladiniennes : ceci est la preuve de l'existence d'importants reliefs pendant ou avant dépôts ; la charnière (N160°) visible à proximité, avec un peu de Bathonien sur le flanc ouest entre Ladinien et brèches, est cependant alpine.

Sur la bordure occidentale de la zone houillère, dans le massif de l'Aiguillette du Lauzet, le paléoenvironnement est aussi très changeant ; là, toutefois, la succession triasique complète se situe à l'Ouest, tandis que les brèches reposent sur l'Anisien côté est de la synforme qu'il faut déplier pour reconstituer l'allure des fonds sous-marins lors des dépôts jurassiques et/ou créacés. Le regard de la paléostructure serait vers l'Ouest dans ce cas et la zone haute serait à l'Est.

STRUCTURES TECTONIQUES ALPINES

Le « chevauchement pennique frontal » représentant le contact chevauchant des unités internes (subbriançonnaises et briançonnaises) sur les unités externes (dauphinoises) passe un peu à l'Ouest de la carte, dans la vallée de la Guisane (feuilles Briançon et La Grave) (cf. schéma structural).

Unités subbriançonnaises (fig.6 hors-texte, coupes 5 à 9)

Les deux ensembles définis par ailleurs sont séparés par un contact de chevauchement incliné de 30-40° vers l'Est, enserrant un minuscule copeau de quartzites (triasiques ?) que l'on peut rapporter soit aux unités subbriançonnaises, soit au Briançonnais, et, en ce cas, il s'agirait d'une klippe pincée, tout comme les klipptes du col du Galibier (La Grave), sises dans l'exact prolongement (coupe 9).

L'unité supérieure affleure davantage et comporte une ossature de calcaires bathoniens ployés en anticlinal à schistosité de plan axial N160°E, pentée 75°E (mesurée aussi sur des microplis), tronqués en biseau dans le torrent de Pervou par une faille normale abaissant le compartiment nord de calcschistes et flysch (N100-120°E, pentée 30-45°NE) dont on retrouve l'équivalent au Pont de l'Alpe (feuille La Grave) (sans doute rejeu multiple, étant donné le laminage et l'étirement des calcaires bathoniens).

Unités briançonnaises

Elles sont décrites selon la nomenclature du schéma structural joint à la carte.

Zone houillère briançonnaise (fig. 6, 7 et 8, hors-texte)

Conformément au schéma de structuration défini par D. Mercier (feuille Briançon, 1995), les contacts anormaux (en général de chevauchement) limitant les unités recourent toute la pile sédimentaire du Houiller au

Cénozoïque selon des rampes et des paliers (le schéma de décollement entre substratum siliceux et couverture calcaire des anciens auteurs est abandonné).

Houiller et Mésozoïque (presque toujours décollé du Houiller) se répartissent en deux ensembles séparés par l'accident des Drayères :

– *l'ensemble houiller inférieur*, avec les nappes calcaires du Briançonnais occidental ;

– *l'ensemble houiller supérieur*, avec les nappes du Briançonnais oriental.

Dans la vallée de l'Arc, cette dualité n'est pas conservée car l'unité inférieure du Houiller est seule représentée et est chevauchée directement par la Zone du Sapey, puis rétrodéversée.

• **Unité Aiguillette du Lauzet-Arêtes de la Bruyère (et unité inférieure du Houiller)**

Le chevauchement basal est souligné par un laminage intense : outre que le Houiller est très aminci, les termes siliceux r-t, tq sont lenticulaires et les calcaires triasiques peuvent reposer directement sur les calcschistes ou le flysch subbriançonnais (Chardousier, Rif Lanterne, chalet de l'Alpe du Lauzet sur La Grave) ; localement, des entonnoirs de dissolution matérialisent la présence de gypse le long du chevauchement. Les massifs calcaires de l'Aiguillette et de la Bruyère sont le prolongement de la « 2^e écaille » (de J. Goguel) de Briançon (Tête d'Aval, Tête du Grand-Pré) et de Guillestre (Nappe de Champcella) et se poursuivent dans le Grand-Galibier sur la feuille La Grave. La structure de la nappe calcaire, complexe au Sud de la Guisane, se simplifie et se résout à un synclinal déversé à l'Ouest, qui n'est que le rebroussement de la grande dalle calcaire du Grand-Galibier à l'avant du chevauchement de la masse principale du Houiller, qui le borde à l'Est. Ceci explique l'allure dissymétrique de la synforme : pendage de 20° à l'Ouest, 60-70° à l'Est. Les cassures transverses sont particulièrement nettes, à pendage vers le Nord ou vers le Sud ; elles ont souvent été élargies par l'érosion et correspondent à des décrochements importants (torrents du Chardoussier, du Pervou, du Rif Lanterne, du Rif entre Aiguillette et arêtes de la Bruyère). La cassure la plus spectaculaire décale, au Clot des Vaches, de 700 m vers l'Ouest le chevauchement du Houiller sur le Trias, ce qui correspond à un abaissement du compartiment sud. Deux schistosités sont repérables dans les calcschistes : l'une pentée ouest, due aux phases de charriage vers l'Ouest, l'autre à vergence est, plus raide, recoupant la première.

Un peu au Nord, aux Mottets (La Grave), cette unité disparaît et c'est la nappe plus interne qui repose directement sur le Subbriançonnais.

• **Unité Queyrellin-Cerces (et unité inférieure du Houiller)**

Limitée à l'Ouest par son chevauchement sur l'unité précédente, puis à partir des Rochilles sur les calcschistes subbriançonnais (ce sera la règle plus au Nord), elle est en contact anormal également à l'Est avec l'unité suivante (unité supérieure de Houiller) par l'accident des Drayères.

La couverture mésozoïque est présente dans les massifs des Rochers de Privé – Queyrellin-Cerces constituant la bordure orientale de l'unité sur la partie sud de la carte. Elle se poursuit sur la carte Briançon par le synclinal de Tête-Noire ; on peut l'assimiler à la « 3^e écaille » de J. Goguel, bien qu'il n'y ait pas continuité d'affleurement à travers la vallée de la Guisane. Elle est partout en contact tectonique avec le Houiller sur son bord ouest, sauf dans le synclinal de la Tête de la Cassille où le contact est stratigraphique : r-t et tQ reposant horizontalement sur le Westphalien (?). C'est une synforme orientée N160°E dont le flanc oriental est penté à 30-40° vers l'Ouest et le flanc occidental est vertical ou déversé à l'Est avec un laminage intense de la semelle siliceuse, les calcaires anisiens reposant alors sur le Houiller ; ce contact est vertical et est considéré habituellement comme une faille normale post-nappe. Il est plus satisfaisant d'y voir un contact de chevauchement du Mésozoïque sur le Houiller redressé ensuite par le rôtcharrriage vers l'Est, ce qui rend mieux compte des écaillages le long de l'accident, de la structure du Châtellard et des plis très serrés (à cœur néocrétacé) ou des redoublements sur les deux flancs de la synforme. Cet accident se suit depuis le Nord de la feuille Briançon jusqu'à la Combe du lac Rouge ; au-delà, le Houiller disparaît par le jeu de failles transverses abaissant les structures (anticlinal de quartzites à l'Ouest des Béraudes, failles dans les calcschistes des Cerces, anticlinal de dolomies au Sud du lac des Cerces). Un autre accident méridien sépare le Houiller du Mésozoïque plus à l'Ouest, au pied du Pic de la Moulinière et du Rocher de la Sauma, se prolongeant au Col des Tours Notre-Dame (feuille La Grave).

La structure synclinale est recoupée par des failles transverses qui décalent les contacts méridiens et déterminent des compartiments où la structuration se modifie (jeu à plusieurs époques) : failles de la Crête et du Lac du Châtellard, faille de Côte Martine, faille de la Crête de Casse Blanche, faille de l'Infernet – combe du Lac Rouge, faille du Lac des Béraudes, failles au Nord de la Pointe des Cerces. En partant du Sud de la carte, le synclinal dit de « la Grande Manche – Crête du Diable – Rochers de Privé », est déversé à l'Est, dissymétrique, avec un flanc ouest laminé contre le Houiller (laminage des quartzites), mais assez monotone ne comportant qu'un repli anticlinal jurassique-néocomien en son cœur ; par contre, il est relayé après une cassure par le Mésozoïque de la Crête du Châtellard, qui n'est plus que le flanc ouest de ce synclinal (Anisien raviné par des brèches), redressé contre le Houiller mais aussi chevauché par ce dernier sur son versant sud (structure

rétrocharriée ?). Au Nord de l'accident du Lac du Châtellard (faille décrochante du Chardonnet), le synclinal se complète à nouveau (Crête du Queyrellin) et se complique de replis à cœur néocrétacé sur ces deux flancs ; il est coupé par la faille de Côte Martine puis tranché par celle de la Crête de Casse Blanche, affectant aussi le Houiller à l'Ouest, qui est abaissé. Au Nord, dans la Combe du lac Rouge, le flanc ouest du synclinal est entièrement laminé, et les calcschistes viennent affronter les quartzites Tête de la Cassille – Crête des Béraudes, qui sont en fait la couverture du Houiller de Casse Blanche (c'est le point où l'accident méridien se confond avec une paléofaille jurassique). Au pied nord de la Crête des Béraudes, on assiste à un fort abaissement (faille E-W ou flexure) de l'axe du synclinal, et sous la Pointe des Cerces, la structure anticlinale et faillée se suit difficilement, peut-être dans un redoublement des calcschistes (Tissot, 1955) ; vers l'Est et dans l'alignement des Lacs Rouge et Béraudes, des accidents transverses effondrent ou replissent la semelle de quartzites et le Houiller ; vers l'Ouest on n'en relève pas d'indices significatifs. Ces accidents N-S et E-W ont certainement joué successivement, la structuration E-W étant précoce.

• **Unité supérieure du Houiller et nappes calcaires associées**

L'ensemble supérieur du Houiller est limité à l'Ouest par l'accident des Drayères (Fabre, 1982), chevauchant au Nord, puis vertical au Sud de la carte, et à l'Est par le chevauchement de la zone du Sapey, partout déversé et replissé.

Du Nord au Sud, l'abaissement axial fait réapparaître les couvertures mésozoïques, ce qui permet de mettre en évidence des redoublements limités par des chevauchements et donc de distinguer des unités se relayant d'Ouest en Est :

– *le chevauchement Mont Thabor – Pic du Thabor* (Houiller et gypse sur Anisien) se poursuit au Sud dans la combe du Lac Blanc sous le Grand Adret, puis (sans doute) au-delà du Lac Lavoisier, sur les rives du Lac Blanc (présence de Scythien supérieur) situé ce dernier à l'aplomb du Rocher Blanc et ensuite dans le redoublement de la Crête de la Gueyta jusqu'à (?) la vallée de la Clarée et peut-être à l'arrière de la Grande Cime par le contact anormal séparant le Namurien des conglomérats stéphaniens ;

– *le chevauchement rétrodéversé du Cheval Blanc – Col des Méandes*, à l'Est du Mont Thabor, avec redoublement de la dalle de quartzites, souligné par du Verrucano ou des cargneules et de l'Anisien, se prolonge par les gypses épais du Col du Vallon et dans l'axe du Vallon même, jusqu'à Névache. Plus au Sud, cet accident se confond avec la bande de cargneules du ruisseau de l'Oule. Ainsi les couvertures carbonatées du Thabor et des Séru s'assimileraient aux deux unités calcaréo-dolomitiques qui constituent la ligne de crêtes de la Pointe de l'Enfourant à la Grande Chalanche, au-dessus de Névache, recoupée ou suivie tout du long par un chevauchement parfois souligné d'écaillés de quartzites et de gypse. Au Sud de Névache,

l'unité ouest se lamine, et seule se poursuit l'unité orientale dite de « Roche Gauthier » (Briançon), partie des « nappes du Briançonnais oriental » de la feuille Briançon ;

– *le chevauchement rétrodéversé Pointe des Sarrazins – Lacs Sainte-Marguerite*, marqué par un anticlinal de Houiller, se poursuivant jusqu'au vallon des Thures au-dessus de Névache. Le flanc oriental comporte aussi du Verrucano et des quartzites qui se laminent en tête de la Combe des Thures et se confond au droit de Plampinet avec le chevauchement du Briançonnais interne, verticalisé ici ; l'anticlinal siliceux de Val des Prés, à cœur houiller, peut en être l'équivalent. Cette unité ne comporte de couverture carbonatée qu'au Mounioz (vallon du Charmaix).

Plus à l'Est, le rétrodéversement de la zone houillère s'accroît, et la profonde entaille d'érosion de la vallée de l'Arc et celle du vallon des Herbiers permettent d'observer la cascade de plis qui lui correspond avec deux anticlinaux successifs : le pli de la Losa – Lavoisier et le pli des Herbiers, qui sont en fait des structures transverses précoces, reprises dans les serrages E-W et rétrodéversés. Leur couverture carbonatée originelle n'est plus visible à l'affleurement.

Zone briançonnaise interne (fig. 7, 8 hors-texte et 9)

Elle comporte au Nord de l'Arc deux entités majeures avec socle antémurien : Zone du Sapey et Zone Vanoise méridionale, séparées par des unités carbonatées. Au Sud, par contre, le socle est très laminé, tandis que les massifs de carbonates occupent tout l'espace : massif des Rois Mages, Aiguille Rouge, Côte Névachaise, Guiau ; le massif d'Ambin réapparaît plus à l'Est, en fenêtre sous les Schistes lustrés.

Les unités du Briançonnais interne sont décrites d'Ouest en Est :

– *la Zone du Sapey* comporte du socle (Ordovicien et anté-) et une couverture siliceuse permienne et triasique adhérente, visible à l'Ouest de Loutraz, et encore bien identifiable en rive gauche de l'Arc, dans le versant au-dessus des Fourneaux et la route de Valfréjus. Puis, les témoins disjoints se suivent le long du chevauchement du Briançonnais interne : Fonge Lune, rive droite du Charmaix jusqu'au Lavoisier, puis rive gauche, vers Arplane, col d'Arplane, Col du Roc Rouge, le Plan, où ils enserment la klippe du Clos (cf. plus loin), Col de Vallée Étroite - Fontaine Froide (où ils sont renversés), Granges de Vallée Étroite. Enfin, les écaillures siliceuses de la Clarée et le cristallin du Rosier (Briançon) en sont le prolongement. Au Nord de l'Arc, la limite orientale de la Zone du Sapey se confond donc avec « la cicatrice de Chavière » ;

– *les nappes calcaires des Rois Mages – le Clos – Arrondaz* sont partout décollées de leur substrat siliceux (de rares copeaux r-t et tq subsistent), en

contact de chevauchement (rétrodéversé), coté ouest avec la Zone Sapey, coté est avec le Briançonnais plus interne (Vanoise – Écailles intermédiaires) ou le Piémontais *s.l.*. Elles étaient incluses sur Briançon dans les nappes du Briançonnais oriental. Sur Névache, on a cartographié deux à trois unités aux mêmes caractères stratigraphiques, plissées ensemble, dont la flèche de déversement vers l'Est sur les Schistes lustrés dépasse 2 km. L'unité ouest (ou inférieure) montre ainsi un grand pli antiforme à plan axial horizontal et vergence est, visible de Plampinet au Col de la Rho. Ces nappes se poursuivent vers la vallée de l'Arc, où l'érosion les a en grande partie fait disparaître, pour se retrouver dans le massif de Tête Noire, le Roc du Bourget, l'Esseillon... sur un socle siliceux affleurant plus largement. Au droit du Lavoir, en rive gauche du Charmaix, la klippe du Clos, identifiée la première fois par R. Caby (1964), repose directement sur la Zone houillère, remplaçant sa propre couverture (bel exemple de « substitution de couverture » ; Ellenberger, 1958) ;

– *la Zone Vanoise – Écailles intermédiaires* dessine le « dôme de l'Arpont » au Nord de l'Arc, en fait subdivisé en unités chevauchantes dont les plans de recouvrement se suivent jusqu'à l'Arc, enserrant des pincées de carbonates : Amodon, Ser Barbier, conduite forcée EDF – Avrieux. Ces accidents sont recouverts, au Sud, par la Nappe des Schistes lustrés, à la faveur d'un ensemelage de socle (d'axe parallèle à la vallée) et ne subsistent que de rares copeaux cristallins, toujours situés au rebord interne du Briançonnais et à l'avant du Piémontais, dénommés par auteurs « Écailles intermédiaires ». Celles-ci étaient en partie connues ou ont été découvertes grâce à ces levés : la Norma (Barfèty, Caby), chalets d'Arrondaz, pied ouest du Grand Argentier, Plan des Morts (Caby, Barfèty, Polino), Sette Fontane (Barfèty), route col de l'Échelle (Barfèty, Caby), Sud-Est chalet des Acles (Barfèty). Ce sont des micaschistes chloriteux, ou des gneiss et des orthogneiss en général emballés dans des cargneules ou bien associés à des quartzites (la Norma) ou à des calcaires anisiens (Plan des Morts) ;

– *le massif d'Ambin* (fig. 8, hors-texte) ;

. *le socle et sa couverture mésozoïque* : le socle d'Ambin dessine une vaste coupole dont le flanc ouest, seul présent sur Névache, est à faible pente. À la base, le groupe de la Clarea, d'épaisseur de 1 400 m au moins (car son plancher est inconnu), formé surtout de micaschistes sombres très replissés (Gay, 1963, 1970-1972) n'affleurant pas sur la carte. Au-dessus, repose, comme une carapace, en accordance tectonique, le Groupe d'Ambin, épais de plusieurs centaines de mètres et replissé, surtout constitué de gneiss et quartzites clairs ; le contact des deux est brutal et sûrement tectonique (bien que, par endroits, il semble y avoir continuité). La superposition des deux formations ne peut pas servir d'argument pour les dater : elles peuvent avoir un âge identique (ordovicien pour les intrusions et plus ancien pour l'encaissant). Le Groupe d'Ambin est écaillé et redoublé sous la Pointe de Bellecombe, et

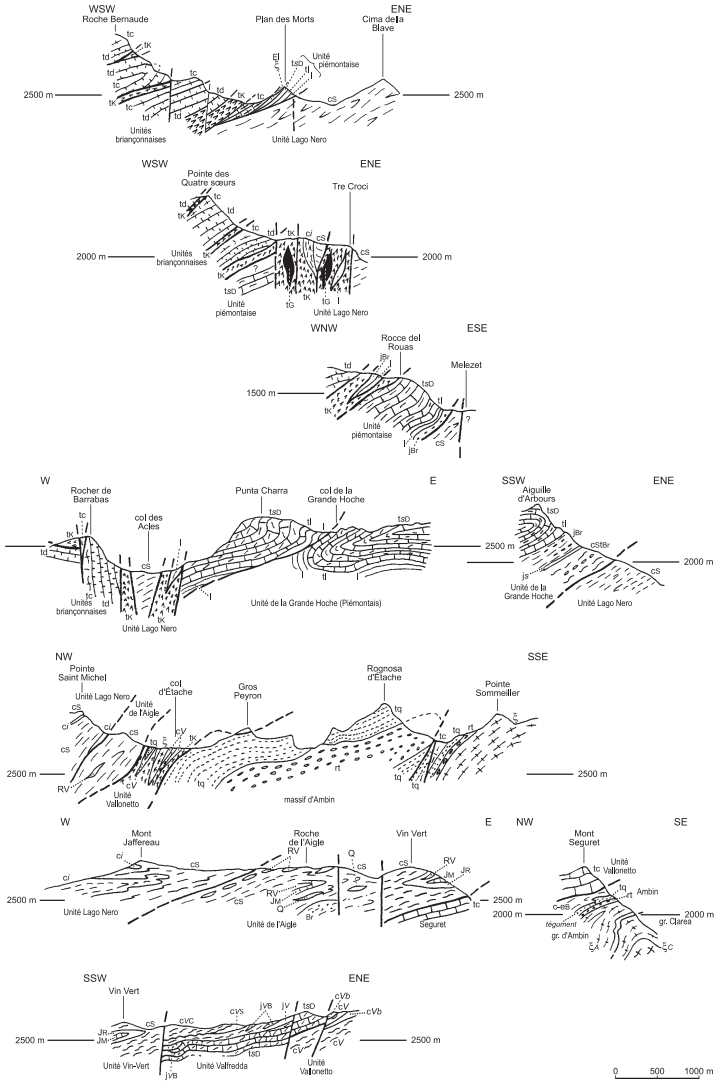


Fig. 9 - Coupes tectoniques des unités piémontaises et figures
(d'après la carte Bardonecchia, Polino *et al.*, 2002)

il se plisse avec les quartzites à la Rognosa d'Etache. Le Groupe d'Etache (Permien), associé aux quartzites, forme aussi une auréole continue autour du socle, du Planay au Sommeiller. Là aussi, il y a accordance tectonique avec le Groupe d'Ambin, mais le passage est brutal et mylonitisé. Les schistes sériciteux versicolores de la base du Permien favorisent les décollements : la série se redouble en rive gauche d'Etache (Gay, 1964 ; Petiteville et Rivoirard, 1962). Au-dessus, le restant de la couverture d'Ambin se réduit à quelques mètres de brèches et schistes (marbres d'Exilles et calcschistes de la Beaume, présents sous la Pointe de Bellecombe) ou des cargneules ; au Col Sommeiller (Bardonecchia), un lambeau de couverture carbonaté du Trias moyen est conservé mais métamorphisé (Scythien supérieur et base Anisien) ;

. *l'unité du Vallonetto* (définie en Italie où elle affleure largement dans le haut vallon de Rochemolles et le Mont Pramand) repose sur le socle d'Ambin et sa couverture essentiellement siliceuse ; elle est surmontée par des unités de Schistes lustrés ligures, Vin Vert, Roche de l'Aigle ou par l'Unité de Valfredda, rattachée au Piémontais externe, dans le vallon du même nom. Elle a été suivie en France, du Col d'Etache au torrent d'Ambin et à la Pointe de Bellecombe ; au-delà, le massif d'Ambin disparaît sous les gypses et la Nappe des Schistes lustrés (les carbonates de la rive gauche de l'Arc et du secteur des Chalets du Mont Froid en sont le prolongement). Sur la feuille Bardonecchia, l'Unité du Vallonetto se retrouve dans les klippen du Mont Niblé et du refuge Vaccarone, auparavant rapportées aux Schistes lustrés (Goguel et Gay, 1962 ; Lorenzoni, 1965 ; Fudral *et al.*, 1994), il en est de même pour la klippe du Gros Peyron à l'Est du Col d'Etache (leviers Barféty). Le contact de base de l'unité est souligné de cargneules et brèches tectoniques ; là où elle est puissante, elle montre surtout du Trias carbonaté (Seguret, Etache, Bellecombe), souvent cargneulisé ; elle peut aussi être faite d'un empilement d'écaillles diverses emballées dans des calcschistes (Col d'Etache) ; la taille de ces lames varie du mètre à l'hectomètre : micaschistes, verrucano, quartzites, carbonates arrachés au massif d'Ambin. L'Unité du Vallonetto se retrouve en rive gauche du vallon d'Etache puis à la Pointe de Bellecombe, où les carbonates sont séparés des terrains siliceux sous-jacents par un contact anormal situé au toit de « la vire noire » (jusqu'alors rapportée au Scythien supérieur ; carte Lanslebourg, 1994).

