

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

AIGUILLES- COL SAINT-MARTIN

par

P. TRICART



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
AIGUILLES – COL SAINT-MARTIN à 1/50 000**

par

P. TRICART

avec la collaboration de

**S. SCHWARTZ, J.-M. LARDEAUX,
F. THOUVENOT,
S. AMAUDRIC DU CHAFFAUT**

2003

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : TRICART P., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., AYOUB C., BALLÈVRE M., CABY R., GOUT C., LAGABRIELLE Y., LEBLANC D., LE MER O., PHILIPPOT P., SABY P. (2003) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Aiguilles – Col Saint-Martin (848). Orléans : BRGM. Notice explicative par Tricart P., Schwartz S., Lardeaux J.-M., Thouvenot F., Amaudric du Chaffaut S. (2003), 150 p.

– *pour la notice* : TRICART P., SCHWARTZ S., LARDEAUX J.-M., THOUVENOT F., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (2003) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aiguilles – Col Saint-Martin (848). Orléans : BRGM, 150 p. Carte géologique par Tricart P., Amaudric du Chaffaut S., Ayoub C., Ballèvre M., Caby R., Gout C., Lagabrielle Y., Leblanc D., Le Mer O., Philippot P., Saby P. (2003).

© BRGM, 2003. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1848-8

SOMMAIRE

Pages

RÉSUMÉ - ABSTRACT	7
INTRODUCTION	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	13
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	18
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	20
DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS	21
<i>ZONE BRIANÇONNAISE sensu stricto</i>	21
<i>ZONE ULTRA-BRIANÇONNAISE</i>	25
<i>ZONE PIÉMONTAISE</i>	27
<i>QUATERNAIRE</i>	62
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	70
<i>GENÈSE DES FORMATIONS DANS LE CADRE DE L'OUVERTURE TÉTHYSIENNE</i>	70
<i>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DANS LE CADRE DU SOULÈVEMENT ALPIN</i>	83
<i>LA STRUCTURATION ÉTAPE PAR ÉTAPE</i>	84
<i>LES RECRISTALLISATIONS MÉTAMORPHIQUES APERÇU STRUCTURAL</i>	107
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	115
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	117
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	117
<i>RISQUES NATURELS</i>	117
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	123
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	124
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	125
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	134
<i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	134
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	134
<i>MASSIFS OPHIOLITIQUES : ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE</i>	135
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	135
AUTEURS	148
ANNEXE	
<i>APPELLATIONS MULTIPLES ET ANCIENNES DES LIEUX</i>	150

LISTE DES FIGURES

Pages

Fig. 1 - Schéma orohydrographique et grandes régions naturelles de la carte Aiguilles-Col Saint-Martin	12
Fig. 2 - Situation géologique de la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin dans les Alpes occidentales	14
Fig. 3 - Nomenclature des zones alpines internes sur la transversale de la carte Aiguilles-Col Saint-Martin	16
Fig. 4 - Origine possible des principales unités de la feuille au sein du rift puis au sein de l'océan et de sa marge occidentale (reconstitution de P. Tricart, 1984)	17
Fig. 5 - Relations schématiques possibles entre séries de marges et séries océaniques, et interprétation géodynamique	22
Fig. 6 - Le massif ophiolitique de Rocher Blanc - Cascavelier d'après P. Tricart et M. Lemoine (1986)	36
Fig. 7 - Le massif ophiolitique de Roche Noire d'après P. Tricart et M. Lemoine (1986)	37
Fig. 8 - Panorama sur la face nord du massif ophiolitique de Roche Noire (modifié d'après P. Tricart, 1974)	38
Fig. 9 - Le massif ophiolitique de la Tête du Pelvas (Lagabrielle et <i>al.</i> , 1985)	40
Fig. 10 - Coupes sériées, montrant la structure plissée de détail de la « gouttière » à serpentinites du vallon des Lacs Blanchet, au pied NW de Rocca Bianca (modifié d'après Y. Lagabrielle, 1982)	42
Fig. 11 - Succession lithologique relevée au Mont Viso (Philippot, 1988 ; redessinée et complétée)	44
Fig. 12 - La « synforme ophiolitique » de Rocher Blanc-Cascavelier, vue depuis Saint-Véran (d'après P. Tricart, 1973, complété)	48
Fig. 13 - Le versant italien de la crête frontière au Sud du Bric Bouchet (Lagabrielle, 1982)	50
Fig. 14 - Le Mont Arbancier (Lagabrielle et Polino, 1985)	52
Fig. 15 - Le petit massif ophiolitique de la crête Mouloun (haut Guil) (Le Mer et <i>al.</i> , 1986 ; Lagabrielle, 1987)	54
Fig. 16 - Reconstitution de l'englacement autour du Mont Viso au Petit âge de glace ; redessiné d'après A. Assier (1993)	64
Fig. 17 - Reconstitution du fond de l'océan au début de la sédimentation pélagique pour les massifs ophiolitiques du Queyras occidental	76
Fig. 18 - Reconstitution du fond de l'océan au début de la sédimentation pélagique pour les massifs ophiolitiques du Queyras oriental : pic du Pelvas, pic et crête des Lauzes, Rocca-Bianca (Lagabrielle, 1987)	77

Fig. 19 - Structure schématique d'une ride d'accrétion lente d'après Lagabrielle et Lemoine (1997) et origine possible de quelques massifs ophiolitiques de la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin et des feuilles voisines	78
Fig. 20 - Orientation cartographique de la linéation principale dans les Schistes lustrés du Queyras et dans les ophiolites du massif du Viso (Schwartz, 2002)	88
Fig. 21 - Trajectoires de la foliation principale dans la partie centrale du massif ophiolitique du Viso (Schwartz et <i>al.</i> , 2000a)	90
Fig. 22 - Localisation des principaux minéraux et assemblages de métamorphisme de haute pression (Schistes bleus) au sein du complexe des Schistes lustrés du Queyras et des vallées voisines (redessiné d'après Schwartz, 2002)	94
Fig. 23 - Les assemblages minéralogiques successifs observés dans les schistes andésitiques associés aux schistes rhyolitiques permiers de la bande d'Acceglio-Longet (Schwartz et <i>al.</i> , 2000b)	98
Fig. 24 - Conditions de pression (P) et de température (T) dont témoignent les associations minérales éclogitiques dans la partie centrale du massif ophiolitique du Viso (Schwartz, 2002)	100
Fig. 25 - Conditions dont témoignent les associations minérales de haute-pression et basse-température des grands ensembles métamorphiques de la feuille (Schwartz, 2002, modifié)	102
Fig. 26 - Trajet P-T des schistes andésitiques de la bande d'Acceglio-Longet (Schwartz et <i>al.</i> , 2000b)	103
Fig. 27 - Trajets Température-temps des unités du Queyras, du Viso et de Dora-Maira (Schwartz, 2002)	104
Fig. 28 - Coupe schématique du Viso (modifiée d'après Lombardo et <i>al.</i> , 1978)	108
Fig. 29 - Le massif ophiolitique du pic de la Farnéiréta (cirque amont de l'Aigue Blanche)	112
Fig. 30 - Coupe montrant l'imbrication des ensembles à métamorphismes HP de degrés différents à l'Est de la zone Briançonnaise (Schwartz et <i>al.</i> , 2000b)	116
Fig. 31 - Sismicité instrumentale de la zone couverte par la feuille	118
Fig. 32 - Secteur de la mine de cuivre de Saint-Véran et du col de Longet	126

Fig. 33 - Mine de cuivre de Saint-Véran : principaux logs stratigraphiques caractéristiques (modifié d'après C. Ayoub, 1984)	128
Fig. 34 - Mine de cuivre de Saint-Véran : coupe de détail au niveau du travers-banc 0 (modifiée d'après C. Ayoub, 1984)	129
Fig. 35 - Mine de cuivre de Saint-Véran : coupe générale entre les travers-bancs 1 et 4 (Ayoub, 1984, redessiné et complété)	130

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Englacement du massif du Viso en 1990 (Assier, 1993)	65
Tabl. 2 - Sismicité historique : principaux événements (à la périphérie de la feuille) ressentis avec des intensités égales ou supérieures à VII MSK. Sources : Vogt (1979), Lambert et Levret-Albaret (1996)	119
Tabl. 3 - Séismes de magnitude supérieure à 1.5 localisés sur le territoire de la feuille entre 1989 et 1999 (réseau Sismalp et réseau sismologique de Gênes)	119

RÉSUMÉ

• *À l'origine des Alpes, un océan séparant un temps l'Europe et l'Afrique.* C'est le temps des géologues car cet océan « Téthys » né au Jurassique moyen, il y a 160 Millions d'années, a tout de même vécu 80 Ma ! La mémoire de cet océan disparu est omniprésente dans les roches et les paysages du Haut-Queyras et du Viso, régions des Alpes franco-italiennes que couvre la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin. Les « Schistes lustrés » qui façonnent les montagnes si douces et pourtant si hautes du Queyras sont issues des boues argileuses et calcaires déposées sur le fond de cet océan. Guère de fossiles, mais le témoignage des bouleversements sur le fond de l'océan comme l'écroulements de falaises sous-marines ou le glissement de boules rocheuses énormes sur la plaine abyssale. Le témoignage aussi, à la mine de cuivre de Saint-Véran, des minéralisations liées à des sources chaudes sous-marines comparables à celle du Pacifique. Du socle océanique lui-même proviennent les massifs de « roches vertes », que l'on appelle maintenant ophiolites : du bon rocher propice à la grimpe qui a nom *basalte* ou *gabbro*, pour de fiers sommets qui rythment le paysage : Bric Bouchet, pic du Pelvas, Tête des Toillies, et en Italie, le géant, le mont Viso. Tous différents, ils sont autant d'invitations à découvrir la structure profonde remarquable du petit océan téthysien ; longtemps énigmatique, on comprend maintenant qu'elle révèle une ouverture océanique, exceptionnellement lente, à l'image de l'actuel Atlantique Sud. En complément, les roches du Haut Cristillan, au Sud-Ouest, ou du col du Longet, aux sources de l'Ubaye, témoignent de la marge européenne de cet océan, une marge continentale passive comparable aux marges actuelles de l'Atlantique.

• *Vient le temps de la marge active.* L'autre lecture à laquelle invite la carte géologique est en effet celle des événements qui ont accompagné la disparition de l'océan. Conséquence d'un rapprochement de l'Europe et de l'Afrique à partir du Crétacé supérieur (80 Ma), l'océan a plongé en profondeur sous la marge africaine, à la faveur d'une subduction. À l'emplacement des Alpes était alors une *marge active* comme celle du Japon ou de Taiwan. Quelques lames de socle et de sédiments d'abord rapidement entraînées en profondeur avec le gros du matériel océanique, ont cependant échappé à un enfouissement durable synonyme de destruction : rapidement remontées, elle s'accumulent les unes sous les autres, construisant une pile d'écaillés, un *prisme d'accrétion*, comme ceux qui bordent actuellement les fosses de subduction autour du Pacifique. Les meilleurs témoins de cet aller-et-retour en profondeur sont les minéraux de métamorphisme qui indiquent que les roches ont subi des pressions de plus en plus fortes puis à nouveau plus faibles, sans avoir trop eu le temps de se réchauffer. La notice de la carte détaille ces recristallisations qui ont transformé les basaltes, les gabbros et les sédiments du Queyras en *Schistes bleus* à plus de 30 km de profondeur. Dans le massif du Viso, des roches remarquables, emblématiques, les éclogites, sont ainsi nées entre 50 et

80 km de profondeur. Au col du Longet, d'autres *éclogites*, récemment découvertes, indiquent que la marge européenne de l'océan a elle-même pu subir la subduction. C'est durant le retour vers la surface que les *Schistes verts* remplacent partiellement les Schistes bleus et font que les Schistes lustrés sont « lustrés » et les roches vertes sont vertes. À la lecture de ces événements on comprend que les ophiolites du Queyras et du Viso sont rescapées d'un processus qui a englouti définitivement la quasi-totalité de l'océan, et qu'elles n'en représentent qu'une infime partie.

• ***Vient enfin le temps des hautes montagnes.*** Le retour vers la surface des rescapés de la subduction, s'accompagne d'une succession de phases de plissements et de charriages causées par le rapprochement croissant Europe-Afrique. Ce sont ces plissements et charriages qui ont fait la célébrité des Alpes depuis plus d'un siècle, illustrant la collision entre les deux continents au Tertiaire, ici plus particulièrement depuis une cinquantaine de Ma. Intenses sur la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin, ces plissements et charriages redéforment le prisme d'accrétion, au point de le défigurer. C'est l'origine des charnières visibles dans le paysage, même pour un œil non exercé (Tête des Toillies, Roche Noire, crête de la Taillante), et que détaille la carte grâce à des agrandissements (Bric Bouchet, Rocca Bianca). Ces déformations construisent les Alpes que nous connaissons aujourd'hui.

• ***La formation des Alpes se poursuit*** car l'Europe et l'Afrique continuent de s'affronter. La carte et sa notice intègrent l'approche profondément renouvelée qu'ont les géologues de l'évolution récente à actuelle de la chaîne et pour laquelle le Queyras a constitué une région test. Cette évolution, esquissée ici il y a une vingtaine de millions d'années, concerne principalement les structures régionales en liaison avec la genèse du relief. Intégrant la sismicité actuelle et des facteurs de déstabilisation des versants, sa connaissance permet de mieux cerner le risque naturel.

ABSTRACT

The sheet Aiguilles-Col Saint-Martin covers an elevated mountainous area, on both sides of the French - Italian border, in the core of the Alpine arc. The main concerned regions are the *Queyras* (a French Natural Regional Park, created in 1977) and the *Viso massif* (with the highest summit, 3841 m). They are connected with a touristic road (Agnel pass, 2744 m), only opened the summer.

• ***Geologically***, the sheet is completely situated in the *internal zones of the Western Alps*. The general structure is a pile of HP-LT metamorphic thrust sheets deriving from the lower European margin of the Tethys and from the Tethyan ocean itself, two domains whose paleogeographic development was driven by Europe-Africa divergence in Jurassic-Cretaceous times.

• **In the margin**, rifting began in the Early Liassic and ended in the Late Dogger. During this period the Briançonnais part of the rift, was uplifted and eroded. Erosion was the deepest in the Aceglio domain. This emerged rift shoulder fed a clastic, turbiditic sedimentation (syn-rift flysch) in the Piémont part of the rift. All these domains underwent the same post-rift sedimentation during the Malm (Tithonian pelagic limestones) then during the Senonian (marls). The Briançonnais domain is characterized by the absence or the extreme reduction of the sedimentation in the Early and Middle Cretaceous. In the Piémont (*i.e.* lowermost) part of the margin no deposits younger than the Senonian are known. In the Briançonnais part of the margin, sedimentation went on until the Eocene when the clastic « Flysch noir » announced the Alpine orogenesis. In the rift then in the margin, between the Briançonnais and the Piémont domains, condensed series and giant breccias mark out a faulted zone where the main thrust between Briançonnais and Piémont zones will locate during Alpine tectonics (« Écailles intermédiaires »).

• **In the ocean**, pelagic sedimentation started locally in the Late Dogger with dated radiolarian cherts. The pelagian limestones attributed to the Malm (Tithonian marbles) represent a widespread deposit and a useful marker-level. Above, the Early Cretaceous is represented by alternating shales and limestones, the « Middle » Cretaceous by black shales and the Late Cretaceous (Senonian?) by pelagic marls (presently « calcschists »). No younger deposits are known. This sedimentary succession, a few hundred meters thick only, is often disrupted by the reworking of the sediments or by the arrival of ophiolitic breccias and blocks, locally of giant size. These gravity driven processes are attributed to widespread (normal ?) faulting on the ocean floor all along the ocean spreading period. Remnants of the ocean basement allow to reconstitute a *very low spreading ocean* comparable to the Southern Atlantic or the SW Indian Ocean. Far away from spreading centers this basement was essentially composed of mantle peridotites, like in Queyras serpentinite massifs. Closer of these centers, develop a true gabbroic and basaltic layer that remains nevertheless only a few hundred meters thick. This is the proposed origin for the Viso ophiolitic slices.

• **Tectonically**, the southwestern corner of the sheet just shows the most internal unit of the Briançonnais zone *sensu stricto*. In the middle of the southern edge is the northern tip of the Aceglio–Longet zone. To the East just appears the westernmost part of the Dora–Maira Piémont massif (internal crystalline massif). So the sheet is almost completely devoted to the Piémont Schistes lustrés complex. This complex derives from one or several *accretionary wedge* mainly composed of tectonic slices scraped off the Tethyan ocean when Eurasia and Africa began converging during the Senonian–Early Cenozoic. Units dominantly composed of pelagic sediments, associated to scattered small ophiolitic bodies compose most of the Queyras mountains. This proportion is inverted in the Viso massif, where major sections in the

Tethyan ophiolites are exposed. In addition, some units deriving from the lowermost European margin the Tethys (« Piémont » domain) outcrop in the frontal (southwestern) part of the Queyras complex. Between this complex and the Briançonnais zone in Cristillan valley, or between this complex and the Acceglio–Longet zone in the Ubaye valley, a major thrust zone is underlined by peculiar tectonic slices, the « Écailles intermédiaires ».

• **The Queyras complex** is a pile of thrust sheets *décollé* along the Triassic evaporites (margin derived units) or along the serpentinite derived breccias (ophicalcites) that drapped the initial ocean floor (ophiolite bearing units). During and/or after initial thrusting, the rather competent sole of the nappes suffered a *megaboudinage* resulting in the present day scattering of dolomitic and ophiolitic massifs in the region. The pile of nappes underwent a long succession of thrusting and folding phases, oriented parallel and transverse to the belt trend. The associated metamorphism was in *blueschist facies conditions* (8-13 kbars and 250-450 °C), dated Paleocene. It evolved subsequently towards the greenschist facies conditions. The proposed geotectonic site is a *crustal accretionary prism* built in front of an eastern, East dipping subduction; it evolved during the Early Cenozoic into an orogenic prism as continental collision took over and as the European margin was progressively involved into the general shortening.

• **The Viso complex** shows the same evolution but for the primitive shearing that took place in *Eclogites conditions* (12-24 kbars and 450-620 °C), which means along a *subducting oceanic slab* at mantle depth (down to 80 km). These eclogites are dated Eocene. The eclogites found in the Acceglio–Longet zone indicate that the lower European margin was also involved into this deep subduction process before being extruded Eastward within the Queyras Schistes lustrés complex.

• **The regime of deformation** displays the same evolution in the Queyras and Viso complexes. Through the successive phases of shearing, it evolved from horizontal shortening - vertical thickening towards horizontal spreading in response to vertical compression, possibly at the top of a deep indenter. Coevally and at a regional scale the Eastern Queyras and the Viso piles of thrust sheets tilted westward in the western flank of the raising Dora–Maira gneissic dome; along the West dipping « West-Viso » and « East-Viso » detachments, ductile extension accommodated the differences in exhumation rates. This extensional regime continued as deformation became brittle during the Miocene, giving birth to widespread normal faults, parallel and oblique to the belt. This *late multidirectionnal extension* prefigures the present-day seismotectonic regime.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Aiguilles-Col Saint-Martin est située au cœur de l'arc montagneux des Alpes occidentales, à cheval sur la crête-frontière franco-italienne (fig. 1) qui est aussi la ligne de partage des eaux entre le bassin-versant de la Durance, donc du Rhône (Méditerranée occidentale) et celui du Pô (Adriatique). L'essentiel de la feuille se trouve sur le versant français, et correspond à la région naturelle du Queyras (canton d'Aiguilles, département des Hautes-Alpes), c'est-à-dire à la haute vallée du Guil et à ses affluents. Ceux-ci sont du Nord au Sud les torrents de Bouchet, de Ségure, de Peynin, de l'Aigue Agnelle, de l'Aigue Blanche et du Cristillan. Le Guil rejoint la Durance près de Guillestre. Au Nord-Ouest, la feuille comprend aussi la partie amont du torrent de Pierre Rouge (département des Hautes-Alpes également), affluent de la Cerveyrette qui elle-même rejoint la Durance à Briançon. Au Sud, la feuille comprend la partie la plus amont de l'Ubaye (département des Alpes de Haute-Provence), y compris les sources de ce torrent (col du Longet) qui rejoint la Durance dans la retenue de Serre-Ponçon. Les franges septentrionale et orientale de la feuille correspondent au versant italien (vallées piémontaises, région naturelle du Piémont, province de Turin). Les principales vallées, uniquement concernées pour leur partie la plus amont, sont celles des torrents Thuras et Ripa (affluents de la Dora Riparia) ainsi que Pëllice (Est de la Tête du Pelvas). Au Sud, la feuille englobe la chaîne du Viso dans sa partie comprise entre les vallées du Pô et de la Varaita di Chianale.

Le point culminant de la feuille est le Mont Viso ou Monviso (3 841 m), situé en Italie. Un peu à l'Ouest, la crête-frontière, d'altitude élevée, dessine un arc de cercle ceinturant sur trois côtés le Queyras. Ses principaux sommets sont : Petit-Rochebrune (3 078 m), Grand-Glaiza (3 293 m), Bric Froid (3 302 m), Bric Bouchet (2 997 m), Tête du Pelvas (2 929 m), pointe de Marte (2 947 m), pointe Gastaldi (3 210 m), L'Asti ou mont Aiguillette (3 287 m), pic d'Asti (3 220 m), le Pain de Sucre (3 208 m), pic de Caramantran (3 021 m), Rocca Bianca (3 059 m) et Tête des Toillies ou Tête Noire (3 175 m). Le seul col carrossable est le col Agnel (2 744 m), emprunté par une route touristique ouverte durant la belle saison. Le col le plus bas est le col Lacroix (2 299 m), pour lequel existe de longue date un projet de tunnel routier mais dont l'accès est raide côté italien. Le large col du Longet (2 660 m), qui commande l'accès à la vallée de l'Ubaye semble avoir définitivement échappé au projet de route né dans les années 60. Tous les autres cols sont élevés. Plusieurs, néanmoins, comportent des sentiers muletiers et ont permis des échanges commerciaux réguliers aux temps historiques et plus anciens. Les principaux sont le col des Thures (2 797 m), le col Saint-Martin (2 657 m), le col de Bouchet (2 626 m), le col de Malaure (2 536 m), le col d'Urine (2 525 m), le col de Nalbert (2 576 m), le col Pisset, (2 662 m), le col de la Traversette (2 947 m), le col de Valante

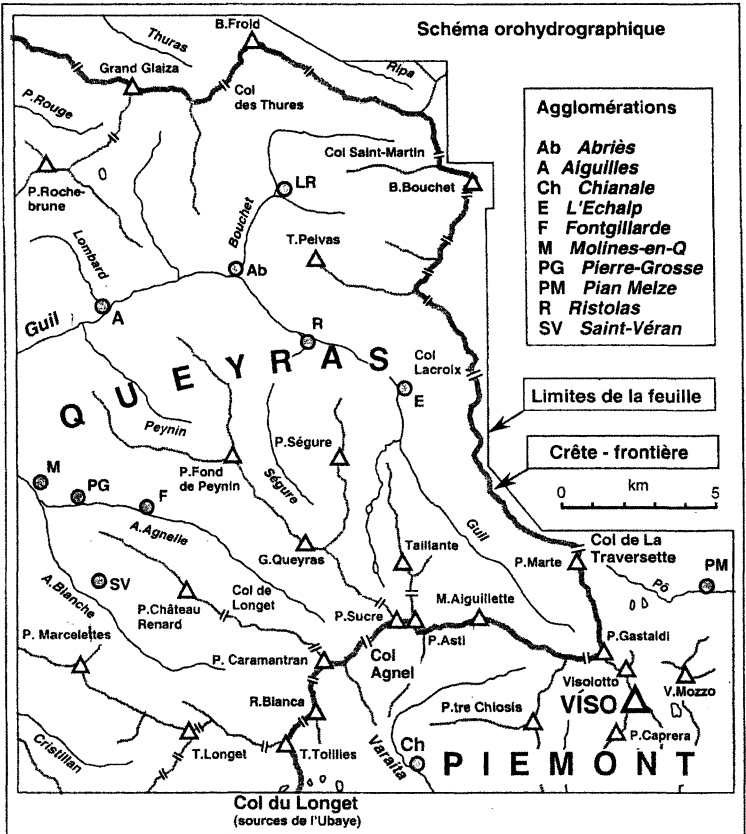


Fig. 1 - Schéma orohydrographique et grandes régions naturelles de la feuille Aiguilles—Col Saint-Martin.

(2 815 m), le col de Saint-Véran (2 844 m) et le col Blanchet (2 897 m). Le passage du col de la Traversette a été facilité dès la fin du XV^e siècle par le creusement d'un tunnel de près d'une centaine de mètres de long (Pertuis du Viso). Au cœur du Queyras lui-même, les crêtes séparant les différents affluents du Guil comportent elles-aussi des altitudes proches de 3 000 m : pic du Fond de Peynin (2 912 m), pic de Ségure (2 990 m), crête de la Taillante (3 197 m), le Grand-Queyras (3 114 m), pic de Château Renard (2 989 m), pointe des Avers (3 089 m)... Elles concourent à la haute altitude moyenne de cette région.

Essentiellement entaillées dans des roches tendres (Schistes lustrés, voir plus loin) à débit incliné vers l'Ouest ou l'WSW, les vallées sont remarquablement dissymétriques. Les versants exposés au Sud et à l'Ouest, en pente douce et régulière, favorisent le pastoralisme. Les versants exposés au Nord et à l'Est, raides et accidentés, portent des forêts ou des éboulis. Dans de nombreux secteurs, d'accès trop difficile, ils n'ont pu être relevés en détail. Le Queyras, comme la vallée de la Cerveyrette au Nord et la vallée de l'Ubaye au Sud, bénéficient d'un climat sec et ensoleillé, typique des Alpes françaises du Sud. Cette relative clémence explique que les adrets aient été de longue date cultivés et habités jusqu'à des altitudes importantes. Saint-Véran (le plus haut village d'Europe) se trouve ainsi à près de 2 100 m d'altitude. La région est par ailleurs maintenant entièrement déglacée. Par contraste, le versant italien est soumis aux influences climatiques humides de la plaine du Pô, notamment l'été qui connaît une nébulosité importante. Le couvert végétal plus dense y rend les observations géologiques plus discontinues. Le massif du Viso conserve quelques appareils glaciaires résiduels.

La principale agglomération est Aiguilles, chef-lieu de Canton, comportant 300 habitants. Non urbanisée, la région est traditionnellement tournée vers le pastoralisme et la sylviculture. Le tourisme hivernal (stations-villages de sports d'hiver : Aiguilles, Molines-en-Queyras, Saint-Véran, Abriès, Ristolas) et estival (GR 5 et GR 58 « tour du Queyras »), d'abord activité complémentaire, est devenu activité dominante, à la suite de la création du parc régional du Queyras en 1977 (8 communes, 65 000 hectares). La région n'est pas industrialisée et les activités d'extraction de substances utiles, maintenant toutes disparues, n'y sont jamais restées que marginales.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La carte Aiguilles-Col Saint-Martin se situe à l'intérieur de l'arc alpin occidental ; les terrains figurés appartiennent tous aux zones internes, et plus particulièrement à la zone des Schistes lustrés piémontais (fig. 2). Ce cadre alpin est ici rappelé de manière succincte (pour une vue d'ensemble moins sommaire voir M. Lemoine et *al.*, 2000).

Les Alpes soulignent la limite entre les plaques eurasiatique et africaine, plus précisément entre la bordure sud de l'Europe et une annexe

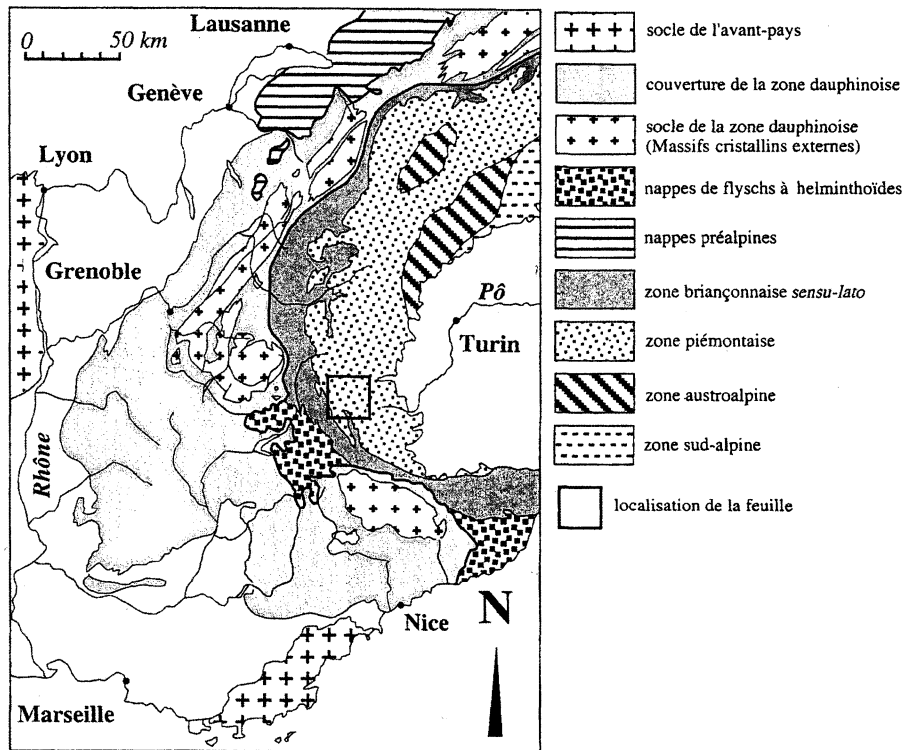


Fig. 2 - Situation géologique de la feuille Aiguilles—Col Saint-Martin dans les Alpes occidentales

septentrionale de l'Afrique, le promontoire (ou la microplaque) adriatique ou apulien. L'histoire de la chaîne reflète la mobilité de ces plaques. Dans la région concernée ici comme ailleurs dans la chaîne, les grandes étapes de cette histoire sont imprimées dans les structures et les roches. Après les dépôts du Trias qui témoignent de l'aplanissement total de la chaîne varisque, la divergence entre plaques a engendré dès le Jurassique inférieur la création d'un rift continental puis, à partir du Jurassique moyen, l'ouverture d'un océan (Téthys ligure ou liguro-piémontaise) : c'est la période téthysienne. La convergence alpine qui a suivi dès le Crétacé supérieur s'est traduite par la fermeture de l'océan puis par la collision des continents ayant bordé cet océan, engendrant la chaîne que nous connaissons et dont la construction se poursuit.