Unités piémontaises externes (fig. 7, 8 hors-texte, 9)

Formant un liseré continu entre Zone Briançonnaise et Zone ligure sur la feuille Briançon et le Sud de Névache (massif des Acles, la Grande Hoche), ces unités se fragmentent rapidement à partir de Melezet – Bardonecchia (Rocce del Rouas). Le dernier massif important est le Grand Argentier,

prolongé par quelques lambeaux au Seuil et peut-être à Bramans, en rive gauche de l'Arc. Son bord occidental est un contact de chevauchement, très raide et penté vers l'Ouest car rétrodéversé. Il se fait sur le Briançonnais interne mais aussi sur des Schistes lustrés plus internes (rattachés à l'Unité du Lago Nero par R. Polino) dans le vallon des Acles, puis dans le vallon de la Rho et celui de Fontaine Froide (la couverture quaternaire masque cependant souvent le contact). À l'Est, le renversement du Piémontais externe se fait partout sur les Schistes lustrés du Lago Nero. La structure est donc celle de grosses klipptes dont l'enracinement n'est pas visible, si bien que plusieurs auteurs considèrent qu'elles proviennent de zones très internes comme l'Austro-alpin (cf. discussion de cette hypothèse dans la notice Briançon, 1995, et § plus loin).

Le Piémontais externe est affecté de replis marqués (vallon des Acles, Col de la Grande Hoche), parfois faillés et tronqués comme au Grand Argentier (avec gypse injecté et diapirisé) où les difficultés de raccords tectoniques et les différences de séries évoquent plutôt la présence de deux unités.

. *L'Unité de Valfredda*, rattachée au Piémontais externe sur Bardonecchia (2002), est juxtaposée à l'Unité ligure de Vin Vert par une faille subverticale de direction NW-SE ; au Nord-Ouest, elle est recouverte par l'Unité de la Roche de l'Aigle dont le plan de chevauchement est souligné par un alignement de sources incrustantes ; au Nord-Est elle repose sur l'Unité du Vallonnetto, et le plan de chevauchement est coupé par une faille subverticale de direction NW-SE.

Unités ligures (fig. 7, 8 hors-texte, 9)

La première étude structurale détaillée en a été faite par B. Allenbach (1982) et B. Allenbach et J.-M. Caron (1986) qui ont distingué quatre phases de déformations successives. Elle a été reprise par R. Polino *et al.* (2002) lors du lever de la carte. Nous avons vu que plusieurs unités, avec ou sans ophiolites, ont été distinguées, et une seule de celles-ci (Lago Nero) se prolonge en France. Le contact de base se fait à l'Est sur le massif d'Ambin ou sur sa couverture décollée, selon un plan apparemment peu ondulé, penté 30°W. À l'Ouest, il se fait sur le Piémontais externe, sur le Briançonnais interne et, parfois, jusque sur la Zone houillère ; là, il est renversé, et à vergence est, par suite des mouvements de rétrocharriage. Les Schistes lustrés peuvent donc y apparaître en fenêtre sous des unités plus externes (les Acles, Col de la Roue, la Loze – Lavoir).

Les contacts entre unités ligures sont peu visibles par suite de la banalisation des faciès calcschisteux ; ils sont déduits des successions stratigraphiques établies et peuvent être replissés. Les auteurs dénombrent

quatre générations de déformations ductiles (« structures pénétratives »), avec plis, schistosités, linéations associées, chacune étant reprise par la suivante qui vient interférer et possède des faciès métamorphiques précis. Les plis sont à l'échelle décimétrique, rarement plus (voir plus loin) et peu nombreux ; les différents plans de schistosité ont des directions voisines avec des plongements constants de 20-30° vers l'Ouest ; les linéations qu'ils portent sont très majoritairement transverses N70-110E. Des caractères spécifiques définissent toutefois les quatre phases :

– *la phase 1* n'affecte que les Schistes lustrés (et pas leur substrat), ce qui implique qu'ils étaient déjà structurés avant d'être charriés sur le massif d'Ambin ; elle se traduit par une foliation métamorphique soulignée par des phyllites (HP-BT) ; les plis P1, très étirés, sont rarement visibles ;

– *la phase 2* correspond au charriage vers l'extérieur des SL suivi de déformations et métamorphisme HP-BT (faciès Schistes bleus), touchant toutes les unités et leur substrat, accompagnée de plis P2 avec schistosité de crénulation S2 ; la linéation minérale est en gros parallèle aux axes de plis N40 ou N140, ces deux directions pouvant coexister ;

– *la phase 3* est la plus marquée et occulte souvent les précédentes ; elle est liée au rétrocharriage : les plis P3 sont nets, de plan axial subméridien (N10-N160), et bien déversés à l'Est avec des plans de 20-30°W, confondus avec une schistosité de crénulation S3 plus intense que la précédente. Une linéation d'étirement bien marquée est omniprésente (N90°) ; elle correspond à une compression E-W (Allenbach *et al.*, 1984). Les plis peuvent être hectométriques (se déduisant de la cartographie car soulignés par des synformes à cœur de roches vertes, Malm, « *Black shales* », à l'Est du Col d'Arrondaz, à la Pointe du Fréjus, Grand Vallon, Rocher de l'Aigle, Mont Jafferau). Cette phase s'accompagne de métamorphisme plus faible ramenant les conditions de P et T du faciès Schistes bleus à celles du faciès de Schistes verts ;

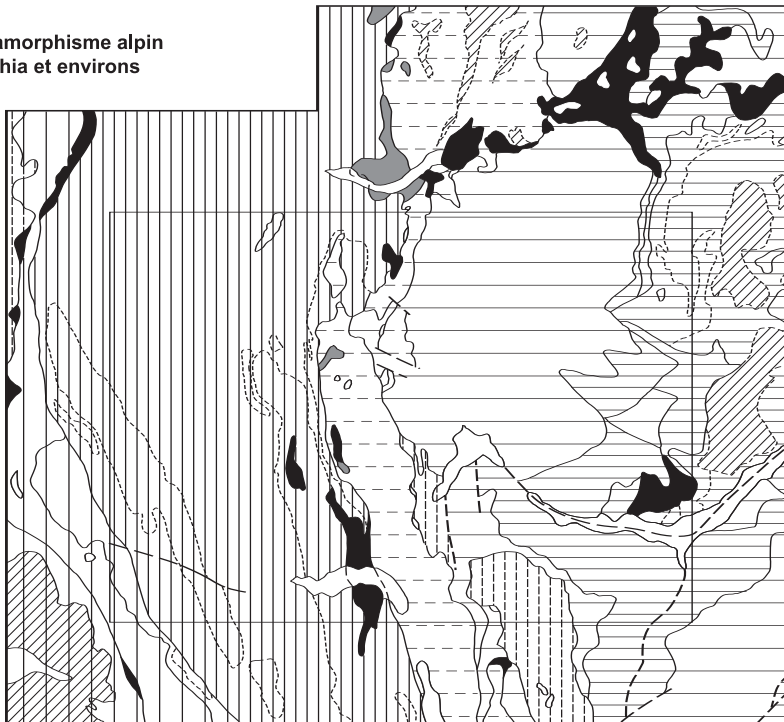
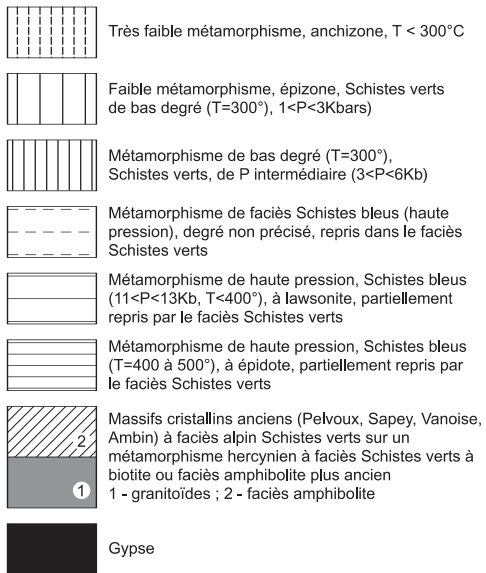
– *la phase 4* a donné à la région sa structuration actuelle en dôme, avec des plis ouverts à plans axiaux peu inclinés déversés au Sud-Est, sans schistosité associée en général. Les grandes fractures récentes N-S ou NE-SW et NW-SE ayant orienté le réseau hydrographique se rapportent aux géométries de cette phase (Bardonecchia, 2002).

Accidents tardifs E-W et N-S

Ils recourent toutes les unités et sont d'orientation transverse ou longitudinale :

Les accidents transverses sont des décrochements surtout sénestres WNW-ESE (N110°E) ; le principal est celui du Chardonnet, décalant les unités carbonatées vers l'Ouest et peu décelable dans les terrains houillers

Fig. 10 - Carte schématique du métamorphisme alpin sur la feuille Névache-Bardonecchia et environs



(voir le lever de la carte). De part et d'autre du massif de l'Aiguillette du Lauzet, les pendages indiquent une composante d'extension N-S. Pour M. Gidon (*in* Bravard et Gidon, 1979), ces cassures se poursuivent vers l'Ouest à travers les unités subbriançonnaises et dauphinoises, sur le bord septentrional du massif du Pelvoux qui a joué un rôle de poinçon par rapport aux nappes internes.

Les accidents longitudinaux, N0-10°E, sont surtout décelables à la bordure est du Briançonnais, dans la vallée de la Clarée, d'où le nom donné de « Faille de la Clarée » au principal d'entre eux (Barféty et Gidon, 1975). Il s'agit d'un couloir de failles plus que d'une trace unique. Ils sont parallèles aux structures majeures méridiennes et peuvent donc réutiliser les surfaces de chevauchement et les contacts de nappes avec lesquels ils sont souvent confondus. Cela ne pose pas de problèmes de tracé dans le versant de Névache où l'accident est vertical (jusqu'au Col de Vallée Étroite – Col de Fontaine Froide) : au-delà, dans le vallon du Charmaix, le pendage de la faille s'infléchit et l'accident suit des couloirs de cagneules et des lentilles de gypses (dont il a pu favoriser le diapirisme) ou des écailles de socle, toutes rattachées à la Zone Sapey. Au Nord de Modane, la faille de la Clarée se poursuit dans la « cicatrice de Chavière ». Celle-ci, la faille de la Clarée et la limite Briançonnais externe – Briançonnais interne sont figurés sur le schéma structural joint à la carte par une trace commune (sans distinction).

MÉTAMORPHISME

Les traces d'un métamorphisme préalpin, d'âge varisque probable, caractérisé par des associations dans le faciès amphibolite dominant et des reliques d'un épisode de haute pression, sont connues dans le Complexe de Clarea (massif d'Ambin), ainsi que dans les écailles de socle du Col d'Etache (« micaschistes des Fourneaux »), dans les Écailles intermédiaires et dans la Zone Sapey.

Le métamorphisme alpin affecte toutes les formations sédimentaires et magmatiques avec une augmentation de pression et de température qui se fait d'Ouest en Est. Des sautes de pression sont, d'autre part, observées entre la Zone briançonnaise externe et les unités plus internes (Zone briançonnaise interne, Zone liguro-piémontaise) affectées par le faciès Schistes bleus que l'on repère bien dans les différentes unités ligures (fig. 10).

Zone briançonnaise externe (ou Zone houillère)

Dans le Permo-carbonifère, la schistosité alpine primaire (S1) à pendage ouest, matérialise les plans axiaux des plis déversés vers l'Est. Elle est soulignée

dans les grès et les schistes par du mica blanc phengitique, bien distinct du mica blanc détritique souvent abondant, et par des chlorites. Dans les schistes, l'albite en ocelles, chargée d'inclusions microscopiques de pigment charbonneux, voisine avec le mica blanc phengitique et les chlorites. Dans les méta-grès, l'albite dérive en partie de la recristallisation des plagioclases détritiques, la clinozoïsite et la pistacite étant parfois aussi présentes. L'ankérite est omniprésente, en rhomboèdres tardifs. Cependant, ce minéral assez souvent associé à la sidérite et aux sulfures, se concentre aussi en veines et filons plissotés, dont la genèse est synchrone de l'évolution de la schistosité S1 (voir chapitre « Métallogénie »). Enfin, les fentes tardives perpendiculaires à S2 possèdent une association à quartz, albite, calcite et ripidolite. Dans les microdiorites des environs du barrage de Bissorte, la présence de lawsonite, en équilibre avec l'albite, traduit la déstabilisation des anciens plagioclases calciques, tandis que les minéraux ferromagnésiens sont presque totalement chloritisés et associés à la trémolite, excepté dans les sills épais de la région du Chardonnet, où biotite et amphibole magmatiques sont parfois bien conservés. Dans les conglomérats permien de Rochachille, la lawsonite et l'albite apparaissent en fentes dans les méta-andésites et les galets volcaniques.

Dans la couverture mésozoïque, certains carbonates impurs, ainsi que dans les « shales » et silts carbonatés, apparaissent des micas blancs, de très petite taille, et des chlorites. Les plis post-schisteux, qui replissent la schistosité S1, sont responsables du microplissement de ces micas précoces, parallèles à S1.

En conclusion, l'association lawsonite – albite, observée dans le Permo-Carbonifère, indique que les parties les plus profondes de la Zone houillère ont été soumises à des pressions de l'ordre de 4 à 5 kbar et une température de l'ordre de 350 °C, ce qui correspond à un enfouissement de l'ordre de 15 km avec un paléogradient géothermique de l'ordre de 25°/km.

Zone briançonnaise interne

Socle anté-carbonifère de la Zone des gneiss du Sapey

Dans les micaschistes, qui constituent l'encaissant des anciens granites porphyroïdes du Sapey, et dans les écailles cristallines du massif de Roche Bernaude, le métamorphisme anté-alpin est reconnaissable par la présence de muscovite, biotite chloritisée, tourmaline et autres silicates de haute température totalement altérés. Par contre, dans le massif de Péclet – Polset, plus au Nord, du disthène a été observé (Détraz, 1984). Au Sapey, le métamorphisme alpin se traduit, dans les orthogneiss granitiques, par la présence de mica blanc phengitique, chlorite, ferroglaucophane et stilpnomélane en l'absence de jadéite. Le mica blanc (muscovite), d'un

faciès d'orthoigneiss leucocrate du Sapey, a fourni un âge $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de 330 Ma (Monié, résultat non publié).

Vanoise

Dans le socle anté-ordovicien, phengite et glaucophane apparaissent dans les micaschistes et les roches métabasiques dérivées d'anciennes amphibolites anté-alpines à grenat et biotite. La présence de jadéite + quartz dans les orthogneiss de l'Arpont, immédiatement au Nord, témoigne, comme pour le massif d'Ambin et la Zone piémontaise, de pressions supérieures à 10 kbar.

Le Permo-Trias présente une schistosité S1 à phengite-chlorite, la présence de chloritoïde très rétro-morphosé en chlorite étant rarement observée.

Dans le Mésozoïque, notons la présence de micas blancs et de chlorites de petite taille, la carpholite n'étant connue que plus au Nord. Dans les dolomies du Trias supérieur au Roc du Bourget, on note la présence de grands cristaux d'albite maclée (macle du Roc Tourné).

Au sein des masses d'anhydrite de Bramans, qui représentent la semelle des Schistes lustrés, les lentilles de métagrès phengitiques, associées aux schistes noirs du Carnien, renferment phengite et l'association jadéite + quartz (Saliot, 1978 ; Bocquet, 1974).

Zone des Écailles intermédiaires

Dans les orthogneiss granitiques en écailles intercalées aux limites de la Zone liguro-piémontaise (La Norma) ainsi que dans des brèches sédimentaires polygéniques (torrent à l'Ouest de Pian dei Morti, au-dessus des Granges della Rhô), apparaît l'association jadéite très pure + quartz. Ce pyroxène pseudomorphose les anciens feldspaths perthitiques, et il est associé au glaucophane, à la phengite et parfois à la lawsonite. Sa déstabilisation en albite + ægyrine est très avancée, en particulier quand ce minéral se concentre dans des veines hydrothermales quartzieuses à tourmaline.

Massif d'Ambin

L'empreinte du métamorphisme alpin rend délicate l'interprétation des associations minérales polymétamorphiques. Dans les parties plus internes du massif (Complexe de Clarea, hors feuille), un métamorphisme de haute pression est représenté par des reliques de rutile dans la titanite et dans les métabasites, par des porphyroblastes de grenat en partie remplacés par des structures coronitiques à épidote et albite.

Un second épisode métamorphique se développe en faciès amphibolite. Il est défini par la présence de biotite brune, visible à l'œil nu, de muscovite, grenat et oligoclase dans les paragneiss les moins rétro-morphosés, ainsi que de hornblende verte, grenat, plagioclase, épidote et titanite dans les metabasites. Les amphibolites à épidote indiquent un métamorphisme hercynien de *faciès amphibolite de moyenne pression* (T de l'ordre de 550 °C, $P \leq 7$ kbar). Cette biotite a été datée à 360 Ma par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Monié, 1990 ; Agard *et al.*, 2000), ce qui lève toute ambiguïté quant à son âge. L'apparition de jadéite et de zoïsite au sein des anciens plagioclases, la cristallisation de glaucophane, paragonite et phengite et le remplacement du sphène par le rutile prismatique traduisent pour le métamorphisme alpin des conditions de $P \approx 10$ kbar et $T \sim 450$ °C, sans que l'on puisse estimer la pression maximum atteinte comme dans la Zone piémontaise interne.

Zone piémontaise externe

Le métamorphisme de ces unités reste un problème ouvert. Les dolomies triasiques sont exemptes de recristallisation, et les carbonates apparaissent très peu modifiés par les rééquilibrations isotopiques syn- et postmétamorphiques. Seuls les carbonates de veines tardives ont une composition isotopique comparable à celle des carbonates métamorphiques des unités ligures sous-jacentes.

Du mica blanc synschisteux et de l'albite porphyroblastique apparaissent dans les schistes noirs du Rhétien ainsi que dans les rares niveaux de « shales » verts (métacinérites ?) du Norien, les dolomies étant exemptes de recristallisation. Dans le Lias, la schistosité S1 possède une cristallinité comparable à celle des calcschistes de la Zone piémontaise ligure.

Dans les metabrèches polygéniques à éléments basiques et ultramafiques, la chlorite et le mica blanc chromifères traduisent la remobilisation du chrome.

Dans les brèches polygéniques proximales et les métagrès associés (Vallée Étroite, base du massif des Quatre Sœurs), l'amphibole bleue de type ferroglaucophane, parfois associée à l'ægryrine, apparaît dans certains galets cristallins et mafiques ainsi que dans la matrice gréseuse à silteuse des brèches.

Aucune relique de carpholite ni de jadéite n'a été identifiée dans cette zone. Aussi peut-on admettre que les conditions du métamorphisme sont probablement comparables à celles mises en évidence au Lago Nero ($P \leq 7$ kbar, $T \leq 400$ °C ; faciès Schistes bleus ; Agard, 1999).

Zone liguro-piémontaise à ophiolites

Dans les parties les plus externes de la zone (unités Lago Nero et Vin Vert), les métasédiments (calcschistes et schistes noirs du Crétacé) ont des micas blancs, de petite taille, associés à lawsonite, albite, chlorite et ankérite qui ne semblent traduire qu'un métamorphisme modeste. Pourtant cette zone correspond entièrement à la zone de la jadéite (Saliot, 1978) et à celle de la carpholite (Agard, 1999). Immédiatement au Sud-Est de Oulx, cet auteur a montré que les phengites présentent un taux de substitution tschermack $> 3,25$. Ces phengites sont associées à la carpholite dans le même secteur, ainsi qu'à la paragonite. Certains niveaux de marbres impurs sont très riches en lawsonite, ce minéral pouvant être microplissé bien que parfois exempt de rétro-morphose. Les roches métabasiques renferment l'assemblage glaucophane et lawsonite, mais le glaucophane a été le plus souvent remplacé par chlorite et albite \pm trémolite, minéraux du faciès Schistes verts.

Sur le bord externe de la zone, en particulier au pied du Petit Argentier, glaucophane et ferroglaucophane se présentent en sphérolites aplatis dans la schistosité des métaquartzites (anciennes radiolarites probablement).

La carpholite, quant à elle, se rencontre presque uniquement dans des veines de quartz encaissées dans les schistes noirs non carbonatés du Crétacé et parfois, aussi, dans les bancs de marbre intercalés. En dehors de ces quartz, la carpholite est très fortement altérée et remplacée par des micas blancs et des chlorites de basse pression. Dans les parties internes de la Zone liguro-piémontaise, la carpholite a par contre été déstabilisée au profit du chloritoïde lors du chemin prograde. Les calculs effectués par P. Agard (1999) pour les assemblages à carpholite-chloritoïde fournissent au Fraitève des conditions de l'ordre de 12-14 kbar et $T \sim 360$ °C, valeur qui s'aligne sur le même géotherme proche de 8 °C/km que celui qui caractérise les zones alpines plus internes (Monviso, Dora-Maira), et similaire à celle mesurée dans les zones de subduction actuelles.