À l'exception de la zone piémontaise, composite, les grandes zones alpines (fig. 3) sont les héritières directes des domaines paléogéographiques téthysiens tels qu'on peut les identifier durant les périodes du rifting ou de l'expansion océanique (fig. 4).

– **La zone dauphinoise ou zone externe.** Non représentée sur la feuille Aiguilles–Col Saint-Martin, elle est issue de la partie haute, proximale, de la marge européenne de l'océan.

– **La zone briançonnaise *sensu lato*.** À l'Ouest, la transition est assurée par la **zone subbriançonnaise**, réduite à l'état d'écailles et non représentée sur la feuille. La **zone briançonnaise *sensu stricto*** est issue du domaine briançonnais qui représentait la partie « moyenne » de la marge ; sa particularité est d'avoir été émergé et érodé auparavant, durant le rifting. Ce processus prenait de l'ampleur, en direction de l'océan, comme en témoignent les séries très réduites issues du domaine d'Acceglio, frange orientale du domaine briançonnais. Ces séries très réduites affleurent dans la bande du Roure, qui borde à l'Est le corps principal de la zone briançonnaise et dans la bande d'Acceglio–Longet qui s'en sépare pour pénétrer au sein de la zone piémontaise. Ces deux bandes caractérisent la **zone ultrabriançonnaise**, parfois présentée comme symétrique de la zone subbriançonnaise (cicatrices tectoniques majeures héritées de zones faillées téthysiennes majeures : P. Tricart, 1984).

– **Les Écailles intermédiaires.** De petites écailles jalonnent le contact tectonique majeur au front de la zone piémontaise. Certaines, remarquables pour leurs brèches d'écroulement chaotiques, auraient pour origine un domaine faillé assurant la transition entre la partie moyenne (briançonnaise) et la partie basse (piémontaise) de la marge. D'autres à séries très réduites proviennent du domaine d'Acceglio. D'autres enfin associent brèches chaotiques et séries très réduites. Ces « Écailles intermédiaires » sont donc souvent réunies avec les bandes du Roure et d'Acceglio–Longet au sein de la zone ultrabriançonnaise. Cet usage est repris ici (fig. 3).

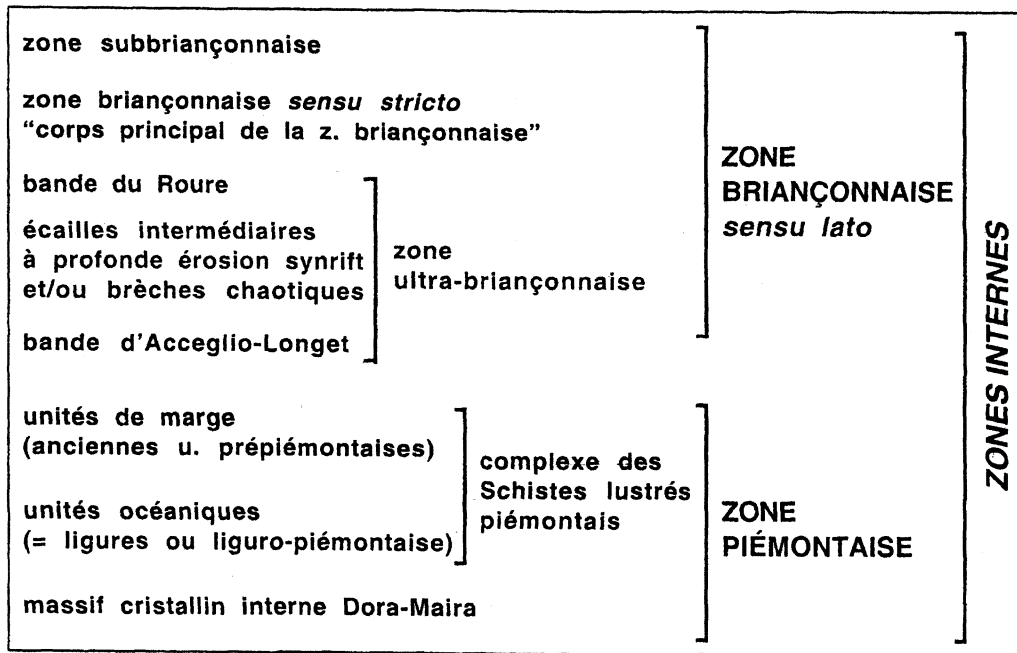


Fig. 3 - Nomenclature des zones alpines internes sur la transversale de la feuille Aiguilles—Col Saint-Martin.

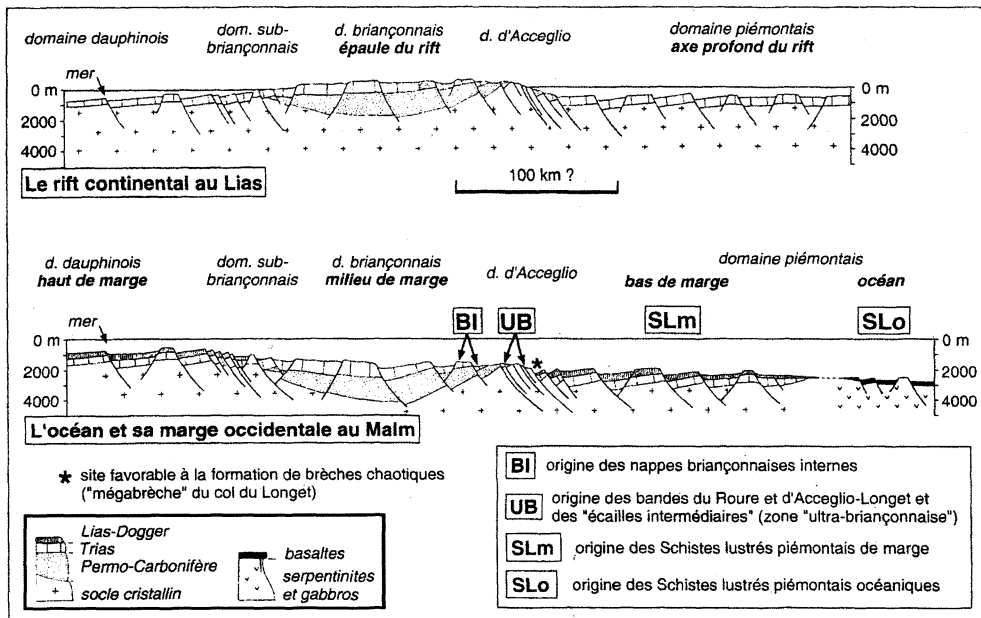


Fig. 4 - Origine possible des principales unités de la feuille au sein du rift puis au sein de l'océan et de sa marge occidentale (reconstitution de P. Tricart, 1984). Les unités de socle du massif cristallin interne Dora-Maira pourraient provenir du bas de la marge. La partie océanique du domaine piémontais est parfois appelée domaine ligure ou liguro-piémontais, la partie marginale représentant alors le domaine piémontais *sensu stricto*.

– **La zone piémontaise.** Les unités imbriquées qui constituent la zone piémontaise proviennent soit de la partie basse, distale, de la marge continentale européenne, soit de l’océan lui-même. Le substratum continental anté-téthysien de la partie basse de la marge apparaît dans les massifs cristallins internes comme Dora–Maira. Le substratum de l’océan constitue les massifs ophiolitiques dont un témoin majeur est le massif du Viso sur la feuille Aiguilles–Col Saint-Martin. Les unités de pied de marge, décollées dans les évaporites triasiques, et les unités océaniques décollées au sein du substratum océanique, sont imbriquées dans le complexe des Schistes lustrés piémontais qui constitue l’essentiel de la feuille Aiguilles–Col Saint-Martin. Le terme ancien de Schistes lustrés ou Calcschistes piémontais (*calcescisti* des géologues italiens) désigne une accumulation tectonique de métasédiments à dominante argilo-marneuse, métamorphisés sous une température modérée et très replissés au sein de laquelle les vrais calcschistes (au sens pétrographique) sont abondants. Leur âge et leur origine ont longtemps été discutés (historique détaillé dans J.-M. Caron, 1977, et Y. Lagabriele, 1987). En Queyras de vrais calcschistes abondent tant dans les séries provenant de la partie basse de la marge (sédiments du Jurassique et du Crétacé dans la série Roche des Clots–Grande-Hoche) que dans celles issues de l’océan (sédiments du Crétacé dans la série de Chabrière). Au Crétacé supérieur, les sédiments transformés en calcschistes deviennent quasi-exclusifs dans les deux domaines.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Découpage de la feuille

La carte adopte un découpage spécial, tenant compte du tracé de la frontière franco-italienne. La feuille Aiguilles est ainsi complétée au Nord par la partie française de la feuille Col Saint-Martin, c’est-à-dire la frange méridionale de cette feuille. La difficulté à relever le versant italien, escarpé et couvert, a conduit à limiter l’extension de la carte tant vers le Nord que vers l’Est, pour les deux tiers septentrionaux de la feuille. Par contre dans l’angle sud-est de la feuille, un accès plus facile et le désir que la feuille comporte une partie significative du massif du Viso - d’intérêt géologique majeur - a conduit à repousser vers l’Est la limite orientale de la feuille. L’échancrure ainsi ménagée dans l’angle nord-est de la feuille a été mis à profit pour présenter la carte détaillée (échelle du 1/10 000) de deux massifs ophiolitiques très visités et pour lesquels des levés détaillés étaient disponibles. Au Sud, le raccord avec la feuille Aiguille-de-Chambeyron (872), récente, n’a pas posé de problème. Il a été plus difficile vers l’Ouest, à cause de la relative ancienneté de la feuille Guillestre (847).

Grandes unités géologiques

Ainsi découpée, la feuille Aiguilles–Col Saint-Martin a l’avantage de présenter le complexe des Schistes lustrés piémontais sur toute sa largeur, entre le corps principal de la zone briançonnaise (angle sud-

ouest de la feuille : le Queyrellet) et le massif cristallin interne Dora-Maira (angle nord-est de l'extension sud-est de la feuille : Rocce Losere). La feuille présente aussi sur sa bordure méridionale la terminaison nord de la bande d'Acceglio-Longet (col du Longet) ainsi que des Écailles intermédiaires (voir le schéma structural).

La feuille est donc presque entièrement le domaine des Schistes lustrés piémontais. Au sein de ce complexe, des unités de marge continentale, à semelle de dolomies triasiques, occupent la bordure sud-ouest, à proximité des unités briançonnaises. Les unités océaniques occupent le reste, c'est-à-dire l'essentiel de la feuille. Elles sont caractérisées par la présence, au sein des métasédiments à dominante de calcschistes, d'ophiolites en masses circonscrites, de volume variable, jusqu'à quelques km³. Les ophiolites du Viso, également associées à des métasédiments, font exception par leur volume au moins dix fois plus important.

Structure générale

Sur la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin comme sur les feuilles voisines Aiguille-de-Chambeyron (872), Guillestre (847) et Briançon (823), la pile des nappes de charriages provenant de la marge et de l'océan présente une structure complexe à cause de comportements tectoniques contrastés (disharmonie, boudinage) durant une longue histoire, polyphasée. Ici, les déformations se sont accompagnées de recristallisations métamorphiques jusque dans les conditions des Schistes bleus ou des éclogites. Déformation et métamorphisme augmentent globalement d'Ouest en Est et de haut en bas dans une pile tectonique qui présente un pendage général vers l'Ouest.

Au sein du complexe des Schistes lustrés piémontais du Queyras, les métasédiments dessinent une pile de plis souples majeurs-mineurs très disharmoniques appartenant à 4 générations au moins. Sa complexité apparaît en suivant avec attention un niveau repère comme les marbres du Malm-Néocomien (Queyras oriental : voir la vue perspective plongeante). Le dernier plissement s'achève par l'acquisition du pendage régional d'une trentaine de degrés vers l'Ouest et l'WSW (voir la coupe générale E-W). La semelle des nappes (dolomitique ou ophiolitique suivant leur origine) est conservée dans des massifs à moindre déformation interne mais régionalement dispersés, assimilables à des boudins tectoniques (Queyras sud-occidental). Au sein des Schistes lustrés mais aussi des Écailles intermédiaires, d'autres masses dolomitiques ou ophiolitiques, de taille généralement plus réduite, représentent des blocs sédimentaires (olistolites). Dans le massif du Viso, les ophiolites l'emportent en volume sur les métasédiments et constituent une pile de grosses écailles pentées vers l'Ouest. Le massif du Viso est bordé à l'Ouest et à l'Est par des accidents tardifs (zones de failles normales ductiles à pendage ouest) qui l'isolent tectoniquement. Dans l'ensemble de la feuille, la structure la plus récente est un réseau multidirectionnel de failles normales raides, souvent conjuguées, organisées aux différentes échelles.

Pour une même origine paléogéographique, le découpage en grandes unités alpines est plus déduit de différences observées dans l'histoire métamorphique des roches de compositions favorables que de l'observation directe des contacts tectoniques sur le terrain.

TRAVAUX ANTÉRIEURS CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Antérieurement à la présente carte, le Queyras n'était couvert que par les feuilles Aiguilles (n° 190) et Larche (n° 201) de la carte géologique de la France à 1/80 000, coordonnées l'une et l'autre par W. Kilian et publiées respectivement en 1898 et 1903. La rareté des niveaux-repères, des critères de polarité et surtout des fossiles, dans les Schistes lustrés, par ailleurs intensément déformés, ont longtemps dissuadé stratigraphes et sédimentologistes, ce qui explique l'absence de cartes plus récentes.

À la suite des premières découvertes de fossiles, au début de ce siècle (Franchi, 1898), les Schistes lustrés piémontais ont longtemps été considérés comme liasiques. L'inventaire des « roches vertes » a suivi (Routier, 1944 ; Lemoine, 1962). L'intérêt pour les microstructures tectoniques est plus récent (Caron *et al.*, 1973). Rapidement vont être ensuite proposées des clés de compréhension pour la lithostratigraphie des Schistes lustrés du Queyras et des régions voisines (synthèse dans Lemoine et Tricart, 1986), pour la structuration anté-alpine particulière des ophiolites (synthèse dans Tricart et Lemoine, 1991, Lagabrielle, 1994 et Lagabrielle et Lemoine, 1997), pour les relations sédimentaires et tectoniques entre ophiolites et sédiments (Lagabrielle, 1987 ; Tricart et Lemoine, 1986a,b ; Tricart et Lemoine, 1988), pour la structure alpine des Schistes lustrés eux-mêmes (Caron, 1977 ; Lemoine et Tricart, 1993) ou des ophiolites du Viso (Philippot, 1988). Ces progrès, et d'autres, permettaient dès la fin des années 80 d'envisager la réalisation de cette carte presque entièrement constituée de Schistes lustrés. Des acquis récents majeurs concernant l'histoire tectono-métamorphique des ophiolites et de leur encaissant, y compris aux stades « tardifs » qui restaient mal connus (Sue, 1998 ; Schwartz, 2002) ont été mis à profit lors de l'achèvement de la carte.

Des levés spécifiques dans le cadre d'un contrat avec le BRGM ont été effectués entre 1990 et 1999 principalement par :

- S. Amaudric du Chaffaut (Nord du Guil, en aval de L'Echalp) ;
- M. Ballèvre (Nord du Guil, en amont de L'Echalp) ;
- R. Caby (adret des Prats, de Molines-en-Queyras et de Pierre-Grosse ; région de Chianale) ;
- P. Philippot (massif du Viso) ;
- P. Tricart (partie centrale de la feuille, entre Guil et Aigue Blanche).

Chaque fois que possible ont été mis à profit des levés plus anciens, ponctuels mais détaillés, effectués dans le cadre de monographies

locales (thèses, mémoires de DEA, etc.) en particulier celles dévolues aux massifs ophiolitiques. Les levés sur photographies aériennes ont été plus facilement réutilisés que ceux sur l'ancien fond topographique à 1/20 000 levé à la planchette au début du XX^e siècle. Ces anciens travaux sont principalement les suivants :

- Rocca Bianca, Tête du Pelvas (Pelvas d'Abriès ou mont Palavas) et Bric Bouchet : Y. Lagabrielle (1982) ;
- crête et Rocher Mouloun (Le Mer, 1982) ;
- cirque amont de l'Aigue Blanche (Ayoub, 1984 ; Saby, 1986) ;
- col du Longet (Leblanc, 1966 ; Gout, 1987).

Dans l'angle sud-ouest de la feuille, la vallée du Cristillan et l'ubac de l'Aigue Blanche face à Saint-Véran avaient été intégralement cartographiés par P. Tricart (1974). Réalisés sur photos aériennes, les levés ont pu être largement réutilisés. L'absence de levés dans l'angle nord-est de l'extension sud-est de la feuille (bordure du massif Dora-Maira) a conduit à reprendre, en les adaptant par photo-interprétation, les contours des feuilles Dronero (n° 67) et Argentera-Dronero (n° 68) de la carte géologique italienne à 1/100 000. Les autres cartes consultées sont celles de N. Pinet (1987), de Y. Lagabrielle et R. Polino (1988), et du Groupe Monviso (Lombardo et Nervo, 1978). La première reste inédite ; pour les deux autres, voir les références dans « Cartes géologiques publiées », en fin de notice.

Les agrandissements en marge de la carte (massifs du Bric Bouchet et de Rocca Bianca à 1/10 000) résultent de la réutilisation de levés originaux de Y. Lagabrielle (1982) sur photos aériennes et de levés inédits de P. Tricart.

Un inventaire préliminaire des formations quaternaires dans la partie française de la carte a été effectué en 1992 par G. Montjuvent. Il a été complété par P. Tricart de 1998 à 2000 sur le terrain et en photo-interprétation.

Enfin la coordination des levés et l'élaboration de la minute ont été réalisés par P. Tricart entre 1999 et 2001.

DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS

ZONE BRIANÇONNAISE sensu stricto (angle sud-ouest de la feuille)

Le corps principal de la zone briançonnaise, plus précisément sa bordure orientale, affleure dans l'angle sud-ouest de la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin. La succession relevée caractérise la « couverture carbonatée » (Trias moyen à Éocène), désolidarisée de sa « semelle siliceuse » (Carbonifère et Trias inférieur) invisible ici (fig. 5). Cette couverture, décollée dans les évaporites au sommet du Trias

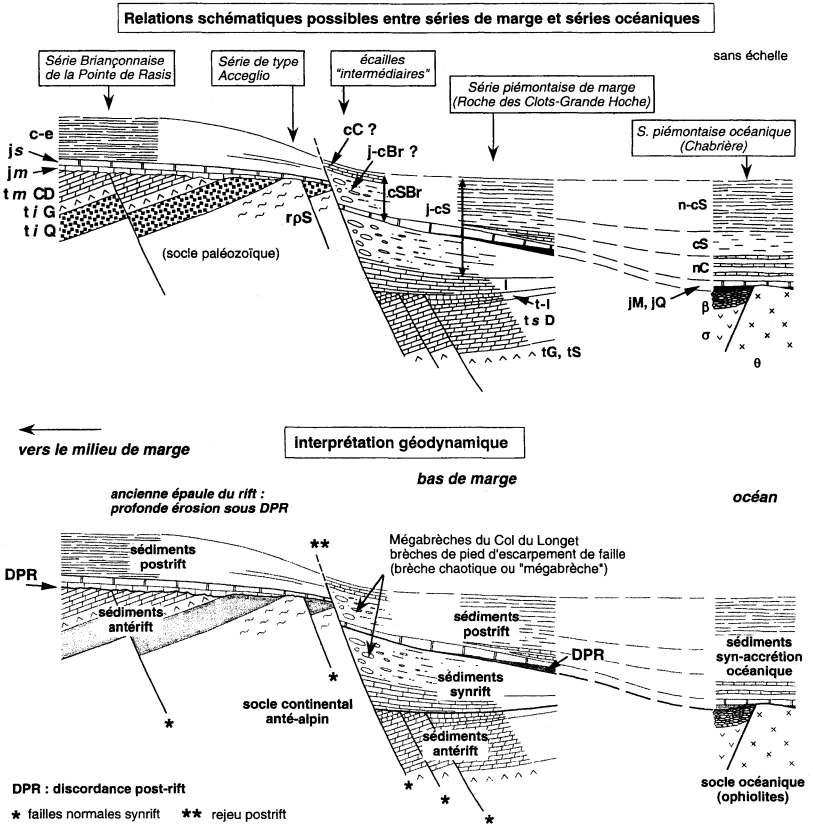


Fig. 5 - Relations schématiques possibles entre séries de marges et séries océaniques, et interprétation géodynamique. Les calcaires de la Cula (cC) représentent ici un équivalent calcaire des marnes crétacé supérieur briançonnais (c-e) ; alternativement, ils pourraient représenter un équivalent des calcaires tithoniques (jsM). La mégabèche du col du Longet est ici attribuée au Crétacé, ce qui suppose un rejeu post-rift des failles synrift bordant à l'Est le domaine briançonnais ; alternativement elle pourrait être d'âge lias-dogger et donc synrift. tiG, Trias inférieur quartzitique ; autres symboles : voir la légende de la carte.

inférieur, appartient à la nappe briançonnaise interne de la pointe de Rasis qui se développe vers le Nord-Ouest, sur la feuille Guillestre et dont c'est ici la terminaison sud-est, en bordure de la feuille Aiguille-de-Chambeyron. La nappe est renversée vers l'ENE sur le complexe des Schistes lustrés piémontais (voir la coupe générale E-W). Ce renversement se situe dans le prolongement sud-est du flanc inverse du pli de rétrodéversement de la Clapière-de-Ceillac (feuille Guillestre).

La succession observée est caractéristique d'une majorité des nappes dans cette partie de la zone briançonnaise. Pour la désigner on se réfère aux périodes de sédimentation anté-rift, syn-rift et post-rift (Lemoine et *al.*, 1986a,b ; voir plus loin : Genèse des formations dans leur cadre géodynamique). Cette succession montre les dépôts Dogger à Crétacé supérieur-Éocène rapidement très profonds (post-rift) surmontant directement des sédiments tidaux du Trias moyen (anté-rift). Entre les deux, manquent les dépôts du Trias supérieur, du Lias et du Dogger *pro parte* (derniers dépôts anté-rift et dépôts syn-rift), érodés lors de l'émersion syn-rift du domaine briançonnais. Les témoins de cette émersion (formations continentales) et de la transgression progressive qui a suivi (conglomérat de base) manquent aussi ; les calcaires de plate-forme du Dogger reposent directement et en apparente concordance sur les dolomies du Trias moyen.

Enfin, au sommet de la série briançonnaise, le passage de dépôts pélagiques à des dépôts détritiques (Flysch noir) durant l'Éocène enregistre à distance le début de l'orogénèse alpine.

Trias

Les évaporites et carbonates conservés dans la nappe de la pointe de Rasis sont des dépôts marins très peu profonds et d'une grande continuité latérale. Ils caractérisent le domaine alpin interne au Trias moyen, après la sédimentation fluviatile du Trias inférieur.

t/G. Gypses exotiques et lentilles de cargneules (Trias inférieur ?) (10 à 100 m visibles). Jalonnant la surface de décollement à la base de la nappe de la pointe de Rasis, ils présentent une épaisseur variable, jusqu'à 100 m. Des gypses blancs, généralement masqués, emballent des écailles tectoniques de cargneules, volontiers mises en relief. Ces cargneules, à patine ocre ou rousse, que la dissolution rend cavernueuses, dérivent de brèches à éléments très anguleux, surtout dolomitiques, évoquant des brèches hydrauliques. Comme ailleurs en zone briançonnaise interne, leur position tectonique les fait attribuer au Trias inférieur (anciens niveaux argileux et évaporitiques au sommet du Scythien ?).

tmCD. Calcaires et dolomies rubanées (Anisien - Ladinien) (100 m visibles). Sur les feuilles voisines, 200 m de calcaires rubanés gris et noirs alternent avec des bancs dolomitiques clairs au sein de séquences métriques à décamétriques et représentent l'Anisien supérieur - Ladinien inférieur ; ils sont surmontés de 100 m de dolomies rubanées

blanches, grises et noires datées du Ladinien supérieur. Ces deux formations, non distinguées, constituent l'assise figurée ici, puissante d'une centaine de mètres, très tectonisée et affectée de nombreux glissements gravitaires récents sur les pentes gypseuses voisines.

Jurassique

Le Jurassique n'est représenté que par une double barre calcaire de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, bien visible dans le paysage. La barre inférieure, grise, correspond à des dépôts de plate-forme du Dogger. La barre supérieure, plus claire, correspond à des dépôts plus profonds et franchement pélagiques du Malm. Cet approfondissement est rapporté à la subsidence thermique qui marque le début de la période post-rift.

jm. Calcaires noirs (Dogger) (20 m). Des calcaires noirs à patine grise, finement oolitiques, fétides au marteau, constituent une barre massive de 20 m d'épaisseur. La base à débit en plaquettes est plus bioclastique. Les calcaires du sommet, plus argileux, sont mieux stratifiés. Sur les feuilles voisines, cette formation est datée du Bajocien à la base et du Callovien au sommet.

jsM. Marbre de Guillestre et calcaires blancs (Malm) (10 m). Des calcaires blancs à rosés, à patine gris clair et à grain fin, constituent une barre massive (10 m). À la base, des nodules centimétriques-décimétriques de calcaires semblables aux précédents sont emballés dans une matrice argileuse rouge ; de nombreux nodules sont des moules internes d'ammonites entières ou surtout fragmentées (faciès « ammonitico rosso ») ; les nodules aplatis et étirés et la matrice schistosee donnent à la roche un aspect rubané blanc et rouge (Marbre de Guillestre). Sur les feuilles voisines (en particulier la feuille Briançon), la barre de calcaires clairs est datée du Tithonien - Berriasien, la base noduleuse pouvant descendre dans l'Oxfordien.

Crétacé-Éocène

Le Crétacé débute par une lacune de sédimentation et se poursuit par une sédimentation très condensée, l'une et l'autre en milieu profond, supposé accidenté et balayé par les courants. Des sédiments pélagiques classiques ne réapparaissent qu'au cours du Crétacé supérieur ; ils persistent jusqu'à l'Éocène inférieur. À l'Éocène moyen-supérieur (?) des sédiments syn-orogéniques (Flysch noir) terminent l'histoire marine du domaine briançonnais *sensu lato*.

c-e. Marbres en plaquettes (Crétacé supérieur – Éocène inférieur) (quelques dizaines de mètres visibles). Comme cela est habituel dans les séries briançonnaises, le sommet des calcaires du Malm comporte un encroûtement phosphaté et ferrugineux (hard ground) de quelques millimètres d'épaisseur, correspondant à une sédimentation très condensée au milieu du Crétacé (âge albien à cénomaniens ou même turonien dans les nappes briançonnaises plus externes : voir la

feuille Briançon). Elle fait suite à une lacune de sédimentation au Crétacé inférieur. Le retour à une sédimentation pélagique consistante au cours du Crétacé supérieur, est marqué par des calcaires micritiques plus ou moins argileux et stratifiés. Métamorphisés et intensément plissés et schistosés, ils constituent maintenant des calcschistes à bancs de calcaires. L'ensemble présente une teinte gris clair à vert pâle (marbres en plaquettes ou marbres chloriteux). Quelques dizaines de mètres en sont conservés dans le secteur concerné ici, bien moins que l'épaisseur initiale qui peut régionalement atteindre quelques centaines de mètres. Sur les feuilles voisines, les foraminifères planctoniques montrent que la base peut descendre dans le Cénomaniens et le sommet atteindre l'Éocène inférieur.

eF. Flysch noir (Éocène) (30 à 50 m visibles). Formation de Schistes noirs micacés contenant des bancs décimétriques de calcaires gréseux à cassure bleutée et patine rousse attribuable à l'Éocène. Ce type de formation, classiquement considéré comme Lutétien sur la feuille Guillestre, a été localement datée du Bartonien - Priabonien sur la feuille Briançon. Le seul affleurement de la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin est constitué par une écaille tectonique très déformée, de 30-50 m d'épaisseur, sans rapport avec l'épaisseur initiale de la formation. Compte tenu de sa position tectonique, cette écaille pourrait en fait représenter l'ancienne couverture d'une série comme celle de l'Alpet, dans l'écaille « intermédiaire » voisine (voir ci-dessous) plutôt que la couverture de l'unité de la pointe de Rasis.