Les *unités liguro-piémontaises internes (Aigle, Puys,...)* se caractérisent par la présence d'épidote en l'absence de lawsonite. La lawsonite des roches métabasiques a disparu selon la réaction glaucophane + lawsonite = zoïsité + albite + chlorite, ce qui implique $T \approx 400$ °C. Le faible pourcentage de roches mafiques ne permet pas de bien connaître les conditions dans cette zone, intermédiaires entre Schistes bleus et Schistes bleus à épidote et/ou grenat. Plus au Sud, on note des assemblages à glaucophane-chloritoïde-rutile-zoïsité ainsi que l'apparition de grenat de petite taille dans l'albite. La décompression des roches, liée à l'exhumation de cette zone la plus profonde, se traduit, dans les roches métabasiques, par la déstabilisation du glaucophane en actinote associée à la clinozoïsité et par la cristallisation de biotite associée au grenat et à des micas blancs non phengitiques dans

certaines métapelites. La cristallisation de chlorite et de carbonate représente le phénomène le plus tardif. Comme l'albite est toujours stable dans toutes les associations minérales, la température maximum atteinte lors de la totalité du chemin rétrograde ne semble pas avoir pas excédé 500 °C (base du faciès schistes verts).

Les unités ophiolitiques à éclogites, situées en position plus interne, ne sont pas représentées sur la carte (« Unité de Zermatt » en Suisse ou « Unité inférieure » sur Lanslebourg et Tignes).

En conclusion, la valeur de 8 °C/km pour le paléodegré géothermique enregistré dans les socles de la zone Briançonnaise interne, le Piémontais et le Ligure, montre que ces unités continentales et océaniques ont bien été enfouies par subduction avec des conditions de métamorphisme HP-BT Schistes bleus, tandis que la zone Briançonnaise externe (Zone houillère) restait dans un domaine métamorphique BT-BP qui est celui du faciès Schistes verts.

Les datations obtenues sur les minéraux caractéristiques du métamorphisme (mica blanc) et la confrontation des âges avec les données stratigraphiques et paléogéographiques permettent de dater cette phase d'enfouissement entre 70 et 40 Ma (Crétacé supérieur – Eocène moyen), relativement longue, mais englobant d'abord une phase de subduction océanique n'impliquant que les sédiments océaniques (Schistes lustrés) puis une phase de subduction continentale (entre 45 et 40 Ma) lorsque la marge continentale (séries Briançonnaises) est entraînée également. Le stade de collision (et/ou remontée) avec chevauchements vers l'Ouest, puis rétrocharriages vers l'Est, « exhume » une partie des unités qui parcourent donc un trajet inverse et subissent un métamorphisme moindre (rétromorphose) dans le faciès Schistes verts ; cette phase s'étale de 35 à 25 Ma (Eocène supérieur – Oligocène).

Ces âges peuvent être discutés par certains travaux : ainsi pour D. Gebauer (1999) la subduction n'aurait débuté dans les unités océaniques internes qu'à 44 Ma.

NÉOTECTONIQUE ET DÉFORMATIONS GRAVITAIRES DE VERSANT
(d'après les données italiennes, feuille Bardonecchia, 2002)

Évolution récente de la chaîne (néotectonique)

L'analyse géomorphologique des bassins versants souligne l'étroite relation entre les différents événements tectoniques qui ont affecté la chaîne alpine durant la fin du Tertiaire et l'évolution géodynamique récente. Cela est

manifeste dans le Val de Suse où les données structurales, stratigraphiques et morphologiques concernant l'évolution tectonique récente de ce secteur ont été bien étudiées le long d'une bande large de plusieurs kilomètres, de direction N60°E, située à cheval sur les vallées de Susa et de Chisone et de leurs bassins versants respectifs. Au sein de cette zone, on reconnaît des déformations superficielles et des failles subverticales de dimensions variables de direction dominante N60°E et N120°E, plus rarement N20°E et N160°E.

Dans les dépôts plio-quadernaires, les indices de déformation sont concentrés dans les cargneules du Seguret – La Riposa. Il s'agit de failles subverticales, métriques à décimétriques, de direction N120°E, N60°E et N20°E, qui affectent également le socle ; stries mécaniques et fibres de calcite mettent en évidence des mouvements à dominante normale. Dans les brèches résiduelles (RK), la présence de ciment carbonaté de précipitation chimique, près des accidents, peut être liée à la circulation de fluides le long des plans de failles. Dans le secteur Seguret – Vallonetto, le long de ce réseau de failles, se sont produits des phénomènes de dissolution ou d'écroulement dans les circulations karstiques qui s'expriment en surface par des dépressions allongées.

D'autres indices de déformations superficielles sont répartis dans une bande allongée NNE, le long du versant gauche de la moyenne vallée de Susa. Chronologiquement, ils sont contemporains ou postérieurs aux dernières phases de modelé glaciaire, puisque des failles subverticales, de direction N60°E, décalent des polis glaciaires au Nord-Est du Mont Niblè. Le rejet maximum mesuré est de l'ordre du mètre.

Dans la moyenne Vallée de Susa, les traces morpho-structurales de déformations superficielles sont particulièrement fréquentes, avec d'importants dédoublements de crête, des fractures ouvertes, des tranchées et même de réelles vallées sommitales et une réutilisation des systèmes de direction N60°E et N160°E par des glissements de terrain de dimensions plurikilométriques. Par contre, dans la haute vallée de Susa, l'intervention dynamique de la tectonique dans l'évolution du relief semble se manifester surtout par la présence de formes anormales du tracé du réseau hydrographique comme par exemple la « zone d'hydrographie centripète » ou convergente de la cuvette de Bardonecchia. L'influence de la tectonique sur la morphogenèse dans ce secteur semble s'être exercée par l'intermédiaire de plans de faille subverticaux orientés respectivement N20-40°E et N120-140°E. Une autre série d'anomalies morphologiques s'observe dans le secteur sud-est de la feuille : à partir de la plaine d'Oulx – Salbertrand, le versant gauche de la moyenne vallée de Suse en présente plusieurs exemples (gorges du Rio Seguret et lits très incisés des affluents de la rive gauche, vallées latérales parfois suspendues).

Les déformations observées dans le secteur de Bardonecchia, peuvent être interprétées par le jeu des systèmes de discontinuités structurales N20-40°E et N120-140°E qui auraient guidé un soulèvement relatif du cadran nord-occidental, attesté par l'asymétrie des profils transversaux des vallées et par la distribution des terrasses d'érosion à différentes altitudes sur la limite sud de la cuvette de Bardonecchia.

Déformations gravitaires profondes de versant

Dans le bassin de la Dora di Bardonecchia, en plus des nombreux glissements de terrain, on relève d'importants phénomènes de déformation gravitaire profonde de versants (« DGPV »). Ceux-ci sont des mouvements en masse dans lesquels les mécanismes de déformation ne nécessitent pas, pour leur dynamique, la présence d'un plan ou d'une zone d'arrachement continu (notice Bardonecchia, 2002). Il n'est pas non plus nécessaire de supposer une surface de glissement continue pour rendre compte des déformations observées en surface comme en profondeur, et l'ampleur du déplacement est réduite par rapport aux dimensions du phénomène qui concerne tout le versant considéré.

L'importance du rôle joué, en général, par ces phénomènes de déformations lents et progressifs de l'amas rocheux dans la morphogenèse des reliefs montagneux est connue, et, dans l'arc alpin occidental, il a été confirmé par des études régionales (bibliographie dans la feuille Bardonecchia, 2002 ; Giardino, 1995 ; Giardino et Polino, 1997).

Ces phénomènes sont reconnus par une série d'éléments morphologiques et structuraux localisés surtout dans les zones de crête et dans la partie haute des versants :

- « *tranchées* » ou *crevasses* : de dimensions variables (métriques à décamétriques) et en partie remplies de matériel détritique, elles représentent l'expression morphologique superficielle de fractures ouvertes en profondeur – mais dont le mouvement a une composante uniquement horizontale – et développées longitudinalement sur des dizaines ou des centaines de mètres ;
- « *dépressions fermées d'origine gravitaire* » : affaissements circulaires ou elliptiques avec un axe d'allongement principal de dimensions métriques ou décamétriques et une profondeur de quelques dizaines de mètres au maximum. Elles sont localisées dans des zones où le substrat rocheux est très fracturé – comme celles concernées par les phénomènes de déformation gravitaire profonde – et représentent généralement le produit de l'évolution des tranchées ;
- « *gradins de glissement* » (ou *marches de tassement*) : ruptures de pente du versant, généralement nettes, correspondant à des gradins rocheux abrupts, le long desquels s'est effectué le tassement du versant. Dans ce cas, la

composante du mouvement relatif des deux blocs rocheux est à dominante verticale. Le gradin est considéré comme « masqué » dans les cas où la surface rocheuse est largement recouverte de produits détritico-colluviaux ;

– « *traces de surface d'arrachement gravitaire* » ou *niches d'arrachement* : dépressions allongées à développement longitudinal, décimétrique à hectométrique, et transversal, métrique à décimétrique, déterminé par l'intersection d'un plan de glissement gravitaire avec la surface topographique. Cet élément morphologique caractérise les secteurs de crête, en aval desquels se développent les déformations gravitaires profondes ainsi que les marges latérales de celles-ci.

La particularité des phénomènes de « DGPV » réside dans leurs dimensions mais aussi dans les mécanismes particuliers de déformation des masses rocheuses concernées ; l'expression superficielle des phénomènes a permis de reconnaître des portions de versant caractérisées par des styles et des types de déformation très différents. Dans les secteurs de crête, la déformation de versant est exprimée morphologiquement par le développement d'une série de dédoublements de la crête à cause des tranchées et des dépressions fermées avec des dislocations des secteurs les plus élevés des versants variant de dizaines à une centaine de mètres et un développement longitudinal kilométrique. De tels éléments correspondent à l'émergence de surfaces de glissement le long desquelles se produit la déformation du versant. Cette déformation se développe au détriment des systèmes de discontinuité existants, généralement de direction N60°E.

Dans les secteurs situés à plus basse altitude, les phénomènes de déformation sont exprimés morphologiquement par des gonflements et des ondulations à grande échelle, localement soulignés par des dépressions fermées (ex. : Valffredda). En outre, on observe rarement, la présence de surfaces ou de zones de rupture continues le long du versant. Ce phénomène, attribuable aux tassements (régis par des déformations de type souple, ductile), représente un autre type de réponse à la déformation provoquée par le mouvement gravitaire profond. Les grands rejets observables le long des secteurs de crête sont en fait la résultante des mouvements qui interviennent dans la partie inférieure du versant, où la déformation de l'amas rocheux ne se fait pas le long de plans de déformation préférentiels, mais par l'intermédiaire de déplacements différenciés qui concernent l'amas rocheux dans sa totalité.

En rive gauche de l'Arc, les grands glissements de versant de Schistes lustrés ont été initiés par la présence d'une épaisse semelle gypseuse (entonnoirs de dissolution perçant à travers la couverture superficielle) et surtout par le jeu de cassures transverses (N100°E) à pendage nord et recoupant les crêtes d'orientation N-S : crêtes de Longe-Côte, Bramanette, ...

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE ET SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE RÉGIONALE

ÉVOLUTION PRÉ-ALPINE

L'évolution préalpine ne concerne que la partie briançonnaise de la carte puisque le socle du domaine piémontais externe n'est pas connu et que l'histoire du domaine ligure ne débute qu'à la fin du Dogger.

L'Unité du Sapey est considérée comme un épaulement en bordure du bassin houiller, en prolongement du Ruitor où un modèle semblable a été décrit (Baudin, 1987), en avant du socle Vanoise – Chasseforêt (Vanoise occidentale et méridionale) et du massif d'Ambin dont le socle appartient aussi au domaine briançonnais interne ; ces massifs de socle, polymétamorphiques, ont un âge anté-ordovicien (intrusions datées à 430 Ma au Sapey), sans doute paléozoïque inférieur ou protérozoïque ; le groupe d'Ambin serait un peu plus jeune (Cambrien supérieur ?). Ces socles sont maintenant rattachés au Panafricain supérieur (Desmons et Fabre, 1988 ; Desmons et Mercier, 1993), se différenciant nettement de l'ensemble des Massifs Cristallins Externes, plus proches du Massif central et des massifs nord-européens par l'âge des protolithes, les faciès pétrographiques et la géodynamique (pas d'orogène varisque).

Pour ces auteurs, la Zone Sapey, prolongement du Ruitor, aurait été externe, dans le canevas de la chaîne ancienne, par rapport à la Zone Chasseforêt - Clarea à laquelle se rattacheraient les Écailles intermédiaires (la « 4^e écaille », feuille Briançon, a cependant des affinités avec la Zone Sapey – Ruitor pour J. Desmons et Mercier, 1993).

Pour la Zone Sapey, les travaux récents sont synthétisés par J. Debelmas et J. Desmons (1997) ; pour la Zone d'Ambin, les levers de A. Borghi et M. Gattiglio (1997) ont permis de recueillir des indices de la déformation, d'âge préalpin, reconnus aussi bien à l'échelle mésoscopique qu'à l'échelle microscopique :

– *une première foliation*, préservée à l'échelle microscopique, est mise en évidence par des reliques microstructurales : charnières intrafoliaires, microlithons et surfaces tectoniques sigmoïdes préservées au sein des porphyroblastes de grenats ;

– *une seconde phase* caractérisée par une forte transposition et marquée par des minéraux développés en faciès amphibolitique, est associée à une foliation de plan axial et transpose une surface métamorphique préexistante, observable au sein de plis intrafoliaires à l'échelle microscopique. Cette foliation définit la schistosité régionale des niveaux structuraux les plus profonds de cet ensemble. Dans les orthogneiss, elle n'est décelable que par l'orientation préférentielle dimensionnelle (OPD) des pseudomorphoses sur

biotites et par de grosses lamelles de muscovite qui montrent des signes évidents de déformations intracristallines. Dans les metabasites, la foliation est définie par l'iso-orientation des nématoblastes de hornblende et parfois par un litage métamorphique avec alternance des lits amphiboliques et feldspathiques.

Au **Carbonifère**, la tectonique en extension fini-hercynienne provoque une différenciation majeure entre l'Est et l'Ouest de la région : sur le futur Briançonnais externe se crée une vaste dépression continentale subsidente, avec lacs et marécages où s'accumulent les dépôts houillers du Namurien au Stéphanien (les couches de charbon sont surtout nombreuses au Westphalien et s'interrompent au Stéphanien inférieur) ; au Stéphanien moyen-supérieur, des sills et dykes de microdiorites et de diorites se mettent en place, en particulier à partir du centre d'émissions de la Cée Haute et du Col du Chardonnet. Par contre, le domaine du Briançonnais interne (Sapey – Vanoise – Écailles intermédiaires) est émergé et soumis à érosion, et aucun dépôt n'y a été conservé. C'est à cette époque que se différencient les deux domaines briançonnais.

Durant le **Permien**, toute la région est continentale avec un climat sec, désertique (l'hématite colore intensément les dépôts détritiques), avec des manifestations volcaniques de nature tholéiitique (andésite, rhyolite) ; ces dépôts varient d'une région à l'autre, localement épais (Rochilles, Aiguille Doran), ravinent leur substrat cristallin (conglomérat du Saint-Bernard à Modane) ou reposent en discordance (légèrement) sur le Houiller, ce qui est le cas de l'Assise de Courchevel. La mise en évidence des phases asturienne puis saaliennne est obérée par le plissement alpin ; en tout cas, la tectonique est surtout distensive (failles normales) à cette époque et la mise en place d'écailles chevauchantes, comme cela avait été envisagé (Détraz, 1984) pour le Sapey, n'est pas vérifiée. À la fin du Primaire, la pénéplanation de la Chaîne hercynienne s'achève par le comblement de toutes les dépressions.

HISTOIRE ALPINE

L'évolution alpine (Agard et Lemoine, 2003 ; Lemoine *et al.*, 2000 ; et aussi : Debelmas *et al.*, 1988 ; Caby, 1973, 1992, 1996) du territoire couvert par la feuille Névache va englober la totalité de celle-ci (alors qu'auparavant, seul le socle briançonnais était impliqué) car au domaine continental va s'adjoindre le domaine océanique ligure à la fin du Jurassique moyen.

Classiquement, la pénéplaine fini-hercynienne va s'étirer jusqu'à donner naissance à un fossé d'effondrement intracontinental (rift) dont les bords est et ouest correspondront respectivement aux marges apulienne (ou apulo-

africaine) et européenne.

L'**histoire du rift** se découpe en trois : une période anté-rift au Trias, une période syn-rift (rifting) au Lias – Dogger inférieur et une période post-rift durant le Malm – Crétacé, au cours de laquelle, l'étirement et l'affaissement étant maximum, se crée un océan (dit « piémontais ») avec la mise en place de croûte océanique avec serpentinite, gabbros et basaltes.

Au **Trias**, l'arrivée très progressive de la mer sur cette vaste étendue plate, se traduit d'abord par le dépôt de sables et cailloux de plage (devenant quartzites et conglomérats), puis de vases calcaires et dolomitiques ou argileuses, sous très faible épaisseur d'eau en milieu lagunaire (salines à l'origine des épaisses couches d'anhydrite), parfois soumis à des émergences ou au contraire à des incursions marines, érigeant deux plates-formes carbonatées, au Trias moyen et au Trias supérieur, séparées par un épisode tectonique distensif plus marqué au Carnien (brèches carniennes) ou provoquant des émissions volcaniques (cinérites ; « rift avorté »).

Au **Jurassique inférieur – Dogger**, le rifting s'accroît ; le domaine briançonnais est dans l'ensemble émergé (brèches d'âge imprécis), mais largement découpé en une série de marches ou de blocs, basculés vers l'Est, permettant l'envahissement de la mer dans des fosses où la sédimentation est forte, par exemple dans le « graben de la Grande Motte – Grande Casse – Dent Parrachée », sur la marge interne du Briançonnais, s'individualisant dès le Lias inférieur (son extrémité sud seule intéresse la carte), tandis que plus à l'Est encore, à l'emplacement de la future zone piémontaise externe, s'ouvre un large sillon, à substratum norien.

À partir du **Bathonien supérieur et durant le Malm – Crétacé – Paléocène**, la mer recouvre tout le domaine : les dépôts prennent un caractère pélagique de plus en plus marqué (radiolaires, planctons), contrôlés par un découpage en horsts et grabens que l'on peut reconstituer (exemple du synclinal des Cerces et de la crête des Béraudes, où une de ces paléo-structures a été exhumée de sa couverture de calcschistes). Les mêmes conditions paléogéographiques perdurent sur tout le bassin, y compris sur le massif d'Ambin. Dans le domaine des Écailles intermédiaires (« Ultrabriançonnais », au Nord), les brèches néocrétacées – paléocènes et les reliefs qui leur étaient associés pourraient avoir été provoqués par le début des compressions tertiaires (?).

C'est la période post-rift (ou d'océanisation) durant laquelle, au cœur du fossé piémontais, se met en place, grâce aux fissures de distension, le magma ophiolitique qui va constituer la croûte océanique soumise aussi à une tectonique distensive et rapidement recouverte par les premiers sédiments : vases à radiolarites datées de la base du Jurassique supérieur.

Durant tout le **Crétacé**, les dépôts y sont très monotones, entrecoupés parfois de niveaux détritiques fins, quartzites, prasinites, « gneiss » ou plus grossiers avec des brèches et des olistolithes (ces derniers sont toutefois difficiles à distinguer de boudins tectoniques). Ce détritisme paraît plus abondant à la limite « *Black shales* » du Crétacé inférieur – calcschistes du Crétacé supérieur.

À cette époque, **vers 100 Ma**, s'arrête l'expansion océanique et débute la convergence des plaques, avec **subduction** d'abord de la plaque océanique puis du continent européen sous la marge apulo-africaine. Le matériel subducté est d'abord uniquement océanique (subduction océanique) avec mise en place des premières nappes de Schistes lustrés (ainsi les Nappes ligures sur le pourtour d'Ambin, alors que le substratum continental n'est pas affecté) ; puis la marge briançonnaise est impliquée (subduction continentale), vers **45 Ma (Éocène moyen)** ; la subduction s'accompagne d'un métamorphisme HP-BT (faciès Schistes bleus) dans les unités ligures (Roche de l'Aigle, Lago Nero – Vin Vert) et piémontaises externes (Valfredda, Argentier).

Le rapprochement des continents aboutit à leur affrontement ou « collision » avec l'empilement de nappes (dont le découpage réutilise souvent les failles du rifting en inversant le sens de mouvement) formant un prisme orogénique (prisme d'accrétion), ce qui se traduit par une remontée (« exhumation ») des sédiments précédemment enfouis et un métamorphisme moindre (BP-BT, faciès Schistes verts des unités ligures) ; le raccourcissement de l'espace entraîne ensuite des rétrodéversements (rétrocharriages) affectant la presque totalité des unités présentes sur la carte.

La datation des sédiments, calcschistes et flyschs, et du métamorphisme associé donne actuellement un âge **Éocène supérieur – Oligocène inférieur (35-30 Ma)** pour la collision qui se poursuit dans le **Néogène (20 Ma)**.

Dans le détail, de l'**Éocène supérieur à l'Oligocène moyen-supérieur**, les phases paroxysmales (P1, P2, P3) entraînent le charriage des Schistes lustrés, d'abord vers le Nord ou le Nord-Ouest (phases P1 et P2) avec des plis transversaux synschisteux (déformation ductile), dans un faciès métamorphique HP-BT Schistes bleus à lawsonite ou à épidote selon les unités, suivi de la phase P3, caractérisée par un double déversement, très marqué jusqu'au Briançonnais externe et responsable du rétrodéversement vers le Sud-Est ou « rétrocharriage » des unités de la carte. Les plis sont subméridiens, synschisteux, dans un faciès métamorphique Schistes verts (BP-BT) dans toutes les unités, avec une linéation E-W bien marquée ; c'est la phase la mieux repérable. Elle serait d'âge oligocène moyen-supérieur, pour l'essentiel.

En Briançonnais, les phases 1 et 2 ont donné lieu à des clivages importants avec substitution de couverture. Les unités carbonatées du Briançonnais interne viennent reposer directement sur le tégument siliceux de la Zone houillère, au Sud de Modane (« klippe du Clos »), puis de façon constante au Nord de l'Arc. Elles sont responsables aussi des plis transverses perceptibles dès la haute vallée de la Clarée, plus nombreux dans le vallon du Charmaix et au Sud-Ouest du Col de Chavière, et du chevauchement vers le Nord du Sapey, sur la Zone houillère. Par exemple, les plis des Rois Mages, affectant deux unités carbonatées avec conservation des flancs normaux et inverses, sans intercalation de semelles siliceuses en général, sous-tendent qu'une phase antérieure a permis la troncature siliceux-carbonates et des substitutions de couverture.

La phase P3 donne tous les renversements vers l'Est et la géométrie des contacts de nappes actuels : limite ZHB – Zone Sapey, limite Sapey – Vanoise (accident de Chavière) avec sous-charriage des unités orientales sous les unités plus externes.

Les mouvements tardifs, en partie consécutifs aux phénomènes extensifs dans les zones internes – tandis que le soulèvement se poursuit dans les zones externes de la chaîne – donnent la voussure actuelle des socles Ambin – Vanoise de part et d'autre du synclinorium de la vallée de l'Arc (ayant permis la préservation des Schistes lustrés au Sud de Modane). On leur attribue aussi des plis en genoux, des cisaillements plats, des failles verticales de décrochement (repérées dans les vallées de Bardonecchia et d'Oulx), des failles de détachement (à l'origine dans les Schistes lustrés des grands mouvements de versant), ainsi que les failles transverses décrochantes (faille du Chardonnet) et les accidents méridiens (faille de la Clarée) dans le Briançonnais.

Origine du Piémontais externe

L'appartenance du Piémontais externe à la marge européenne ou à la marge apulienne peut se poser à nouveau sur la feuille Névache, étant donné qu'ici les unités Grande Hoche, Grand Argentier sont totalement exotiques car emballés dans les schistes ligures. D'après les levés et d'après les attributions lithostratigraphiques, elles sont en contact à l'Ouest, comme à l'Est, avec les séries type Lago Nero (Polino, 2002). Leur structuration actuelle, due au rétrodéversement, ne peut pas occulter le fait qu'elles sont chevauchantes sur le Ligurie et donc plus internes. Au droit du massif d'Ambin, l'Unité de Valfredda, en position plus interne que Grande Hoche – Grand Argentier, vient renforcer cette hypothèse. L'idée d'une origine apulienne des unités piémontaises externes a été soutenue par plusieurs auteurs (Barféty et Gidon, 1975 ; Mégard-Galli et Baud, 1977 ; Polino *et*

al., 1983 ; Caron *et al.*, 1984). Cette hypothèse n'a pas reçu un consensus général cependant (voir discussion M. Lemoine dans la notice Briançon, 1995). On peut ainsi voir là des écailles totalement déconnectées de leur patrie d'origine ; elles ne sont pas connues au Nord de l'Arc.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

HYDROGÉOLOGIE – RESSOURCES EN EAU DU SOUS-SOL

Le territoire couvert par la feuille Névache est découpé, du point de vue hydrologique, en trois ensembles naturels qui correspondent à des bassins versants très différents. On distingue (fig. 1) :

- au Sud, la vallée de la Clarée, appartenant au bassin de la Durance ;
- à l'Est, la Vallée Étroite et le versant italien de la carte, appartenant au bassin du Pô ;
- au Nord, les hauts vallons qui descendent jusqu'à la vallée de la Maurienne et font partie du bassin de l'Arc.

Le bassin de la Durance

La Clarée a un bassin versant, entre la Vachette (feuille Briançon) et Névache, de 210 km \approx avec un débit moyen annuel voisin de 6,5 m³/s ; pour le bassin amont, correspondant à la Haute-Névachie, la superficie est de 88 km \approx et le débit moyen annuel est voisin de 3 l/s. Le régime de ce cours d'eau est nival. Les hautes eaux sont entre mai et juillet et les étiages en hiver (Blais, 1978, 1979).

La vallée de la Clarée est découpée en plusieurs petits bassins par des cônes de déjection ou des écroulements. Dans ces bassins, des épaisseurs plus ou moins importantes d'alluvions se sont accumulées derrière les barrages naturels. Vers l'aval, ces zones d'alluvions prennent de l'importance, et il existe de petites nappes d'accompagnement de la Clarée.

De part et d'autre de la vallée, de nombreux torrents rejoignent la Clarée par l'intermédiaire de cônes de déjection plus ou moins développés. Ces torrents perdent tous une partie, voire la totalité, de leur débit dans leur cône. Il y a des échanges permanents entre la rivière et sa nappe d'accompagnement. Cette dernière ne prend de l'importance et n'est exploitée que plus en aval (dans la zone couverte par la carte Briançon).

La partie haute du bassin de la Clarée possède plusieurs petits lacs formés derrière des moraines. Tous ces lacs se trouvent à plus de 2 100 m

d'altitude. De nombreuses petites sources émergent au pied des pentes d'éboulis. Beaucoup ne sont pas pérennes.

En descendant la vallée de la Clarée, on rencontre des sources issues des formations du Houiller ; il s'agit des sources de Laval à 2 090 m d'altitude, avec un débit d'étiage de 6 l/s et du Verney, à 1 950 m d'altitude, avec un débit d'étiage de 2 l/s, toutes deux en rive gauche de la Clarée. Ces sources ont un débit très régulier. On trouve ensuite des sources issues des quartzites scythiens ; il s'agit des sources de Rame et de la Cime de Rame situées respectivement à 1 660 m et 1 700 m d'altitude, toujours en rive gauche de la Clarée. Ces deux sources sont captées pour l'alimentation du bourg de Névache. Elles ont toutes les deux un débit moyen proche de 4,5 l/s et un débit d'étiage en hiver de 3 l/s. Plus à l'Est, on trouve la source de la Médaille issue des calcaires dolomitiques du Trias ; elle émerge vers 1 680 m d'altitude au Nord-Est du bourg de Névache et a un débit moyen de 1 l/s. On trouve, toujours en allant vers l'Est, des sources issues des formations du Keuper ; il s'agit de la source de la maison forestière de Roubion, qui est aménagée en fontaine le long du GR 5, vers 1 750 m d'altitude, et la source de Sallé, qui se trouve au-dessus du hameau de Sallé. Cette dernière est une source salée et chargée en sulfates de calcium. Une partie des eaux tombées dans le haut du vallon des Thures ne rejoint pas la vallée de la Clarée mais la Vallée Étroite, comme nous le verrons plus loin.

En rive droite de la Clarée, de nombreuses sources sont issues des formations de couverture. On peut signaler les sources des Clots, des Touches et du Mélezet qui émergent, toutes, entre 1 650 et 1 700 m d'altitude, à moins de 500 m au Sud du bourg de Névache, de part et d'autre du torrent de Cristol. Ces sources sont captées pour l'alimentation de la commune. Elles sont issues des petits cônes de déjection et d'éboulis qui couvrent une grande partie du pied du versant. Elles ont des débits d'étiage, en hiver, qui sont de l'ordre de 2 l/s pour le Melezet, 10 l/s pour les Touches et 12 l/s pour les Clots, et qui varient beaucoup plus que les sources issues des formations du substratum rencontrées en rive gauche. À proximité de ces sources, émerge la source des Sagnes qui est alimentée par les pertes du torrent de Cristol dans son cône de déjection. Elle a un débit d'étiage de 5 l/s.

Le chalet de Buffère est alimenté en eau par une source captée à 300 m au Sud-Est, sous le Rocher Gravé. Le chalet du Chardonnet est alimenté par un captage situé au Sud du Lac du Chardonnet. Le Refuge des Drayères est alimenté par un captage situé à l'Ouest en direction du Pain de Sucre. Il s'agit dans les trois cas de sources liées à des éboulis.

Il existe aussi, tant en rive gauche qu'en rive droite de la Clarée, de nombreuses petites sources, captées parfois pour des chalets, issues des

différentes formations de couverture.

La Clarée reçoit en rive gauche le torrent des Acles, juste en aval de Plampinet. Dans cette vallée des Acles, on trouve de petites sources liées aux cônes d'éboulis : il s'agit des sources de Charra, de Bon Voisin et des Lauzes. Elles servent à l'alimentation des différents chalets du site.

Le bassin du Pô (Dora di Bardonecchia et Dora Riparia)

La Vallée Étroite est parcourue par le torrent du même nom. Les débits moyens au barrage ENEL, à l'entrée de la vallée, sont de l'ordre de 2,5 m³/s avec des étiages à moins de 250 l/s.

La Vallée Étroite présente, dans sa partie haute, plusieurs petits lacs alimentés par les eaux de fontes des neiges et des sources temporaires sortant au pied des amas d'éboulis. Une mention spéciale doit être faite pour le Lac Vert, situé à 1 834 m d'altitude, en rive gauche du torrent de la Vallée Étroite. Il s'agit d'un lac sans apport apparent et sans exutoire superficiel qui occupe une dépression creusée dans les gypses du Keuper et, probablement, en grande partie colmatée par des dépôts argileux. La couleur verte, remarquable, des eaux est liée à la prolifération d'algues.

Plus en aval, existent des zones planes, suivies de pentes raides, qui correspondent là aussi à des accumulations d'alluvions derrière des barrages naturels résultant d'éroulements de falaises ou de puissants cônes d'éboulis. Il n'existe pas de véritables nappes au sein de ces alluvions. En effet, d'une part, la perméabilité des barrages n'est pas négligeable et, d'autre part, le substratum est constitué par des formations calcaires et dolomitiques karstifiées. L'épaisseur des alluvions torrentielles accumulées derrière ces barrages peut dépasser 50 m. C'est le cas dans la plaine de Vourzenet, en amont de la microcentrale, au pied de la Paroi des Militaires (en rive droite) et de la Tour Germaine (en rive gauche). Les infiltrations qui se produisent dans cette plaine, à partir du torrent, alimentent essentiellement la **source des Sept Fontaines** située juste sur la frontière franco-italienne, sur les rives du petit lac du barrage de l'ENEL. Dans la zone comprise entre les points cotés 1 711 et 1 680, sur une distance de 1 500 m environ, les pertes du ruisseau ont été mesurées à 300 l/s. Une opération de traçage a confirmé que ces fuites contribuaient bien à l'alimentation des Sept Fontaines (Sommeria, 1988, inédit).

La **source des Sept Fontaines** est formée à partir de 7 venues d'eau différentes dont une seule est captée pour compléter l'alimentation en eau potable de la station de Bardonecchia en Italie. Le débit, en basses eaux, est encore de l'ordre de 400 l/s, mais il est difficile d'en estimer la valeur exacte

et les variations en raison des conditions d'émergence. Les exutoires se trouvent juste en bordure du lac de retenue du barrage de l'ENEL. Le bassin d'alimentation, constitué de plusieurs zones non contiguës, couvre une surface de 15 km² environ. Il comprend une grande partie du vallon des Thures, la zone du Col de l'Échelle, où existe une vaste doline, ainsi qu'une grande partie des deux versants de la Vallée Étroite sur plusieurs kilomètres en amont. La source des Sept Fontaines a une température élevée pour son altitude d'émergence (entre 10 et 12°) et une minéralisation forte. La qualité des eaux exclut une alimentation uniquement par les fuites du torrent ; il y a certainement des circulations qui se font dans les gypses du Keuper et qui descendent très bas pour pouvoir se réchauffer (Couturier *et al.*, 1999). Cette source est la plus importante de toute la surface couverte par la carte.

Dans la partie amont de la Vallée Étroite, il existe de nombreuses petites sources liées le plus souvent aux formations superficielles. Certaines sont captées pour l'alimentation des chalets et des refuges.

En aval du barrage de l'ENEL, en Italie, on trouve aussi de nombreuses sources liées essentiellement aux formations quaternaires.

La source de Tre Croci, à l'Ouest de Bardonecchia, fait exception : elle émerge sur une faille qui met en contact des formations perméables constituées de brèches (notées en cargneules sur la carte) et des calcschistes (Schistes lustrés) imperméables. Elle est captée pour l'alimentation en eau potable de Bardonecchia.

Parmi les sources liées aux formations quaternaires, on peut citer la source de Granges les Rho, qui alimente quelques habitations dans le vallon de la Rho.

On trouve plusieurs sources dans le massif de la Selletta, au Sud de Bardonecchia, dont certaines sont captées pour l'alimentation de chalets et installations d'altitude de la station de Melezet, comme la source des Granges Ourus.

En rive gauche de la Dora di Bardonecchia, existent de nombreuses sources dans le versant sous le Mont Jafferau : elles sont toutes liées à des placages d'éboulis et des moraines plus ou moins remaniées et souvent glissées.

En rive droite, apparaissent aussi plusieurs sources captées dans des formations quaternaires pour l'alimentation des villages de Beaulard, Puys et Castello. À l'Ouest d'Oulx, la fontaine del Buon Vino est captée au pied d'un paquet glissé.

Il existe une nappe au sein des alluvions au niveau de Bardonecchia qui est alimentée essentiellement par les apports des versants et qui n'est pas exploitée pour l'alimentation en eau potable. Il existe un puits juste au Sud de l'agglomération, en rive droite du torrent venant de la Vallée Étroite. En aval, au-delà de Beaulard, la vallée s'élargit à nouveau en une véritable plaine alluviale où se trouve une nappe en relation avec la rivière, la Dora di Bardonecchia. Cette nappe est aussi alimentée par les apports des versants transitant par les cônes de déjection et d'éboulis qui viennent s'imbriquer dans les alluvions. Il existe quelques puits privés qui sollicitent cette nappe.

Le bassin de l'Arc

La partie ouest est composée de trois vallées principales : la Neuvachette, le ruisseau de Bissorte et le ruisseau du Charmaix qui reçoit le ruisseau du Grand Vallon à l'amont du vallon du Seuil. On trouve, en allant vers l'Est, plusieurs torrents qui rejoignent l'Arc en amont de Modane dont les principaux sont le Saint-Antoine, les ruisseaux du Vallon et du Fond qui se rejoignent pour former le Nant de Sainte-Anne ainsi que le Saint-Bernard et le ruisseau d'Etache, qui se jettent dans le torrent d'Ambin, lequel rejoint l'Arc à Bramans.

Les conditions hydrogéologiques sont très dépendantes des conditions géologiques.

Dans la vallée de la Neuvachette, plusieurs petites sources sont liées aux formations superficielles (moraines et produits d'altération des assises du Houiller) dont certaines sont utilisées pour l'alimentation des chalets d'alpage. Pour alimenter la station de Valmeinier, une de ces sources est captée à la Ville-Dessus, vers 1 600 m d'altitude, dans ces formations de couverture du Houiller.

Des prises d'eau ont été réalisées par EDF dans la Neuvachette, vers 2 110 m d'altitude, pour compléter l'alimentation du Lac de Bissorte.

Dans la vallée de Bissorte, il n'existe aucune source importante et aucune source captée.

Dans la vallée du Charmaix, plusieurs sources importantes sortent au contact entre les calcaires dolomitiques du Trias et les formations du Houiller. Les sources de la Losa ont été captées récemment pour l'alimentation en eau potable de la station de Valfréjus. Elles émergent dans la pente couverte d'éboulis, juste sous la barre des calcaires dolomitiques du Trias. Une autre source importante émerge en rive gauche du Charmaix, juste en amont de la prise d'eau de la Losa. Ces eaux proviennent aussi, en

grande partie, des calcaires dolomitiques, mais transitent par un cône d'éboulis.

La galerie de Bissorte récupère une partie des eaux du bassin versant du Charmaix à la Losa (2 095 m d'altitude), où arrivent aussi des eaux captées plus bas, à 1 905 m, au pied de l'ancienne caserne, ainsi que les eaux captées à Fontaine Froide (grosse source qui émerge à la base d'un glacier rocheux) et, enfin, les eaux captées sous le Pas du Roc. Avant de rejoindre la retenue de Bissorte, cette galerie reçoit aussi des eaux captées en tête du ruisseau de Bonnenuit, à 2 096 m, dans le versant qui domine le Freney, au bord de l'Arc.

Au fond de la vallée du Charmaix, près du Col de Vallée Étroite, le Refuge du Mont Thabor est alimenté par une prise d'eau au point 2513, en bordure du Lac Long. Il s'agit d'une source issue d'un amas d'éboulis.

La commune des Fourneaux est alimentée par des sources captées à la base de glaciers rocheux, dans la Combe de Jeay et au-dessus des Chalets d'Arplane, sur le flanc gauche de la vallée du Charmaix.

Dans la vallée du Grand Vallon, existent plusieurs petites sources utilisées pour l'alimentation des chalets et, anciennement, pour celle des ouvrages militaires.

En amont de Modane, on trouve d'abord le torrent de Saint-Antoine, dont les eaux se perdent le plus souvent dans le cône de déjection. Il existe plusieurs petites sources captées dans la partie basse de ce cône, dont une dans le tunnel SNCF qui traverse ce cône. Entre le ruisseau de Saint-Antoine et celui de Saint-Joseph, se trouve un vaste affleurement de gypses du Keuper au sein duquel se développe un véritable karst. À la station de la Norma, un large entonnoir de dissolution - profonde doline de plus de 150 m de diamètre - absorbe, en période de hautes eaux, des débits de plus de 150 l/s. Une opération de traçage réalisée en 1985 a montré que ces eaux rejoignaient vers l'Ouest le cône du ruisseau de Saint-Antoine ; le traceur a été retrouvé dans le tunnel SNCF et dans une source située dans la partie nord de l'agglomération de Modane. Mais, le traceur a aussi été retrouvé à l'opposé, vers l'Est, dans les eaux du ruisseau de Saint-Joseph, juste avant son confluent avec l'Arc et au niveau d'une grosse source, issue des gypses, située en bordure de l'Arc, en rive gauche, au droit de la commune du Bourget (Couturier *et al.*, 1999).

Entre le ruisseau de Saint-Antoine et la limite est de la carte, le versant est couvert par des moraines et des produits d'altération des Schistes lustrés. De nombreuses sources sont en relation avec ces formations, dont deux sont captées pour l'alimentation de la station de La Norma. Il s'agit toujours de

petites sources dont le débit d'étiage ne dépasse pas quelques litres par seconde.

L'épaisseur des alluvions de l'Arc et des alluvions torrentielles est très importante : elle dépasse 90 m à Loutraz et 60 m à Orelle. Il doit y exister des ressources en eau souterraine non négligeables, mais peut-être pas de bonne qualité compte tenu de la présence des gypses et des nombreuses activités industrielles le plus souvent implantées sur ces alluvions.

RISQUES NATURELS

Crues torrentielles et inondations

Les pluies violentes, souvent accompagnées de fonte rapide du manteau neigeux, peuvent provoquer des crues torrentielles dévastatrices, chargées de boue et blocs volumineux qui ont un pouvoir érosif considérable (coulées de laves boueuses), que l'on retrouve dans les trois bassins versants ainsi que l'attestent les nombreux exemples recensés :

– dans la vallée de la Clarée, avec le torrent des Acles : en juillet 1991 (dépôts de laves à l'aval de Plampinet) et avec les ruisseaux provenant des pentes du Guiau au-dessus du Col de l'Échelle (automne 2000) ;

– dans la vallée de l'Arc : 25 septembre 1865, inondation des Fourneaux par l'Arc ; 23 juillet 1906 et 24 juillet 1914, inondations de Fourneaux par le Charmaix ; 24 septembre 1920, crue de l'Arc ; 7 juin 1955, crue du Charmaix ; 15 juin 1957, crue de l'Arc avec de très gros dégâts (de très fortes pluies début juin s'ajoutant à des chutes de neige en altitude avaient précédé un réchauffement brutal des températures (+ 23 °C en quelques heures, le 13 juin 1957) ; crue du Saint-Antoine, le 24 août 1987, provoquant l'inondation de Modane-Ville et de la ZI avec le dépôt de 100 000 m³ d'alluvions ; plus récemment, on a enregistré encore des débordements de l'Arc en avril 1992, le 24 septembre 1993, le 26 juin 1994 et en octobre 2000 ;

– le long de la Dora di Bardonecchia, les communes de Bardonecchia et d'Oulx sont largement concernées par les crues torrentielles : ainsi, entre 1866 et 1876, Bardonecchia a enregistré 5 événements ; entre 1948 et 1957, plus de 10 ; depuis 1960 ce nombre s'est abaissé à 1 sur une durée de 7 ans.

La ville de Bardonecchia est soumise aux caprices des torrents de la Rho et de Fréjus et, dans une moindre mesure, à ceux de la Vallée Étroite et de Rochemolles. Les débordements de la Rho jusqu'aux années 1950 et surtout entre 1860 et 1880 ont causé de gros dégâts : on se rappelle la crue du 25 mai 1873 qui détruisit de nombreuses habitations dans le quartier Bertrand et la Chapelle Saint-Sépulcre ou Sainte-Croix (à la place de l'actuel Palais des fêtes). Ce même torrent s'est aussi manifesté entre 1873

et 1880 : en septembre-octobre 1880, une coulée de boue endommagea gravement le Borgo Vecchio, en amont du centre ville actuel (le même secteur avait été envahi le 20 mai 1728). Dans les premières décennies du 20^e siècle, des travaux de régulation des torrents ont contribué à en limiter les débordements ; ces travaux se sont poursuivis jusqu'aux années 1990.

La commune d'Oulx, à la confluence des deux Dora, a recensé aussi des dégâts : surtout en mai 1728 et en juin 1957 (et en mai 1948), surtout dus à la Dora Riparia qui endommagea gravement l'Abbaye en 1728. Lors de ces deux épisodes, les désordres affectèrent tout le Val de Suse et, en particulier, la commune de Salbertrand ; en 1957, la route du Montgenèvre a été emportée sur 300 m en bordure de la Dora Riparia.

Mouvements de terrain - Stabilité des versants – Caractéristiques géotechniques des terrains

Pour avoir un aperçu des zones exposées à des risques liés aux mouvements du sol ou du sous-sol, on peut consulter la carte Zermos (Olivier et Renet, 1975) pour le versant sud de l'Arc, au droit de Modane (Le Charmaix, La Norma).