ZONE ULTRABRIANÇONNAISE

Comme sur les feuilles voisines où elle se développe plus largement, la zone ultrabriançonnaise mal connue car très écaillée, regroupe des unités provenant de l'ancien domaine de transition entre domaine briançonnais et domaine piémontais (fig. 5), mobile durant le rifting (profonde érosion) et probablement encore après (écroulements d'escarpements sous-marins).

Bande d'Acceglio - Longet

La frange sud de la feuille Aiguille-Col Saint-Martin comporte, dans le secteur du col du Longet, la terminaison nord de la bande d'Acceglio-Longet. Ce site est célèbre depuis la découverte et la datation d'une couverture carbonatée jurassique-crétacée transgressive sur les terrains paléozoïques, juste au Sud de la feuille (Lemoine, 1960). La bande affleure largement vers le Sud, sur la feuille Aiguille-de-Chambeyron dont on a conservé ici les distinctions. Elle est armée par un puissant complexe volcano-sédimentaire permien, où alternent des coulées volcaniques acides et basiques, et des sédiments remaniant ces coulées. La formation affleurant au col lui-même (*cf.* rps) en fait partie.

rpS. Schistes rhyolitiques (Permien) (plusieurs centaines de mètres). Schistes argentés prenant localement une patine rouille. Ces schistes quartzeux, micacés et feldspathiques dérivent de rhyolites (ou même de microgranites ?) et/ou de sédiments associés au sein du complexe volcano-détritique permien. Ils peuvent contenir des nodules pluri-centimétriques facilement mis en saillie à la surface des schistes par l'érosion. Leur forme reste identifiable comme celle de porphyroblastes feldspathiques aux macles caractéristiques, tandis qu'ils sont entièrement transformés en pyroxène sodique (jadéite : Lefèvre et Michard, 1976). Quelques niveaux métriques - décamétriques de schistes andésitiques n'ont pu être distingués sur la carte. L'épaisseur apparente de l'ensemble de cette formation est de plusieurs centaines de mètres. Très foliée et plissée, elle ne montre pas de polarité générale.

Écailles intermédiaires

Une écaille se situe dans le coin sud-ouest de la feuille (cf. cSBr), l'autre se situe à l'Ouest du col du Longet (cf. j-cBr et cC). Les distinctions et attributions proposées sur la feuille Aiguille-de-Chambeyron ont été conservées.

j-cBr. Mégabrèche du col du Longet (Jurassique - Crétacé ?) (plus de 100 m). La matrice de cette brèche est constituée de schistes et calcschistes, passant latéralement à des méta-arkoses. Celles-ci remanient en proportions variables les quartzites du Trias inférieur ou les micaschistes du Permien, allant souvent jusqu'à mimer la roche de départ (Permien reconstitué). Les blocs emballés dans cette matrice sont remarquables par leur taille variée, y compris géante (hectométrique et plus). Les blocs de dolomie triasique rousse dominant et constituent tous les blocs géants. Les blocs de prasinites sont également nombreux mais de plus petite taille (décamétrique). La formation, découverte par M. Lemoine (1967), affleure à l'Ouest du col du Longet, sous la crête de la Cula, entre des unités piémontaises d'origine océanique à l'Ouest et la terminaison nord de la bande d'Acceglio-Longet à l'Est. Très replissée, elle semble avoir une épaisseur initiale d'au moins 100 m. Son âge (jurassique-crétacé ?) est inconnu. Elle pourrait partiellement avoir pour équivalent latéral la brèche chaotique de la série de l'Alpet, elle aussi non datée (cf. cSBr ci-dessus).

cC. Calcaires clairs marmorisés de la Cula (Crétacé supérieur ?) (20 à 30 m). Ces calcaires cristallins gris à patine claire se débitent en lauzes et forment une barre bien visible dans le paysage (crête de la Cula). Ils sont très replissés, et leur épaisseur initiale pourrait n'être que de 20-30 m. De manière progressive, ils passent verticalement (mais avec une polarité inconnue) à la mégabrèche du col du Longet (cf. j-cBr ci-dessus). Ils semblent aussi passer latéralement à des calcschistes gris à blocs (ou bancs boudinés ?) de prasinites bréchiques. Ces calcaires de la Cula évoquent les calcaires marmorisés du Malm-Néocomien des unités piémontaises voisines (de marge ou d'océan). Ils pourraient

aussi représenter un équivalent des faciès les plus calcaires des marbres en plaquettes Briançonnais et seraient alors Crétacé supérieur (option choisie pour la feuille Aiguille-de-Chambeyron et reprise ici). L'incertitude demeure.

CSBr. Série de l'Alpet : calcaires, schistes et brèches (Crétacé – Éocène inférieur ?) (50 m). La faible épaisseur des termes variés de cette série justifie le recours à un figuré compréhensif. Définie sur le territoire de la feuille Aiguille-de-Chambeyron (Le Guernic, 1967), la Série de l'Alpet constitue une écaïlle tectonique dans le contact de rétrocharriage de la nappe Briançonnaise interne de la pointe de Rasis sur le complexe des Schistes lustrés piémontais (eux-mêmes constitués par une unité de marge au Nord, et une unité o c anique au Sud). Cette écaïlle s'amincit et disparaît rapidement vers le Nord-Ouest en bordure de la feuille Guillestre. Vers le Sud, elle se pince également, mais trouverait un prolongement en bordure de la feuille Aiguille-de-Chambeyron, dans l'unité de Combe-Brémond. Cette unité à série réduite typique du domaine d'Acceglio représente elle-même la terminaison septentrionale de la Bande du Roure (Le Guernic, 1967).

Sur la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin, la série est supposée renversée ; elle débute par des calcaires marmorisés clairs, gris   rosés, présentant un débit en lauzes ou en plaquettes à la faveur de niveaux schisteux verts ou rosés ( paisseur 10-20 m). Ils pourraient représenter le Malm. Ils passent (progressivement ?)   des calcschistes, schistes argileux sombres et schistes chloriteux, associés à des calcaires zonés gris. Ces calcschistes et schistes contiennent des bancs d'arkoses mica-c es (micaschistes permien reconstitués), des bancs de sables dolomitiques, quelques niveaux de cargneules et surtout des blocs de dolomies triasiques isolés et de taille variable, jusqu'à 20-30 m. Cette brèche chaotique non datée pourrait représenter le Crétacé -  oc ne inférieur ce qui la rapporterait à la période post-rift. Son épaisseur est d'une cinquantaine de mètres. Elle pourrait avoir été surmontée stratigraphiquement par du Flysch noir  oc ne.

ZONE PIÉMONTAISE

Le complexe des Schistes lustrés piémontais couvre l'essentiel de la feuille Aiguilles, tandis qu'en bordure orientale de la carte apparaît la couverture du massif cristallin interne (ou piémontais) Dora-Maira ; le socle lui-même n'affleure que plus à l'Est (voir le schéma structural sur la carte).

Couverture du massif cristallin interne Dora—Maira (bordure est)

Elle affleure dans la partie italienne de la feuille, là où la vallée du Pô incise la retombée occidentale de la coupole gneissique qui constitue l'essentiel du massif. Au-dessus de carbonates marmorisés parau-

tochtones attribuables au Trias, un ensemble de Schistes lustrés, non différenciés ici, pourrait correspondre aux termes plus récents de cette couverture, supportant eux-mêmes des métasédiments allochtones d'origine océanique.

tD. Calcaires et dolomies (Trias) (plusieurs centaines de mètres). Calcaires associés à des dolomies rubanées gris clair et sombre ou à des dolomies rousses. L'ensemble, recristallisé et tectonisé, peut représenter le Trias moyen ou supérieur. Epaisseur apparente : plusieurs centaines de mètres.

l-cS. Calcschistes indifférenciés (Jurassique-Crétacé ?) (plusieurs centaines de mètres). Alternances de calcaires, schistes et calcschistes dont le degré d'allochtonie par rapport aux calcaires et dolomies triasiques sous-jacents n'est pas précisé.

Complexe des Schistes lustrés piémontais

Le complexe des Schistes lustrés piémontais est ici dominé par des unités océaniques (fig. 5) ayant pour origine la Téthys ligure ou liguro-piémontaise : elles constituent l'essentiel du Queyras et la totalité du massif du Viso. Des unités continentales (fig. 5), ayant pour origine la partie distale de la marge européenne de l'océan occupent la partie frontale du complexe, dans le quart sud-ouest de la feuille, à proximité de la zone Briançonnaise *sensu stricto*.

Unités de marge continentale

En dépit des écaillages et replissements, on y reconnaît la série Roche des Clots-Grande-Hoche définie plus au Nord (Lemoine *et al.*, 1978). Les unités du massif de la Roche-des-Clots (feuille Guillestre), sont d'ailleurs dans le prolongement direct des unités de marge constituant la partie sud-ouest de la zone piémontaise sur la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin. Cette série est décollée dans les évaporites attribuées au Carnien et son substratum reste inconnu. Elle comporte une épaisse semelle de dolomies noriennes, sujette à un boudinage plurikilométrique, par manque de ductilité dans les conditions du métamorphisme régional (Tricart et Lemoine, 1986a,b). Au dessus, le Rhétien-Hettangien fossilifère reste relativement protégé des déformations par la proximité des dolomies. Viennent ensuite d'anciens marno-calcaires ayant livré sur la feuille Briançon quelques rares ammonites du Lias ou du Dogger ; de plus en plus plissés en montant dans la série, ils sont le siège d'une disharmonie majeure avec la série supérieure. Celle-ci, plus riche en calcschistes et très replissée (allure de Schistes lustrés), monterait dans le Crétacé supérieur. Cette série Roche des Clots-Grande-Hoche remplace en la prolongeant vers le haut l'ancienne série pré-piémontaise ou série du Gondran *sensu stricto* de M. Lemoine (1971). Au sommet de cette série de marge, aucune formation détritique n'est susceptible d'avoir enregistré les premiers effets de l'orogénèse alpine.

tG. Gypses et cargneules : Trias évaporitique tectonisé (Carnien ?) (10 cm à 20 m). Gypses exotiques pulvérulents blancs à lentilles de cargneules cavernueuses et bréchiques ocre ou grises et fragments de bancs de dolomies noires. Leur épaisseur est très variable jusqu'à 10-20 m à la crête du Puy. Leur attribution au Carnien tient à leur position structurale puisqu'ils constituent le niveau de décollement primitif à la base des dolomies noriennes. Dans une position comparable, mais plus au Nord, ils ont été effectivement datés du Carnien par des empreintes d'*Equisetum* sp. (Barféty et al., 1995). Ici, dans les étirements qui ont accompagné les charriages et plissements successifs, ils sont devenus la cicatrice des dolomies noriennes disjointes (cf. t6D). Ils ont aussi été injectés dans des contacts chevauchants en fines lames continues : quelques cm d'épaisseur sur des centaines de mètres de distance dans le vallon du Chatelard, face à Saint-Véran. À la crête du Puy, ils soulignent le contact tectonique majeur entre unités de marge et unités océaniques, marqué dans le paysage par des entonnoirs de sous-tirage et de dissolution.

TS. Schistes et grès à plantes (Carnien) (10 m conservés dans une écaille). Sur la crête de Tancinion affleure une écaille tectonique décamétrique insérée dans une surface de décollement-chevauchement à gypses et cargneules (cf. tG). À la base de l'écaille, des niveaux décimétriques irréguliers de schistes noirs écailleux (paléosols) et de grès grossiers, micacés et feldspathiques, gris à patine verdâtres, sont pétris d'empreintes de plantes. Les schistes peuvent aussi contenir des lumachelles de bivalves et alterner avec des marnes jaunes à rougeâtres. La partie supérieure de l'écaille s'enrichit en bancs de dolomies ocre ou, surtout, gris clair et noir, rubanée ou bréchique. Les faciès continentaux suggèrent un âge carnien (J. Mégard-Galli, 1973, communication personnelle).

T6D. Dolomies rubanées (Norien) (50 à 300 m). Dolomies à patine gris clair ou gris sombre soulignant un rubanement régulier. L'épaisseur initiale pouvant atteindre 800 m (Péouvou, juste au Sud de la feuille : Mégard-Galli, 1974) est réduite tectoniquement à 300 m dans le petit massif prolongeant au Nord celui du Péouvou (cabane de Clausis, en marge sud de la feuille), ou même à 50 m dans le torrent des Roussettes (au-dessus du Bois-Noir, Cristillan). À cause de leur faible déformation interne, ces témoins en chapelet d'une formation initialement continue ont été comparés à des mégaboudins (Tricart et Lemoine, 1986a,b).

Ce sont des dépôts tidaux qui voient alterner sous forme d'un rubanement millimétrique à décimétrique régulier d'anciens sables carbonatés grossiers déposés en milieu infratidal haut ou intertidal bas (dolomies à patine grises) et d'anciens sables carbonatés fins à fenestras déposés en milieu intertidal haut ou supratidal (dolomies à patine claire). Ces dernières, lithifiées précocement, montrent à plusieurs niveaux des figures de glissement et de bréchification dans les dolomies grises encore souples. Les dépôts s'organisent en séquences

régressives métriques répétées sur toute l'épaisseur de la formation et caractérisant le faciès « hauptdolomit ». Entre les séquences, surtout vers le haut de la formation, s'insèrent des joints anciennement argileux (millimétriques à centimétriques) pouvant mouler des surfaces de banc à polygones de dessiccation. Ces joints maintenant micacés ont permis un certain jeu banc sur banc pouvant accompagner un plissement à grand rayon (synforme kilométrique du Péouvou : Tricart, 1974), tout en favorisant la préservation des fines structures sédimentaires contenues dans les bancs).

T7-l1. Schistes noirs, calcaires et dolomies (Rhétien – Hettangien) (10 à 20 m). Cette formation fossilifère qui peut atteindre plus de 100 m d'épaisseur surmonte habituellement les dolomies noriennes à la faveur d'un contact transitionnel (feuilles Aiguille-de-Chambeyron et Briançon). Ici ce contact est tectonisé et la formation est elle-même réduite à 10-20 m d'épaisseur pour les deux affleurements de la feuille, situés dans la vallée du Cristillan : à l'Est de la cabane de Clausis et dans le torrent des Roussettes. On reconnaît des portions de séquences à leurs alternances décimétriques - métriques de dolomies rubanées ou massives, gris ou jaune, de schistes noirs ou bariolés, de calcschistes gris sombre, de calcaires lumachelliques sombres et de calcaires récifaux gris à zones siliceuses. Dans ces derniers, M. Lemoine (1954) y décrit des polypiers branchus (*Rhabdophyllia*). C'est le faciès des Couches de Kössen, fossilifère (lamellibranches et polypiers) et remarquablement uniforme dans la région. Il témoigne d'oscillations entre des conditions de dépôts supratidales, tidales et subtidales, voire franchement marines.

l. Calcaires et calcschistes lités : anciennes alternances marno-calcaires (Lias) (plusieurs dizaines de mètres). Les bancs calcaires gris décimétriques contiennent des lits sableux roux centimétriques recristallisés (calcaires zonés). Ils alternent avec des interbancs de calcaires schisteux et calcschistes gris décimétriques. L'ensemble, épais initialement de 50 à 100 m (?), est plus calcaire à la base et plus schisteux au sommet. Globalement, après la sédimentation tidale du Trias, il correspond à l'installation de conditions de sédimentation plus profondes et plus franchement marines alors que se développe, dans le domaine piémontais comme dans les domaines voisins, le rifting téthysien. C'est le faciès du Lias prépiémontais de M. Lemoine (1971) qui, plus au Nord, sur les feuilles Briançon et Névache, a livré de longue date quelques rares ammonites d'âge sinémurien. Il a aussi livré, plus récemment, une ammonite du Toarcien (Dumont et al., 1984). Ici il reste non daté. Il constitue principalement les falaises en rive gauche du Cristillan dans le coin sud-ouest de la feuille (Coste-du-Glas) dont une description détaillée est donnée par P. Tricart (1974).

j-cS. Schistes, calcschistes, jaspes et calcaires (Dogger – Crétacé supérieur ?) (200-300 m). Cette succession de termes variés, incartographiables en détail car trop replissée, représente le haut de la série Roche des Clots – Grande-Hoche. Les intercalations de brèches granu-

loclassées dans des calcschistes (a et b ci-dessous) sont nombreuses dans la « formation détritique rousse » attribuée au Dogger et dont une description détaillée (Haut Cristillan et ubac de l'Aigue Blanche) est donnée par P. Tricart (1974). Ces turbidites syn-rift traduirait à distance, l'érosion du Briançonnais interne (domaine d'Acceglio : Lemoine, 1963).

Parmi les termes supérieurs, quelques niveaux-repères sont localement visibles : une barre plus franchement calcaire débutant par des jaspes et schistes siliceux, pouvant représenter le Malm-Néocomien (Barre tithonique) et une vire plus riche en schistes noirs quartzeux et luisants pouvant représenter le milieu du Crétacé (black shales). Les alternances de calcaires et calcschistes attribuées par encadrement au Crétacé inférieur peuvent contenir quelques bancs de brèches et micro-brèches granuloclassées comme celles de la formation détritique rousse, mais plus minces. Le Crétacé supérieur supposé (à partir du Turonien ?) serait plus monotone car essentiellement constitué de calcschistes. Cet âge crétacé supérieur pourrait être confirmé par la présence de foraminifères planctoniques (Globotruncanidés) ou du moins de leurs fantômes (Lemoine et *al.*, 1984) mais leur identification reste délicate.

1 - Brèches granuloclassées à éléments carbonatés dominants.

Intercalation de bancs massifs de brèche qui peuvent être au nombre de plusieurs dizaines sur une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres. Ces bancs de brèche ont une épaisseur décimétrique à semi-métrique, globalement décroissante vers le haut. Les éléments, anguleux, millimétriques à centimétriques, sont principalement calcaires ou dolomitiques. Les bancs, à structure laminée ou granuloclassée, pauvres en ciment carbonaté, traduisent la mise en place soudaine des produits d'érosion d'une couverture carbonatée de type Trias moyen - supérieur briançonnais. Ces bancs de brèche ont résisté aux déformations alpines et conservé leurs structures sédimentaires (précieux critères de polarité). Leur base est toutefois déformée en meneaux accentuant les figures sédimentaires de charge et de courant.

Un affleurement facilement accessible se situe au SSW immédiat de l'étable des génisses (Cristillan) ; d'autres plus démonstratifs constituent le Sommet Jacqueline (entre Cristillan et Aigue Blanche).

2 - Brèches granuloclassées à éléments quartzo-micacés dominants.

Bancs comparables aux précédents quoique plus minces, plus déformés et dans lesquels dominant des éléments anguleux quartzeux, feldspathiques et micacés remaniant un socle cristallin ou une couverture de type Permien - Trias inférieur briançonnais.

Des affleurements facilement accessibles se situent au pied des falaises en rive gauche du Cristillan, dans l'angle sud-ouest de la feuille (Coste du Glas) ; d'autres, plus démonstratifs, constituent la crête du Pis entre le rif des Flottes et le rif du Chatelard, face à Saint-Véran.

Unités océaniques

Les unités d'origine océanique consistent en une semelle ophiolitique, témoin du substratum océanique (croûte et manteau) et une couverture de sédiments profonds, essentiellement pélagiques, jurassiques et crétacés. À l'Ouest du Viso (Queyras et haute vallée de la Varaita) la semelle ophiolitique des différentes unités, démembrée, constitue de petits massifs disséminés régionalement. Chacun est différent, du fait de structures océaniques héritées, antérieures aux déformations alpines. La composition de ces massifs ophiolitiques (hors olistolites) est la suivante :

- Péridotites essentiellement (gabbros et basaltes subordonnés) : Rocher Blanc - Cascavelier et Roche Noire ;
- Péridotites à intrusions de gabbros plus importantes (pas de basaltes) : Tour Real, l'Eychassier et mine de Saint-Véran - col de Longet ;
- Gabbros essentiellement (pas de basaltes) : Tête du Pelvas (Pelvas d'Abriès ou mont Palavas) ;
- Basaltes, gabbros et péridotites : Rocca Bianca, pic des Lauzes et Toillies - Farnéiréta ;
- Prasinites, insérées dans la série sédimentaire supra-ophiolitique, près de sa base : Bric Bouchet.

Globalement ces massifs présentent un fort déficit en termes basiques au bénéfice d'ultramafites mantellaires. Cette particularité n'est pas liée aux déformations alpines mais trouverait son origine dans la lenteur de l'ouverture océanique. Cette lenteur limite en effet la fusion partielle du manteau et privilégie les processus d'accrétion tectonique relativement aux processus d'accrétion magmatiques (voir plus loin : Genèse des formations dans leur cadre géodynamique).

En couverture des ophiolites, la succession verticale des faciès sédimentaires est largement commandée par la profondeur de dépôt, alternativement au-dessus et en dessous de la CCD, tandis que les variations d'une succession à l'autre sont surtout liées à des processus gravitaires. Ceux-ci traduiraient la persistance de la tectonique distensive dans une grande partie du domaine océanique en cours d'ouverture (voir plus loin : Genèse des formations dans leur cadre géodynamique). Au total, les variations d'une série à l'autre ne seraient que des variations latérales au sein d'un même domaine paléogéographique. Les unités du Viso présentent des caractères communs un peu différents pouvant indiquer qu'elles proviennent globalement d'une autre partie du même océan.

Régionalement, les comportements tectoniques sont contrastés. Au boudinage de la semelle ophiolitique correspond le plissement disharmonique de la couverture supra-ophiolitique, avec accumulation des termes les plus ductiles (calcschistes) en sous-unités d'épaisseur apparente considérable (partie nord-ouest de la feuille). Grâce à de précieux niveaux repères (marbres du Malm-Néocomien, Schistes noirs

médio-crétacés) livrant partiellement la clé de la structure boudinée-plissée régionale on peut proposer que l'épaisseur initiale de la série sédimentaire supra-ophiolitique ne dépasse pas quelques centaines de mètres.

Particularités de composition et de structure des ophiolites

C'est en Queyras et Haute Varaita qu'elles sont les plus frappantes (Lemoine, 1980 ; Tricart et Lemoine, 1983 ; Lagabrielle et *al.*, 1984 ; synthèses dans Tricart et Lemoine, 1991 ; Lagabrielle, 1994 et Lagabrielle et Lemoine, 1997).

– Pas de couche gabbroïque épaisse, continue, avec complexe cumulitique différencié et stratifié à la base ; au contraire surtout des gabbros magnésiens et isotropes en petits massifs circonscrits, voire en filons, intrusifs dans les tectonites du manteau ;

– pas de complexe filonien, pas même de réelle couche doléritique à la base des basaltes ;

– pas de couche volcanique épaisse et continue : les coulées basaltiques sous-marines restent minces (quelques dizaines de mètres) et localisées ; là où leur épaisseur semble exceptionnelle dans le contexte régional elle ne dépasse pas la centaine de mètres (pic des Lauzes) ;

– un fond océanique initial largement constitué par les péridotites serpentinisées du manteau (intrudés ou non de quelques gabbros) : il est fossilisé par des brèches sédimentaires particulières à ciment carbonaté, les ophicalcites ;

– les sédiments pélagiques surmontent les roches du manteau et leurs dérivées, avec ou sans intercalation de quelques coulées basaltiques.

L'analyse massif par massif a conduit à faire la part des déformations alpines pour reconnaître le caractère primitif, intra-océanique, de certaines surfaces de discordance, lacunes ou réductions d'épaisseur. Chaque massif du Queyras présente de ce point de vue un intérêt particulier. Tous indiquent une coupure majeure entre la mise en place des gabbros et celle des basaltes. Les caractéristiques chimiques indiquent cependant que ces roches basiques sont cogénétiques, relevant d'un fractionnement à plagioclase dominant, clinopyroxène et olivine et caractérisant une lignée magmatique unique à affinités tholéitiques. Via des chambres magmatiques de faible dimension elles sont issues de la fusion modérée d'un manteau chondritique dans un site géotectonique en divergence. Les basaltes sont de type N-MORB, c'est-à-dire de ride médio-océanique (discussion critique dans A. Ishiwatari, 1985) à l'image de ceux du Chenaillet, sur la feuille Briançon (Mével, 1975). Les océans actuels, à faible taux d'accrétion, fournissent un bon analogue (voir plus loin : Genèse des formations dans leur cadre géodynamique). Dans le massif du Viso, les gabbros sont plus développés et plus diversifiés ; les basaltes sont eux aussi plus épais ; cette diffé-

rence par rapport aux ophiolites du Queyras peut s'expliquer par une origine plus proche d'un centre volcanique au sein du même océan à ouverture globalement très lente.

– **Une série sédimentaire syn-ouverture océanique d'âge jurassique moyen ou supérieur à crétacé supérieur.** Par endroits, la couverture sédimentaire des ophiolites peut comporter la succession d'anciens dépôts pélagiques contrastés qui caractérise la série de Chabrière : métaradiolarites, marbres, alternances de schistes noirs et calcaires siliceux, schistes noirs quartzeux. Cette succession a d'abord été attribuée au Malm - Crétacé par comparaison avec les séries quasi identiques de l'Apennin septentrional (Lemoine et *al.*, 1970 ; Lemoine, 1971 ; Tricart, 1974). Son âge à la base a été confirmée par la datation paléontologique locale des radiolarites (De Vewer et Caby, 1981), en l'absence de datation radiométrique du substratum ophiolitique lui-même. Enfin, il a été proposé que la série se termine par des calcschistes représentant le Crétacé supérieur (Lemoine et *al.*, 1984). Comme pour les séries de marge, on ne connaît pas de formation syn-orogénique ayant enregistré le passage à la convergence alpine, en particulier la fermeture de l'océan, qui a pu intervenir dès le Crétacé supérieur. Cette reconstitution, comme les variations décrites ci-dessous, concerne les unités océaniques du Queyras et leur prolongement immédiat au Sud (Ubaye : feuille Aiguille-de-Chambeyron) et au Nord (Cerveyrette et Montgenèvre : feuille Briançon), mieux connues que celles du massif du Viso.

– **Les variations latérales.** Nombreuses par rapport à la succession-type de Chabrière, elles tiennent au détritisme ophiolitique et à la résédimentation des boues pélagiques. Le remaniement du substratum océanique se traduit par des intercalations de blocs de taille variée, isolés ou regroupés en formations chaotiques, ainsi que par des bancs de matériel plus fin (revu dans Lagabrielle et *al.*, 1984). La remise en mouvement de sédiments pélagiques peut engendrer des formations dissociées interprétées par comparaison avec les feuilles voisines où des paléopentes sont encore visibles (Aiguille-de-Chambeyron et Briançon : Tricart et *al.*, 1985a). Ce processus de résédimentation, enregistré de manière plus distale, expliquerait aussi que des formations typées (marbres, alternance schisto-calcaires, schistes purs) passent latéralement à des calcschistes plus ou moins monotones dérivant de sédiments plus ou moins marneux. La tectonique syn-métamorphique alpine ne peut, en elle-même, engendrer de telles « dilutions » des faciès (Lemoine et Tricart, 1986). Ces variations latérales se sont opposées à une cartographie détaillée dans les secteurs très replissés et introduisent une ambiguïté dans l'identification des formations, les calcschistes (*cf.* n-CS) n'étant pas exclusifs du Crétacé supérieur.

ε. **Ophiolites non différenciées.** Affleurements non reconnus ou association de plusieurs termes, ne pouvant être figurés en détail (en particulier gabbros et basaltes).

σ. **Péridotites serpentinisées.** Roches denses à grain grossier, vert sombre avec cristaux centimétriques dorés (pyroxènes) ; elles peuvent présenter des surfaces brillantes vert pomme ou bien un aspect rugueux et une couleur rouge prononcée en patine. Leur épaisseur peut dépasser 500 m en Queyras (Roche Noire) et approcher 1 500 m dans le massif du Viso. À une exception près (Tête du Pelvas) elles représentent d'anciennes péridotites résiduelles du manteau (Ishiwatari, 1985). Ce sont essentiellement des lherzolites à spinelles, largement rééquilibrées dans le faciès à plagioclase, et secondairement des harzburgites. Celles-ci contiennent des filonnets et de petites poches d'anciennes dunites (péridotites riches en olivine) à bords tranchés, dont le grain reste fin et dont la structure maillée est visible à l'œil nu. Toutes ces péridotites ont été largement (70-80 à 100 %) serpentinisées au sein même de l'océan par hydrothermalisme. L'olivine a ainsi été entièrement transformée, ainsi que l'orthopyroxène. Le clinopyroxène est préservé. Le plagioclase est entièrement saussuritisé. Quelques spinelles subsistent à l'état de reliques. Au total les minéraux secondaires de ces serpentinites sont : chrysotile, lizardite, chlorite, amphiboles calciques, talc, hydrogrenat, magnétite, hématite et divers minéraux opaques. Ces serpentinites sont traversées de filons et filonets variés : gabbros (euphotites, rodingites), dolérites, basaltes chloritisés (diabases) et albitites.

– **Cristillan.** Les anciennes péridotites des massifs de Rocher Blanc – Cascavelier (rive droite ; fig. 6) et de Roche Noire (rive gauche ; fig. 7) sont principalement des lherzolites ayant conservé par endroits leur texture de tectonite de haute température (déformation ductile en conditions asthénosphériques) ainsi que des rubanements pyroxéniques millimétriques-centimétriques (M.O. Beslier, 1989, communication orale). Ceux-ci, tout comme les filonnets gabbroïques, sont restés planaires à une échelle métrique-décamétrique (face nord de Roche Noire et col sud de Cristillan), confirmant la faible déformation pénétrative de ces roches à l'Alpin ; cette relative compétence des grandes masses occidentales de serpentinites s'accorde avec le fait qu'elles constituent des boudins pluri-kilométriques (Tricart et Lemoine, 1986a,b), certains ayant en plus été replissés (synforme de Roche Noire : fig. 8).

– **Aigue Blanche.** Les anciennes péridotites de la mine de cuivre de Saint-Véran, sous un chevauchement majeur, sont très cisailées (voir fig. 32 et 35). Les autres péridotites situées en amont (La Moutière, col de la Noire) sont d'anciennes lherzolites et harzburgites (Saby, 1986). La paragenèse primaire comprend des péridots, des pyroxènes et des oxydes. Les péridots sont représentés par de l'olivine de forme arrondie, remplacée par de la serpentinite (lizardite surtout). Les orthopyroxènes, en cristaux euhédraux centimétriques sont transformés en bastite. Les clinopyroxènes, mieux conservés dans des plages semi-centimétriques, englobent les deux types précédents de minéraux. Les oxydes interstitiels forment des plages centimétriques lobées et fracturées. La magnétite est plus abondante que l'ilménite. Dans les dunites,

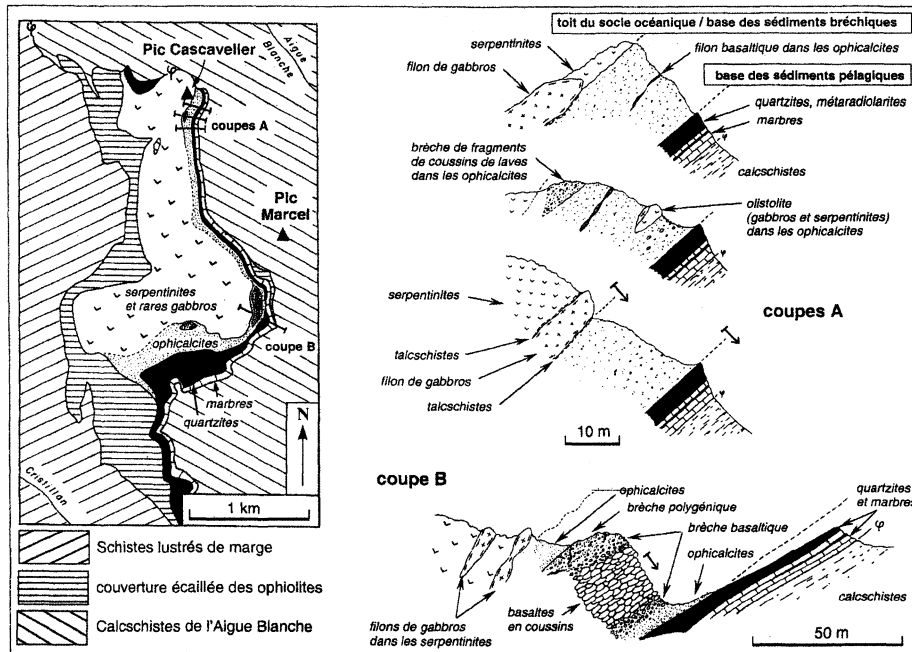


Fig. 6 - Le massif ophiolitique de Rocher Blanc—Cascavelier (angle sud-ouest de la feuille). Carte simplifiée et coupes de détail en bordure orientale du massif d'après P. Tricart et M. Lemoine (1986). Trois ensembles lithologiques sont stratigraphiquement superposés, à l'envers au niveau des coupes de détail : (1) socle océanique, constitué de péridotites mantellaires serpentinisées à rares filons de gabbros ; (2) brèches sédimentaires remaniant essentiellement les serpentinites, (ophicalcites) associées à quelques basaltes ; (3) sédiments pélagiques.

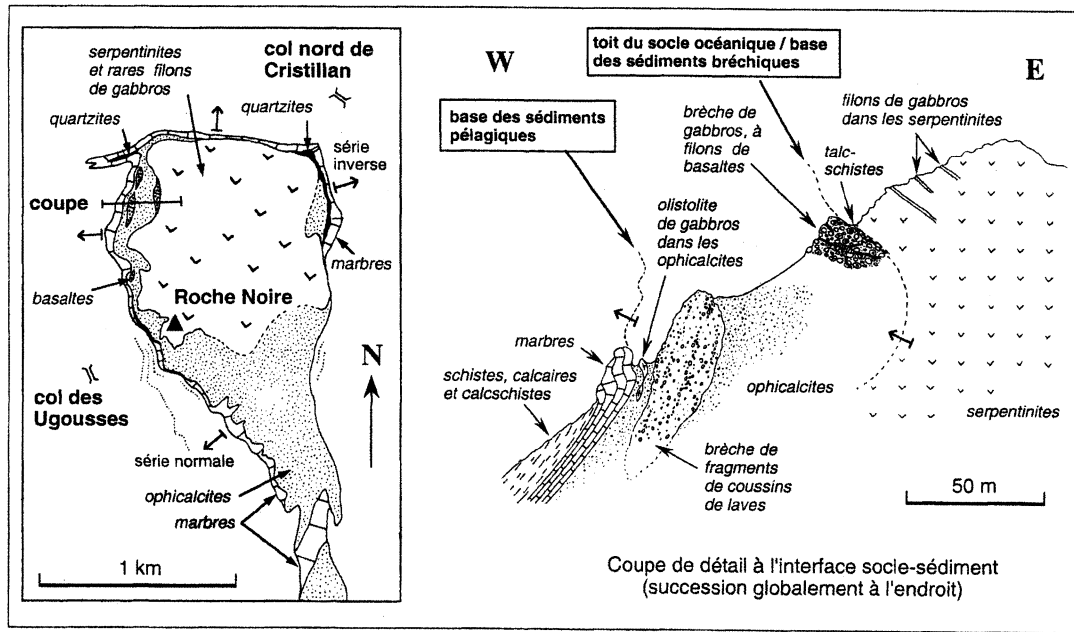


Fig. 7 - Le massif ophiolitique de Roche Noire (à cheval sur l'angle sud-ouest de la feuille et la feuille Aiguille-de-Chambeyron). Carte simplifiée et coupes de détail en bordure occidentale du massif d'après P. Tricart et M. Lemoine (1986). Même superposition stratigraphique de trois ensembles lithologiques que dans le massif Rocher Blanc-Cascavelier.

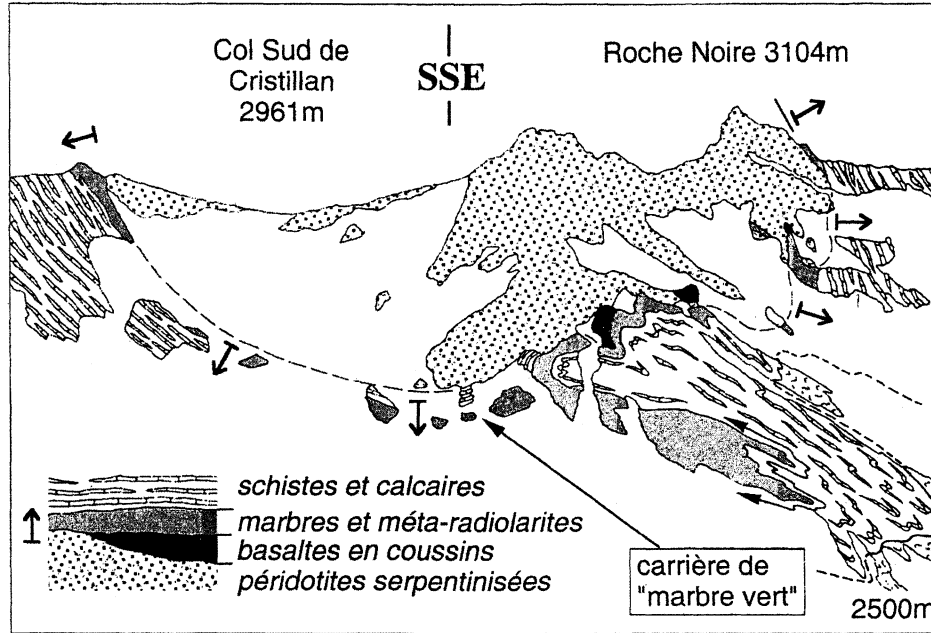


Fig. 8 - Panorama sur la face nord du massif ophiolitique de Roche Noire (angle sud-ouest de la feuille, à cheval sur la feuille Aiguille-de-Chambeyron) : les ophiolites et leur couverture sédimentaire, à l'envers, dessinent un pli synforme déversé-renversé vers l'Est (modifié d'après P. Tricart, 1974).

l'olivine était le minéral principal ; elle est entièrement serpentinisée (lizardite), et on ne reconnaît plus que son fantôme, cerné de fines poussières d'oxydes et dépourvu d'inclusions. Les veinules à fibre de chrysotile qui parcourent les roches traduisent une serpentinisation tardive. Ces anciennes péridotites contiennent quelques filons de pyroxénites (webstérite) riches en minéraux ordinairement accessoires (oxydes, apatites et zircons), témoignant d'une fusion partielle limitée (moins de 10 %) et précoce (Ayoub, 1984 ; Saby, 1986). On reconnaît ces filons à leur patine orange ou marron, plus claire que la patine rouge des péridotites encaissantes. De dimensions trop réduites ils n'ont pas été distingués sur la carte.

– **Sur le versant italien**, les lherzolites de Tour Real ont conservé des caractères de manteau sous-continentale peu appauvri tandis que celles du massif du Viso, plus appauvries, pourraient avoir alimenté un magmatisme de type N-MORB (Pognante et *al.*, 1986).

À la Tête du Pelvas (Pelvas d'Abriès, mont Palavas ; voir fig. 9), des lames de serpentinite sont boudinées et plissées au sein des gabbros, notamment à la base orientale du massif. Elles dérivent de cumulats ultramafiques (troctolites), les seuls décrits en Queyras (Bearth et *al.*, 1975 ; voir aussi Ambrics et Bertrand, 1999). La structure de cumulat reste visible même à l'œil nu. Le cumulus est constitué d'olivine (encore localement préservée) en individus de 1 à 10 mm, idiomorphes ou lenticulaires. Des structures magmatiques de type entrecroisé, à olivine squelettique, restent également visibles. L'olivine, localement préservée, est généralement transformée en serpentine (chrysotile, associé ou non à la trémolite). De minuscules grains de ferrite et de chromite se trouvent en intercumulus ou en lits parallèles. Le plagioclase, qui se situait initialement dans l'intercumulus, est remplacé par de la chlorite et de la trémolite. Des cumulats ultramafiques comparables, également serpentinisés, ont été décrits dans le vallon de Forcioline, à la base de l'épaisse dalle de gabbros (500 m) qui constitue le sommet du Viso (Compagnoni et Fiora, 1976).

θ. Métagabbros variés ou indifférenciés. Parmi les différents types d'anciens gabbros, les gabbros magnésiens sont de loin les plus volumineux, en Queyras comme dans le massif du Viso. À ces « euphotides » sont associés, plutôt à leur sommet et en quantité subordonnée, des gabbros ferro-titanés (pic des Lauzes). Les autres roches associées sont en volumes très mineurs ; ce sont par exemple des gabbros troctolitiques (gabbros aluminomagnésiens à olivine) sous le pic de Caramantran (Ayoub, 1984) et dans les falaises dominant la Roche Écroulée (Lagabrielle, 1987) ; ce sont aussi des anorthosites à Tour Real (Lombardo et Pognante, 1982).

En présence de péridotites, ces gabbros y sont systématiquement intrudés, soit sous forme de filons centimétriques à décimétriques, pouvant constituer localement de petits champs filoniens (filons obliques sous le paléofond océanique : crête du Rocher Blanc, face

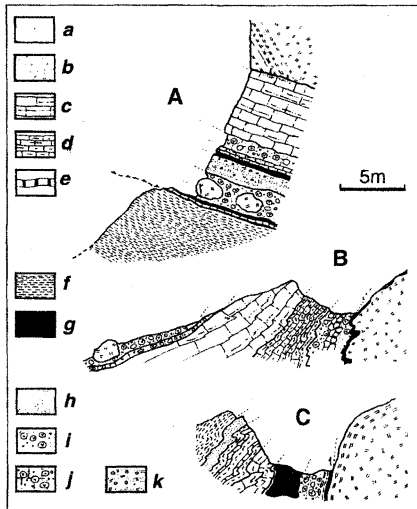
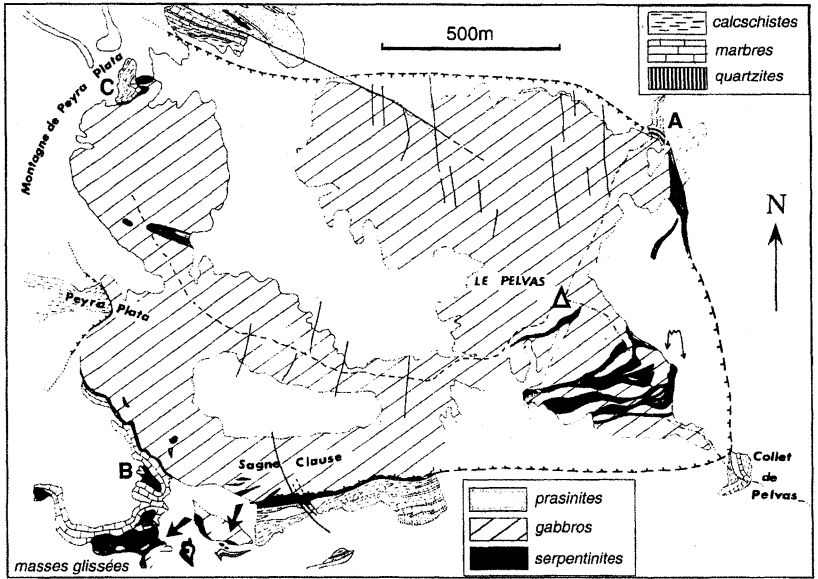


Fig. 9 - Le massif ophiolitique de la Tête du Pelvas (Lagabrielle et *al.*, 1985). Carte des affleurements et coupes de détail dans la base de couverture sédimentaire. a : gabbros ; b : gabbros foliés ; c : marbres à zones siliceuses ; d : marbres phylliteux ; e : quartzites ; f : calcschistes ; g : serpentinites et roches dérivées (talcschistes, chloritoschistes ...) ; h : prasinites ; i : brèches de serpentinites ; j : opicalcites ; k : méta-arénites de gabbros.

nord de Roche Noire, crête de l'Eychassier) soit des poches (bel exemple en face nord du Rocher Blanc). Seules les intrusions les plus importantes ont pu être figurées sur la carte. Certains filons gabbroïques sont rodingitisés (Roche Noire) mais ils n'ont pas fait l'objet d'une distinction spéciale.

En Queyras, ces gabbros magnésiens sont très variablement affectés par les foliations alpines et des recristallisations dans le faciès des Schistes bleus, y compris au sein d'une même unité (flaser gabbros). Certains massifs (l'Eychassier) ou même olistolites (Nord-Est du col Agnel) montrent une foliation précoce que recoupe des filonnets de basaltes chloritisés (diabases) ou de dolérites non affectés. Cette foliation anté-alpine ne peut qu'être intra-océanique, comme démontré dans le massif du Chenaillet (Mevel *et al.*, 1978).

– **Le Cirque amont de l'Aigue Blanche** est l'endroit du Queyras où les gabbros sont les plus variés, des troctolites aux gabbros ferro-titanés, sinon les plus abondants. Exemples de massifs démonstratifs : Le Rouchon, La Roche Ronde, La Farnéiréta et Rocca Bianca (fig. 10).

– **La Tête du Pelvas** (Pelvas d'Abriès, mont Palavas) est un bon exemple de massif de gabbros dans la partie occidentale de la feuille (fig. 9); il a aussi l'intérêt de présenter des alternances cumulitiques exceptionnelles dans la région (Bearth *et al.*, 1975 ; Lagabrielle *et al.*, 1985 ; Ambrics et Bertrand, 1999). Le massif est constitué par une dalle de gabbros épaisse de 400 m environ, renversée vers l'Est sur sa couverture sédimentaire. La dalle elle-même contient des plis couchés dont les charnières décamétriques sont visibles dans les falaises. Les gabbros magnésiens dominent, mélanocrates (rarement) à leucocrates, de grain très variable, foliés précocement. Un litage magmatique est esquissé de place en place. Dans les faciès les plus frais, le clinopyroxène magmatique est déformé mais conservé, à côté de l'ilménite et de l'apatite. La matrice est un fin agrégat saussuritique. Ces gabbros alternent avec des strates boudinées de cumulats ultramafiques (*cf.* σ ci-dessus). Quelques lentilles massives, bleu sombre, à grain variable, sont constituées de crossitites à épidote et chlorite, elles représentent d'anciens gabbros ferro-titanés, vraisemblablement boudinés.

– **Tour Real**, en Italie, entre la bande d'Acceglio–Longet et la chaîne du Viso, offre des aspects complémentaires (Lombardo et Pognante, 1982). Comme à la Tête du Pelvas, une dalle de gabbros (épaisse ici de 200 m) est renversée vers l'Est sur sa couverture sédimentaire. Les gabbros, à grain grossier, montrent un plagioclase altéré, du clinopyroxène, un peu d'olivine (et d'orthopyroxène ?) chloritisée. Ils sont recoupés par de nombreux filons centimétriques - décimétriques clairs de composition leucodioritique, à minéralogie et textures primitives disparues, qui représentent probablement des anorthosites. Ces gabbros sont spectaculairement intrusifs dans des péridotites, sous la forme de filons et de poches irrégulières au sein desquelles les péridotites peuvent être isolées (enclaves). Ces péridotites, entièrement

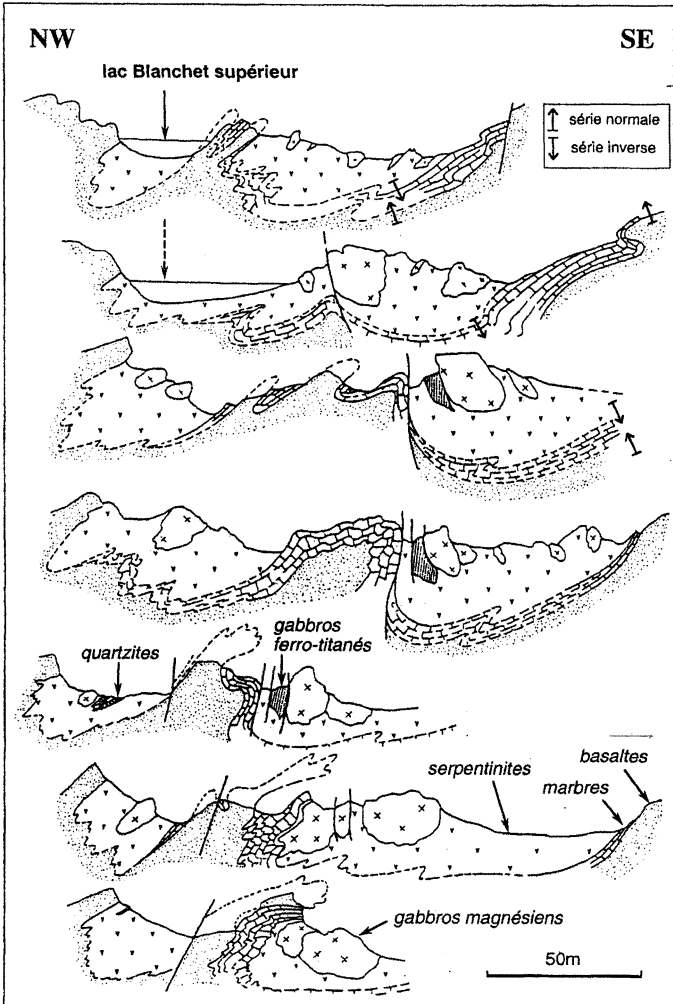


Fig. 10 - Coupes séries, montrant la structure plissée de détail de la «gouttière» à serpentinites du vallon des Lacs Blanchet, au pied NW de Rocca Bianca (modifié d'après Y. Lagabrielle, 1982).
De haut en bas, les coupes se succèdent en allant du NE vers le SW. Les marbres, localement associés à des quartzites, sont pincés au sein de l'ancien substratum océanique ; ils soulignent le coeur d'un pli couché dont le flanc inférieur (série normale) comporte des coulées basaltiques (coussins préservés localement) et dont le flanc supérieur (série inverse) comporte des péridotites serpentinisées à filons (boudinés-plissés) de gabbros. L'ensemble est replissé suivant une direction proche d'E-W, essentiellement par les plis tardifs à vergence sud (plis 3 dans la chronologie locale).

serpentinisées, sont d'anciennes tectonites (Iherzolites et harzburgites à clinopyroxène).

– **Le Massif du Viso** offre à la Costa Ticino (fig. 11 ; voir aussi fig. 28 et coupe générale E-W) une des sections ophiolitiques les plus développées des Alpes occidentales (Lombardo et Pognante, 1982). Sous les métasédiments (30 m) et les coulées de basaltes (600 m), les gabbros se développent sur 300 m d'épaisseur avec une belle variété pétrographique. Comme en Queyras, les gabbros dominants sont des gabbros magnésiens, plus massifs que lités, à grain grossier mais très variable et à texture ophitique conservée. La minéralogie primitive est également comparable. À différents niveaux s'insèrent et se répètent des niveaux discontinus, de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur. Ils sont constitués de troctolites, de mélanotroctolites à clinopyroxène, de dunités à plagioclases et clinopyroxènes et (plus rarement) d'anorthosites. Dans ces gabbros s'insèrent de rares lentilles décimétriques à métriques de gabbros ferro-titanés largement altérés. Dans ces gabbros s'insèrent également des serpentinites massives constituant des volumes variés, depuis des boules métriques jusqu'à des lames épaisses de quelques dizaines de mètres et longues de plusieurs centaines de mètres. Leurs contacts peuvent être nets, sans toutefois être tectoniques. Leur texture granoblastique conservée malgré la serpentinisation, leur minéralogie et la composition des spinelles caractérisent d'anciennes tectonites (harzburgites dominantes, Iherzolites subordonnées). Enfin, la pile des gabbros et les lames d'ultramafites sont recoupées par des filons de basaltes à grain fin et texture ophitique à subophitique, avec bordures figées fréquentes.

θ1. Métagabbros magnésiens. Roches claires et isotropes, à texture ophitique. Leur grain est grossier, commandé par la taille des cristaux de pyroxène (éclat doré), mais varie rapidement de subdoléritique à pegmatitique. Ces gabbros peuvent présenter des textures de brèche à éléments de gabbros dans un ciment de même nature, typiques de brèches magmatiques (crête et face nord du Rocher Blanc). Leurs minéralogie est dominée par le plagioclase saussuritisé ou albitisé, et le clinopyroxène, voisin d'une augite ou d'une salite, volontiers préservé même quand il est déformé ; la cristallisation du plagioclase a précédé celle du clinopyroxène (héthéradcumulat plagioclasiq. à pyroxène interstitiel) ; il a pu exister un peu d'orthopyroxène ou même d'olivine, mais tous deux sont transformés.

θ2. Métagabbros ferro-titanés (éclogitiques dans le massif du Viso). Roches grenues denses et très sombres presque noires. Ces ferro-gabbros se distinguent des gabbros magnésiens par leur richesse en augite et en oxydes ferro-titanés (magnétite et ilménite, remplacées par du leucoxène). Ils ont essentiellement été distingués dans le massif du Viso, où ils sont transformés en glaucophanites et éclogites (Lago Superiore ; voir fig. 28). En Queyras ils sont surtout présents dans la haute vallée de l'Aigue Blanche où ils sont transformés en glaucophanites (Ayoub, 1984) et sont volontiers associés à quelques sulfures

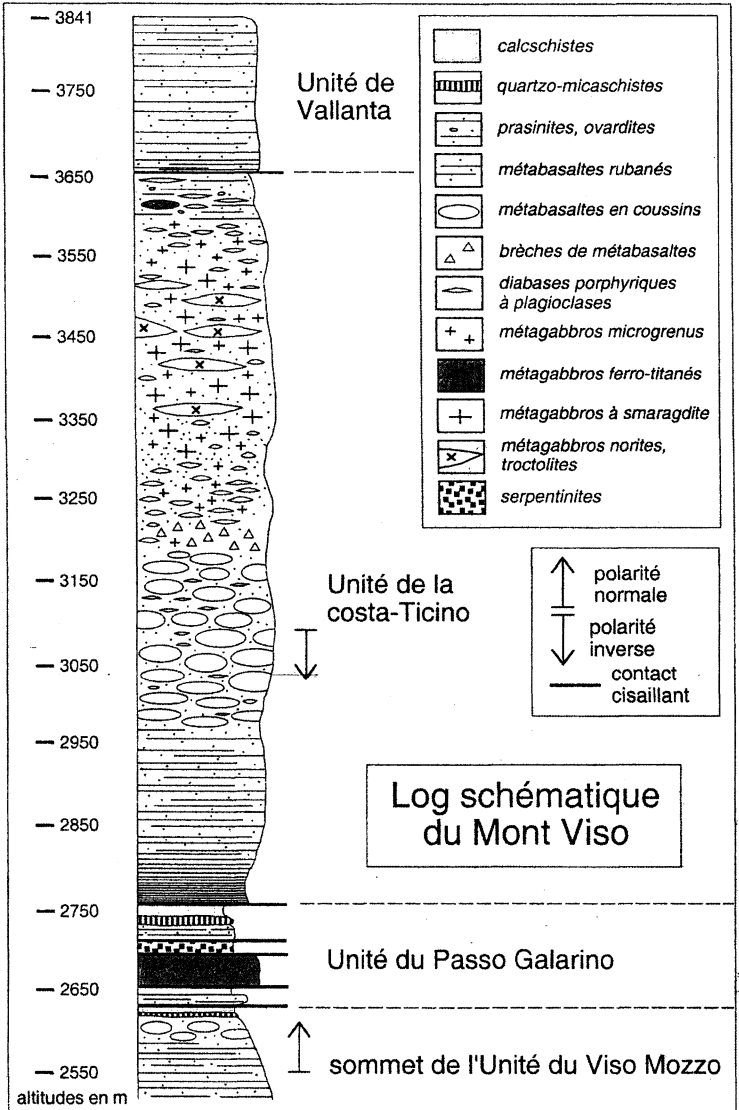


Fig. 11 - Succession lithologique relevée au Mont Viso (Philippot, 1988 ; redessinée et complétée)

(pyrite, chalcoppyrite) ; ils peuvent être touchés facilement à Rocca Bianca, où ils sont étroitement associés aux gabbros magnésiens (fig. 10), ou au col de Longet (à ne pas confondre avec le col du Longet), où ils sont intrusifs dans les serpentinites de la mine de cuivre de Saint-Véran (voir fig. 32). Parcourus de veines d'albitites, ils constituent également des olistolites comme le Rouchon, mêlés aux autres ophiolites dans les principaux olistostromes comme ceux du bas vallon de Longet (Aigue Agnelle) et du vallon de Clausis (Aigue Agnelle). Ils constituent enfin de nombreux blocs ératiques dans les basses vallées du Queyras (secteur de Pierre-Grosse par exemple) remarquables pour leur recristallisation dans le faciès des Schistes bleus (auréoles de glaucophane autour des cristaux d'orthopyroxène).

Ab. Albitites (méta-différenciés acides). Roches claires finement grenues initialement riches en plagioclase, connues pour constituer des filons ou poches métriques-décamétriques intrusifs dans les péridotites mantellaires serpentinisées des régions voisines (la Gavie, feuille Aiguille-de-Chambeyron ou la Replatte du Gondran, feuille Briançon). En Queyras elles constituent plutôt des filonnets dans les gabbros, dolérites et basaltes. Les affleurements reconnus sont de petite taille ; tous ne sont pas figurés sur la carte.

– Entre Cristillan et Aigue Blanche, à l'Est du Rocher Blanc (Caby, 1990 ; fig. 6, coupe B), les albitites sont intrusives dans la base d'une coulée basaltique et les brèches polygéniques associées (γ Br ci-dessous).

– Au Rocher du Peyroun (La Médille, haut Guil) des albitites, injectées sous forte pression magmatique, constituent le ciment d'une brèche hydraulique affectant des dolérites.