Ici, les caractéristiques des roches sont examinées des plus anciennes aux plus récentes quelle que soit leur appartenance paléogéographique, avec mention des désordres connus :

Roches du socle

Elles appartiennent au domaine Briançonnais interne et n'existent réellement qu'au Nord et au Sud-Est de la carte, à savoir : sur les rives de l'Arc, près de Modane (massif du Sapey) et en rive droite du vallon d'Etache (contreforts du massif d'Ambin). Elles sont représentées par des orthogneiss (granites anciens) et des micaschistes dans le premier cas, par des métaquartzites, métaconglomérats, micaschistes dans le deuxième site. Ce sont en général des roches massives dont la stabilité dépend de la densité et de l'orientation des plans de foliations et de diaclases par rapport à la pente des versants. Ainsi, les dalles fortement inclinées vers l'Ouest du vallon d'Etache ont pu se détacher et glisser pour donner de grands paquets tassés ou se disloquer en amas de gros blocs (Chalets de Saint-Barthélémy). La foliation E-W des gneiss du Fort du Sapey, au-dessus de Fourneaux et de Modane, explique les chutes de blocs et les tassements de versants observés. Dans les deux cas, ce sont des désordres anciens, würmiens sans doute ; par contre, le mouvement de versant, en rive droite du torrent de Saint-Bernard, à l'amont de l'Outraz, est actif : crevasses verticales en tête et fréquents éboulements qui nourrissent un cône d'éboulis bien visible de la rive opposée

de l'Arc et de la RN 6. La présence en profondeur et sous-jacente de gypse, marquant un important contact anormal (la « cicatrice de Chavière »), peut expliquer aussi la déstabilisation en cours du versant.

Le même contexte géologique avec gypses, cargneules, superposition anormale des terrains explique certainement le glissement du socle en rive gauche de l'Arc au droit de la rampe d'accès au tunnel routier du Fréjus au-dessus de Modane-Gare.

Conglomérats, grès, schistes (et charbons) houillers

Ils couvrent près d'un quart de la superficie de la carte (Briançonnais externe). Le fort pourcentage de niveaux schisteux (argiles, micas) rend le terrain imperméable en grand, ce qui favorise les glissements à toutes échelles et la déstabilisation des roches triasiques ou quaternaires plus perméables qui les recouvrent ; ils affectent tous les hauts vallons de la Névachie, de Valmeinier ou de Bissorte. Les mouvements de versants sont toutefois moins spectaculaires que sur les feuilles voisines Briançon et Modane. L'exploitation des couches de charbon puis leur abandon engendrent des désordres : un bel exemple est donné par le glissement de la route de la station de Valfréjus, située pour une grande part à l'aplomb des galeries de la concession de Côte Velin (abandonnée en 1943) avec apparition de crevasses et de fontis. Là, en décembre 2000, les eaux emprisonnées dans l'ancienne exploitation ont été brutalement expulsées (par suite de mouvement de terrain à l'amont ?) dans la galerie de roulage et ont créé un arrachement au-dessus de la rive droite du torrent du Charmaix (Barfêty, 2000) ; les eaux, chargées en oxydes de fer étaient de teinte ocre-roux.

Auparavant, en novembre 1950, un éboulement volumineux, estimé à 50 000 m³, s'était produit à proximité, dans les falaises en rive droite du Charmaix, à moins de 400 m de Fourneaux, et avait créé un petit lac avec détournement des eaux dans les anciennes galeries (la galerie de roulage, en particulier), le déblaiement s'est fait naturellement, lors d'une crue, en mai 1951, sans dégâts (documents inédits du Service RTM Savoie).

Partout dans les galeries creusées pour le charbon, d'importantes venues d'eau sont constatées.

Conglomérats et quartzites du Permien et du Trias inférieur

Ils constituent des massifs homogènes, siliceux et dépourvus d'argile (à part quelques passées pélitiques et micacées) ; leur stabilité dépend des réseaux de diaclases étant donné que la stratification est peu marquée. Des argilites en minces lits peuvent s'intercaler entre les bancs massifs, qui auront tendance à glisser et à s'effondrer s'ils sont disposés en aval pendage ; le cas s'est produit à deux reprises sur la RD 215, à Avrieux, après

découpage de la base des bancs, pour élargir la route (Barféty, 1988, 1995).

Les parois de quartzites sont verticales, coupées de dièdres et de surplombs dominant des éboulis livides (Aiguille Noire, Mont Thabor, Cheval Blanc). Les aléas de risques liés à ces roches sont les chutes de pierres surtout. Par contre, ce sont des roches très dures à la perforation (cf. « Percée du Mont Cenis ») pouvant devenir un sable ponctuellement quand elles sont broyées le long des plans de failles (route d'Aussois).

Carbonates du Trias moyen et supérieur

Ils sont représentés, soit par des alternances de bancs calcaires et dolomitiques avec lits d'argilites (Anisien), soit par des bancs dolomitiques seuls (Ladinien supérieur et Norien) (les brèches carniennes sont rares sur la carte). Épais de 200 à 600 m, ils donnent les principaux massifs et sommets du Briançonnais, dessinant de longues arêtes, souvent rectilignes, bordées d'éboulis gris. L'Anisien est plus lité, le Ladinien et le Norien sont plus massifs, donnant des éboulis bien calibrés avec quelques très gros blocs en pied de pente. Les éboulements volumineux sont assez rares et paraissent anciens : Pas du Roc, près du chemin du Col du Fréjus, le Vallon au Nord de Névache. Les glissements en masse semblent rares ; le cas se pose pour l'escarpement de la Taroche à Névache (Ville-Haute et les blocs près des rives de la Clarée) où une masse de dolomies se serait détachée de la crête de la Pépío ou du Creux des Souches à la faveur de la discontinuité que représente le plan de chevauchement entre deux unités superposées.

Les chutes de rochers sont soit ponctuelles, soit liées au départ de surplombs, écaillés ou piliers de grandes tailles ; leur présence au-dessus d'habitations ou de routes est peu fréquente dans les limites de la carte : exemples de la Losa – le Plan dans le vallon du Charmaix, ou de la route du col de l'Échelle, surtout en versant italien (avec la chute de gros blocs au printemps 1998 dans la retenue de Sette Fontane).

Un bel exemple de falaise en voie de tassement est observable en rive gauche de la Vallée Étroite, au droit du Pont de la Fonderie et juste au-dessus du Lac Vert, où les gypses affleurent : des crevasses semi-circulaires découpent le front de falaises (calcaires anisiens) sur 500 m de longueur et affaissent sur plusieurs dizaines de mètres de haut une masse rocheuse que l'on peut estimer à plusieurs millions de m³ ; l'origine de cette anomalie est due à la présence de gypse plastique et caverneux sous les calcaires non déformables. Dans l'éventualité d'éboulement en masse, la vallée serait obstruée.

Gypses et cargneules

Ces roches sont souvent associées sur le terrain car la formation des

cargneules est due à la présence de gypse ; cette roche soluble, tendre et litée provoque de multiples désordres :

– éboulement en masse et chutes de blocs si le pendage des couches est conforme à la pente du versant : un exemple est donné par la rive gauche de l'Arc, au-dessus de la RN 6, près de la prise d'eau, à l'aval de Bramans (éboulement en avril 1992) ;

– effondrement des cavités du gypse donnant en surface, souvent à travers la couverture quaternaire, de profonds entonnoirs : Col des Thures (Trou Micouret où s'observe le Houiller), Col de Vallée Étroite, le Vallon, vallée de l'Arc à Modane (près de la voie SNCF), Villarodin, Avrieux, Bramans (en bordure de la RN 6) ; le réseau de cavités et conduits ne s'étend cependant pas à grande profondeur à l'image des réseaux karstiques car l'eau ne peut guère y circuler ;

– le gypse provenant de l'hydratation de l'anhydrite, ce changement d'état s'accompagne d'une augmentation de volume de 1/4 à 1/3 de la masse rocheuse, créant un diapirisme qui s'accompagne d'anomalies topographiques (flancs très raides, proéminences gypseuses,...).

Les cargneules sont vacuolaires, hétérogènes, friables et génèrent une boue argileuse jaune ; c'est une mylonite ou une brèche selon son mode de formation (cf. plus haut), très perméable, où l'eau se met en charge. On comprend que cette roche est très redoutée en galerie et sondage. On la trouve le long des accidents tectoniques, failles ou chevauchements : faille de la Clarée, de Plampinet jusqu'au Col de Chavière en passant par le Col des Thures, Vallée Étroite, Modane et chevauchement à la base de la Nappe des Schistes lustrés.

Calcaires et calcschistes briançonnais (Jurassique – Crétacé)

Ces niveaux sont pelliculaires et peu développés, sauf au droit de Névache et dans le synclinal des Cerces ; des chutes de blocs se produisent au Roc du Bourget sur la RD 215, au Nord de l'Arc.

Calcschistes piémontais et ligures

Cette formation schisteuse, brune à grise, s'étend sur un tiers de la carte. Homogène et monotone (rares gisements de Roches vertes et marbres jurassiques, lenticulaires), elle est imperméable et très peu aquifère en profondeur. Dans les galeries profondes, type tunnels ferroviaire et routier du Fréjus, ils n'ont pas posé de problèmes. En surface, en revanche, les versants, conformes aux surfaces structurales, sont le plus souvent glissés sur des épaisseurs considérables ; ce sont donc les versants ouest et sud des montagnes qui seront les plus affectés (rive gauche de l'Arc et de la Dora di Bardonecchia) ; entre Modane et Bramans, la présence de l'épaisse semelle de gypse, à relativement faible profondeur, favorise les mouvements de

versants. Ces glissements sont anciens (Würmien), mais peuvent se réactiver au moins en surface par l'action de l'homme (routes et terrassements) : le matériau, déjà très disloqué, peut facilement être repris par l'eau pour se transformer en laves boueuses (cf. hydrogéologie).

Formations superficielles (Würmien - Holocène)

La stabilité des formations superficielles tient à la nature du substratum rocheux sur lequel elles reposent car elles sont en général plus perméables. Lors de fortes intempéries, l'eau se met en charge et provoque glissements et coulées de boue ; c'est le cas des moraines sur Houiller ou sur Schistes lustrés ou, simplement, sur de fortes pentes : exemple du glissement du Bois du Bourget, au Nord de l'Arc, où les chutes de blocs et coulées de boue ont pu menacer, en 1970, la partie ouest du village du Bourget et la RD 215 (Pachoud, 1976).

SUBSTANCES UTILES – CARRIÈRES

Matériaux

Il n'a jamais existé d'exploitations en carrière de matériaux pour empierrement ou ornement dans la vallée de Névache ou en Vallée Étroite.

À l'époque de la construction du barrage de Bissorte (1935), deux petites carrières locales ont été ouvertes afin d'extraire des pierres de taille pour le parement aval de la digue.

Sur le versant italien (vallée de Bardonecchia), il a existé quelques carrières :

- anciennes carrières de **gypse** au Nord d'Oulx - Savoulx, en rive gauche de la Dora di Bardonecchia, et aux Arnaud-Melezet dans le rio Fosse, exploitée du 19^e siècle et au début des années 1960 (Lomagno, 1992) ;
- une petite exploitation de **pierres ornementales** dans le lambeau de Roches vertes, situé dans le vallon de Fréjus, près des Granges Châtelard, à 1 750 m d'altitude.

Dans la vallée de l'Arc, de Modane à Bramans, plusieurs carrières ont été ouvertes :

- Loutraz-aval, dans le Trias **calcaire**, abandonnée en 1931 pour cause d'éboulements ;
- Loutraz-amont (carrière Pellerey), dans les **grès** et **conglomérats** permien pour ballast, toujours en activité ;
- torrent de Saint-Antoine (carrière Capitole) dans les **quartzites** (ballast,

enrochements), fermée en 2000 ;

- Bramans (rive droite de l'Arc) pour gypse et **albâtre**, abandonnée ;
- la Lose à Aussois, pour le **marbre**.

Les carrières de Modane ont fourni des **pierres de taille** pour le tunnel et les talus de la voie ferrée du Fréjus et lors de la construction des casernes de Modane et des ouvrages militaires des environs.

Charbon (Côte Velin) et graphite (Chardonnet)

Le charbon (anthracite ou peranthracite ; voir notice Briançon) est présent dans les formations du Chardonnet et de Tarentaise (Namurien et Westphalien). Dans la première, surtout, il a donné lieu à de nombreuses « exploitations paysannes », toutes abandonnées : en rive gauche de la Guisane, entre la Crête de la Benoîte et le Col de la Ponsoinière, et en rive droite de la Clarée, en bien moindre proportion. Dans la Formation de Tarentaise, présente sur le versant mauriennais de la carte (vallon de Neuvache, Bissorte, Charmaix), une exploitation a existé jusqu'en 1943, au débouché du vallon du Charmaix, près des Fourneaux : concession de la Côte Velin avec deux couches, dont une de 1 à 2 m d'épaisseur venant buter au Nord-Est contre une zone disloquée par les mouvements de versant (Fabre, 1961) (voir aussi § « Risques naturels »).

Pour la vallée de la Guisane, les concessions étaient du Nord au Sud : le Pervou (au pied de l'Aiguillette du Lauzet), les Aiguilliers, le Grand Vallon, la Benoîte (surtout sur Briançon). Cette dernière fut la plus importante ; son exploitation, à 2 400 m d'altitude, s'est prolongée jusque dans les années 1950 (un câble descendait le charbon à la route de Briançon). Dans la vallée de la Clarée, à l'amont de Névache, les concessions de Fontaine Lombarde (Crête de Baude) et de l'Echerenne étaient de taille modeste.

La mise en place des laves stéphaniennes (microdiorites), puis le métamorphisme alpin ont pu transformer localement le charbon en **graphite** (« **plombagine** ») ; le processus a été suffisamment développé près du Col du Chardonnet pour donner un gisement exploitable (fin XIX^e - début XX^e siècle) ; l'entrée du travers-banc principal se situait à 2 655 m sous l'arête du col et un câble acheminait la roche extraite jusqu'au pont de l'Alpe (RN 91). Le produit a servi à la fabrication de crayons, balais de dynamo, creusets, graisses, huiles,...

Gîtes métallifères (Pb, Zn, Ag, Cu, Fe, Cr)

Zone houillère orientale

La région de Modane renferme de nombreuses minéralisations qui ont fait l'objet d'exploitations anciennes pour la production de métaux de base (fer, cuivre, plomb, argent). Les travaux les plus importants datent de la fin du XX^e siècle (Caby, 1968).

La plupart des minéralisations se situent dans la partie interne de la Zone houillère et, le plus souvent, en haute altitude. Il s'agit de minéralisations filoniennes encaissées dans les grès et les schistes carbonifères du Westphalien. Les filons, faiblement inclinés vers l'Ouest, sont subparallèles aux plans de stratification et/ou de schistosité S1 associés aux plis déversés à couchés vers l'Est, et dans plusieurs cas ils sont encaissés dans des zones de cisaillement (Les Herbiers, près du Lavoir ; l'Arisan, torrent de Brune près du refuge des Drayères). Plusieurs filons sont affectés par les plis post-schisteux à plans axiaux subhorizontaux.

Les filons les plus volumineux exploités pour le fer (Pic du Grand Filon, au Nord du Pic des Sarrasins) possèdent une paragenèse essentiellement carbonatée (sidérite et ankérite), avec très peu de quartz, chalcopryrite et barytine parfois à texture en cocardes. Les filons mixtes montrent l'association d'ankérite et de sulfures parmi lesquels prédominent, soit la galène argentifère (les variations de teneur en Ag des minerais pouvait varier de 0,8 à plus de 2 kg/Ag/t de plomb), soit la sphalérite. La mine des Sarrasins a exploité, à plus de 2 800 m d'altitude, un système de filons-couches ramifiés, encaissés dans les schistes et grès, très déformés du flanc inverse d'un pli plurihectométrique, déversé vers l'Est. Les filons, dont la puissance maximale atteint 6 m, se greffent en profondeur sur une zone mylonitique verticale (filon dit du « niveau Victor Emmanuel »). La galène, à inclusions de bournonite, représente le sulfure principal qui semble parfois avoir imprégné les schistes noirs. Il existe aussi des secteurs à sulfures mixtes (galène, sphalérite noire, bornite, chalcopryrite) et des filons quartzo-carbonatés à chalcopryrite. Les textures foliées à protomylonitiques des minerais permettent de conclure qu'il s'agit de filons synschisteux et synmétamorphes mis en place précocement à l'Alpin (Caby, 1968). Bien que presque tous les sulfures aient acquis, secondairement, une structure de recristallisation sub-équante à grain fin, il existe des exemples de cristaux centimétriques de sphalérite à gros grain, plastiquement déformée et broyée, ressoudés par de la sphalérite à grain fin, moins ferrifère, qui témoignent bien du caractère précoce des minéralisations (Les Herbiers). Tel est aussi le cas des minerais mylonitiques à texture saccharoïde associant galène, bournonite, chalcopryrite et barytine (les Petits Sarrasins). De tels minerais sont identiques à ceux de la mine de La Plagne (Savoie), mine encaissée dans le Permien et les quartzites du Trias.

Zone houillère occidentale

Dans la région du Chardonnet, les filons, au nombre d'une vingtaine, orientés NNW ou NNE, sont au contraire subverticaux et font un angle fort avec la schistosité N-S, fortement pentée, qui caractérise ce secteur et ils représentent des fractures de tension. Leur extension est de plusieurs centaines de mètres ; ils semblent décalés par l'accident transverse du Chardonnet – Chatellard, mais les failles N-S, bordant ou recoupant le Mésozoïque (faille Queyrellin – Grande-Manche), ne sont pas minéralisées. Ankérite et sidérite non déformées sont prédominants dans plusieurs filons qui recourent Carbonifère, Permian-Trias et quartzites triasiques ; l'ankérite, minéral le plus abondant, se présente en grands cristaux (1 à 5 cm) et se mêle souvent aux épontes pour donner des textures bréchiques (Caby, 1968) ; il est associé au quartz blanc et rosé et à la barytine rosée ; la calcite est en veines indépendantes.

Des indices ont été découverts aussi à Combe Orsière, en rive gauche du vallon de Neuvache (Valmeinier), dans un filon de quartz disposé le long d'un sill de microdiorite : minéralisations en sulfures de Fe, Pb, Cu et en sidérose.

Exploitations minières (cf. Caby, 1968 et Durand, 2005)

La mine des Sarrasins, sans doute une des plus hautes d'Europe (2 800-2 900 m), a été exploitée par les Sarrasins du VIII^e au XI^e siècle, puis au XVII^e et, surtout, sous le Royaume sarde (XVIII^e - XIX^e siècle) et abandonnée en 1865. On peut estimer qu'elle a produit au total de l'ordre de la dizaine de milliers de tonnes de minerai de plomb argentifère (titrant en moyenne entre 0,8 et plus de 2 kg/t de concentré de Pb), la quantité de fer produit étant difficile à estimer. On a exploité plusieurs filons : les Sarrasins et le filon du niveau Sainte-Barbe, minéralisés en galène argentifère, épais de 1 à 3 m, reconnus sur 200 m, avec des ramifications, tandis que le filon du niveau « Victor Emmanuel » est minéralisé en blende. Dans la dernière période d'exploitation, le minerai était descendu par câble et lavé dans le vallon des Herbiers au lieu-dit le Lavoir. Ces minerais alimentaient les fonderies des Fourneaux, près de Modane.

Vers le Sud, le long de la crête, de nombreux petits filons ont été reconnus (les Petits Sarrasins) ; vers le Nord, le « Grand Filon », subhorizontal, a été exploité pour le fer (sidérose) sur 300 m et 2 à 5 m d'épaisseur. Cette mine, située à 2 650 m d'altitude, dans le haut vallon de Bonnenuit, a fourni vers 1800, 100 t/an de minerai à 50 % de Fe, traité à la Pra et Fourneaux.

La mine des Herbiers avait une faible extension (quelques dizaines de mètres) avec des filons-couches de sidérose, parallèles à la schistosité, et des filons en chapelets plissés, minéralisés en Pb, Zn, Cu.

Les indices du vallon de Bissorte se trouvent au pied oriental de la crête Roche de la Pelle – les Marches, dans le Houiller écrasé, penté à l'Ouest

(schistosité) et minéralisé en pyrite et mispickel, avec des fractures transverses verticales, minéralisées en blende, ankérite, galène.

Au Pas du Roc (Nord du Petit Argentier), existent dans le Trias moyen, plusieurs filonnets de galène argentifère dont l'épaisseur actuellement visible ne dépasse pas 10 cm. Quelques anciennes galeries, percées au poinçon, indiquent l'âge très ancien de ces travaux.

En Vallée Étroite, la mine de fer de Blanchet (ou du Banchet) a été exploitée principalement vers les années 1940. Il s'agit d'une couche d'hématite de plusieurs mètres d'épaisseur, représentant un ancien niveau sidérolithique syngénétique, interstratifié dans les grès arkosiques et conglomératiques du Permien. Ce niveau est fortement plissé et impliqué dans plusieurs écailles renversées vers l'Est, ce qui a favorisé son épaissement jusqu'à plusieurs mètres.

Au pied du Pic du Mounioz (au-dessus du Lavoir), existe aussi une couche d'hématite atteignant 1,50 m d'épaisseur, interstratifiée avec les calcaires de l'Anisien basal.

À la Pointe de l'Enfourant et au Col du Vallon, à l'Ouest de la mine du Banchet, les calcaires ladiniens renferment, à un niveau constant, des poches d'oligiste rouge, parfois concentrées le long de diaclases (karst fossile ?) ; des indices d'exploitation artisanale sont observables.

Près de l'ancienne mine de graphite du Chardonnet (sur le versant Névache), située à proximité du centre éruptif de la Cée Haute (microdiorites), plusieurs gros filons, à gangue d'ankérite et de barytine rose, ont été exploités pour le cuivre (chalcopyrite aurifère ?) ; ceci pendant quelques années, vers 1830, également pour le plomb et l'argent (minerai à 1,240 kg Ag/t). L'extension des filons est de l'ordre de la centaine de mètres ; leur épaisseur peut atteindre plusieurs mètres. Le filon principal affleure sur près de 800 m et a des renflements de plus de 10 m.

• **Indice des Acles**

Au-dessus de Plampinet (Névache), en rive droite du vallon des Acles et en contrebas du Pas des Rousses, des travaux de recherches ont été effectués pour le Cu vers 1830 ; ils se situent dans les dolomies ladiniennes du sommet de Guiau (Briançonnais interne). Ces travaux (galeries et puits) sont éboulés, mais les haldes ocreuses sont bien repérables. Les filons de sidérose et quartz sont de faible taille et sont minéralisés surtout en gœthite et limonite massives, mouchetées de malachite (Cu) ; la chalcopyrite a été signalée (Pierrot *et al.*, 1972).