– Peu au Sud du Rocher du Peyroun, l'encaissant de la brèche hydraulique devient la partie supérieure des coulées de basaltes à débit en coussins du pic des Lauzes (gorges du torrent de Bouchouse).

– À Rocca Bianca, les gabbros sont localement lardés de filonnets d'albitites.

Ces roches représentent d'anciens différenciés acides des magmas tholéïtiques, c'est-à-dire les termes les plus évolués de la lignée, sous la forme de trondjhémites ou de plagioclasites (à comparer aux plagiogranites des océans actuels). Ils sont cogénétiques des basaltes et des gabbros (Saby, 1986). Leurs plagioclases ont été albitisés, vraisemblablement par hydrothermalisme océanique. À l'Alpin, leur recristallisation dans le faciès des Schistes bleus, peut fournir de belles associations à pyroxène jadéitique.

oS. Serpentinites schistosées : chloritoschistes et talcschistes à amiante. Ces schistes riches en chlorite, talc, actinote et/ou amiante, dérivent par cisaillement syn-métamorphique de serpentinites ou d'ophicalites ; verts ou argentés, à toucher onctueux, ils tapissent des

contacts tectoniques sur 1 cm à 1 m d'épaisseur sur des distances pouvant atteindre plusieurs kilomètres (replats glaciaires entre la Brèche de Ruine et l'Aiguillette). Ces contacts sont de deux catégories :

– ils peuvent matérialiser la surface axiale de plis régionaux parfaitement isoclinaux dessinés par les sédiments pélagiques décollés de leur substratum océanique et contenir de place en place des témoins disjoints de ce substratum (Tricart et Lemoine, 1986a,b). Dans ce cas, ils sont la cicatrice du socle océanique boudiné en base des nappes. Des affleurements démonstratifs se situent sous la pointe des Fonzes, au col de l'Eychassier (Nord du refuge Agnel), sur la crête sud-ouest du col Agnel ou encore entre le pic de Caramantran et le col de Saint-Véran ;

– ils peuvent dériver d'anciens niveaux de brèches sédimentaires de serpentinites intercalées dans les métasédiments supra-ophiolitiques. Les blocs ou bancs de gabbros et basalte contenus dans ces brèches sont alors boudinés. Les affleurements de la Roche Ecroulée ou du chalet de la Médille (falaises en rive gauche du Guil) sont démonstratifs et facilement accessibles.

Au premier type appartiennent les talcschistes et chloritoschistes lenticulaires, associés aux amas sulfurés de la mine de Saint-Véran (voir plus loin : Gîtes et indices minéraux).

σBr. Brèches (sédimentaires et/ou tectoniques) de serpentinite : ophicalcites. Brèches à éléments de péridotite serpentinisée et ciment calcitique plus ou moins chloriteux et hématitique au toit des ophiolites. Au Chenaillet (feuille Briançon) des conditions hydrothermales de précipitation ou de recristallisation du ciment calcitique sont suggérées par une étude des isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$ PDB de l'ordre de -20 : Lemoine et *al.*, 1983). Initialement épaisses de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, ces brèches particulières drapent le tout premier fond océanique apparu par dénudation tectonique (voir plus loin : Genèse des formations dans leur cadre géodynamique). Deux catégories sont étroitement associées sur le terrain et n'ont pas été distinguées sur la carte (OC1 et OC2 : Lemoine et *al.*, 1986c et 1987 ; Tricart et Lemoine, 1991).

– Des brèches à éléments anguleux peu déplacés, simplement écartés les uns des autres (aspect de puzzle) suggèrent un éclatement de la roche sous l'effet d'une forte pression fluide (brèche hydraulique : hydrothermalisme probable). De bas en haut, au toit des massifs ultramafiques, on peut localement observer des intermédiaires entre des péridotites serpentinisées simplement fracturées, la brèche d'éclatement résultant de l'ouverture des fractures, puis le passage progressif à la brèche sédimentaire ci-dessous.

– Des brèches composées des mêmes matériaux - éléments et ciment - mais présentant tous les attributs de niveaux détritiques avec trans-

port et tri granulométrique d'éléments plus ou moins arrondis. Ces ophicalcites peuvent contenir des niveaux de sables, graviers ou blocs de gabbros.

Une bonne coupe (fig. 6, coupes A et fig. 12) pour observer ce passage des brèches tectoniques ou hydrauliques à des brèches sédimentaires est celle du pic de Cascavelier, face à Saint-Véran (Tricart et Lemoine, 1983 ; Caby *et al.*, 1987) en complément de la coupe de référence sur l'arête ouest de Roche Noire, juste au Sud de la feuille (Tricart *et al.*, 1982).

Les deux types de brèches ont été exploitées pour l'ornement (Marbre vert ; voir : Substances utiles) au pied de la face nord de Roche Noire (Cristillan : fig. 8), sous le pic de Cascavelier (côté nord, face à Saint-Véran : fig. 12) et à Clausis (fond de l'Aigue Blanche).

Ce niveau de brèche peut porter une minéralisation à Cu, Zn et Fe sous forme d'amas sulfurés stratiformes comparables aux dépôts exhalatifs des océans actuels : l'un d'eux a été exploité dans le fond de l'Aigue Blanche (mine de cuivre de Saint-Véran, voir plus loin : Gîtes et indices minéraux). Un autre est celui de Viafiorca, à une vingtaine de kilomètres au Nord-Est, en Italie (hors de la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin).

Des ophicalcites peuvent aussi s'insérer sédimentairement au sein des métasédiments pélagiques sous la forme de bancs (0,2 - 2,5 m) ; ils représentent d'anciens « grain flows » et « debris flows » alimentés par les deux brèches signalées précédemment. Y. Lagabrielle et J. Cotten (1984, échantillon 19) proposent l'analyse chimique d'un de ces niveaux, prélevé au pied ouest du Bric Bouchet. Ces ophicalcites remaniées peuvent contenir des olistolites de basaltes et de gabbros. Elles ont souvent été cisailées à l'alpin, et dans ce cas transformées en talcschistes et chloritoschistes (*cf.* σS).

θBr. Métabrèches sédimentaires de gabbro. Il s'agit d'intercalations de sables et graviers de gabbros (essentiellement magnésiens) difficiles à identifier à cause des déformations et recristallisations alpines. Les bancs, d'épaisseur métrique à plurimétrique, sont volontiers boudinés ce qui rend leur identification encore plus délicate. Quelques affleurements démonstratifs : col d'Urine (fig. 9, coupe A), pied ouest du Bric Bouchet, collet au Sud-Ouest du pic de Caramantran, Est du col de Saint-Véran. Les affleurements du Rocher Mouloun (voir fig. 15), difficiles d'accès, ont fait l'objet d'une description détaillée et d'analyses chimiques par O. Le Mer *et al.* (1986).

γBr. Métabrèches sédimentaires polygéniques à éléments d'ophiolites et de granitoïdes continentaux (5 à 10 m). Cette brèche remarquable (5-10 m) coiffe les ophicalcites du massif ultramafique du Rocher Blanc (fig. 6, coupe B). Elle passe elle-même vers le haut à une brèche monogénique à éléments de basaltes soulignant la

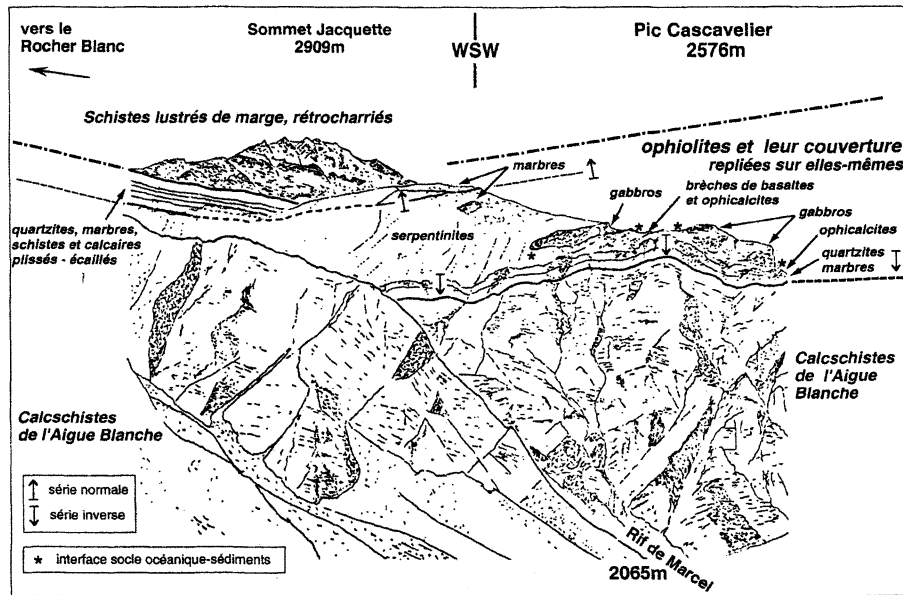


Fig. 12 - La « synforme ophiolitique » de Rocher Blanc—Cascavelier, vue depuis Saint-Véran (d'après P. Tricart, 1973, complété). Le contact tectonique au sommet des calcschistes de l'Aigue Blanche est maintenant interprété comme un détachement en extension. Sous le Pic de Cascavelier, les quartzites ont fourni des radiolaires permettant de les dater et par là-même de dater la mise en place finale des ophiolites (De Wever et Caby, 1981) ; c'est là aussi que se situe, dans les ophicalcites, une ancienne carrière de « marbres verts ».

base d'une coulée à débit en coussins. À côté de graviers et blocs remaniant le substratum de péridotites serpentinisées à filons de gabbros magnésiens, ou encore de blocs dérivant de coussins de basaltes, la brèche remanie des granitoïdes continentaux (Caby *et al.*, 1971 ; Saby *et al.*, 1988). Ces granitoïdes ont recristallisé avec de belles associations à jadéite-lawsonite-glaucophane dans le faciès des Schistes bleus de faible degré. Ces détritiques mixtes, océaniques et continentaux, comparables à ceux de l'unité du Lago Nero sur la feuille Briançon (Polino et Lemoine, 1984) apportent une forte contrainte paléogéographique (proximité de la marge continentale : voir plus loin : Genèse des formations dans leur cadre géodynamique).

js. Marbres blancs, quartzites micacés et metabasaltes indifférenciés (Dogger supérieur – Malm - Néocomien ?) (10 m à plus de 100 m). L'association étroite d'anciens niveaux de boues calcaires et/ou de boues argilo-siliceuses à radiolaires avec des niveaux basiques (plutôt remaniés qu'effusifs) par répétition stratigraphique et/ou tectonique au sein de barres minces ou inaccessibles a conduit à un regroupement sous un symbole commun (exemple : Pra Soubeyran au-dessus de Fontgillarde).

β. Métabasaltes (Dogger supérieur – Malm ?) (10 à plusieurs centaines de mètres). Ces basaltes témoignant d'un volcanisme sous-marin, constituent le terme sommital des ophiolites. Roches compactes, vert moyen, elles montrent au microscope une texture aphyrique. D'abondants microlites de plagioclases présentent des formes de croissance squelettiques témoignant du refroidissement rapide de la lave.

En Queyras, les épanchements se font sur les ophicalcites et sont quasi-contemporains du début de la sédimentation pélagique ce qui permet de les dater localement (*cf.* jQ). Les coulées, souvent épaisses d'une dizaine de mètres seulement, ont une faible extension latérale, suggérant qu'elles se sont limitées aux creux d'un fond océanique accidenté. Dans le massif du Viso ces coulées, non datées, présentent un développement horizontal (plusieurs kilomètres) et vertical (plusieurs centaines de mètres) bien plus important. Chimiquement, ces basaltes diffèrent peu des gabbros ; ils présentent des affinités tholéïtiques et sont comparables aux N-MORB actuels (basaltes de ride médio-océanique), dans le massif du Viso (Lombardo *et al.*, 1978) comme en Queyras (Lagabrielle et Cotten, 1984 ; Le Mer *et al.*, 1986 ; Saby 1986 ; Lagabrielle, 1987). Les dolérites (paragenèse primaire : clinopyroxène augitique et plagioclase) localement associées aux basaltes et régionalement peu abondantes (pic des Lauzes) sont représentées avec le même figuré.

βS. Métabasaltes schistosés, « prasinites » (Malm ou Crétacé ?) (10 m à plus de 100 m). Métabasaltes ou roches dérivées, colorées en vert par les recristallisations dans le faciès des Schistes verts (amphiboles calciques, chlorite, épidote et albite). Sous ce figuré ont été regroupées les prasinites à amphiboles calciques et sodiques (ruba-

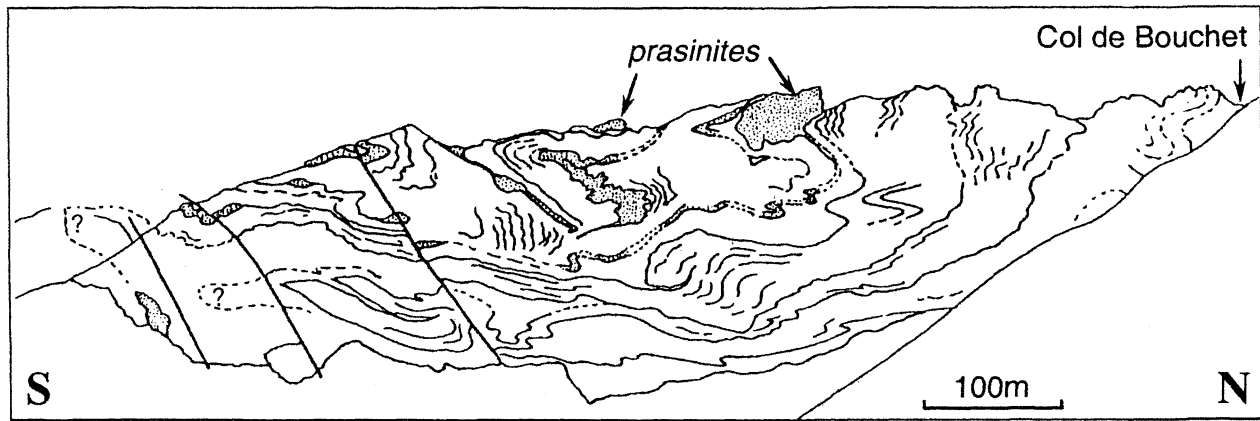


Fig. 13 - Le versant italien de la crête frontière au Sud du Bric Bouchet (Y. Lagabrielle, 1982). Dans la masse des calcschistes, les prasinites (en gris) et des niveaux de calcaires et de marbres soulignent la structure polyplissée.

La vue est orientée vers l'Ouest, parallèlement aux axes de plis appartenant à deux générations au moins : plis anciens couchés vers le Nord et plis plus récents déversés-renversés vers le Sud (plis 2 et 3 dans la chronologie locale).

nement contrasté jaune clair et vert-bleu sombre), les prasinites à épidote (claires, riches en pistachite) et les prasinites chlorito-albitiques ou ovaridites (foliées) qui sont les plus fréquentes. Affleurant de manière stratiforme, leur épaisseur est de quelques centimètres à plusieurs mètres ou dizaines de mètres ; elles présentent souvent une texture rubanée ; elles s'intercalent dans les sédiments pélagiques avec des contacts tranchés ou progressifs.

En l'absence de structure volcanique conservée (coussins, fragments de coussins) il est difficile de distinguer les coulées, les tufs et les produits de leur remaniement sédimentaire sous forme de sables. C'est par exemple le cas pour les intercalations dans les marbres du Malm-Néocomien ou dans les calcschistes crétacés, entre la Tête du Pelvas et le Bric Bouchet (fig. 13), où la part des répétitions sédimentaires et des répétitions tectoniques est difficile à faire (Caron, 1977 ; Lagabrielle, 1982). La chimie peut permettre de faire la différence (Lagabrielle et Cotten, 1984 ; Lagabrielle et Polino 1985 ; Saby, 1986 ; Lababrielle, 1987) : les anciennes coulées conservent la composition chimique des basaltes tholéitiques tandis que les anciens niveaux détritiques ou volcano-détritiques présentent des anomalies pouvant concerner un ou plusieurs éléments traceurs fiables (non sensibles aux effets du métamorphisme alpin). Le mélange avec les sédiments pélagiques peut être important.

Affleurement démonstratif : le mont Arbancier (Lagabrielle et Polino, 1985 ; fig. 14). On y observe le passage de prasinites à structures bréchiques variées à des prasinites litées ou rubanées qui constituent un faciès très commun en Queyras ; le rubanement millimétrique est lié à l'alternance de lits sombres riches en chlorite et de lits clairs riches en albite et épidote ; l'actinote (et l'amphibole bleue) sont présentes dans les deux types de lits ; le contact avec les métasédiments pélagiques peut être progressif par alternance de bancs et de lits.

La distinction entre des bancs de prasinites boudinés et des olistolites de basaltes peut être délicate (exemples : Valonne di San-Veran, fond du vallon de Peynin). Par leur géométrie, certains bancs de prasinite massive à bordures tranchées peuvent évoquer des sills basiques (secteur du col Agnel : Maurin, 1982). Cette interprétation n'a pas été retenue ici.

βC. Coulées sous-marines à débit en coussins (Dogger supérieur – Malm ?) (10 m à plus de 100 m). Chaque fois que possible on a distingué les coulées présentant un débit en coussins (pillow lavas, diamètre 0,5 à 1-2 m). Sauf dans le massif du Viso et dans une moindre mesure au pic des Lauzes, ces coulées n'occupent qu'un faible volume au sein des ophiolites.

– **Dans les massifs occidentaux** de Roche Noire (fig. 7) et Rocher Blanc – Cascavelier (fig. 6), les coussins sont bien conservés et fournissent un critère de polarité apprécié. C. Mevel (1975) en fournit la description détaillée et la composition chimique, guère différente de

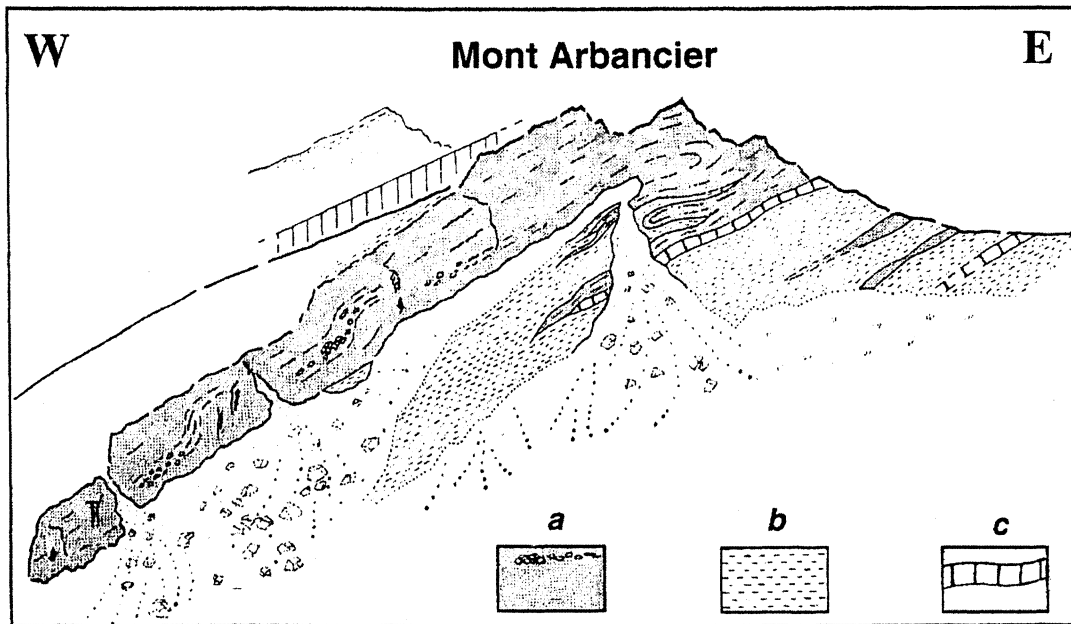


Fig. 14 - Le Mont Arbancier (crête frontière, haut Guil) : petit massif ophiolitique constitué de basaltes et prasinites (a), avec rares niveaux à coussins préservés, renversés sur leur couverture de sédiments pélagiques, marbres (c) et calcschistes (b).
 Vue générale de la face sud (Lagabrielle et Polino, 1985).

celle des coussins de laves du Montgenèvre (Chenaillet), sur la feuille Briançon. Les coussins présentent une enveloppe variolitique ou bréchique et un cœur massif ou fracturé, sans minéraux visibles à l'œil nu. Sombres et compacts, les coussins sont riches en minéraux du faciès des Schistes bleus. La matrice, plus schisteuse est au contraire colorée par les minéraux du faciès schistes verts. Les coussins eux-mêmes peuvent présenter une zonation interne (Rocher Blanc). Ces différences de teintes trahissent des différences de composition chimique héritées des premières transformations en milieu océanique. Affleurement remarquable : collet 2 856 m entre le Rocher Blanc et la pointe des Avers (fig. 6, coupe B).

– **En Queyras oriental** les coussins sont aplatis et étirés (par exemple 3-4 cm d'épaisseur pour 50 à 100 cm de long) mais restent identifiables grâce à leur enveloppe variolitique et grâce à la richesse en hématite ou à l'aspect Schistes verts de la matrice inter-coussins (pic des Lauzes ou Tête des Toillies). Les coussins de lave des lacs Blanchet (massif de Rocca Bianca) ne sont identifiables que de place en place. Les coulées des lacs Blanchet (fig. 10) et de la Tête des Toillies dessinent une structure plissée kilométrique remarquable. À l'Est du Queyras, les coussins du Rocher Mouloun (voir fig. 15) sont étonnamment mieux conservés peut-être parce que l'olistolite géant qui les contient est isolé dans les calcschistes ductiles (Le Mer et *al.*, 1986). Entre les coulées du pic des Lauzes, de loin les plus épaisses du Queyras (une centaine de mètres), N. Pinet et *al.* (1989) décrivent des métaradiolarites hématitiques ou glaucophanitiques et d'anciens graviers de basaltes. Affleurement remarquable : pied nord-occidental du pic des Lauzes (torrent de Bouchouse).

– **Dans le massif du Viso** les coulées atteignent 600 m d'épaisseur à la Costa Ticino (fig. 11) où elles font suite à une épaisse pile de gabros (Lombardo et Pognante, 1982).

β Br. Brèches de coussins de lave (Dogger supérieur – Malm ?) (métriques à décamétriques). Brèches monogéniques à ciment hématitique et chloriteux (ancienne hyaloclastite), alimentées par l'éclatement précoce, au refroidissement, des coussins de lave (quelques mètres à quelques dizaines de mètres). Les éléments basaltiques, centimétriques-décimétriques, non classés, sont anguleux et peuvent comporter encore les varioles typiques de la périphérie des coussins de lave. L'enveloppe des blocs est souvent plus sombre (chlorite) que le cœur. Le sommet de ce type de brèches, notamment celles coiffant les coulées à débit en coussins, peut être cimenté sur quelques décimètres par des radiolarites hématitiques (*cf.* jQ) ou par des calcaires clairs (*cf.* jM), avec ou sans remaniement sédimentaire. Vers le bas, au contraire, le passage peut être insensible avec des coussins plus ou moins éclatés sur place. Affleurements remarquables : collet 2 856 m entre le Rocher Blanc et la pointe des Avers (fig. 6, coupe B), pied de la pente nord-ouest du pic des Lauzes (torrent de Bouchouse).

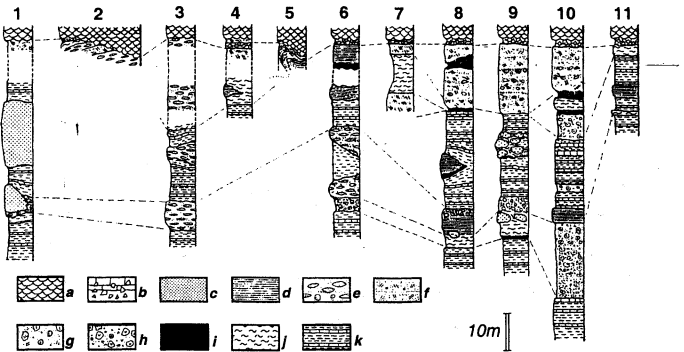
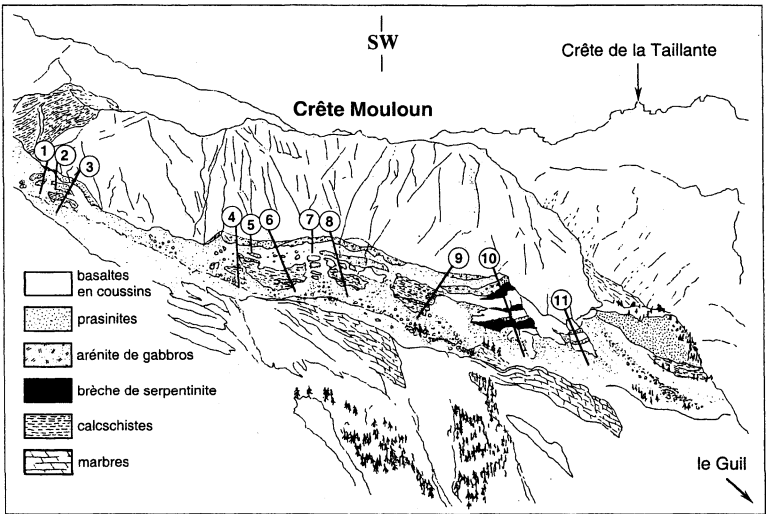


Fig. 15 - Le petit massif ophiolitique de la Crête Mouloun (haut Guil) : un olistolite géant, à l'envers, au sein des calcschistes.

L'olistolite est essentiellement constitué de coulées basaltiques et de leur couverture sédimentaire bréchique et pélagique.

Vue générale et coupes de détail au toit des basaltes, dans leur couverture renversée (Le Mer et *al.*, 1986 ; Lagabrielle, 1987).

- a : métabasaltes en coussins ; b : méta-brèches de coussins à ciment carbonaté ; c : prasinites massives ; e : prasinites litées ; f : prasinites bréchiques ; g : méta-arénites de gabbros ; h : méta-brèches de serpentinites ; i : talcschistes ; j : chloritoschistes ; k : calcschistes.

jQ. Quartzites micacés : anciennes radiolarites (Dogger supérieur – Malm) (moins de 1 m à plus de 10 m). Quartzites rubanés à lits quartzeux millimétriques-centimétriques blancs alternant avec des lits micacés plus minces, de teinte verte devenant violacée vers la base de la formation. Ils représentent d'anciennes boues argilo-siliceuses à radiolaires, recristallisées. Dans l'Apennin ligure, leur équivalent non métamorphique permet d'observer que les lits argileux représentent la sédimentation profonde autochtone dont les radiolaires ont disparu par dissolution et que les lits siliceux sont une accumulation de radiolaires resédimentés rapidement depuis des points hauts. Ici, le rubanement sédimentaire a été transposé dans un litage tectono-métamorphique. Premier dépôt pélagique sur le fond océanique nouvellement créé, ces radiolarites peuvent reposer directement sur les coulées de basaltes, constituant alors le ciment des brèches d'éclatement de coussins (*cf.* β Br). En l'absence des basaltes, elles peuvent reposer directement sur les gabbros ou, surtout, sur les péridotites serpentinisées et leurs brèches dérivées (*cf.* σ Br) : leur base se transforme alors sur 10 cm (entre les cols de Cristillan, à Tour Real) ou 1 m (lac de la Blave, face à Saint-Véran), en quartzites à glaucophane. À la mine de cuivre de Saint-Véran, ce sont des riébeckites qui envahissent la base des métaradiolarites sur 1 à 2 m d'épaisseur au contact des talcschistes et de la minéralisation cuprifère qui coiffaient les ophicalcites ; ces quartzites sont aussi localement imprégnés d'hématite et de magnétite (Routier, 1946). Dans la dépression entre la Petite-Tête-Noire et la Tête-des-Toillies, ces quartzites montrent une faible minéralisation en Cu-Fe (Ayoub, 1984).

Un site à radiolaires miraculeusement préservés dans des nodules de carbonate de manganèse, à la base de la formation, au contact des ophicalcites, a été découvert au pic de Cascavelier (face à Saint-Véran : fig. 12) ; ces radiolaires ont fourni un âge oxfordien supérieur à kiméridgien inférieur-moyen, confortant l'âge attribué par comparaison avec l'Apennin ligure (De Wever et Caby, 1981). R. Caby et *al.* (1987) fournissent l'analyse chimique de ces métaradiolarites. Au pied de la face nord de Roche Noire, un banc de quartzites manganésifères au sein des métaradiolarites s'est révélé azoïque.

En Queyras, l'épaisseur initiale des métaradiolarites varie de 1 cm à 10 m (bien plus en cas de bourrage en charnières de plis). Contrairement aux boues calcaires susjacentes (jM) c'est un ancien dépôt discontinu, voire lenticulaire, accumulé dans les creux du fond océanique (lacs Blanchet : fig. 10) ; il peut manquer totalement (Tête des Toillies). Sa présence est précieuse pour s'assurer de la nature sédimentaire du contact ophiolites-sédiments supra-ophiolitiques et pour connaître la polarité de la barre de marbres clairs du Malm-Néocomien (jM) quand celle-ci est décollée et plissée indépendamment de son ancien substratum ophiolitique. Affleurements remarquables et facilement accessibles : adret du Cristillan au-dessus de la bergerie du Bois-Noir et mine de Saint-Véran (voir fig. 33).