• **Autres exploitations ou indices minéralisés**

Sur la partie de la carte Modane rattachée à la feuille Névache, ont été reportées les mines du Freney (les Evettes ; Fe), Fourneaux (Fe) dans le Houiller, Amodon (Pb, Cu) dans le Permien, Saint-Pierre d'Extravache (située en fait à la Colombière, cf. Durand, 2005) le Planay (Pb, Cu, Ag) dans le Trias moyen d'Ambin, ainsi que les indices du Pont des Juniers à Bramans (Pb) (détails dans la notice Modane, 1989 et Durand, 2005).

GRANDS TRAVAUX ET TRAVAUX SOUTERRAINS

Ils concernent les aménagements hydroélectriques EDF de Bissorte et du Mont Cenis, et les tunnels routier et ferroviaire du Fréjus ; mention peut-être faite aussi du projet de liaison à grande vitesse (LGV) Lyon – Turin en cours d'études.

Aménagement hydroélectrique de Bissorte (1935, modernisé en 1988)

La chute de Bissorte, un temps la plus haute d'Europe (1 144 m), consiste en une retenue implantée dans le vallon de Bissorte (commune d'Orelle, feuille Modane), à la cote 2 082 et une usine turbinant l'eau située sur les rives de l'Arc, au hameau de la Pra (Gignoux et Barbier, 1955). Le barrage est établi sur un verrou rocheux (grès et schistes houillers) fermant un gradin de confluence perché, peu surcreusé. L'ouvrage est du type « poids », long de 545 m pour une hauteur relativement faible (67 m maximum), construit non en béton mais en « maçonnerie cyclopéenne », avec parement aval en pierres de taille maçonnées, extraites localement dans des carrières sur les deux rives de la retenue. Les travaux n'ont guère posé de problèmes : les niveaux de schistes altérés intercalés dans les grès, rencontrés lors des fouilles, épais de 2-3 m, et les filons-couches de microdiorites (« filon à débit prismatique » dans les appuis de rive gauche ; Fabre, 1953), n'ont eu aucune incidence sur les fondations de l'ouvrage. Le pendage régional des couches est de 50° vers le Sud-Ouest, donc vers l'amont.

Deux galeries d'amenée d'eau complètent l'alimentation de la retenue de Bissorte : galerie de Neuvache, captant les ruisseaux de la vallée de Valmenier à l'Ouest ; galerie de Fontaine Froide à l'Est, dans le bassin versant du Charmaix. La première n'a traversé que des terrains houillers (Fabre, 1961) : les niveaux de schistes verts et de grès verts ou gris violacé, relevés soit à l'amont, soit à l'aval (sur 800 m), sont interstratifiés dans le Westphalien ou sont plus récents (passage à l'Assise de Courchevel), et indiquent la présence d'accidents tectoniques ou de replis synclinaux. La galerie a recoupé 20 à 30 veines de charbon, dont 4 couches de 2 m

d'épaisseur, totalisant 15 à 20 m de minerai (Fabre, 1961).

La galerie dite de « Fontaine Froide » (Feys et Ricour, 1948 ; Fabre, 1961) est dotée de prises d'eau : sur le ruisseau de Fréjus (sous le Pas du Roc), sur le ruisseau du col de la Roue, à Fontaine Froide, où est captée aussi une grosse source qui émerge à la base d'un glacier rocheux, sur le ruisseau du Charmaix, à la Losa (2 095 m d'altitude), où arrivent des eaux captées plus bas, à 1 905 m, au pied de l'ancienne caserne du Lavoir et sur le ruisseau de Bonnenuit, au-dessus du Freney (feuille Modane). Elle a recoupé des cargneules entre le Pas du Roc et Fontaine Froide, et est restée continuellement dans les assises du Houiller jusqu'à Bissorte. Sous les massifs de Trias du Roc Rouge et du Clos, des venues abondantes d'eau séléniteuse (sur 660 m) attestaient cependant de la proximité des gypses. À noter aussi un passage de brèches de faille marqué, à ciment calcaire dans le tronçon Bissorte - Bonnenuit (à 1 820 m de l'entrée).

L'aménagement a été modernisé entre 1979 et 1988 par la réalisation de « Super-Bissorte », avec une station de transfert d'énergie par pompage, en reliant la retenue à celle du Pont des Chèvres, à 923 m sur l'Arc, par une nouvelle galerie.

Aménagement du Mont Cenis (mis en service en 1968-1969)

Il ne concerne la feuille Névache - Modane que pour les galeries représentant les « adductions aval » (EDF) de la retenue du Mont Cenis, les adductions amont provenant de galeries situées en rive gauche de l'Arc jusqu'à Bonneval (avec reversement dans la retenue de Tignes) (feuille Lanslebourg). La galerie de Longecôte, entre le lac du Mont Cenis et la vallée de l'Arc, traverse d'Est en Ouest le massif cristallin d'Ambin et sa couverture mésozoïque puis la Nappe des Schistes lustrés ligures jusqu'à la cheminée d'équilibre de Longecôte. C'est une galerie en charge de 18 km, prolongée ensuite par une conduite forcée de 3,7 km en galerie inclinée jusqu'à l'usine hydroélectrique de Villarodin ; ce qui correspond à une chute brute maximale de 887 m (+1 974 à +1 087 m). La liaison avec la chute d'Aussois est possible.

La galerie de Longecôte est alimentée par des prises d'eau sur les torrents d'Ambin, Etache, le Fond et Saint-Anne.

Tunnels ferroviaire et routier du Fréjus

Le **tunnel ferroviaire du Fréjus** (Ratel, 1996), appelé aussi « Percée du Mont Cenis », reliant Modane à Bardonecchia et long de 13,657 km, a

constitué la première traversée souterraine des Alpes d'une telle ampleur. Commencé en 1857, sous l'administration sarde (concepteur : J.-F. Medail dès 1839 ; réalisateur : G. Sommeiller), il a été confirmé par la France après le rattachement de la Savoie en 1860 et inauguré en 1871. C'est lors des travaux, qu'a été inventé le mode de foration horizontale par des perforatrices à air comprimé (« bélier hydraulique » de G. Sommeiller) ; auparavant, les tunnels se creusaient à l'aide de puits verticaux que l'on reliait ensuite entre eux.

Les prévisions avancées dans l'étude géologique (Mortillet (de), 1857, 1872 ; Sismonda, 1872 ; Beaumont, 1870-1871) ont été confirmées. La succession des terrains est la suivante (voir aussi coupes *in* Fudral, 1998) : éboulis et moraines ; à 128 m : Houiller avec quelques filons de fer et de galène argentifère ; à 2 095 : quartzites ; à 2 483 m : calcaires, dolomies, anhydrites ; à 2 838 m : calcschistes. Soit : 128 m de Quaternaire, 1 967 m de Houiller, 388 m de Scythien, 355 m de Trias moyen et 9 392 m de Schistes lustrés, séparés du Trias par un accident vertical. Les Gneiss du Sapey ne sont pas signalés, cependant Ch. Lory (1860-1861) – qui connaissait leur existence sur le chemin du « Charmet », « tout près de la Chapelle », sous le Houiller – rapporte que des échantillons récoltés en galerie lors de l'avancement « ont tous les caractères de vrais micaschistes ». Leur présence, entre Houiller et quartzites ou dans un repli du Houiller, est conforme aux levés actuels de la carte (Barféty et Caby).

À part la très grande dureté des quartzites (forés de juin 1865 à mars 1867), la perforation n'a pas eu de problèmes liés aux terrains : très peu de venues d'eau, si ce n'est une source ferrugineuse froide dans les quartzites, et les Roches vertes n'ont pas été repérées. La galerie, rectiligne lors du creusement, a été raccordée, côté français, par une courbe dont le tracé a dû être modifié dès 1881 à cause d'un glissement de terrain. L'entrée, initialement au Replat, a été reportée plus à l'Est, et le parcours souterrain est passé de 12,820 km à 13,637 km, accru encore de 20 m lors de la reconstruction de l'entrée en 1946 (dynamitée lors de la guerre). Les matériaux extraits sont en remblais entre la sortie du Replat et la sortie actuelle, au-dessus de Modane ; ils représentent 390 000 m³ (auxquels s'ajoutent 530 000 m³ du côté italien, stockés dans le vallon de Rochemolles).

Le **tunnel routier du Fréjus** est un peu moins long (12,870 km), avec un tracé très proche du tracé ferroviaire sauf pour l'entrée nord, secteur qui a aussi posé le plus de problèmes. La galerie comporte deux puits d'aération : l'un au Seuil, vertical, haut de 735 m (la route d'accès est devenue la route de Valfréjus), l'autre au Rio Pian del l'Acqua, incliné. Les travaux, menés de mars 1973 à juillet 1980, n'ont pas rencontré de problème géologique : peu d'arrivées d'eau (Polino, 1978), quelques centaines de mètres de cargneules et un banc d'anhydrite et de quartzites côté nord (coupe *in* Fudral, 1998).

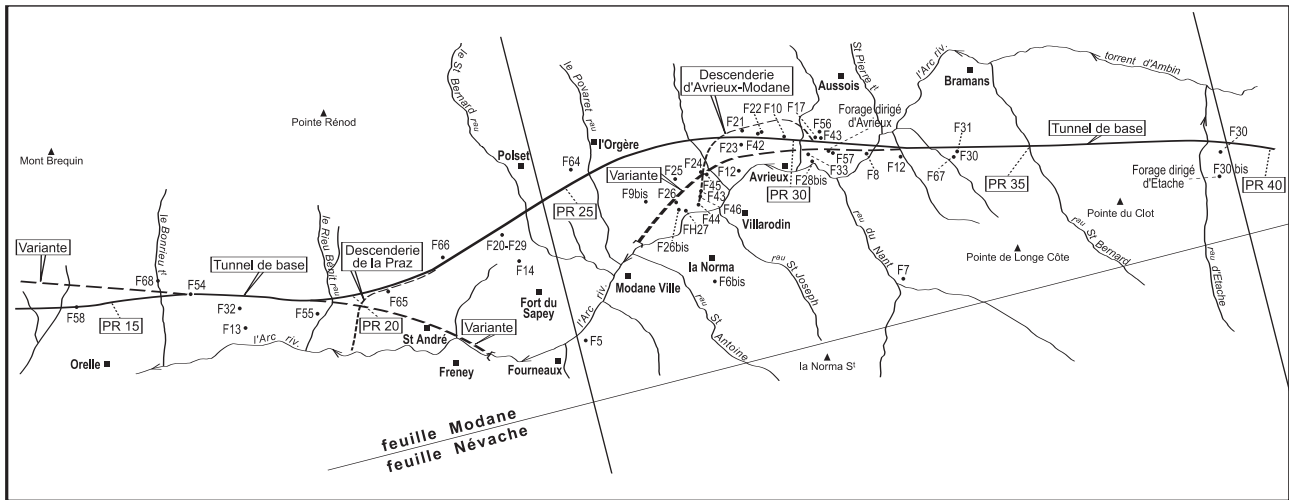


Fig. 11 - Carte de situation des sondages réalisés (1990-2003) pour le LGV Lyon - Turin (d'après les documents Alpetunnel, 2000)

	Longueur (m)	Année	Commune	Terrains
F58	1 200	2001-2006	Orelle	Houiller
F68	1 000	2001-2006	Orelle	Houiller
F54	900	-	-	-
F32	700	1995	-	-
F13	800	1994	-	-
F55	600	2001-2006	Saint-André	Houiller
F65	700	-	-	-
F66	800	-	-	-
F29	700 (incliné E)	-	-	Gneiss Sapey
F20	1 251	1995	-	-
F14	912	1994	-	-
F5	200	1990-1991	Modane	Alluvions-Gneiss
F64	1 400 (incliné E)	2000	Le Bourget	Série br. (Vanoise)
F9bis	700	1992-1993	-	-
F26	181	1992	-	-
F26bis	104	1995	-	-
F25	350	1995	-	-
FH27	139	1995	-	-
FH44	100	1995	-	-
F45	100	1995	-	-
F46	91	1995	-	-
F24	450	1995	-	-
F47ter	200	1993	-	-
F6bis	1 100	1992	-	Schistes lustrés et Trias
F11	600	1993	Avrieux	Série briançonnaise
F23	634	1995	-	-
F21	801	1995	-	-
F42	100	1993	-	-
F22	710	1995	-	-
F10	595	1992	-	-
F33	500	1995	-	-
F28bis	201	1995	-	-
F17	600	1993	-	-
F43	201	1998	-	-
F56	650	1998	-	-
F57	550	1998	Avrieux	Série briançonnaise
FDA	1 823	1998	-	-
F8	501	1992	Aussois	Série briançonnaise
F7	1 200	1992	-	Schistes lustrés et Trias
F12	750	1993	-	-
F67	1 400 (incliné sud)	1999-2000	Bramans	Schistes lustrés et Trias
F31	1 200	1996	-	-
F48	1 297	1998-1999	-	-
F30 (dévié)	650	1996	-	Socle cristallin d'Ambin
F30bis (dévié)	1 450	1996	-	-
FDE	3 000	1999-2000	-	-

**Classement des sondages (LGV) par commune
et avec les terrains traversés.**

Au milieu du tunnel, a été creusé, en 1982, sous 1 800 m de roches, un laboratoire souterrain afin de réaliser des expériences à l'abri des rayons cosmiques.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SONDAGES (fig. 11)

Liaison à Grande Vitesse (LGV) Lyon – Turin

Depuis 1990, le GEIE (Groupement européen d'intérêt économique) « Alpetunnel » réalise des campagnes de sondages géologiques sur le tracé du projet de tunnel dit « de base », de 54 km, entre Saint-Jean-de-Maurienne et Venaus, dans la vallée de Suze (Fauvel, 1997 ; Alpetunnel, 2000). La cote du tunnel est prévu à + 700-800 m, sur la portion traversant la carte. À l'été 2003, plus de 70 sondages verticaux ou inclinés ont été effectués, en rive droite de l'Arc (correspondant à un tracé nord) en particulier entre Amodon et l'Esseillon, et trois, en rive gauche de l'Arc (sur une variante sud) ; ces derniers se situent à Modane, La Norma, et Longecôte (fig. 11) ; tous sont répertoriés dans le tableau joint, avec la longueur forée et les terrains traversés. En outre, des sondages dirigés ont été réalisés à Etache, Avrieux, et deux galeries de reconnaissance sont en cours à Villarodin - le Bourget et Saint-Martin-la-Porte (Saint-Jean-de-Maurienne) ; une autre est prévue à la Praz.

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Les sites les plus remarquables de la partie Hautes-Alpes de la carte sont décrits dans « Montagnes du Briançonnais : promenades et randonnées. Initiation à la géologie » (Lemoine *et al.*, 1994) :

- le lac des Béraudes (itinéraire 1A), en Haute-Névachie ;
- les lacs Laramon et Serpent (itinéraire 2A), en rive gauche de la haute Clarée ;
- la Grande Manche (itinéraire 3B), au Sud du Refuge du Chardonnet ;
- le Col des Thures (itinéraire 4B), au-dessus de Névache ;
- le Col du Chardonnet (itinéraire 8B), depuis le Pont de l'Alpe dans la vallée de la Guisane.

Pour le versant Maurienne, on doit consulter le « Guide géologique du Parc de la Vanoise » (Debelmas et Rampnoux, 1994), décrivant la vallée de l'Arc, de Modane à Bramans (itinéraire 1) et l'excursion Modane – Col de

Chavière (itinéraire 3). Les ouvrages « Géologie de la Vanoise » (Debelmas et Desmons, 1997) et « Notice explicative de la carte géologique simplifiée du Parc national de la Vanoise » (Debelmas et Rampnoux, 1995) sont d'un grand intérêt, mais plus spécialisés.

Le guide géologique régional « Alpes de Savoie » (Debelmas, 1982) propose des itinéraires de Saint-Michel-de-Maurienne à Modane (p. 43) et de Modane à Termignon (p. 44), soit en rive gauche de l'Arc (p. 44-47), soit en rive droite (p. 48-50), avec des observations sur le massif d'Ambin.

Dans « Le volcanisme en France et en Europe limitrophe » (Brousse et Lefèvre, 1990), deux excursions concernent le volcanisme permocarbonifère de la région : au Col du Chardonnet, avec la diorite de la Cée Haute, et à la Crête de la Ponsonnière, pour la dacite et la rhyolite.

BIBLIOGRAPHIE

- AGARD P. (1999) – Évolution métamorphique et structurale des métapelites océaniques dans l'orogène alpin : l'exemple des Schistes lustrés des Alpes occidentales (Alpes Cottiennes). Thèse doct. univ. Paris 6, 295 p.
- AGARD P., LEMOINE M. (2003) – Visages des Alpes : structure et évolution géodynamique. Commission de la Carte géologique du Monde, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris, 48 p.
- AGARD P., MONIÉ P., JOLIVET L. (2000) – Datation des Schistes lustrés par ablation laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: implications pour les Alpes occidentales. 18^e RST, Paris, p. 67.
- AGARD P., JOLIVET L., GOFFE B. (2001) – Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustrés complex : implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the western Alps. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 172, n° 5, p. 617-638.
- ALLENBACH B. (1982) – Géologie de la bordure sud-ouest du massif d'Ambin (Alpes occidentales). Lithostratigraphie des séries mésozoïques. Analyse tectonique et modélisation de la déformation. Thèse 3^e cycle, Strasbourg, 144 p.
- ALLENBACH B., CARON J.-M. (1984) – Diversité des séries bréchiques à la bordure sud-ouest du massif d'Ambin (Alpes cottiennes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 299, n° 5, p. 207-212.
- ALLENBACH B., CARON J.-M. (1986) – Relations lithostratigraphiques et tectoniques entre les séries mésozoïques de la bordure sud-ouest du massif d'Ambin (Alpes occidentales). *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 79, n° 1, p. 75-116.
- ALPETUNNEL (2000) – Nouvelle liaison ferroviaire transalpine Lyon-Turin. Synthèse des campagnes de reconnaissances géologiques et géophysiques - Planimétrie. Chambéry, mai 2000.

- AUZENDE J.M., POLINO R., LAGABRIELLE Y., OLIVET J.L. (1983) – Considérations sur l'origine et la mise en place des ophiolites des Alpes occidentales : apport de la connaissance des structures océaniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 296, p. 1527-1532.
- BARBIER R. (1963) – La Zone subbriançonnaise dans la région du Col du Galibier. *Trav. Lab. Géol.* Grenoble, t. 39, p. 247-257.
- BARBIER R., BARFÉTY J.-C., BORDET P., BULARD P.-F., DEBELMAS J., FABRE J., VIALON P., LEFORT 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. Barfety (1976), 44 p.
- BARFÉTY J.-C. (1965) – Étude géologique des environs du Monétier-les-Bains. Thèse 3^e cycle. Grenoble, 91 p.
- BARFÉTY 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.
- BARFÉTY 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.
- BARFÉTY J.-C. (1988) – Éboulement sur le CD 215, le Bourget-Avrieux, le 5 décembre 1988, PR35, Avrieux (Savoie). Rap. BRGM., 12 p.
- BARFÉTY J.-C. (1995) – Glissement rocheux sur la RD 215 à Avrieux (Savoie), près du lieu-dit « la conduite forcée », le 10 mars 1995. Rap. BRGM R38407SGR/RHA95, 10 p.
- BARFÉTY J.-C. (2000) – Venue d'eau inhabituelle à Fourneaux (Savoie) en rive droite du torrent du Charmaix, le 8 décembre 2000. Rap. BRGM/RP-50628-FR, 17 p.
- BARFÉTY 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.
- BARFÉTY 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.
- BARFÉTY J.-C., LEMOINE M., MERCIER D., POLINO R., NIEVERGELT P., BERTRAND J., DUMONT T., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., PECHER A., MONJUVENT G. (1996) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Briançon (823). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.-C. Barfety, M. Lemoine, D. Mercier, P.-C. de Graciansky, P. Tricart (1995), 180 p.
- 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 carbonaté 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 International Sédim., Nice, thème 5, p. 45-50.
- BAUDIN T. (1987) – Étude géologique du massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes) : évolution structurale d'un socle Briançonnais. Thèse univ. Grenoble I, 259 p.
- BEAUMONT E. (de) (1870) – Sur les roches rencontrées dans le tunnel de Fréjus. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 71, p. 8.
- BEAUMONT E. (de) (1871) – Seconde note sur les roches qu'on a rencontrées dans le creusement du tunnel des Alpes occidentales entre Modane et Bardonnèche. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 73, p. 689-715.
- BERTRAND J.-M., GUILLOT F., LETERRIER J., PERRUCHOT M.-P., AILLERES L., MACAUDIERE J. (1998) – Granitoïdes de la Zone houillère Briançonnaise en Savoie et en Val d'Aoste (Alpes occidentales) : géologie et géochronologie U-Pb sur zircon. *Geodinamica Acta*, Paris, 11, 1, p. 33-49.
- BERTRAND J.-M., PIDGEON R.-T., LETERRIER J., GUILLOT F., GASQUET D., GATTIGLIO M. (2000) – SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the Internal Western Alps (Savoy and Piedmont). *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, 80, p. 225-248.
- 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.
- BOCQUET J. (1974) – Il metamorfismo prealpino nella Vanoise (Savoia) e in altri settori dello zoccolo Brianzonese. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13, p. 271-284.
- BOCQUET J. (1975) – Sur une allanite filonienne, à Bramans, en Maurienne (Alpes occidentales, Savoie). *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, 98, p. 171-174.
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.-C., KRUMMENACHER D. (1974) – K-Ar and Rb-Sr dating of blue-amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47, p. 7-26.
- BORGHI A., GATTIGLIO M. (1997) – Osservazioni geologico-petrografiche nel settore occidentale del Massiccio d'Ambin. *Atti Tic. Sci. Terra*, 5, p. 64-84.
- 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 d'état, Strasbourg, 580 p.
- BRAVARD C., GIDON M. (1979) – La structure du revers oriental du massif

- du Pelvoux : observations et interprétations nouvelles. *Géologie alpine*, Grenoble, 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 et en Europe limitrophe. Masson éd., 262 p.
- CABY R. (1964) – Étude géologique du bord interne de la Zone briançonnaise et de la bordure des Schistes lustrés entre Modane et la Vallée Étroite (Savoie - Haut-Val de Suse). *Trav. Lab. Géol.*, Grenoble, t. 40, p. 131-187.
- CABY R. (1968) – Gîtes métallifères alpins syntectoniques et métamorphiques dans la Zone houillère axiale des Alpes françaises (Briançonnais, Maurienne). *Bull. BRGM*, II, 2, p. 77-101.
- CABY R. (1973) – Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la Chaîne alpine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XV, 5-6, p. 624-634.
- CABY R. (1992) – Hiérarchie des déplacements et exhumation du socle de la Zone briançonnaise, des Alpes cottiennes aux Alpes Graies. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 315, p. 1517-1523.
- CABY R. (1996) – Low-angle extrusion of high-pressure rocks and the balance between outward and inward displacements of Middle Penninic units in the Western Alps. *Eclogae geol. Helv.*, 89, p. 229-267.
- CABY R., KERCKHOVE C., LEMOINE M. (1963) – Présence de témoins attribuables à la série du Flysch à Helminthoïdes dans la partie externe du pays des Schistes lustrés des Alpes cottiennes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 256, p. 2003-2005.
- CALLEGARI E., SACCHI R., BOVO S., TORASSA G. (1980) – Osservazioni strutturali sul versante italiano del Massiccio d'Ambin (Alpi Graie). *Boll. Soc. Geol. It.*, t. 99, p. 395-404.
- CARON J.-M., GAY M. (1977) – La couverture mésozoïque du massif d'Ambin, transition entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais ? *Eclogae geol. Helv.*, vol. 70, n° 3, p. 643-665.
- CARON J.-M., POLINO R., POGNANTE U., LOMBARDO D.-B., LARDEAUX J.-M., LAGABRIELLE Y., GOSSO G., ALLENBACH B. (1984) – Où sont les sutures majeures dans les Alpes internes ? (Transversale Briançon – Turin). *Mém. Soc. Geol. It.*, 29, p. 71-78.
- CARPENA J., CABY R. (1984) – Fission track evidence for late triassic oceanic crust in the French occidental Alps. *Geology*, 12, p. 108-111.
- CARRARO F., MARTINOTTI G. (1993) – « Deformazioni gravitative profonde di versante » indotte da fenomeni di dissoluzione profondi. IV Seminario del Gruppo informale del CNR « Deformazioni gravitative profonde di

- versante », Pergola (La Verna), 24-28 maggio 1993.
- CHÉNET 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.
- COUTURIER B., FOURNEAUX J.C., SOMMERIA L. (1999) – Quelques aspects des conditions de circulation des eaux souterraines dans les karsts des gypses des Alpes internes. *Karstologia*, Ed. Gap, 73490 La Ravoire, n° 33, p. 51-58.
- D'ARGENIO B., FERRERI V. (1987) – A brief outline of sedimentary models for Pleistocene travertine accumulation in Southern Italy. *Rend. Soc. Geol. It.*, 9 (1986), p. 167-170.
- DEBELMAS J. (1961) – La Zone subbriançonnaise entre Vallouise et le Monétier (Hautes-Alpes) (feuille Briançon à 1/50 000). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, Paris, n° 264, t. 58, p. 131-146.
- DEBELMAS J. (1982) – Alpes de Savoie. Collections « Guides géologiques régionaux », Paris, Masson édit., 182 p.
- DEBELMAS J., LEMOINE M. (1966) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Guillestre (847). Orléans : BRGM. Notice explicative, 19 p.
- DEBELMAS J., SCHADE J., FABRE J., DETRAZ G., JAILLARD E., ACCARIE H., GOFFE B., LISTER G., RENARD G., DONDEY H., LANDES B., FUDRAL S., PACHOUD A. (1988) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Modane (775). Orléans, BRGM - Notice explicative par J. Debelmas *et al.* (1989), 53 p.
- DEBELMAS J., RAMPNOUX J.-P. (1995) – Géologie de la Vanoise, notice explicative de la carte géologique simplifiée du Parc national de la Vanoise et de sa zone périphérique (Savoie). Travaux scientifiques du PNV, 19, p. 1-64.
- DEBELMAS J., DESMONS J. (1997) – Géologie de la Vanoise. Document BRGM, n° 266, 187 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.
- DELA PIERRE F., LOZAR F., POLINO R. (1997) – L'utilizzo della tettonostratigrafia per la rappresentazione cartografica delle successioni metasedimentarie nelle aree di catena. *Mem. Sci. Geol. It.*, 49, p. 195-206.
- DESMONS J. (1992) – The Briançon basement (Pennine Western Alps) : mineral composition and polymetamorphic evolution. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 72, p. 37-55.
- DESMONS J., FABRE J. (1988) – Contribution à la connaissance pétrographique du Mont Pourri (Savoie, France) ; conséquences

- structurales. *Géol. Alpine*, 64, p. 13-26.
- DESMONS J., MERCIER D. (1993) – Passing through the Briançon Zone. In Pre-Mesozoic Geology in the Alps, von Raumer J.F. et Neubauer F. (Eds), Springer Verlag, p. 279-295.
- DÉTRAZ G. (1984) – Étude géologique du bord interne de la Zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Pécelet – Polset (Alpes de Savoie). Thèse 3^e cycle, Grenoble, 161 p.
- DÉTRAZ G., LOUBAT H. (1984) – Faciès à staurotide et grenat dans un micaschiste appartenant à l'Unité des « gneiss du Sapey » (Vanoise, Alpes françaises). *Géologie alpine*, t. 60, p. 5-12.
- DEVILLE E. (1991) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Tignes (752). Orléans : BRGM. Notice explicative, 48 p.
- DEVILLE E., FUDRAL S., LAGABRIELLE Y., MARTHALER M., SARTORI M. (1992) – From Oceanic closure to continental collision : a synthesis of the « Schistes lustrés » metamorphic complex of the Western Alps. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 104, p. 127-139.
- 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., BAUGMARTNER P.-O., POLINO R. (1987) – Précision 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.
- DUMONT T., LEMOINE M., TRICART P. (1984) – 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.
- DURAND R. (2005) - Anciennes Mines et Carrières souterraines de Savoie. Editions Cléopas, Chambéry, 303 p.
- ELLENBERGER F. (1958) – Étude géologique du Pays de Vanoise. Thèse, *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 561 p.
- ELLENBERGER F., LEMOINE M. (1955) – Les faciès prépiémontais et le problème du passage de la Zone du Briançonnais aux Schistes lustrés piémontais. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 7-8, p. 146-148.
- ELTER G. (1971) – Schistes lustrés et ophiolites de la Zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. *Géol. Alpine*, t. 47, p. 147-159.
- ESCHER A. (1988) - Structure de la nappe du Grand-Saint-Bernard entre le Val de Bagnes et les Mischabel. *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. nat.*, 7, p 1-26.
- FABRE J. (1953) – Sur quelques roches éruptives du terrain houiller de la Zone briançonnaise. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 236, p. 2416-2418.

- FABRE J. (1961) – Contribution à l'étude de la Zone houillère en Maurienne et Tarentaise (Alpes de Savoie). Thèse, Mém. BRGM, n° 2, 315 p.
- FABRE J., FEYS R. (1966) – Les séries bariolées du massif de Rochachille. Leur rapport avec le « Verrucano » de Briançon et les « Permien » de Maurienne et de Tarentaise. *Atti Symp. Verrucano, Pisa*, sept. 1965, p. 143-169.
- 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.
- FABRE R. (1982) – Le Paléozoïque briançonnais au Nord de Névache : analyse des déformations alpines d'un secteur de la zone « axiale » briançonnaise. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 318 p.
- FABRE R., GIDON M., TRICART P. (1982) – La structure du Paléozoïque de la Zone briançonnaise axiale au Nord de Névache. *Géologie Alpine*, t. 58, p. 31-52.
- 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.
- FAUVEL Ph. (1997) – La liaison ferroviaire Lyon – Turin : le tunnel du Mont d'Ambin. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n.s., n° 172, p. 21-29.
- FEYS R. (1963) – Étude géologique du Carbonifère briançonnais. Mém. BRGM, n° 6, 387 p.
- FEYS R., RICOUR J. (1948) – Coupe géologique des différentes galeries-aqueducs du barrage de la Bissorte (Savoie). Rap. BRGG (BRGM) A 146, 24 p.
- FRANCHI S. (1911) – Il Retico quale zona di transizione fra la Dolomia principale ed il Lias a "facies piemontese" - calcscisti con Belemniti e pietre verdi - nell'alta valle di Susa. *Boll. R. Comitato Geol. Ital.*, XLI, p. 306-340, 2 pl.
- FRANCHI S., MATTIROLO E., ZACCAGNA D. (1914) – Carta geologica d'Italia, Foglio 54 "Oulx". Servizio Geologico d'Italia. 100 000.
- FUDRAL S. (1998) – Étude géologique de la suture téthysienne dans les Alpes franco-italiennes nord-occidentales de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg-Saint-Maurice (France). *Géol. Alpine*, Grenoble, mém. h.s., 306 p.
- FUDRAL S., DEVILLE E., MARTHALER M. (1987) – Distinction de trois ensembles d'unités dans les Schistes lustrés compris entre la Vanoise et le Val de Suse (Alpes franco-italiennes septentrionales) : aspects lithostratigraphiques, paléogéographiques et géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, p. 467-472.
- FUDRAL S., DEVILLE E., NICLOUD G., POGNANTE U., GUILLOT P.-L.,

- JAILLARD E. (1994) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Lanslebourg (776). Orléans : BRGM. Notice explicative par S. Fudral et coll. (1994), 94 p.
- GAY M. (1963) – Présence de discontinuités dans la série siliceuse du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 256, n° 23, p. 4936-4938.
- GAY M. (1964) – À propos de certaines écailles du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 183-184.
- GAY M. (1966) – Brèches et « pillow lavas » métamorphiques dans les Schistes lustrés du Haut-Val de Suse (Italie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 285-286.
- GAY M. (1970-1972) – Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). I - Évolution paléogéographique anté-alpine. *Bull. BRGM*, série 1, n° 3, p. 5-81, II - Évolution métamorphique. *Arch. Sci., Genève*, vol. 25, 1, p. 5-100, III - Évolution structurale. *Arch. Sci., Genève*, vol. 25, 2, p. 166-214.
- GEBAUER D. (1999) – Alpine geochronology of the Central and Western Alps : new constraints for a complex geodynamic evolution. *Schweitz Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, p. 191-208.
- GIARDINO M. (1995) – Analisi di deformazioni superficiali : metodologie di ricerca ed esempi di studio nella media Valle d'Aosta. Tesi di Dottorato. Consorzio Universitario di Torino-Cagliari, Genova, 236 p.
- GIARDINO M., FIORASO G. (1998) - Cartografia geologica delle formazioni superficiali in aree di catena montuosa : il rilevamento del Foglio « Bardonecchia » nell'ambito del progetto CARG. *Mem. Sci. Geol.*, 50, p. 133-153.
- GIARDINO M., POLINO R. (1997) - Le deformazioni di versante dell'alta Valle di Susa : risposta pellicolare dell'evoluzione tettonica recente. *Il Quaternario*, 10 (2), p. 293-298.
- GIGNOUX M., BARBIER R. (1955) - Géologie des barrages et des aménagements hydrauliques. Paris, Masson éd., 344 p.
- GOFFE B. (1975) - Étude structurale et pétrographique du versant occidentale du massif de Chasseforêt (Vanoise méridionale). Thèse 3^e cycle, univ. Orsay, 230 p.
- GOFFE B., CHOPIN C. (1986) - HP metamorphism in Western Alps : zoneography of metapelites, chronology and consequences. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 66, p. 41-52.
- GOGUEL J. (1955) - Précisions nouvelles sur les écailles de la couverture du massif d'Ambin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 5, fasc. 1-3, p. 65-76 avec « Observations F. Ellenberger », p. 76.
- GOGUEL J. (1958) - Présence des conglomérats à la base du « Groupe

- d'Ambin » dans les schistes cristallins du massif d'Ambin (Savoie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 11, p. 229-231.
- GOGUEL J., ELLENBERGER F. (1952) - La série mésozoïque de la couverture du massif d'Ambin. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 13, p. 262-264.
- GOGUEL J., LAFFITTE P. (1952) - Observations préliminaires sur le massif d'Ambin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 2, fasc. 7-9, p. 575-595.
- GOGUEL J., GAY M. (1962) - Interprétation des témoins internes de la couverture du massif d'Ambin. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 123.
- GREBER C. (1965) - Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. *Mém. BRGM*, n° 21, Paris, 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., RAOULT J.-F. (1984) - Permien et base du Trias en Vanoise septentrionale ; données nouvelles et hypothèses (Zone briançonnaise interne, Alpes françaises). *Ann. Soc. géol. Nord*, p. 183-192.
- GUILLOT F., CIBA J., DELVAL Th. (1994) - Milieux de dépôts des quartzites infra-triasiques briançonnais. Seuil des Rochilles, Hautes-Alpes, France. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 3, p. 97-107.
- KILIAN W. (1909) - Découverte du niveau à *Schlotheimia angulata* dans le Briançonnais. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 50.
- KILIAN W., REVEL J. (1904-1912) - Études géologiques dans les Alpes occidentales. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 3 vol. : vol. 1 (1904), 627 p. ; vol. 2 (1908), 373 p. ; vol. 3 (1912), 280 p.
- LAGABRIELLE Y. (1987) - Les Ophiolites : marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Thèse doct. état, 350 p.
- LAGABRIELLE Y., NERVO R., POLINO R., DUTTO F. (1982) - Sedimentary cover of some ophiolites of the Cottian Alps. *Ofioliti*, 2-3, p. 339-350.
- LAGABRIELLE Y., POLINO R., AUZENDE J.-M., BLANCHET R., CABY R., FUDRAL S., LEMOINE M., MEVEL C., OHNENSTETTER M., ROBERT D., TRICART P. (1984) - Les témoins d'une tectonique intra-océanique dans le domaine téthysien : analyse du rapport entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires dans la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes. *Ofioliti*, 9, p. 67-88.
- LEMOINE M. (1950) - Le Jurassique supérieur et le Crétacé près de Névache (Briançonnais, Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 230, p. 1679-1680.
- LEMOINE M. (1952) - Le Paléozoïque supérieur de la haute vallée de Névache (Zone du Briançonnais). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 234, n° 25, p. 2468-2470.
- 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. (1967) - Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines Briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. *Géol. Rundschau*, 1, p. 320-337.
- LEMOINE M. (1969) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Briançon (189), 3^e éd., Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Lemoine, J.-C. Barféty, 15 p.
- LEMOINE M. (1971) - Données nouvelles sur la série du Gondran près de Briançon (Alpes cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphiques et paléogéographiques de la Zone piémontaise. *Géol. Alpine*, t. 47, p. 181-201.
- LEMOINE M. (1980) - Serpentinities, gabbros and ophiolites 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., TRICART P. (1979) - Une partie des Schistes Lustrés et des ophiolites du Queyras (Alpes occidentales françaises) résultent-ils de sédimentation et d'écroulement au pied d'un escarpement de faille océanique? *C.R. Acad. Sci. Paris*, 288, p. 1655-1658.
- 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.
- 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. Sci.*, Paris, t. 286, p. 1237-1240.

- LEMOINE M., MARThALER M., CARON M., SARTORI M., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., DUMONT T., ESCHER A., MASSON H., POLINO R., TRICART P. (1984) - Découverte de restes de foraminifères planctoniques d'âge crétacé supérieur dans les Schistes lustrés piémontais du Queyras ; conséquences géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 289, p. 727-732.
- LEMOINE M., BARFÉTY J.-C., CIRIO R., TRICART P. (1994) - Montagnes du Briançonnais. Promenades et randonnées. Initiation à la géologie. Éd. BRGM, 136 p.
- LEMOINE M., GRACIANSKY P.-C. (de), TRICART P. (2000) - De l'océan à la chaîne de montagnes. Tectonique des plaques dans les Alpes. Gordon and Breach Sciences Publishers. Paris, 207 p.
- LETOURNEUR J. (1942) - Observations sur le massif de la Tête Noire, entre le Monétier-les-Bains et Névache (Briançonnais). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 138-139.
- LOMAGNO P. (1992) - Miniere e cave in Valle di Susa. *Segesium*, t. 33, p. 105-118.
- LORENZONI S. (1965) - Studio geo-petrografico del versante italiano del Massiccio d'Ambin. *Mem. Ist. geol. Min. Univ. Padova*, t. 25, 88 p.
- LORY Ch. (1860-1861) - Note sur la constitution stratigraphique de la Haute-Maurienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 23, p. 34-47.
- MARINI P., POLINO R., ZUPPI G. (1983) - Analisis geochimiche di carbonati del massiccio dello Chaberton. *Atti Acc. delle Scienze*, 117, p. 111-117.
- MEGARD-GALLI J. (1972a) - Le Norien dans la Zone briançonnaise : découverte d'un gisement fossilifère et considérations paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci.*, 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*, section 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.
- MELoux J. (1975) - Alpes Nord. Bilan synthétique de 10 ans de prospection minière. Rap. BRGM n° 75RME023FE, 104 p.
- 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. (1983) - Dynamics of the Carboniferous « Briançonnais Basin » (France). C.R. X^e Congrès Stratigr. Geol. Carboniferous, Madrid, 1, p. 175-182.
- MERCIER D., BEAUDOIN B. (1984a) - Le Briançonnais au Carbonifère : modalités de la subsidence d'une gouttière méridienne. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 298, n° 4, p. 125-128.
- MERCIER D., BEAUDOIN B. (1984b) - Sédimentation continentale et évolution structurale du Bassin houiller briançonnais (Hautes-Alpes). 5^e Congrès europ. de Sédimentologie, Marseille, résumés, p. 278-279.
- 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., CABY R., KIENAST J.R. (1978) - Amphibolite facies conditions in the oceanic crust. Example of amphibolitized flaser-gabbro and amphibolite from the Chenaillet ophiolite massif. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, p. 98-108.
- MICHEL R. (1956) - Premiers résultats de l'étude pétrographique des schistes cristallins du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). C.R. somm. Soc. géol. France, 6, p. 121-123.
- MICHEL R. (1957) - Les faciès à glaucophane dans le massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). C.R. somm. Soc. géol. Fr., 7, p. 130-131.
- MONIÉ P. (1990) - Preservation of Hercynian ³⁹Ar/⁴⁰Ar ages through high pressure low-temperature metamorphism in the Western Alps. *Eur. J. Mineral.*, 2, p. 343-361.
- MONJUVENT G., NICOU D. (1988) - Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'Arc alpin occidental et les massifs français. Synthèse et réflexions. *Bull. AFEQ*, Paris, 2^e sér., n° 34-35, p. 147-157.
- MORTILLET G. (de) (1857) - Études géologiques sur la percée du Mont-Cenis. Chambéry.
- MORTILLET G. (de) (1872) - Géologie du tunnel de Fréjus ou percée du Mont-Cenis. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 29, p. 11-15.
- OLIVIER G., RENET J. (1975) - Carte ZERMOS, région de Modane (Savoie), à 1/20 000. Orléans : BRGM. Notice explicative, 17 p.
- PACHOUD A. (1976) - Risques de glissements de terrains et de chutes de blocs à Villarrodin - Le Bourget en novembre 1975. Rap. BRGM n° 76SGN414JAL.
- PETITEVILLE P., RIVOIRARD R. (1962) - Structure de la couverture parautochtone du massif d'Ambin sur la bordure française du massif. C.R. somm. Soc. géol. Fr., p. 212-214.

- PIANTONE P. (1980) - Magmatisme et métamorphisme des roches intrusives calco-alcalines 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. (1978) - Osservazioni geologiche nel traforo del Frejus sino alla progressiva 4 000 (nota preliminare). *Boll. Ass. Min. Subalpina*, 15, p. 566-576.
- 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 supra-ophiolitiques 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'unità piemontese Chaberton - Grand Hoche (Val Susa, Alpi occidentali) : evoluzione litostratigrafica, assetto strutturale e rapporti con i complessi circostanti. *Mem. Soc. Geol. It.*, 26, p. 489-498.
- POLINO R., DELA PIERRE F., BORGHI A., CARRARO F., FIORASO G., GIARDINO M. (2002) - Carta geologica d'Italia alla scala 1/50 000. Foglio 153, Bardonecchia. Note illustrative, 128 p.
- PUSSENOT C. (1913) - Les Schistes lustrés du col de Fréjus. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 23, n° 136, p. 121-122.
- PUSSENOT C. (1930) - La Nappe du Briançonnais et le bord de la Zone des Schistes lustrés entre l'Arc et le Guil. Impr. Allier, Grenoble, 160 p.
- RAMPNOUX N. (1987) - Discovery of Helminthoïdes faunes in Schistes lustrés series on the Grand Argentier, border of Savoy and Italy. *Terra cognita*, 7, p. 95.
- RATEL R. (1996) - Le tunnel ferroviaire du Fréjus. Imp. Saint-Jean de Maurienne, 187 p.
- SALOT P. (1978) - Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse, Paris-Sud (Orsay), 221 p.
- SCHADE J. (1989) - Les bassins permien des Alpes. In « Synthèse géologique des bassins permien français ». Mém. BRGM, n° 128, p. 122-134.
- SCHADE J., GREBER C., FABRE J. (1985) - Nouvelles récoltes de plantes dans la Zone houillère (Alpes françaises) au col de la Ponsoinière (Valloire) et au Mont du Vallon (Méribel). *Géol. alpine*, t. 61, p. 165-168.
- 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.
- SISMONDA A. (1872) - Observation à l'article de G. de Mortillet intitulé « Géologie du tunnel de Fréjus ou percée du Mont-Cenis ». Turin, Imp. Royale.
- SOMMERIA L. (1988) - Essai de traçage des pertes du torrent de la Vallée Étroite dans la plaine de Vourzenet. Rapport inédit, Grenoble.
- THELIN P., SARTORI M., BURRI M., GOUFFON Y., CHESSEX R. (1993) - The Pre-Alpine Basement of the Briançonnais (Wallis, Switzerland). Pre-Mesozoic Geology in the Alps, p. 297-315.
- TISSOT B. (1955) - Étude géologique des massifs du Grand Galibier et des Cerces. *Trav. Lab. géol. Grenoble*, t. 32, p. 111-193.
- TRICART P., LEMOINE M. (1986) - 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'obduction, conséquence de la structure particulière de la croûte océanique ligure. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, t. 306, p. 301-306.
- TROPEANO D., OLIVE P. (1993) - Events geomorfologici nelle Alpi italiane e nella pianura occidentale del Po : inquadraments cronologico in base a radiodatazioni ¹⁴C. *Il Quaternario*, 6 (2) : p. 189-204.
- YAJIMA J., TOURAY J.C., HYAMA J. (1967) - Les inclusions fluides d'albites dans la région de Modane. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 90, p. 394-398.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

On peut consulter tous documents et échantillons à :

- BRGM, Service géologique régional Rhône-Alpes : 151, boulevard Stalingrad, 69626 Villeurbanne Cedex ;
- BRGM, Service géologique régional Provence - Alpes - Côte-d'Azur : route Léon Lachamp, domaine de Luminy, 13009 Marseille ;
- BRGM, Service géologique national : 3, avenue Claude Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans Cedex 2 ;
- École des Mines de Paris : 60, boulevard Saint-Michel, 75272 Paris Cedex 06 et 35, rue Saint-Honoré, 75305 Fontainebleau ;
- Centre briançonnais de Géologie alpine : 35 rue Pasteur, 05100 Briançon.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par Jean-Claude BARFÉTY⁽¹⁾, ingénieur géologue au BRGM (Grenoble) pour la partie française et Riccardo POLINO⁽²⁾, directeur de recherche au CNR-IGG (Turin), pour la partie italienne de la carte, avec les collaborations de : Daniel MERCIER⁽³⁾, ingénieur de recherche à l'École des Mines de Paris, pour la description des terrains houillers briançonnais, Renaud CABY⁽⁴⁾, chargé de recherche honoraire au CNRS (Montpellier), pour le métamorphisme et pour les gîtes minéraux et Jean-Claude FOURNEAUX⁽⁵⁾, maître de conférences honoraire (université de Bordeaux) pour l'hydrogéologie ; en outre ont été consultés : Francesco DELA PIERRE, université de Turin pour les terrains briançonnais en Italie, Gianfranco FIORASO, CNR-IGG (Turin), pour les formations superficielles en Italie et Jean FABRE, directeur de recherche honoraire (Grenoble) pour les terrains permians des Rochilles.