Les quelques mètres de quartzites manganésifères coiffant les couées basaltiques de la Costa Ticino (massif du Viso : voir fig. 11 et 28) sont les équivalents probables des métaradiolarites du Queyras.

jM. Calcaires blancs et calcaires à cherts marmorisés (Malm – Néocomien ?) (1 à 100 m). Ces calcaires fins, pélagiques, clairs à patine blanche ou blonde, se remarquent bien dans le paysage, qu'ils soient ou non en contact avec les ophiolites. Quelques interlits silico-phyliteux verts favorisent le débit en dalles, surtout vers le bas où le passage avec les métaradiolarites (jQ) est progressif. Ces calcaires ont d'ailleurs été exploités localement comme source de lauzes (replats au Sud du col Vieux). Suivant les localités, de minces niveaux siliceux peuvent s'interstratifier, soulignant la structure plissée à l'intérieur des bancs. Ce sont les « Calcaires marmoréens » des auteurs (voir par exemple Lemoine et *al.*, 1970). Les affleurements de la Costa Ciais sont facilement accessibles depuis la route du col Agnel, côté italien.

Grâce à sa grande ductilité, ce dépôt sédimentaire initialement continu, reste continu malgré les plissements successifs et constitue un précieux niveau-repère déjà reconnu par C. Lory (*in* Lemoine, 1954). Son absence au toit des ophiolites reste très locale, au sein d'un même massif (crête de l'Eychassier). L'épaisseur primitive pourrait être de l'ordre de 10-20 m mais du fait des étirements en flancs de plis et des épaissements en zones de charnières elle peut varier fortement : moins de 1 m au col de l'Eychassier (Nord du refuge Agnel) et plus de 100 m à la crête de la Taillante.

En Queyras, les métaradiolarites manquent souvent à la base des calcaires. En contact direct avec les serpentinites ou les ophicalcites les calcaires se marmorisent alors et peuvent se charger en lawsonites et amphiboles bleues (Rocher Blanc, Rocca Bianca, crête de l'Eychassier, pic de la Farnéiréta). Ils peuvent très localement reposer directement sur les gabbros (Tête du Pelvas : fig. 9, coupe C), plus fréquemment sur les basaltes (lacs Blanchet, Tête des Toillies). À la mine de Saint-Véran (voir fig. 33), les quelques mètres de calcaires marmorisés qui surmontent les métaradiolarites (quartzites à riébeckite) présentent des mouchetures d'hématite (cipolins « fruités » ou « truités » de P. Termier, 1904 et P. Routhier, 1946). R. Caby et *al.* (1987) fournissent l'analyse chimique des marbres qui constituent, avec les métaradiolarites, la couverture des ultramafites du pic de Cascavelier.

Entièrement recristallisés, ces calcaires n'ont livré aucun fossile. Par comparaison avec les Calcaires à Calpionelles de l'Apennin, ils sont attribués au Malm-Néocomien. En fait ce dépôt est connu de la Corse aux Grisons et représente l'équivalent de la Barre tithonique des zones alpines plus externes issues de la marge continentale.

jA. Méta-arkoses micacées (Malm – Néocomien ?) (1 à 10 m). Des bancs centimétriques-décimétriques de quartzites micacés et feldspathiques verts s'interstratifient vers le sommet des marbres clairs du

Malm-Néocomien et peuvent annoncer un banc plus épais (jusqu'à 10 m) coiffant ces marbres. Ces intercalations, à ne pas confondre avec les quartzites micacés (métaradiolarites : cf. jQ) situés à la base des marbres, sont des méta-arkoses pour lesquelles on envisage une origine continentale. Elles sont bien exposées au Pain de Sucre dont elles tapissent la face occidentale. Elles sont particulières aux unités du fond du Queyras, essentiellement dans le vallon de Bouchouse et le vallon de Giarus au sein desquels on observe leur disparition progressive vers le Nord et vers le Sud ou encore vers l'Ouest si on tient compte des replissements. Les affleurements les plus accessibles sont situés au Nord du col Agnel ou près de la route du col Agnel dans le versant italien (Rocca Nera). Les affleurements des lacs Baricle et Foréant montrent des fantômes de cristaux centimétriques de glaucophane réorientés et tronçonnés (« peignés ») dans les étirements alpins tardifs. Les méta-arkoses micacées peuvent contenir des prasinites, qui sont alors boudinées (Pain de Sucre).

n-cS. Calcschistes (Crétacé) (épaisseur apparente : plusieurs milliers de mètres). Cet ensemble doit sa monotonie à sa richesse originelle en marnes. Les calcschistes se débitent en plaquettes à section grise et à faces lustrées grises qui correspondent à un litage tectonométamorphique né par ségrégation des composants argileux et calcitique des marnes initiales. Ce litage peut lui-même être transposé dans plusieurs générations de schistosités. Dans ces calcschistes s'insèrent de manière variable des bancs calcaires isolés ou regroupés en faisceaux, à bordures diluées ou tranchées. Certains présentent des zones siliceuses. Les calcschistes peuvent aussi contenir des passées plus riches en schistes noirs, des faciès intermédiaires étant alors représentés par des calcschistes gris fissiles. Enfin, de manière très irrégulière, les calcschistes gris contiennent des faisceaux de calcschistes plus calcaires, à patine rousse et débit en plaquettes sonores (« piles d'assiettes ») pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Ces variations s'expliquent par l'alternance initiale des boues argileuses, marneuses et calcaires et non par l'empreinte alpine (Lemoine et Tricart, 1986).

L'épaisseur considérable des calcschistes (plusieurs milliers de mètres en Nord-Queyras !) s'expliquerait avant tout par les replissements successifs permis par une grande ductilité. L'épaisseur initiale des sédiments pourrait ne pas avoir dépassé quelques centaines de mètres. Ces calcschistes pourraient représenter le Crétacé supérieur. En accord avec cette attribution, des fantômes de foraminifères planctoniques ont été décrits (Lemoine et al., 1984 ; Dumont et al., 1984b). Ces calcschistes correspondent à la Formation du Malrif définie par M. Lemoine et al., (1984) avant que son appartenance à la série supra-ophiolitique ne soit reconnue. Les affleurements caractéristiques sont nombreux (du Nord au Sud) : Grand-Glaiza, crête de la Lauze ; Grand-Queyras, pointe des Sagnes Longues, pointe des Avers.

Ces calcschistes du Crétacé supérieur n'ont pu être distingués des calcschistes de même aspect qui remplacent latéralement les alter-

nances schisto-calcaires du Crétacé inférieur ou encore les schistes du Crétacé « moyen », imposant le recours à un figuré compréhensif.

Les alternances trop serrées de calcschistes avec les schistes et calcaires du Crétacé inférieur ou avec les schistes médio-crétacés n'ont pu être figurées dans de nombreux secteurs, imposant de ne représenter que la formation dominante : ubac du vallon de Peynin, fond du vallon de Ségure, alentours du Roux, de Valpréveyre et de la Montette ; il en a été de même là où les glissements de terrain ajoutent à l'imbriation des deux types de formation : par exemple dans le vallon du Lombard ou à l'adret du haut vallon de Ségure.

Comme les alternances schisto-calcaires du Crétacé inférieur ou les schistes du Crétacé « moyen », mais plus rarement, ces calcschistes peuvent contenir des ophiolites remaniées, en particulier des olistolites isolés (rive gauche de l'Aigue-Agnelle : Sagnes Longues). Une autre marque de détritisme ophiolitique est la présence de niveaux riches en micas chromifères (fuchite et maripausite) pouvant correspondre à une contamination des boues sédimentaires par du chrome provenant du fond ultramafique de l'océan. Un gros volume de calcschistes échappe néanmoins au détritisme ophiolitique, constituant les montagnes particulièrement monotones de la partie nord-ouest de la feuille (calcschistes de Saint-Véran de P. Tricart, 1974 ; calcschistes de Valpréveyre de Y. Lagabrielle, 1982 ; unité des Calcschistes de Y. Lagabrielle et R. Polino, 1988).

1 - Intercalations massives de quartzites micacés et albitiques.

Cette surcharge figure un faisceau (10 m) de bancs (0,5 - 2 m) de quartzites et méta-arkoses verts variablement micacés (allure de mica-schistes ou de gneiss), à rares lits carbonatés. Ce faisceau s'insère dans les calcschistes du torrent de Pierre Rouge (attribués au Crétacé supérieur), plutôt vers leur base. Le contact se fait par alternances rapides, sans mélange. Affleurant largement dans les pentes du mont Viradantour, le faisceau se poursuit vers le Nord-Ouest, sur la feuille Briançon (crête de Dormillouse). Sur la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin, il a été suivi vers le Sud-Est, en Queyras, jusqu'aux abords du col de la Lauze (vallon de Peynin). Là, ces bancs massifs sont fracturés et glissent en masse dans la forêt de Marassan (face à Aiguilles). Cette intercalation détritique limitée au Queyras occidental pourrait avoir une origine continentale. À l'Est du col de Terre Noire (torrent de Pierre Rouge), des niveaux d'ophicalcites et de prasinites sont associés aux méta-arkoses, témoins d'un détritisme également océanique.

2 - Intercalations détritiques d'origine ophiolitique. Cette surcharge indique la présence d'ophiolites remaniées sous deux formes souvent associées (Lemoine et Tricart, 1979 ; Lagabrielle et *al.*, 1984).

– Des blocs isolés (olistolites), allongés ou arrondis, de nature variée (serpentinites avec ou sans filons de gabbros, métagabbros variés avec ou sans filons de basaltes, basaltes massifs, en coussins ou bré-

chiques). Leur taille est volontiers métrique à décamétrique. Les blocs plus grands, souvent jusqu'à plus de 100 m, ont été représentés individuellement sur la carte. De rares blocs de métaradiolarites ou de marbres clairs ont été aussi relevés, toujours à proximité de blocs ophiolitiques. Des champs de blocs spectaculaires se situent au pied ouest du Bric Bouchet, entre le col Vieux et les Bales de Barbebouc (vallon de Bouchouse), dans le vallon de Longet, autour du Rouchon (en particulier à l'ubac : vallon de Clausis et Adroit du Vel), dans le Valonne del Giarus et à Rocca Nera, au Nord de Rocca Bianca, au col de la Cula. Des olistolites de gabbro de dimension cartographique peuvent être facilement touchés près du refuge Agnel et près du col Agnel (rocher 2791 m). D'autres, de basaltes, sont nombreux et accessibles sur le versant italien, au Nord et à l'Ouest de Chianale. Le sommet 3 033 m au Sud-Ouest du col Agnel est un bloc de basaltes en coussin parcouru de veines d'albitites. Le Rouchon lui-même est un bloc de ferro-gabbro. Un bloc géant de serpentinite donne son nom au col de Terre Noire (torrent de Pierre Rouge). Le plus gros bloc (kilométrique) serait le Rocher Mouloun, fragment kilométrique de coulée à débit en coussins avec sa couverture sédimentaire, en position inverse (fig. 15).

- Des bancs de metabasaltes plus finement remaniés sous forme de prasinites ainsi que, plus rarement, des bancs de sables de gabbros. Les bancs les plus épais ont été figurés individuellement (cf. β Br et θ Br). Les éventuelles intercalations de serpentinites détritiques ont été rendues méconnaissables par les cisaillements ductiles (cf. σ S) mais dans ce cas la richesse en micas chromifères des sédiments encaissants trahit leur pollution par le matériel ultramafique (Lemoine et Tricart, 1979).

Ce détritisme ophiolitique, toutes formes confondues, peut apparaître très localement au sommet des calcaires du Malm-Néocomien ; il est le plus fréquent dans les alternances schisto-calcaires du Crétacé inférieur ; il est également fréquent dans les Schistes noirs type Crétacé moyen, mais dans ce cas les alternances schisto-calcaires du Crétacé inférieur sont minces et peuvent presque manquer. Enfin le détritisme ophiolitique peut apparaître dans les calcschistes type Crétacé supérieur (plutôt à leur base et de manière ponctuelle) ou encore dans les calcschistes d'attribution incertaine.

nC. Alternances schisto-calcaires (Crétacé inférieur ?) (quelques dizaines à quelques centaines de m). Lorsqu'elle présente son aspect caractéristique, sur 20 à 50 m d'épaisseur, cette formation consiste en des schistes noirs luisants et fissiles, parfois quartzeux, dans lesquels s'interstratifient des bancs de calcaires siliceux gris à patine brune. Ces calcaires, épais de 10 cm à 2 m, pour une épaisseur des interbancs plutôt inférieure, sont remarquables pour leur trame siliceuse. Cette résille siliceuse imprègne la partie extérieure des bancs, disparaît progressivement au cœur des bancs, et passe à un enduit silico-phylliteux vert ou doré compact à la surface des bancs. Elle est mise en relief par l'érosion (calcaires « à enclumes ») et ressort bien grâce à sa patine brun-roux (calcaires « à trame rousse » de M. Lemoine et *al.*,

1970). Elle témoignerait d'une silicification précoce affectant des turbidites calcaires mise en place sous le niveau de compensation de la calcite (CCD) ; comme milieu de dépôt, on imagine une plaine abyssale où la sédimentation autochtone est restreinte à des argiles décarbonatées (black shales) maintenant transformées en schistes noirs. Ces alternances nommées Formation de la Replatte du Gondran par M. Lemoine et *al.* (1970) sont azoïques ; elles sont attribuées au Crétacé inférieur par comparaison avec les Argiles à Palombini de l'Apennin ligure qui leur ressemblent trait pour trait. Affleurements caractéristiques : crête au Nord-Ouest du Rocher Blanc (Cristillan), col nord du Cristillan, pic du Malrif, pied de la Tête des Toillies. Un affleurement très accessible est celui de la mine de Saint-Véran (partie basse, au niveau du torrent).

Variations : cette formation n'a que localement son aspect typique décrit ci-dessus. Les causes en sont multiples.

– Les calcaires peuvent perdre leur aspect caractéristique (trame rousse) tout en restant insérés dans des schistes purs (exemples : versant italien autour de Chianale, Valle di Soustra, cirque amont du Guil, massif du pic de Ségure).

– La formation est sensible à la dissociation par glissement sur les pentes sous-marines peu après son dépôt ; les bancs calcaires déjà indurés partent alors en slump ou en blocs au sein des argilites restées souples avec formation d'une brèche intraformationnelle.

– Dissociée ou non, cette formation peut se charger en blocs et bancs de détritiques ophiolitiques (figurés en surcharge) ; exemple : Tête de la Cula, entre Aigue Blanche et Cristillan).

– La formation peut contenir des passées métriques à décamétriques de calcschistes gris qui en se multipliant lui font perdre son aspect stratifié. Dans ce cas, seuls quelques calcaires à trame rousse et schistes noirs suggèrent de place en place un âge possible crétacé inférieur. Exemples : montagne du Cristillan, pic de Château Renard, fond du vallon de Peynin, pic de Ségure. Des bancs calcaires clairs minces (moins de 1 m) peuvent aussi s'interstratifier (fond du vallon du Cristillan, Valle di San-Veran, ubac du Valonne del Agnello). Enfin le passage latéral à des calcschistes à bancs calcaires ou à des calcschistes monotones est fréquent (exemples autour de la Tête des Toillies et de Rocca Bianca).

Remarque : des alternances de schistes noirs et de calcaires (sans trame rousse), se chargeant en blocs, correspondent à la Formation du col Agnel de M. Lemoine et P. Tricart (1979).

CS. Schistes noirs non calcaires et quartzites : « black shales » (médiocrétacées ?) (quelques dizaines de m). Des schistes sombres ou noirs luisants, fissiles ou chargés de lentilles de quartz laitex, constituent une vire d'épaisseur comprise entre 10 et 50 m, loca-

lement bien visible dans le paysage. Ces schistes dérivent d'argilites décarbonatées déposées sous la CCD (black shales). Ils correspondent à la formation d'Abriès, définie par M. Lemoine et *al.* (1984) avant que son appartenance à la série supra-ophiolitique ne soit reconnue. En l'absence de fossiles, c'est la position dans la série et la comparaison avec l'Apennin ligure qui conduisent à proposer un âge crétacé « moyen » sans plus de précision. Affleurements facilement accessibles : autour d'Abriès et d'Aiguilles. Les termes de transition avec les alternances schisto-calcaires du Crétacé inférieur sont bien visibles à la crête des Chalanchettes (entre le Grand-Queyras et le pic du Fond de Peynin). Les variations latérales sont multiples et importantes.

– Les Schistes noirs peuvent contenir des bancs centimétriques à décimétriques de quartzites manganésifères à sections patinées brunes et à faces phylliteuses dorées. Ils caractérisent alors la Formation de Roche Noire de P. Tricart (1974) et peuvent évoquer le complexe du base du Flysch à helminthoïdes du col de Vars sur la feuille Aiguille-de-Chambeyron. Affleurements démonstratifs : suivant la crête entre Cristillan et Aigue Blanche en bordure ouest de la feuille ou au Nord du pic de Ségure.

– À la montagne de Ségure, les quartzites rubanés qui s'insèrent dans les Schistes noirs sont épais de plusieurs mètres et gardent une couleur claire. Ils peuvent aussi se charger d'albite et de minéraux de Schistes verts et prendre l'allure de prasinites.

– Dans le haut cirque du Guil, les recristallisations métamorphiques donnent aux schistes quartzeux une allure de micaschistes (à l'amont du grand belvédère du Viso). C'est la partie supérieure de la Formation de l'Alpe Crosenna, d'Y. Lagabrielle (1987).

– Avec ou sans quartzites, cette vire schisteuse peut contenir des bancs et blocs d'ophiolites remaniés, figurés en surcharge (exemples : autour du col Agnel ou à l'Ouest du Sommet Jacquette (entre Cristillan et Aigue Blanche).

– La vire schisteuse médio-crétacée peut aussi être envahie de faisceaux de calcschistes gris, au point de perdre latéralement son caractère. Des alternances apparemment sédimentaires (10-30 m) de schistes noirs et de calcschistes gris sont visibles dans le bois de Marassan (entre Abriès et Aiguilles).

Les alternances trop serrées de schistes noirs et de calcschistes dans les flancs des plis isoclinaux n'ont pu être représentées : c'est notamment le cas dans les massifs au Nord-Ouest du Guil, y compris suivant la crête principale (secteur des lacs du Malrif).

n-cF. Flysch de la crête de Reychasse (Crétacé inférieur – moyen ?) (200 m). Cette formation n'est connue qu'au Nord de la feuille, près du col Saint-Martin. Dans des alternances de schisto-calcaires du Crétacé inférieur, et plutôt vers leur sommet, à la transition

vers les schistes du Crétacé « moyen », s'insèrent des bancs métriques de brèches et microbrèches à matériel varié, carbonaté et quartzo-albitique. Les figures de courant à la base de bancs et les structures granuloclasées ou laminées, permettent encore de reconnaître d'anciennes turbidites au sein d'une formation de type flysch. S'insérant dans une série supra-ophiolitique, son alimentation semble plutôt continentale. Les meilleurs affleurements sont ceux de la crête de Reychasse.

QUATERNAIRE

Würmien (Pleistocène supérieur, 130 000 ans)

Gyv. Moraines des vallées. Il n'y a pas, en Queyras, d'accumulations morainiques d'extension ou d'épaisseur importantes, au contraire du versant italien (haute vallée du Pô) ; par contre, de nombreux lambeaux restent plaqués sur les versants, disséqués par les ravinements ou démembrés par les glissements de terrain ; peu épais (quelques dizaines de mètres), situés à des altitudes variables, ils occupent pratiquement tous les vallons : haut vallon du col Saint-Martin, haut vallon de Bouchet, en rive gauche du bas torrent de Bouchouse... Ces placages sont mieux conservés dans les adrets que dans les ubacs où l'érosion post-glaciaire a été plus vive ; ils témoignent de l'englacement général des vallées au Würmien.

Un témoin important affleure au confluent de l'Aigue Blanche et de l'Aigue Agnelle, difficile à délimiter par rapport aux placages morainiques de versants, mêlés d'éboulis et soliflués ; c'est une moraine dont de nombreux blocs arrondis, plurimétriques, ont été lavés par l'érosion torrentielle. Le village de Pierre-Grosse leur doit son nom. Les blocs sont en majorité constitués de gabbros ferro-titanés métamorphisés dans le faciès des Schistes bleus, une roche qui est peu représentée dans les massifs ophiolitiques du bassin versant. Juste à l'Ouest de la feuille, près de l'Aigue Blanche, face aux Prats, un tel bloc arrondi constitue la coiffe d'une « demoiselle » (Lemoine et Tricart, 1987).

Gy. Moraines locales. En Queyras comme dans les vallées voisines, des dispositifs morainiques à matériel essentiellement local, peu démembrés mais colonisés par la végétation témoignent de l'existence de petits appareils glaciaires disposés autour des principaux sommets, y compris dans leurs versants sud. Ces sommets sont notamment ceux qui comportent encore des glaciers rocheux (Petit-Rochebrune, Pain de Sucre, pic d'Asti, ...). Les formes les plus fraîches se situent autour du Mont Viso, témoignant de langues glaciaires individualisées en contrebas des petits appareils holocènes (Petit âge de glace : voir plus loin). La distinction avec des glaciers rocheux actifs est localement incertaine (Viso Mozzo par exemple). Aucune de ces moraines ne serait plus récente que le tardi-Würmien (Montjuvent, communication personnelle).

Holocène (10 000 ans à actuel)

À la faveur de périodes plus chaudes qu'actuellement (Atlantique, Subatlantique), l'Holocène a vu une déglaciation complète du Queyras. On ne sait s'il en a été de même dans les faces nord du massif du Viso ; en effet, des glaciers et glacio-névés résiduels ont pu y bénéficier de conditions locales plus favorables à l'englacement, comme c'est le cas actuellement.

Gz. Moraines historiques (Petit âge glaciaire) et actuelles indéferrées.

• **Englacement historique.** Au Petit âge de glace (1550 - 1850), le territoire de la feuille a vu se développer de petits glaciers qui sont restés des glaciers de versant et de pied de versant, sans évolution vers des glaciers de vallon avec langue développée. En incluant les glacio-névés (glacierets), la situation était la suivante (Assier, 1993).

– Bric Froid, (3302 m) : un long glacio-névé occupait la face nord-est (surface : 14 ha ; altitude moyenne : 3040 m) et un autre plus petit mais mal délimité occupait la face nord.

– En Queyras proprement dit, les appareils étaient concentrés au revers nord de la haute crête fermant au Sud le cirque amont du Guil ; d'Ouest en Est : glacio-névé du Pain de Sucre (surface : 2 ha, altitude moyenne : 3080 m) ; glacier du pic d'Asti (10 ha, 3020 m) et petit glacio-névé mal délimité un peu à l'Est ; grand glacier de l'Aiguillette (32 ha, 2 940 m) et grand glacio-névé, difficile à délimiter, un peu à l'Est.

– L'essentiel des appareils ceinturait le Mont Viso, y compris côté sud, témoignant de conditions plus favorables qu'en Queyras (fig. 16). 7 glaciers *sensu stricto* ont été reconnus : Viso Nord-Est (surface : 25 ha ; altitude moyenne : 2 580 m ; exposé au Nord-Est), Vallanta inférieur (17 ha, 2 800 m, exposé au Nord-Ouest), Viso (15 ha, 3 200 m, exposé au Sud-Est), Coolidge inférieur (15 ha, 2 500 m, exposé au Nord), Caprera (10 ha, 2 780 m, exposé à l'Ouest), Coolidge supérieur (6 ha, 3 130 m, exposé au Nord), Gastaldi (3 ha, 2 960 m, exposé au Nord-Ouest).

S'y ajoutent 13 glacio-névés : Monte Granero (face nord), Punta Roma (face ouest), Colonel (exposé au Nord-Ouest), Gastaldi Nord-Est, Visolotto (exposé au Nord-Est), Visolotto E (exposé au Nord), Couloirs Coolidge (exposé au Nord), Viso Nord-Est supérieur (exposé au Nord-Est), Cadieghe (exposé à l'Ouest), Vallanta supérieur (exposé au Nord-Ouest), Sella (exposé au Sud-Ouest), Quamero (exposé au Sud-Est), Punta Dante (exposé au Nord-Ouest). On ne connaît pas l'extension des glaciers rocheux qui étaient associés à ces glaciers et glacio-névés.

• **Englacement actuel.** Après la disparition des glaciers et glacio-névés du massif Pain de Sucre – Asti – Aiguillette (dès le milieu du XX^e siècle) et celle du glacio-névé du Bric Froid, l'activité sur le terri-

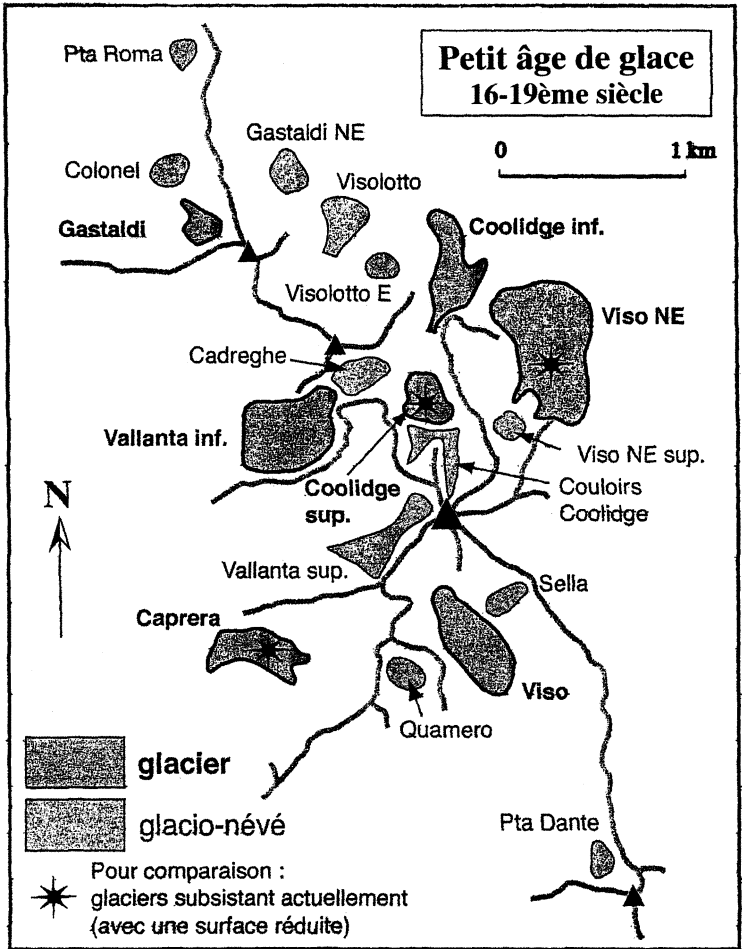


Fig. 16 - Reconstitution de l'englacement autour du Mont Viso au « Petit âge de glace » redessiné d'après Assier (1993).

toire de la feuille se concentre autour du Viso avec 3 glaciers et 8 glacio-névés subsistants (Assier, 1993). Cette concentration s'explique par l'altitude élevée du massif (3 841 m au sommet), par des précipitations plus fortes qu'en Queyras et par la forte nébulosité qui caractérise le versant padan des Alpes durant la saison chaude. Les glaciers (fig. 16, tabl. 1) sont ceux de Caprera (type pied de paroi, orienté à l'Ouest), de Coolidge supérieur (gradin en paroi, orienté au Nord) et du Nord-Est Viso (cônes coalescents en pied de couloir, orienté au Nord-Est). Les 8 glacio-névés sont : Colonel (surface 1 ha, alt. moyenne 2 790 m, exposition au Nord), Gastaldi (1,5 ha, 2 980 m, Nord-Ouest), Gastaldi Nord-Est (1 ha, 2 570 m, Nord-Est), Coolidge inf. (6 ha, 2 540 m, N), Couloirs Coolidge (4 ha, 3 400 m, N), Vallanta inférieur (10 ha, 2 810 m, Nord-Ouest), Vallanta supérieur (5 ha, 3 580 m, Nord-Ouest), Viso (8 ha, 3 230 m, Sud-Est).

nom	surface	longueur	largeur max	inclinaison	altitude
Nord-Est Viso	14 ha	350 m	500 m	26°	2730-2580 m
Caprera	6 ha	425 m	160 m	28°	2940-2720 m
Coolidge sup.	2 ha	70 m	220 m	35°	3200-3150 m

Tabl. 1. - Enlacement du massif du Viso en 1990 (Assier, 1993)

EG. Glaciers rocheux et « moraines de névés ». Ils ont été inventoriés essentiellement sur la base d'une analyse des photographies aériennes (mission IGN - 1956) en sélectionnant les formes les plus caractéristiques. Ce sont des chaos de blocs globalement peu pentés mais organisés en bourrelets et cordons latéraux et frontaux, plus ou moins concentriques, pouvant délimiter des lobes emboîtés. Ces formes engendrées par un fluage de glace enfouie sous les débris rocheux, ont été figurées en surcharge (bleu) sur la carte. Dans chaque cirque, les formes les plus fraîches, se situent au centre et à l'amont ; les formes les plus anciennes éventuellement fossiles et en cours de colonisation par la végétation sont à l'extérieur et à l'aval. Après la fonte de la glace profonde, les bourrelets de blocs laissés sur place peuvent être démembrés par des glissements de terrain engendrant eux aussi des formes lobées mais d'une autre nature (symbole moraine avec lunules en surcharge. Localement (Viso) certaines formes peuvent néanmoins prêter à confusion.