Adresses :

- (1) 2, allée des Saules, F-38240 Meylan.
- (2) Las Planes, F-11400 Issel.
- (3) École des Mines de Paris, 35, rue Saint-Honoré, F-77305 Fontainebleau Cedex.
- (4) Le Village, Mas de Camper, F-34820 Guzargues.
- (5) Les Mirabelles, Les Montées, F-26110 Mirabel-aux-Baronnies.

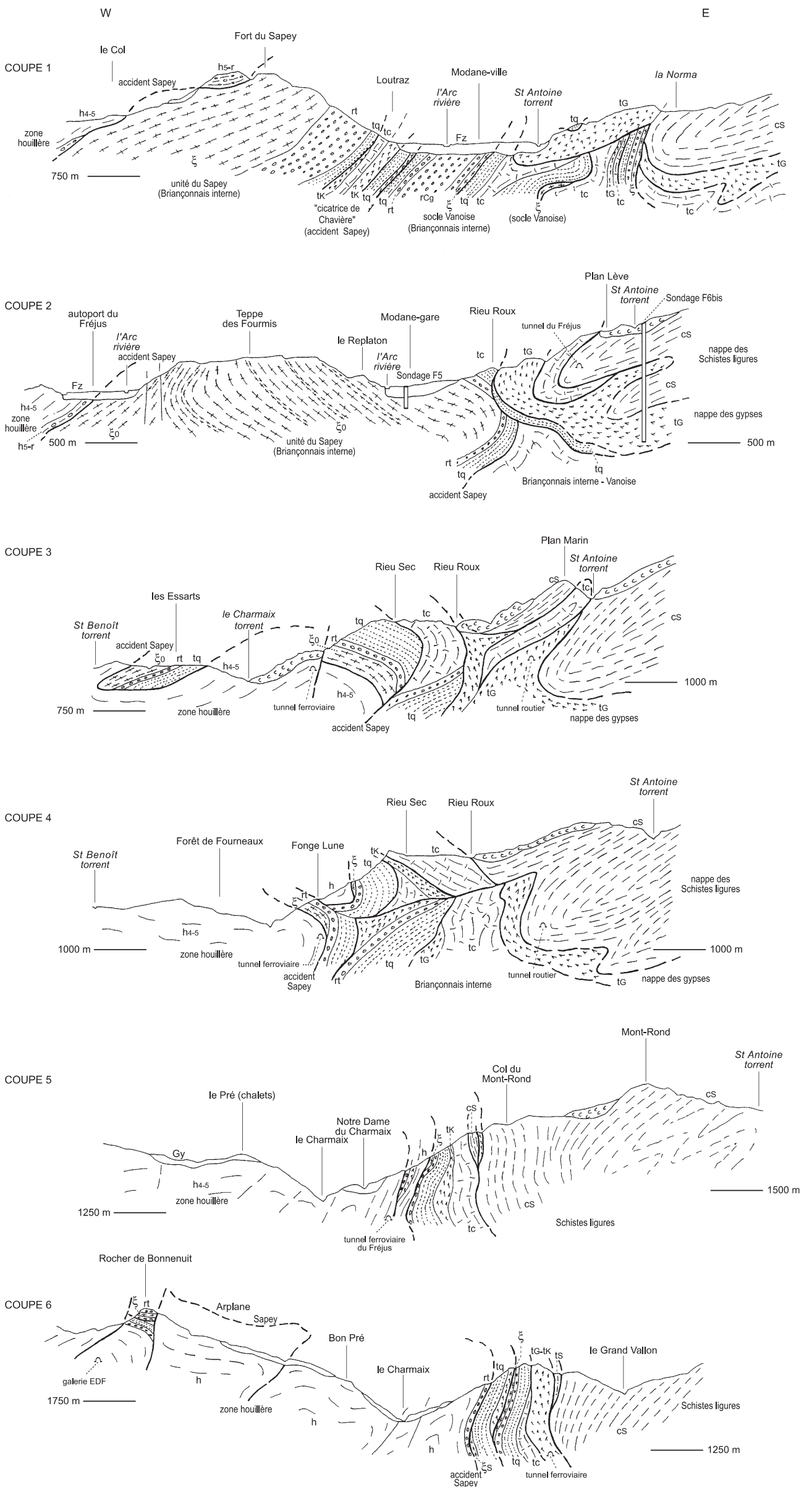


Fig. 7 - Coupes tectoniques des unités Briançonnaises externes, internes et piémontaises au Nord de la carte (coupes 1 à 6)

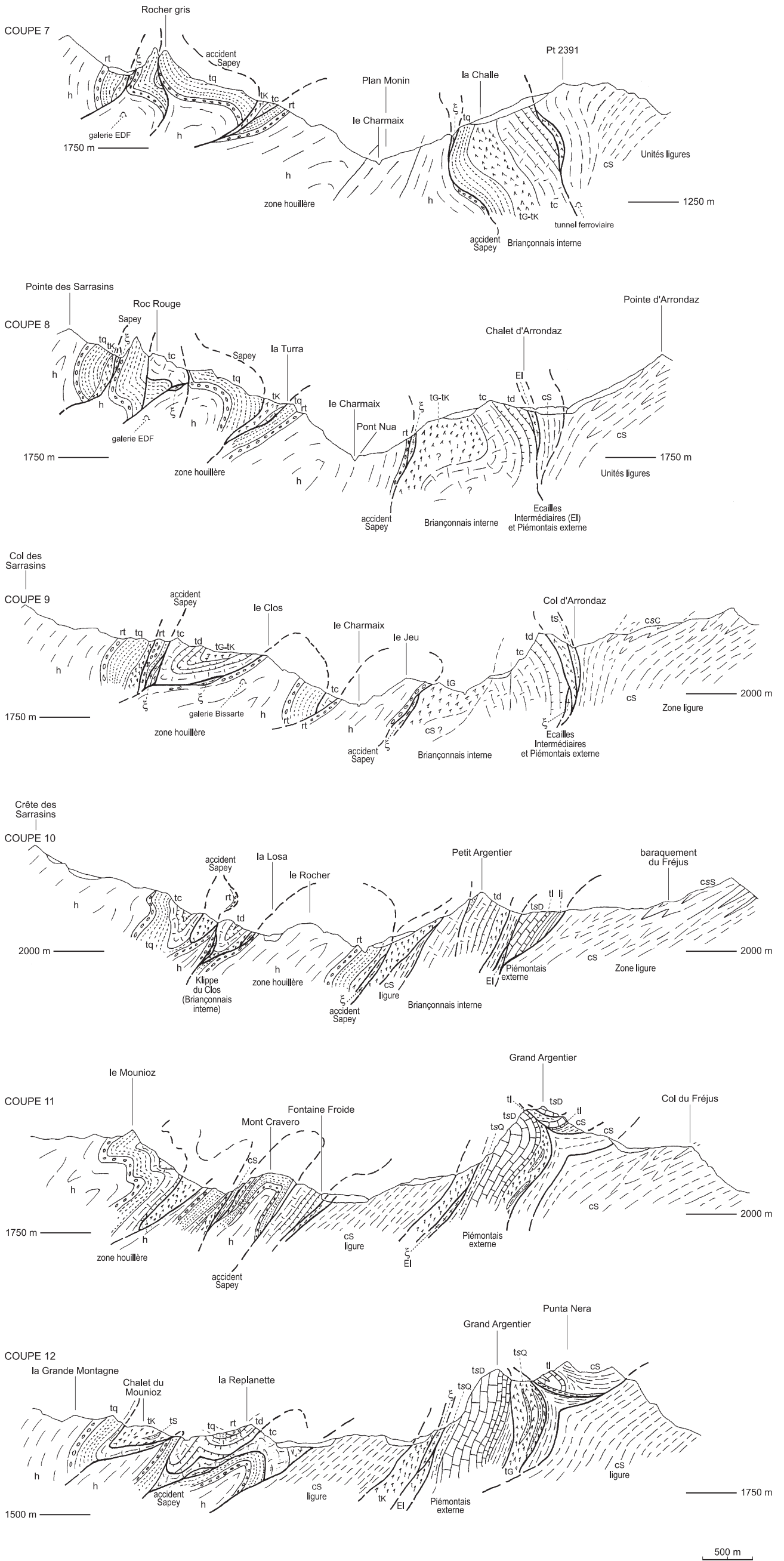


Fig. 7 - Coupes tectoniques des unités Briançonnaises externes, internes et piémontaises au Nord de la carte (coupes 7 à 12) (légende sur figure 6)

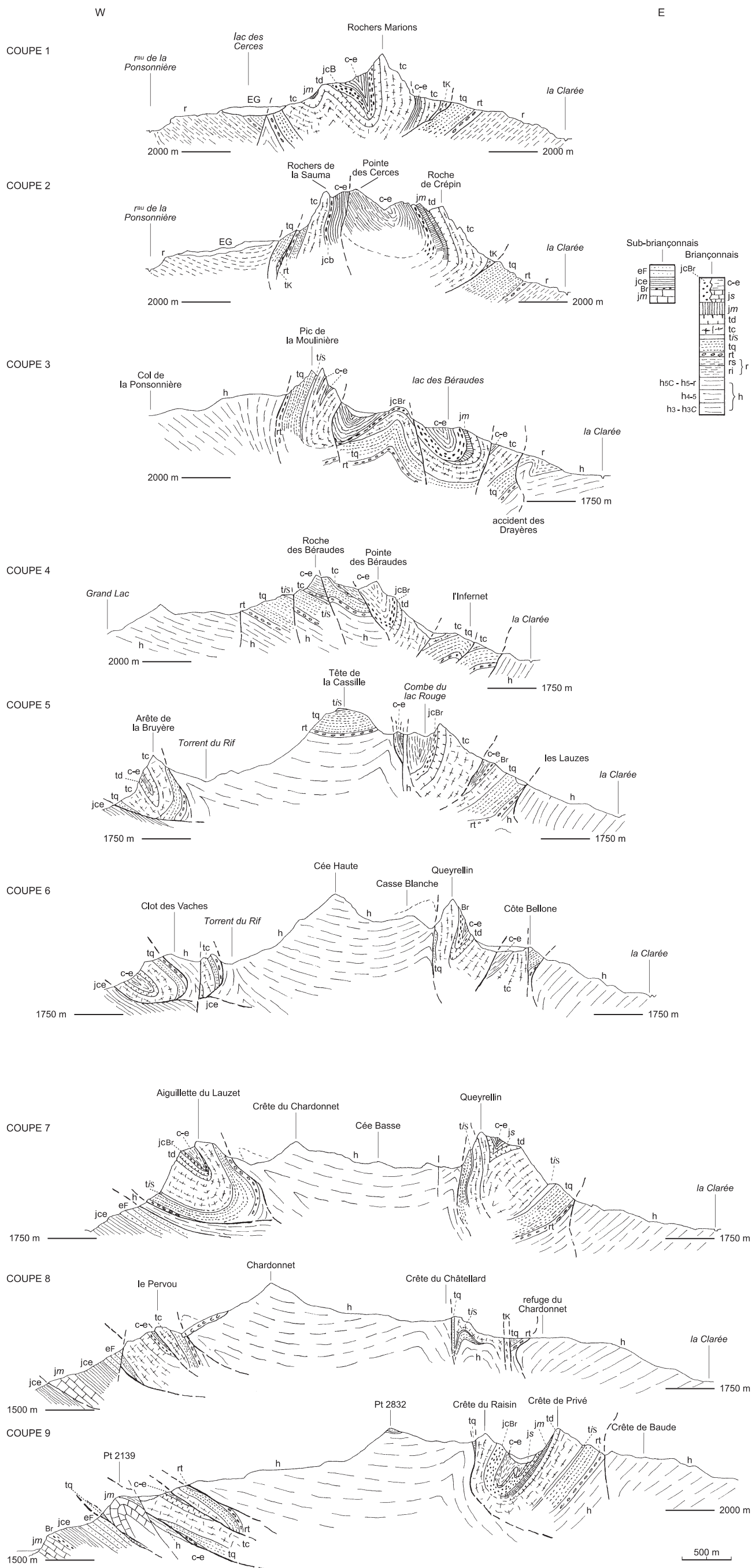


Fig. 6 - Coupes tectoniques des unités subbriançonnaises et briançonnaises externes

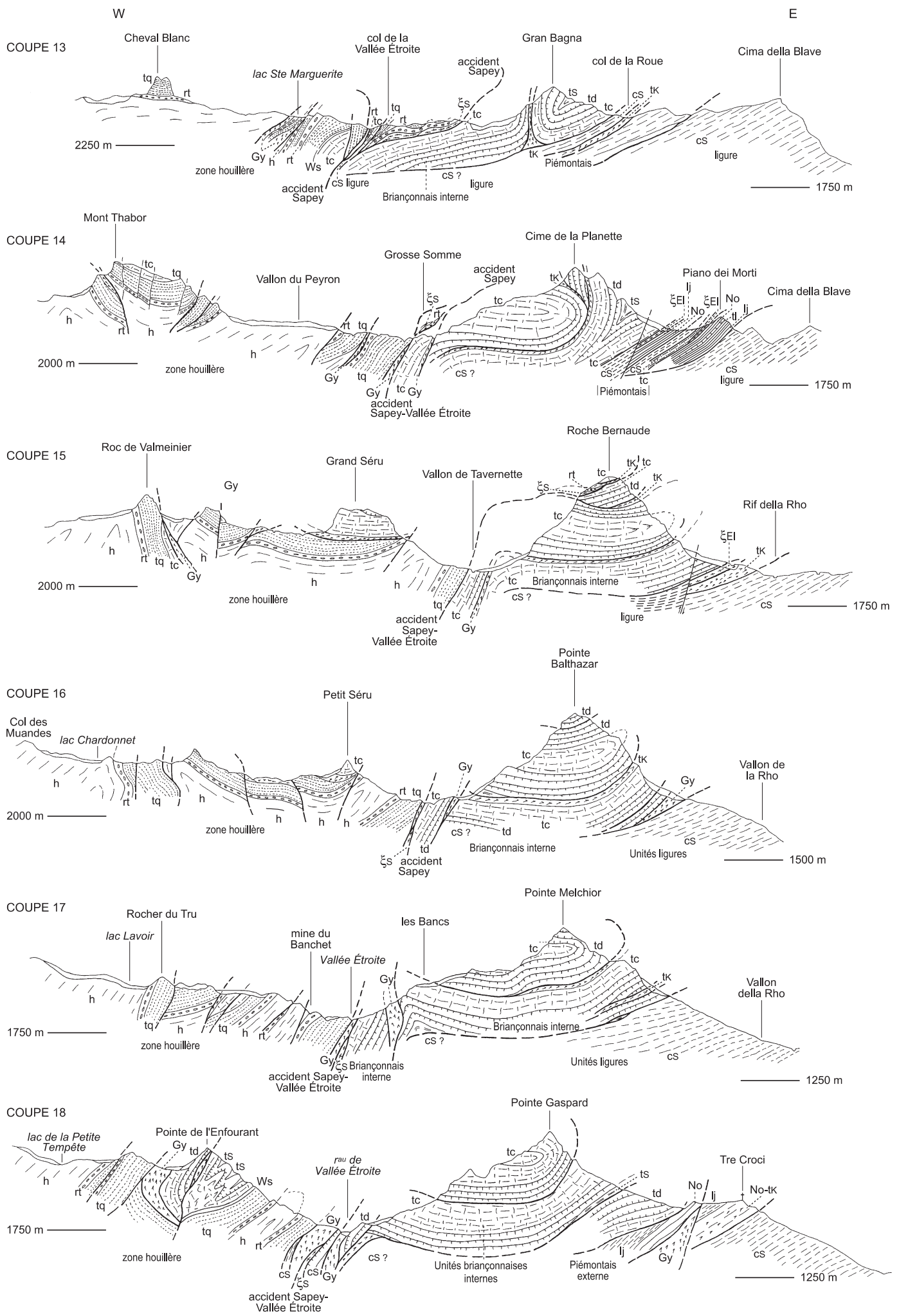


Fig. 8 - Coupes tectoniques des unités briannonnaises externes, internes et piémontaises au Sud de la carte (coupes 13 à 18)

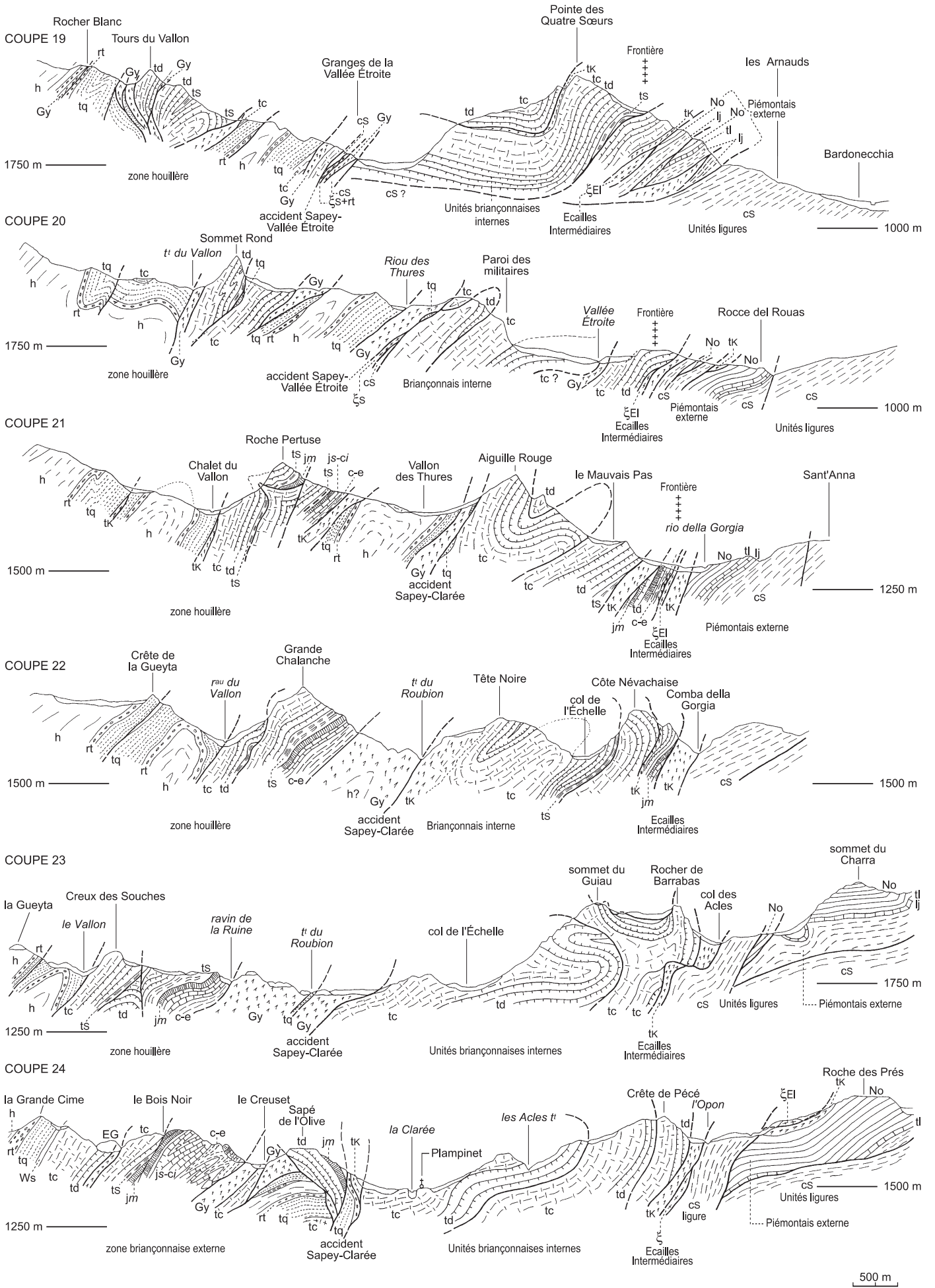


Fig. 8 - Coupes tectoniques des unités briannonnaises externes, internes et piémontaises au Sud de la carte (coupes 19 à 24) (légende sur figure 6)