Par manque de relevés systématiques de terrain, il n'a pas été fait de distinction entre les glaciers rocheux actifs, les glaciers rocheux hérités (à glace résiduelle immobilisée) ou encore les glaciers rocheux récents mais déjà fossiles (moraines ne contenant plus de glace). Ont également été représentés de cette manière, les principaux bourrelets de névés, construits par glissement-roulage des blocs ou par fluage de débris en conditions de pergélisol plutôt que par fluage de glace enfouie. Les cônes d'éboulis et cônes mixtes dominant directement les glaciers rocheux n'ont été distingués des glaciers rocheux eux-mêmes que lorsque leur dimension le permettait.

Sur le territoire de la feuille, les glaciers rocheux occupent actuellement deux types de site :

– soit ils sont isolés, ayant pris la place de glaciers ou glacio-névés disparus depuis le Petit âge de glace ;

– soit ils prolongent vers l'avant et vers le bas des glaciers ou glacio-névés en cours de retrait. À cause de leur dynamique propre, les glaciers rocheux ne renseignent pas sur les contours d'éventuels glaciers les ayant précédé sur le même site.

En Queyras, particulièrement sur la crête frontière avec l'Italie, les cirques partiellement occupés par les glaciers rocheux se situent préférentiellement dans la partie haute des ubacs, à l'approche de 3 000 m d'altitude là où des roches massives fournissent une grande quantité de blocs : basaltes (Bric Bouchet, 2 997 m, entre Monte Granero 3 166 m et pointe Gastaldi, 3 210 m ; Tête des Toillies, 3 175 m), gabbros (Tête du Pelvas, 2 929 m ; Rocca Bianca, 3 059 m), serpentinites (pic de la Farnéiréta, 3 134 m ; Rocher Blanc, 2 898 m ; Roche Noire, 3 134 m) et marbres (crête de la Taillante, 3 197 m ; Pain de Sucre, 3 208 m ; pic d'Asti, 3 220 m). Les calcschistes semblent moins favorables (Petit-Rochebrune, 3 078 m ; Grand-Glaiza, 3 293 m ; Bric Froid, 3 302 m). Les glaciers rocheux actifs en Queyras restent des glaciers de cirque. Ils sont bien plus développés dans le massif du Viso.

Eb. Éboulis à gros blocs et éboulements. Accumulations localisées et chaotiques de fragments rocheux essentiellement de grande taille (métriques-décamétriques, voire plus : site de la Roche Écroulée dans la haute vallée du Guil). L'origine en est l'écroulement brutal, unique ou répété, d'une portion de paroi rocheuse. Le processus affecte préférentiellement les roches les plus massives, comme les gabbros et basaltes (Tête des Toillies, Rocca Bianca, Tête du Pelvas, mont Arbancié, le Rouchon) mais aussi les barres les plus épaisses de calcaires pélagiques marmorisés (crête de la Taillante, pic d'Asti, crête de la Cula en Ubaye). Dans l'ensemble ces éboulements ne sont pas datés mais semblent plus récents que la déglaciation régionale (Holocène-Actuel).

E. Éboulis. Accumulations de fragments rocheux en pied de versant sous l'effet principal de la gravité. Les fragments sont anguleux, de taille centimétrique à décimétrique, voire métrique. Ils forment une nappe très pentée (30-35°), d'épaisseur et d'extension variables, globalement croissants avec l'altitude.

Les éboulis les plus développés et les plus actifs se situent à l'ubac et participent grandement à la dissymétrie des versants ; ils peuvent alors former une jupe continue de débris sur des distances horizontales de plusieurs kilomètres et des dénivelées de plusieurs centaines de mètres, au pied de parois raides principalement sujettes à la gélifraction. Au débouché de couloirs, ces éboulis peuvent former des cônes raides remarquablement réguliers, surtout s'ils sont alimentés par des

débris de roches massives, non schisteuses, comme la majorité des roches ophiolitiques. Dans la partie haute des vallées et vallons, tous les intermédiaires existent avec les dépôts d'avalanche (cf. cônes mixtes), rendant la distinction parfois difficile (ubac de l'Aigue Agnelle ou de l'Aigue Blanche). On n'a pas distingué les éboulis vifs qui prennent de l'ampleur au-dessus de 2 000 m d'altitude et les éboulis partiellement ou totalement colonisés par la végétation, tant sont nombreux les exemples de réactivation d'éboulis, un temps stabilisés.

Es. Éboulis soliflués. Nappes d'éboulis remaniées par un glissement superficiel dont témoignent de multiples loupes et bourrelets de solifluxion, de taille plurimétrique à pluridécamétrique. À l'adret, dans les éboulis de calcschistes en cours de colonisation par les alpages, la cause en est la présence de matériel fin, et tous les intermédiaires existent avec des glissements en masse ; à l'ubac, dans les anciens cirques glaciaires élevés qui ne déneigent que tardivement chaque année, ces éboulis soliflués avoisinent des glaciers rocheux récents ou actifs et leur délimitation peut être difficile.

EJ. Cônes d'avalanche et cônes mixtes. Accumulations de débris essentiellement ou partiellement transportés par des avalanches de neige. Cônes au débouché d'un couloir ou nappes plus étendues au pied d'une paroi, ces accumulations à profil concave se multiplient au-dessus de 1 800 m d'altitude, surtout à l'ubac. Seules les principales accumulations ont été indiquées, sans préciser leur âge et sous l'appellation unique de cônes mixtes. En effet dans les versants exposés au Nord-Est, des intermédiaires existent avec des cônes ou nappes d'éboulis, plus raides. Au pied de ces mêmes versants, des intermédiaires (cônes semi-torrentiels) existent aussi entre cônes d'avalanche et cônes de déjection torrentiels, moins pentés. Dans l'un comme dans l'autre cas, l'identification des cônes mixtes est difficile et pourra paraître localement arbitraire (torrent de Peynin, torrent de Ségure, haut Guil, Aigue Agnelle, Aigue Blanche, Cristillan, Varaita de Chianale...). Enfin, les cônes les plus raides, secs durant l'été, peuvent être ravinés lors d'orages violents, donnant naissance à des coulées boueuses susceptibles de descendre bien plus bas, vers des zones cultivées ou habitées.

FJ. Cônes de déjection. Accumulations d'origine torrentielle sous forme d'éventails élargis vers l'aval, isolés ou coalescents, installés au débouché de ravins ou de vallons. Il n'a pas été distingué de cônes fossiles et de cônes actifs car l'observation montre que tous les cônes figurés sur la feuille, y compris ceux qui sont boisés, peuvent être réactivés à la suite de fortes précipitations (orage par exemple). Du fait de ces crues violentes mais localisées, certains cônes sont entaillés par le torrent qui les a mis en place (Le Roux) ou encore voient leur partie aval entaillée par le torrent de la vallée principale (Guil en amont d'Abriès).

Ont aussi été rangés dans cette catégorie des dépôts de pied de versant (généralement couverts de prés) pouvant résulter de la coales-

cence de petits cônes mal individualisables : Aigue Blanche face à La Chalp ou Guil en aval d'Abriès par exemple. Dans la partie haute des vallées, les cônes de déjections sont aussi nourris par les avalanches et deviennent progressivement des cônes mixtes ; la distinction entre les deux types peut paraître localement arbitraire.

Fz. Alluvions torrentielles. Dans les principales vallées du Queyras (Guil, Aigue Agnelle, Aigue Blanche, Cristillan) et dans la partie basse de certains affluents (torrent de la Montette, torrent de Bouchet, torrent de Ségure, torrent de Peynin), les alluvions se limitent à un étroit remplissage de fond, sinuant entre les cônes torrentiels et les cônes d'avalanche, s'élargissant en arrière des grands glissements de terrain formant barrage (Guil en amont et en aval d'Aiguilles). Ces alluvions sont constituées de cailloutis à galets arrondis ou émoussés, hétérométriques (calibre plurimétrique fréquent), de graviers et de sables généralement grossiers. Dans chaque vallée ou vallon, la variété pétrographique des alluvions est directement liée à la variété des lithologies affleurant à l'amont (essentiellement calcschistes et ophiolites). Les principales vallées piémontaises, sur la partie italienne de la feuille, présentent un aspect différent à altitude égale : le fond de la haute vallée du Pô est tapissé de moraines plus ou moins reprises par les eaux torrentielles, tandis que le fond de la Varaita de Chianale est encombré de grands cônes de débris en provenance des versants.

La distinction traditionnelle entre alluvions actives du lit mineur et alluvions fossiles de la basse terrasse n'a pu être faite, le lit majeur ayant été recalibré lors de la crue de juin 1957.

Quatenaire d'âge non précisé

G-E. Formations de versant composites (éboulis et moraine mêlés) solifluées. Ces formations sont un mélange de moraine, d'éboulis et de régolite du substratum en proportions variées, mais surtout riche en moraines. Le faciès varie suivant le type de versant et la nature du substratum. Ces formations constituent un drapage qui peut être continu quoique peu épais lorsqu'il s'agit d'adrets sur des calcschistes (Saint-Véran, Fontgillarde, Les Prats ou Peynin tout particulièrement) : des éléments rocheux de nature et de taille variés y sont englobés sans classement dans une matrice argileuse abondante favorisant une solifluxion active. La roche en place, elle-même très fauchée du fait de sa structure schisteuse, n'affleure que dans le fond des ravins suffisamment profonds (quelques mètres). L'ensemble est affecté de nombreux glissements en masse figurés par des lunules bleues en surcharge (*cf.* Mouvements de terrain, ci-dessous).

U. Tufs calcaires. Masses isolées décamétriques à hectométriques, de travertins grossièrement stratifiés. En pied de versant, elles restent associées à des sources encroûtantes actives. Plus haut dans les versants elles n'ont pu être repérées qu'en terrain suffisamment découvert, essentiellement dans les adrets. Elles sont alors le plus souvent fossiles

et en cours de démembrement par glissement sur les pentes (exemple : adret du pic du Fond de Peynin). Elles témoignent de conditions climatiques disparues et restent non datées. Ces tufs calcaires ont localement permis de faire fonctionner des fours à chaux (ubac de Peynin).

Mouvements de terrain

• **Sous-tirages karstiques.** À la crête du Puy (coin sud-ouest de la feuille) des niveaux de gypses soulignent une surface de charriage à la base d'une unité de Schistes lustrés de marge ; là, l'effondrement de cavités de dissolution peu profondes est marqué en surface par des dépressions coniques décamétriques (entonnoirs de dissolution) figurées par une étoile noire. Ces formes se multiplient sur la feuille Guillestre voisine. Au pied de la face nord-est du mont Viso, la surface du glacier rocheux présente un effondrement de plusieurs dizaines de mètres de diamètre qui peut s'expliquer par la fonte de la glace profonde et la vidange rapide des eaux de fusion (thermokarst) ; il a été figuré par une étoile bleue.

• **Les glissements de toutes tailles** sont particulièrement nombreux sur le territoire de la feuille, favorisés par l'existence de niveaux plus schisteux (initialement argileux) au sein des Schistes lustrés et par le pendage général des couches (structure isoclinale). Deux types dominant, affectant principalement les versants subparallèles aux couches (adrets, orientés au Sud-Ouest ou à l'Ouest).

(1) – **Glissements en blocs et tassements rocheux** : ce sont surtout des glissements de paquets de couches de Schistes lustrés conservant une cohérence grossière ; ils ont été figurés par des V bleus en surcharge, une flèche noire indiquant le cas échéant la direction de glissement.

(2) – **Écoulement général désorganisé** : affectant des formations meubles (moraines), finement fragmentées (serpentinites) ou encore argileuses (certains faciès de Schistes lustrés) ; ceci a été figuré par des lunules bleues en surcharge (convexité dans la direction de transport). Dans le cas de glissements de terrain majeurs (jusqu'à l'échelle de tout un versant) et circonscrits, une flèche bleue indique la direction de transport. Des traits bleus en surcharge soulignent les accumulations engendrées par l'écoulement, au niveau de la langue de glissement (bourelets longitudinaux) et au niveau du lobe frontal (bourelets frontaux, plus ou moins concentriques) ; un bel exemple se situe dans la pente ouest du pic de Caramantran. En complément, un trait bleu avec barbules du côté aval figure les principaux escarpements morphologiques, en particulier les niches et talus d'arrachement à l'amont ou en bordure des masses glissées.

L'intense fracturation régionale tardive, en particulier les failles normales de direction NE-SW à ENE-WSW et NNW-SSE, facilite la destabilisation des versants et contrôle la géométrie des masses glissées,

particulièrement celle du type (1) ci-dessus. Les glissements en rive droite du Guil à l'amont de L'Echalp ou encore en rive droite du torrent de Ségure en sont des exemples saisissants : les masses glissées sont des paquets de couches de calcschistes relativement calcaires, pré-découpés par les fractures tardives. Ces paquets glissent sur des niveaux plus schisteux, en se chevauchant les uns les autres, en se redressant, voire en se retournant complètement (La Lauzière, au petit belvédère du Viso, actuellement actif). Les mêmes failles tardives peuvent aussi favoriser ou guider le glissement de coulées du type (2) ; un bon exemple est le grand glissement en rive gauche du Guil à l'amont d'Aiguilles qui voit sa faille bordière nord jalonnée de sources encroûtantes encore actives (dépôt de tufs calcaires, *cf.* U).

L'instabilité des pentes de calcschistes explique aussi le développement de crevasses rocheuses, fréquentes en partie haute des adrets ou suivant les lignes de crêtes (pic de Château Renard, crête de Gilly, crête du Serre de l'Aigle...) ; larges de plusieurs mètres et parfois longues de plus d'un kilomètre, leur tracé est conditionné par les fractures tectoniques tardives d'orientation favorable (normales à la pente) ; certaines crevasses de crête sont accessibles en profondeur sur quelques dizaines de mètres. Les principales ont été figurées par un trait bleu à doubles barbules.

En complément de ces glissements importants, les masses rocheuses glissées isolées (décoiffements), correspondant souvent à des affleurements circonscrits en alpage, ont été indiquées par une petite flèche noire.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

GENÈSE DES FORMATIONS DANS LEUR CADRE GÉODYNAMIQUE : L'OUVERTURE TÉTHYSIENNE

Du Primaire au Secondaire ou des dernières molasses du cycle varisque aux dépôts anté-rift du cycle téthyso-alpin

• **La fin du Paléozoïque** voit la disparition de la chaîne varisque par étirement de sa croûte et érosion de ses reliefs. Ce désépaississement crustal s'achève au cours du Permien alors que sédimentent les dernières molasses dans des bassins continentaux et qu'un magmatisme bimodal est actif. Les **schistes rhyolitiques** (rps) de la bande d'Acceglio-Longet, au col du Longet, sont le témoin de la composante volcanique acide de ce magmatisme.

• **Au Trias**, une vaste surface plane s'est développée à l'emplacement de la chaîne varisque, là où surgira bien plus tard la chaîne alpine. Sur cette surface, les dépôts sont d'abord détritiques et fluviaux ; ils caractérisent le Trias inférieur gréseux, non représenté sur la

feuille (t/Q sur les feuilles voisines) ; il y a 240 Ma les dépôts deviennent chimiques et marins, mais jamais profonds, dans des lagunes évaporitiques ou une plate-forme carbonatée à fleur d'eau (tidale). Témoins de ces lagunes : les **gypses exotiques et lentilles de cargneules** (t/G) briançonnais, attribués au Trias inférieur, et les **gypses et cargneules** (tG) piémontais attribués au Carnien. Ils ont constitué des niveaux de décollement lors des charriages alpins. Témoins des plates-formes carbonatées peu profondes : les **calcaires et dolomies rubanés aniso-ladiniens** (tmCD), ossature des nappes briançonnaises internes, les **dolomies rubanées noriennes** (t6D), ossature des nappes piémontaises de marge et les **calcaires et dolomies triasiques** (tD) de la bordure ouest du massif Dora-Maira. Ces premiers dépôts mésozoïques téthysiens, marquent le début du cycle alpin mais la paléogéographie reste uniforme trahissant un certain calme tectonique, surtout relativement aux événements qui vont suivre : *c'est la période anté-rift ou pré-rift* (Lemoine et al., 1986a,b).

• **Une paléogéographie uniforme mais des taux de subsidence contrastés annonciateurs de l'extension téthysienne.** La période anté-rift n'est pas d'un calme tectonique total car si la paléogéographie reste uniformément dominée par des dépôts à fleur d'eau, leur épaisseur est considérable en domaines internes (briançonnais et piémontais) qui voient là leur première différenciation. Cette épaisseur, à profondeur de dépôt constante, indique une subsidence plus forte là qu'en domaine externe (dauphinois) : plusieurs centaines de mètres contre quelques dizaines de mètres. On l'attribue à une extension localisée mais durable (Faure et Mégard-Galli, 1988) annonciatrice du rifting qui va se développer au Lias (Lemoine et al., 1986a,b). On pourrait aussi considérer qu'au sein du domaine téthysien, le rifting est plus précoce du côté du futur océan. Le désir de mettre au point un calendrier commun pour l'ensemble du domaine téthysio-alpin trouve là une limite.

Au début du Jurassique, une différenciation paléogéographique traduit l'extension de la lithosphère continentale : à l'emplacement des futures Alpes occidentales naît un rift

Aux dépôts uniformément peu profonds du Trias et du tout début du Lias (Hettangien) succèdent des dépôts de faciès variés traduisant une différenciation en aires de sédimentation subsidentes et plus profondes (bassins) et en aires de sédimentation moins subsidentes et moins profondes (seuils ou hauts-fonds) (Lemoine et al., 1986a,b). Cette différenciation paléogéographique est bien documentée sur la transversale alpine de la feuille.

– *En domaine dauphinois* elle est liée à la naissance de blocs soulevés et effondrés, séparés par des failles normales traduisant un étirement de la croûte continentale (Lemoine et al., 1981). Ce rifting se généralise au Lias inférieur (Sinémurien), dans l'ensemble des domaines téthysiens.

– *En domaine briançonnais* des blocs faillés en extension naissent en effet au même moment qu'en domaine dauphinois (Tricart et *al.*, 1988). Les sédiments syn-rift briançonnais ont cependant disparu ensuite, sauf très localement sur la feuille Guillestre. Il n'en reste aucun témoin sur la feuille Aiguilles–Col Saint-Martin.

– *En domaine piémontais* (futurs unités piémontaises de marges) l'enregistrement du rifting se traduit également par des basculements de blocs en extension, visibles sur la feuille Briançon (Dumont et *al.*, 1984a ; Tricart et *al.*, 1985c). Globalement il se traduit aussi par l'augmentation de la hauteur d'eau, bien enregistrée dans la série Roche des Clots – Grande-Hoche (Lemoine et *al.*, 1978), représentée sur la feuille Aiguilles–Col Saint-Martin. La sédimentation de la fin du Trias et du début du Lias était encore distale et même littorale, avec des vasières à moules (**Schistes noirs, calcaires et dolomies : t7-l1**). Au cours du Lias, dès le Sinémurien, la sédimentation s'approfondit et les influences marines se renforcent, traduisant un environnement de plate-forme interne puis externe (**Calcaires et calcschistes lités : l**). Cette tendance se poursuit au Dogger avec le dépôt des premiers termes de la série des **schistes, calcschistes, jaspes et calcaires (j-cS)** en conditions de mer ouverte.

Ces séries syn-rift des différents domaines téthysiens (fig. 5) traduisent le développement d'un *rift continental à sédimentation marine*, de plus en plus profond et large de quelques centaines de kilomètres à l'emplacement des futures Alpes occidentales, en réponse à un début d'écartement entre l'Europe et l'Afrique (fig. 4).

• **À l'Est d'une épaule de rift émergée un rift profond à sédimentation turbiditique.** Durant le rifting, le domaine briançonnais émerge, constituant une île au sein du rift téthysien. Cette île est soumise à une érosion qui décape presque partout les sédiments liasiques syn-rift qui venaient de se déposer puis enlève une grande partie des carbonates et évaporites triasiques hérités de la période anté-rift. C'est la raison de l'absence de Trias supérieur et de Lias dans les séries briançonnaises internes comme celle de la nappe de la pointe de Rasis dans le coin sud-ouest de la feuille Aiguilles–Col Saint-Martin. La partie orientale de l'île voit l'érosion descendre dans les grès du Trias inférieur ou même en dessous. Cette profonde érosion caractérise le *domaine d'Acceglio*, reconnu par J. Debelmas et M. Lemoine dès 1957. Plus érodé car plus soulevé à l'Est, le domaine briançonnais a pu représenter durant le rifting un bloc basculé vers l'Ouest, large d'une centaine de kilomètres au moins, évoquant une épaule de rift. Il devait être bordé à l'Est, par d'importants escarpements (failles normales à regard est ?) assurant la transition avec le *domaine piémontais* qui lui n'a cessé de s'approfondir durant le rifting. Dans ce domaine (futurs unités piémontaises de marge), arrivent en effet sous forme de turbidites les roches érodées sur l'île briançonnaise (Lemoine, 1963). Globalement, aux clastes carbonatés remaniant le Trias moyen et supérieur (**Brèches granuloclassées à éléments carbonatés dominants**) succèdent dans le

temps les clastes siliceux et feldspathiques remaniant le Trias inférieur et le Permien (**Brèches granuloclassées à éléments quartzo-micacés dominants**). Cette stratigraphie inverse signe une érosion de plus en plus profonde du domaine d'Acceglio au cours du Lias et du Dogger, c'est-à-dire durant le rifting (Lemoine et *al.*, 1986a,b).

Dès le Dogger supérieur, naissance d'un océan entre des marges s'enfonçant rapidement

L'ensemble des domaines téthyso-alpins connaît un bouleversement paléogéographique au Dogger supérieur (Lemoine et *al.*, 1986a,b). *Au sein du rift, naît un océan*. Les deux parties du rift maintenant séparées par cet océan deviennent des marges continentales. Les plaques Eurasie et Apulie (Afrique) sont désormais distinctes. Commence une nouvelle période où les Alpes occidentales, sont préfigurées par une limite de plaques en nette divergence. Durant cette période, l'océan va s'élargir par accréation à l'axe d'une ride dont témoignent le volcanisme sous-marin, la sédimentation pélagique et des brèches d'escarpement de faille. Les marges vont s'enfoncer rapidement en se refroidissant (subsidence thermique) après l'échauffement engendré par le rifting. Les blocs faillés hérités du rifting cessent de jouer au sein des marges passives, mais des exceptions sont connues. Ces blocs sont scellés, drapés, par une sédimentation pélagique à caractère post-tectonique, la *sédimentation post-rift*. Sur la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin sont imbriqués des témoins de cet océan et des témoins de sa marge européenne (fig. 4).

• **Le naufrage rapide de l'île briançonnaise.** La subsidence thermique des portions de rift devenues marges passives est impressionnante dans le cas du domaine briançonnais puisqu'à l'issue du rifting, celui-ci était émergé. L'île est rapidement transgressée puis portée à grande profondeur. Sur des formations continentales (charbons, brèches), de nombreuses séries briançonnaises montrent une séquence transgressive qui ne fait que quelques mètres d'épaisseur. Elle peut débiter par des conglomérats, se poursuivre par des calcaires littoraux puis des calcaires de plate-forme (**Calcaires noirs du Dogger : jm**). Viennent enfin des dépôts pélagiques déjà profonds, un temps voisin des niveaux de compensations de la calcite (CCD) et de l'aragonite (ACD) (**Marbre de Guillestre et calcaires blancs du Malm : jsM**). C'est ainsi que débute la *sédimentation post-rift* dans ce qui est devenu la partie « moyenne » de la marge européenne (fig. 5). Par grande profondeur, la sédimentation post-rift s'interrompt au Crétacé inférieur puis reprend, très condensée, au milieu du Crétacé (encroûtements). On l'attribue à des pentes et/ou des reliefs sous-marins balayés par les courants. Ce n'est qu'au Sénonien qu'une sédimentation pélagique classique, à dominante marneuse, s'installe durablement (**Marbres en plaquettes du Crétacé supérieur - Éocène inférieur : c-e**).

• **La discordance post-rift briançonnaise, surface d'érosion-transgression.** Exception faite des termes transgressifs de base, la

série post-rift briançonnaise est remarquable pour sa continuité latérale. Elle drapé les blocs faillés hérités du rifting dans la partie moyenne de la marge passive. La base de cette série représente ainsi une surface de *discordance régionale* (Tricart et al., 1988) : c'est la discordance post-rift popularisée par les géophysiciens pétroliers dans les marges passives actuelles. En domaine briançonnais c'est aussi une surface d'*érosion aérienne* et une surface de *transgression marine*. Sous cette surface, ont disparu presque partout les formations déposées durant le rifting et même une partie des formations anté-rift. C'est ainsi que dans la nappe de la pointe de Rasis (coin sud-ouest de la feuille) les **calcaires noirs du Dogger** (cf. jm), post-rift, reposent *directement* sur les **calcaires et dolomies rubanés aniso-ladiniens** (cf. tmCD), anté-rift. Dans le domaine d'Acceglio, la discordance post-rift atteint les termes siliceux du Permien et du Trias inférieur (fig. 5).

• **La poursuite de la sédimentation dans l'ancien rift piémontais.** La sédimentation n'a jamais cessé dans ce qui était un rift profond au pied de l'épaule émergée briançonnaise et qui est devenue la partie basse de la marge, au plus proche de l'océan (fig. 5). Là où sont conservés des blocs basculés syn-rift (feuille Briançon), la discordance post-rift montre une forte discordance angulaire (Dumont et al., 1984a ; Tricart et al., 1985c). Sur la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin, les formations post-rift surmontent en concordance les formations syn-rift au sein d'une série compréhensive montant dans le Crétacé supérieur (**schistes, calcschistes, jaspes et calcaires** : j-cS). Les termes crétacés de la série, bien que post-rift, reçoivent encore sous forme de turbidites, quelques détritiques briançonnais ce qui peut indiquer que *l'activité des failles héritées du rifting n'a pas complètement cessé*. Ce caractère non totalement passif de la paléomarge est confirmé par l'observation directe de quelques failles normales actives au Crétacé, en domaine briançonnais même (Claudel et al., 1997). Plus hypothétiquement, au pied d'escarpements sous-marins (*failles normales syn-rift réactivées* ?) assurant la transition entre milieu de marge (briançonnais) et bas de marge (piémontais) peuvent se former les brèches chaotiques de certaines Écailles intermédiaires comme la **mégabrèche du col du Longet** (j-cBr) ou la brèche de la **série de l'Alpet** (cSBr). Leurs blocs géants de dolomies triasiques résultent de l'écroulement *in situ* de pans de falaises sous-marines. Leur matrice résulte du remaniement de matériel permien préalablement arénisé en conditions aériennes dans le domaine d'Acceglio. Un transport court préserve le caractère monogénique de ces apports. Les boues calcaires pélagiques associées (**Calcaires clairs marmorisés de la Cula** : cC) indiquent une sédimentation déjà profonde (fig. 5).

• **Plus de péridotites que de basaltes sur le fond de l'océan, indiquent une ouverture lente.** Entre les plaques Eurasie et Apulie (Afrique) divergentes, l'extension-amincissement de la lithosphère conduit à la déchirure de la croûte continentale. Sous des surfaces de cisaillement subhorizontales évoquant des surfaces de charriage agissant en sens inverse (surfaces de détachement en extension), le manteau

est découvert, porté en surface (*dénudation tectonique des péridotites mantellaires*). Cette surface c'est le fond du rift continental, du moins sa partie la plus profonde où se concentre maintenant l'extension. En réponse à son élargissement, les péridotites y affleurent de plus en plus. Ce n'est plus un rift continental : **un océan vient de naître**.

L'écartement des plaques se traduit par la déchirure de la croûte continentale mais aussi par l'étirement-amincissement de la lithosphère elle-même. Dessous, l'asthénosphère se rapproche de la surface ; sa décompression, alors qu'elle reste chaude, provoque sa fusion (*fusion partielle des péridotites mantellaires*). Le magma ainsi libéré alimente des chambres magmatiques disposées près de la surface, là où les plaques s'écartent. Dans ces chambres, la différenciation magmatique engendre des termes grenus ultramafiques (peu représentés sur la feuille : Tête du Pelvas) à acides (*cf. Ab*), parmi lesquels dominent les gabbros (*cf. θ*). Du magma basaltique s'échappe vers le haut alimentant un volcanisme sous-marin qui se traduit par des coulées à débit en coussins (*cf. βC*). Ce processus construit la croûte océanique à dominante de gabbros et basaltes (accrétion magmatique). Son efficacité est tributaire d'une ascension suffisamment rapide de l'asthénosphère vers la surface, c'est-à-dire d'un écartement suffisamment rapide des plaques. Les deux processus - *dénudation tectonique du manteau et accrétion magmatique de la croûte* - concourent à la construction du soubassement de l'océan au fur et à mesure de son élargissement.

Dans le cas de l'océan téthysien, une ouverture très lente, au moins au début, a favorisé le premier processus par rapport au second : *le fond du premier océan est largement constitué de péridotites fracturées et hydrothermalisées (serpentinisées), la croûte gabbroïco-basaltique restant globalement mince et discontinue* (fig. 17 et 18). Les océans actuels à ouverture lente comme l'Océan Atlantique Sud (10 à 30 mm/an) ou la branche sud-ouest de l'Océan Indien (moins de 10 mm/an) fournissent un analogue séduisant (Lagabrielle et Cannat, 1990 ; Lagabrielle, 1994 ; Lagabrielle et Lemoine, 1997) ; l'activité magmatique n'y est pas continue dans le temps et dans l'espace, sous la ride d'accrétion, mais concentrée dans des segments de moins de 100 km de long (Atlantique Sud), distincts les uns des autres ; en dehors de ces centres d'accrétion magmatique, la dénudation tectonique du manteau reste le principal mécanisme d'expansion du fond océanique. Cette interprétation vaut pour les ophiolites du Queyras, issues de la partie la plus ancienne de l'océan, celles correspondant au stade océan étroit (Dogger supérieur - Malm). Elle vaut moins pour les ophiolites du Viso, plus riches en basaltes et gabbros, qui pourraient provenir :

– soit d'une partie plus récente de l'océan, ouverte moins lentement (les ophiolites du Viso restent non datées) ;

– soit d'une partie de l'océan plus proche d'un centre d'accrétion magmatique, en gardant à l'esprit que le massif du Viso est une pile d'unités tectoniques relativement indépendantes (fig. 19).

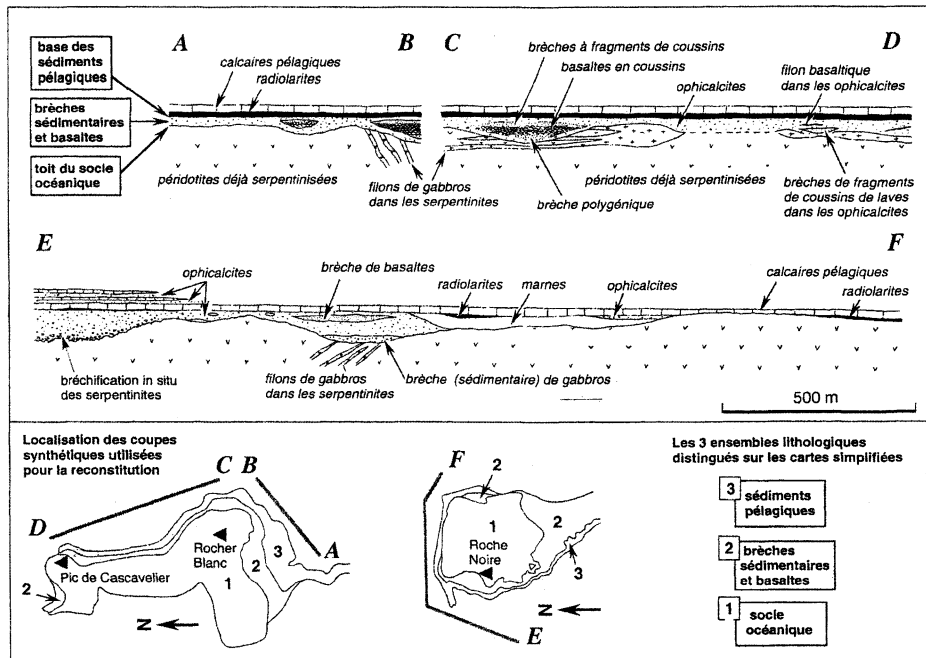


Fig. 17 - Reconstitution du fond de l'océan au début de la sédimentation pélagique pour les massifs ophiolitiques du Queyras occidental (haut Cristillan : coin sud-ouest de la feuille et feuille Aiguille-de-Chambeyron) d'après P. Tricart et M. Lemoine (1986). Les massifs de Rocher Blanc-Cascavelier au Nord et de Roche Noire au Sud, au degré de métamorphisme différent, proviennent de sites distincts dans l'océan ; ils se prêtent néanmoins à des reconstitutions paléo-océanographiques comparables.

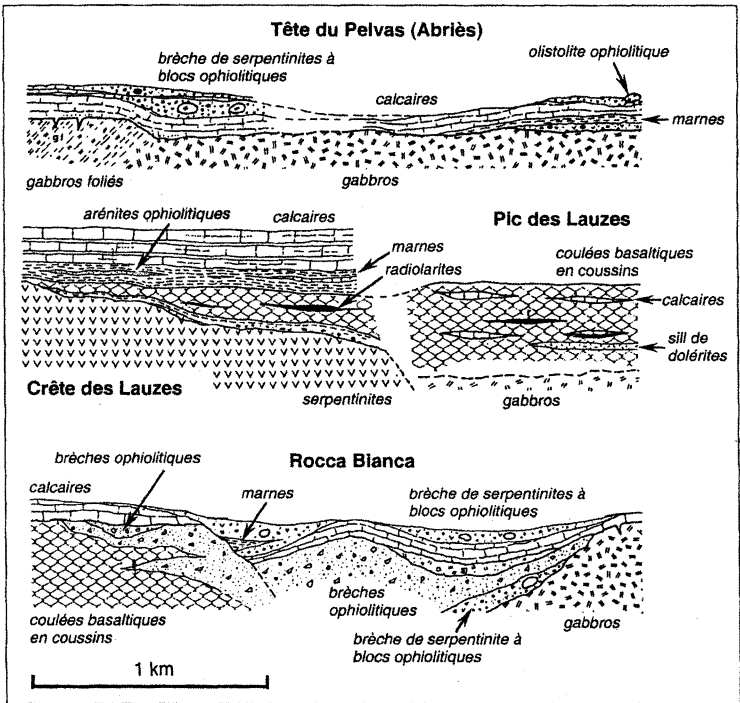


Fig. 18 - Reconstitution du fond de l'océan au début de la sédimentation pélagique pour les massifs ophiolitiques du Queyras oriental : Pic du Pelvas, Pic et Crête des Lauzes, Rocca-Bianca (Lagabrielle, 1987).

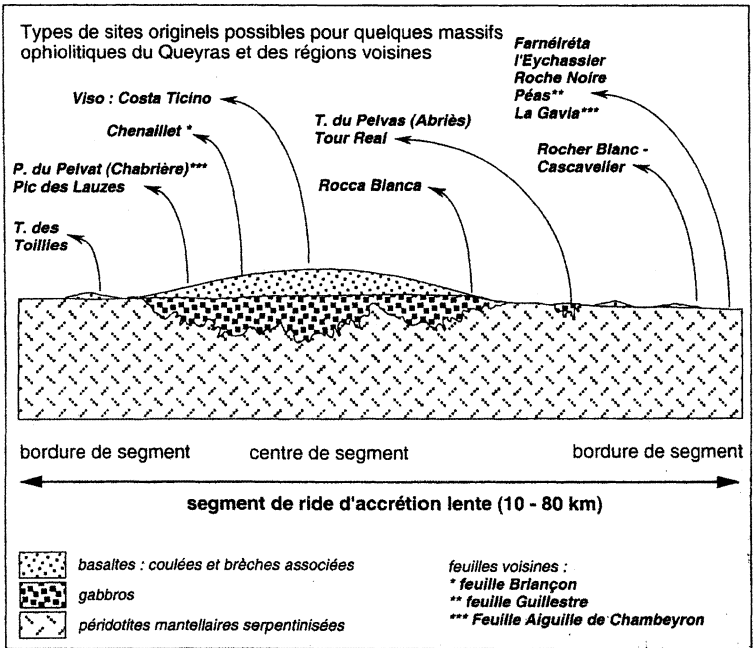


Fig. 19 - Structure schématique d'une ride d'accrétion lente (d'après Y. Lagabrielle et M. Lemoine, 1997), et origine possible de quelques massifs ophiolitiques de la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin et des feuilles voisines. Ce schéma rend compte de la variété des sites et non de leur disposition relative qui reste inconnue.

À des degrés divers, ce déficit en gabbros et basaltes des ophiolites du Queyras a été reconnu dans l'ensemble des ophiolites de la zone piémontaise des Alpes occidentales, y compris en Corse ; il caractérise aussi les ophiolites de l'Apennin ligure (revue dans Tricart et Lemoine, 1991). Cela a conduit très tôt à définir un type « Ophiolites de Méditerranée occidentale », par opposition à celles de Méditerranée orientale plus conformes au modèle classique (Rocci et *al.*, 1975). Sur cette base, l'océan téthysien pourrait être considéré globalement comme un océan ouvert lentement, en accord avec les reconstructions cinématiques (Lagabrielle et Cannat, 1990 ; Lagabrielle, 1994 ; Lagabrielle et Lemoine, 1997). Cette interprétation fait suite à d'autres plus anciennes suivant lesquelles la Téthys ligure ou liguro-piémontaise n'aurait guère dépassé le stade de l'océan étroit type Mer Rouge (Lombardo et Pognante, 1982 ; Lagabrielle et *al.*, 1984 ; Pognante et *al.*, 1986) ou suivant lesquelles les ophiolites proviendraient uniquement de zones de failles transformantes comme celles de l'Atlantique équatorial (Gianelli et Principi, 1977 ; Lemoine, 1980 ; Auzende et *al.*, 1983 ; Ishiwatari, 1986) ou uniquement du pied de la marge (comparaison avec la marge de Galice : Lemoine et *al.*, 1987) ou même uniquement de secteurs tectonisés en compression (comparaison avec le banc de Goringe : Lagabrielle et Auzende, 1982). Dans les deux dernières hypothèses, les ophiolites ne sont pas vraiment représentatives de l'océan lui-même, dans son étendue et sa durée de vie.

• **L'épisode ophicalcitique, de durée inconnue, a pour cadre l'océan dans sa toute première configuration.** L'exhumation des péridotites mantellaires par dénudation tectonique sous des surfaces de détachement s'accompagne de leur fracturation et de leur serpentinitisation par circulation de l'eau de mer dans ces fractures (*hydrothermalisme*). Les brèches tectoniques et hydrauliques au sommet des massifs de serpentinites (σBr *pro parte*) en témoignent (Lemoine et *al.*, 1986c et 1987 ; Mascle et *al.*, 1991). Ces brèches exposées sur le fond de l'océan (fig. 17) sont elles-mêmes remaniées sur place, transportées, engendrant des brèches sédimentaires (σBr *pro parte*). Ainsi se développe sur le fond de l'océan un manteau de brèches variées et particulières, les ophicalcites (Lemoine, 1980 ; Tricart et Lemoine, 1983). L'*hydrothermalisme* se manifeste aussi localement, par des sulfures métalliques (mine de cuivre de Saint-Véran, voir : Gîtes et indices minéraux). La durée de vie de ce premier paysage, antérieur à des épanchements basaltiques et à la sédimentation pélagique (boues siliceuses et calcaires), mais postérieure à des intrusions de gabbros au sein des péridotites mantellaires, est inconnue mais ne saurait avoir été longue (discussion dans Tricart et Lemoine, 1991). Les relations entre ces gabbros et ces basaltes d'âges différents restent à préciser. Une hypothèse (Lombardo et Pognante, 1982 ; Saby, 1986 ; Tricart et Lemoine, 1991) est que des intrusions de gabbros se soient faites pendant le rifting, sous une croûte continentale en cours d'amincissement (*sous plaquage magmatique*).

• **Le début de la sédimentation pélagique océanique : élément de datation de l'ouverture océanique.** Les premiers sédiments péla-

giques sont les boues à radiolaires (*cf.* jQ), dépôt discontinu qui scelle le sommet de ophicalcites ou des coulées basaltiques dans les massifs ophiolitiques du Queyras. Les radiolarites ont été datées paléontologiquement du Malm inférieur-moyen au pic de Cascavelier, unité ophiolitique la plus externe de la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin (De Wever et Caby, 1981). En l'absence d'âge radiométrique pour les basaltes eux-mêmes, cet âge paléontologique reste la meilleure preuve que l'océan téthysien dans cette partie des Alpes est d'âge jurassique. Un autre site a été découvert dans le prolongement méridional des unités à ophiolites du Queyras, à la Costa Traversiera (Nord-Ouest d'Acceglio), fournissant des radiolaires d'abord interprétés comme d'âge oxfordien-kimméridgien (Schaff et *al.*, 1985) avant d'être reconnus comme d'âge callovien supérieur (De Wever et *al.*, 1987). La différence d'âge de 10 Ma d'années avec le site situé en Queyras illustre le diachronisme du substratum ophiolitique, en accord avec une ouverture océanique progressive. De plus, cet autre âge, plus ancien, indique que l'ouverture océanique était effective dès le Dogger supérieur en accord avec l'âge de la discordance post-rift sur la marge (transgression bathonienne de l'île briançonnaise) et en accord avec le modèle d'une ouverture couplée de l'océan ligure et de l'Atlantique central (Bernoulli et Lemoine, 1980).

• **Le détritisme ophiolitique et la remobilisation des sédiments pélagiques : instabilité de l'océan en cours d'expansion.** Le remaniement des ophiolites au sein des métasédiments pélagiques du Jurassique-Crétacé et la remise en mouvement de ces sédiments eux-mêmes prennent en Queyras des formes variées, souvent associées (Lemoine et Tricart, 1979 et 1986 ; Lagabrielle et *al.*, 1982 et 1984 ; Lagabrielle et Polino, 1985 ; Lagabrielle et Cotten, 1984 ; Le Mer et *al.*, 1986 ; voir par exemple fig. 18).

– **Détritisme ophiolitique.** Les blocs isolés ou *olistolites* sont essentiellement constitués de gabbros et de basaltes. Plus rarement ils sont constitués de péridotite serpentinisée ou d'anciens sédiments jurassiques. Leur taille, variable, peut dépasser la centaine de mètres. Ceci implique que leur mise en place au sein des boues pélagiques résulte de l'écroulement d'escarpements sous-marins importants et proches. Les blocs de gabbros ferro-titanés, sont des boules encore enveloppées d'une gangue de serpentinite schistosée et chloritisée ; certains au moins dérivent du boudinage intraocéanique de filons au sein du manteau péridotitique préparant leur démantèlement par l'érosion sous-marine. Les bancs de « sables » ou « brèches » sont de nature essentiellement basaltique (*cf.* βS), mais aussi serpentinitique, plus rarement gabbroïque (*cf.* θBr). Ils traduisent la remise en mouvement brutale, sous forme turbiditique, de matériel stocké à distance sous un état déjà fragmenté. Toutes formes de détritisme confondues, la taille des éléments dépend de l'état de fragmentation du matériel en attente : gabbros et basaltes sains fournissent les plus gros blocs ; les filons de gabbro boudinés au sein des serpentinites fournissent les « boules » métriques-décamétriques ; les gabbros arénisés alimentent les bancs de

sables ; les coulées à coussins éclatés, tout comme les serpentinites fracturées, fournissent des bancs de brèches. Ce rôle joué par la gravité sur un matériel pré-fragmenté s'accorde avec le peu de vigueur des agents d'érosion en milieu abyssal. La comparaison avec le détritisme océanique profond actuel, saisissante, conforte cette interprétation (Lagabrielle et Auzende, 1982 ; Lagabrielle, 1982).

– **Resédimentation pélagique.** L'importance des remises en mouvement de boues pélagiques jusque haut dans la série, confirme la mobilité du fond océanique en cours d'expansion, même à distance de la dorsale d'accrétion.

– **Brèches polygéniques.** Particulièrement quand les sédiments sont eux-mêmes dissociés, l'accumulation locale d'éléments de tailles et de natures variées (ophiolites et sédiments) peut évoquer des « mélanges », « wildflyschs » ou « olistostromes », suggérant une activité compressive. Ce n'est pas l'interprétation retenue ici car sur la feuille Aiguille-de-Chambeyron, le lien avec des paléo-escarpements de failles normales affectant le plancher océanique basaltique peut être démontré (Tricart *et al.*, 1985a).

Au total, le fond océanique dont dérivent les Schistes lustrés à ophiolites du Queyras est resté accidenté et mobile au Crétacé inférieur - moyen, au moins jusqu'au début de la sédimentation marneuse du Crétacé supérieur, c'est-à-dire bien après l'accrétion initiale qui date ici du Jurassique. L'interprétation proposée est que cette mobilité traduise une activité de failles normales dans l'ensemble du domaine océanique en cours d'expansion. Cette extension cassante largement répartie peut avoir été favorisée par la faible vitesse d'ouverture, privilégiant les processus d'accrétion tectonique par rapport aux processus d'accrétion magmatique.

• **Le détritisme dans l'océan : persistance de sources de matériel continental.** Du matériel continental arrive dans l'océan à différents stades de son ouverture.

Des granitoïdes dont l'origine continentale a pu être démontrée (géochimie et typologie des zircons : Saby *et al.*, 1988) viennent se mêler aux serpentinites, gabbros et basaltes très tôt remaniés sur le fond de l'océan naissant, au sein de la brèche polygénique du massif de Rocher Blanc-Cascavelier (*cf.* γ Br). Elle indique la proximité d'une marge continentale à socle paléozoïque exposé, ce qui s'accorde avec la jeunesse de l'océan. Une conclusion comparable a été formulée pour le massif du Montgenèvre (Polino et Lemoine, 1984), sur la feuille Briançon.

Des arkoses (*cf.* jA) d'origine continentale se sont mises en place sous la forme de « grain flows » à la fin de l'épisode de sédimentation carbonatée du Malm-Néocomien (*cf.* jM) dans le fond du Queyras.

D'autres arkoses plus volumineuses et répétées, à caractère turbiditique (cf. n-cF), se sont mises en place avant l'épisode de sédimentation de type « black shales » du milieu du Crétacé (cf. cS), dans le Nord du Queyras (Col Saint-Martin).

D'autres enfin (cf. (1) dans n-cS) se sont mises en place plutôt au début de la sédimentation marneuse du Crétacé supérieur, en Queyras nord-occidental et en Cerveyrette voisine.

La relative proximité de sources de matériel continental alors que l'océan est en pleine ouverture suggère soit que cet océan est resté étroit pour cause d'ouverture vraiment très lente, soit qu'y aient subsisté des lambeaux isolés de croûte continentale.

• **Une sédimentation profonde largement commune aux différents domaines téthysiens (marge et océan).** Ceci est vérifié aux différentes époques suivantes (fig. 5).

Un niveau repère commun à toutes les séries est constitué par les calcaires fins du *Malm-Néocomien*. Ils indiquent une sédimentation pélagique profonde comparable sur la marge et dans l'océan. En haut de marge (domaine dauphinois, non figuré sur la feuille), c'est la Barre tithonique des chaînes subalpines. En milieu de marge (domaine briançonnais), ce sont les **calcaires blancs du Malm** (cf. jsM *pro parte*). À leur base, le **Marbre de Guillestre** (cf. jsM *pro parte*) représente des argilites rouges dans lesquelles resédimentent, à partir de points plus hauts de la marge, des fragments d'ammonites et leur remplissage de boues micritiques. Ce dépôt profond, proche de la CCD, est l'équivalent latéral des radiolarites déposées sur la croûte océanique, par exemple dans le massif de Rocher Blanc-Cascavelier (**Quartzites micacés : jQ**). La même barre de calcaires clairs s'est déposée en bas de marge (unités piémontaises de marge), où elle occupe une position médiane dans la série compréhensive (cf. j-cS), ainsi que dans l'océan (cf. jM).

Les alternances argilo-calcaires du Crétacé inférieur et les « black shales » médio-crétacées constituent des dépôts assez semblables dans l'océan (**Alternances schisto-calcaires : nC ; Schistes noirs non calcaires et quartzites : cS**) et sur le pied de marge (série compréhensive j-cS *pro parte*) mais manquent en milieu de marge (lacune et condensation briançonnaises).

La sédimentation plus marneuse et relativement plus épaisse qui s'installe au Crétacé supérieur est commune à l'océan (**calcschistes : n-cS**), au pied de la marge (série compréhensive j-cS *pro parte*) et au milieu de la marge (**Marbres en plaquettes : c-ø**), pour s'en tenir aux zones figurées sur la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin. Cette sédimentation marneuse a toutefois cessé plus tôt dans l'océan et en pied de la marge (Crétacé supérieur ?) qu'en milieu de marge (Éocène).

Au total et en dépit de différences probablement liées à la morphologie de la marge (Lemoine et *al.*, 1986a, b), dès le Malm les types de

dépôts profonds qui se succèdent jusqu'au Crétacé supérieur, se ressemblent dans les différents domaines, sur la marge (série post-rift) comme dans l'océan (série supra-ophiolitique) ; ils sont en effet largement commandés par la subsidence thermique post-extension (marge) et post-accrétion (océan) et par les *variations générales de la CCD* dans le domaine marin téthysien.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE RÉGIONALE DANS LE CADRE DU SOULÈVEMENT ALPIN

L'essentiel du territoire de la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin est occupé par des séries dont l'origine océanique est attestée par la présence d'ophiolites. La carte souligne la géométrie de ces ophiolites ; en Queyras se sont de petites lentilles insérées isoclinalement dans la masse des Schistes lustrés ; dans le massif du Viso ce sont de grosses écaillés que séparent de rares pincées de Schistes lustrés. Dans les deux cas, la structure régionale est cependant bien plus complexe, pour trois raisons principales.

1 – La structure plissée-cisaillée est polyphasée : les plis replissés sont visibles partout, à toutes les échelles.

2 – La structure est disharmonique : au plissement souple des métasédiments correspond souvent le boudinage des ophiolites ; il en est de même pour les dolomies triasiques dans les unités de marge. Les boudins sont disposés en chapelet, variablement replissés à toutes les échelles.

3 – À la pile de plis et de boudins née en raccourcissement-épaississement se superposent des détachements en extension-amincissement qui n'ont été identifiés que récemment.

Cette structuration régionale complexe :

- se superpose à une première pile de nappes mises en place en plusieurs temps et reconstituée essentiellement grâce aux sautes de métamorphisme (Paléocène-Éocène) ; elle témoignerait, sous la forme d'un prisme d'accrétion, des premiers effets de la convergence alpine.

- est elle-même découpée par un réseau dense de failles (dès le Miocène), qui préfigure l'évolution régionale récente-actuelle dominée par de l'extension.

Cet enchaînement de déformations est largement accompagné de recristallisations métamorphiques. Elles témoignent essentiellement d'un enfouissement rapide vers des conditions de haute pression et basse température (Schistes bleus en Queyras, éclogites au Viso) puis d'une exhumation elle aussi rapide (retour « froid » par les conditions du faciès métamorphique des Schistes verts). La comparaison des trajets pression-température permet d'identifier les principales unités au stade précoce (prisme d'accrétion) et mais aussi au stade tardif (dénu-

dation tectonique sous des détachements en extension). Cette évolution tectono-métamorphique a accompagné au Tertiaire la fermeture de l'océan, puis la collision des anciennes marges continentales, engendrant la chaîne alpine. Le moteur en est depuis le Crétacé supérieur (au moins 80 Ma), la convergence Eurasie - Apulie (Afrique), toujours active (voir Lemoine et *al.*, 2000).

LA STRUCTURATION ÉTAPE PAR ÉTAPE

La structuration initiale accompagnant la fermeture océanique

• **De l'expansion océanique à la subduction.** Les premiers événements marquant le passage de l'extension téthysienne à la convergence alpine sont les plus hypothétiques. Sur la transversale Queyras-Viso, l'océan se referme à la faveur d'une subduction soit intra-océanique, soit sous la marge apulienne (africaine). Cette marge, symétrique de la marge passive européenne depuis le Dogger devient alors une marge active. On se situerait encore au Crétacé supérieur. Pour ce qui concerne la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin, la sédimentation des marnes (futurs calcschistes : *cf.* n-cS) s'interrompt sur la plaine abyssale comme sur la partie basse de la marge européenne (futurs unités piémontaises de marge) avant la fin du Crétacé (Sénonien ?). Aucun des dépôts syn-tectoniques (mélange de marge active) qui ont alors pu prendre le relais n'est conservé, au contraire de ce qu'ont décrit E. Deville et *al.* (1992) suivant les transversales plus septentrionales. À l'Ouest, la sédimentation continue sur le reste de la marge (domaine Briançonnais en particulier), conservant son caractère pélagique jusqu'au Tertiaire. La première structuration consécutive à la fermeture océanique serait ici strictement piémontaise.

En Queyras cette première structuration est reconstituée comme un empilement de nappes peu épaisses en regard de leur extension latérale, comme dans les prismes d'accrétion océanique actuels. Une pile d'unités océaniques surmonte une ou plusieurs unités de marge. La direction de charriage est inconnue (Ouest ou Nord ?). On propose que les premiers plis (plis 1 : voir plus loin) et la première foliation régionale (S1), dans les conditions métamorphiques des Schistes bleus, accompagnent cette structuration. Ces Schistes bleus du Queyras sont datés du début du Tertiaire (Paléocène). Dans le massif du Viso, la pile des écailles ophiolitiques connaît une histoire primitive distincte, à plus grande profondeur (conditions éclogitiques) au sein d'une zone de subduction, à l'Éocène (voir plus loin : Recristallisations métamorphiques). Les charriages initiaux y présentent une direction subméri-dienne (Philippot et Caby, 1986).

Sur la feuille Briançon, les ophiolites du Chenaillet, sans métamorphisme alpin, indiquent que la subduction de l'océan s'est aussi accompagnée d'une obduction.

• **En Queyras, des nappes pelliculaires à semelle rigide discontinue.** Régionalement, les unités océaniques ont été décollées près de l'interface substratum ophiolitique - couverture sédimentaire pélagique, généralement suivant les brèches ultramafiques (ophicalcites : σBr) qui drapaient le fond océanique initial et jouent ainsi un rôle tectonique majeur. La cicatrice de ce décolllement est représentée par les talcschistes et chloritoschistes (*cf.* σS) résultant du cisaillement ductile de la serpentinite (*cf.* σ). Les petits édifices volcaniques posés sur les brèches (*cf.* β) sont partis avec les nappes, essentiellement composées de sédiments pélagiques. Des paléoreliefs de péridotites (*cf.* σ) et de gabbros, (*cf.* θ) ont aussi pu partir, cisailés à leur base. Dès le départ, les nappes comportaient ainsi peu de témoins du substratum ophiolitique (Tricart et Lemoine, 1988).

Dans la partie basse de la marge, le décolllement est intervenu à la faveur d'évaporites triasiques (Carnien : tG). Les nappes, essentiellement constituées de sédiments argilo-marno-calcaires ont emporté avec elles une semelle de dolomies triasiques (Norien : t δ D). Dès l'origine cette semelle a pu être discontinue à cause du découpage du bas de la marge en blocs variablement basculés et érodés sous la discordance post-rift (Tricart et *al.*, 1985c).

• **En Queyras, le mégaboudinage des dolomies et des ophiolites** (Tricart et Lemoine, 1986a, b). Grâce à la température modérée du métamorphisme (moins de 400° à l'Ouest), les masses principales de dolomies triasiques, de gabbros et de basaltes ont échappé à la déformation ductile généralisée qui a affecté leur couverture sédimentaire et se sont boudinées à une échelle pluri-kilométrique. Ce mégaboudinage a été favorisé par les structures téthysiennes héritées : failles normales dans le bas de la marge et surtout failles normales injectées de serpentinites (encore localement visibles : Tricart et Lemoine, 1985a, b) dans les basaltes et les gabbros. Le semi-boudinage (« pinch and swell ») des grandes masses de péridotites serpentinisées révèle un comportement intermédiaire. Au total, ce mégaboudinage des semelles de nappes piémontaises qui a accompagné (et probablement prolongé) les charriages initiaux ajoute à l'aspect régionalement disséminé des restes de la plate-forme carbonatée triasique (unités de bas de la marge) et des ophiolites (unités océaniques) au sein des Schistes lustrés.

• **Dans le massif du Viso, un style différent.** Les ophiolites charriées comportent une plus grande proportion de gabbros et basaltes, suggérant une plus grande épaisseur de ces termes dans l'océan lui-même. La température plus élevée du métamorphisme (plus de 450°) a atténué les contrastes de ductilité. Le massif a ainsi échappé au phénomène de mégaboudinage décrit en Queyras. Globalement les nappes à ophiolites du Viso proviennent d'une région de l'océan différente de celle du Queyras : soit plus récente (par exemple Crétacé inférieur mais il n'y a aucun élément de datation) soit plus proche d'un centre d'accrétion (voir : Genèse des formations dans leur cadre géodynamique et fig. 19).

L'élargissement de l'orogénèse à toute la marge et le replissement de la zone piémontaise accompagnant la collision continentale

La convergence alpine se poursuit au Tertiaire. À la fermeture de l'océan succède le charriage de la paléomarge apulienne (africaine) sur la paléomarge européenne. L'orogénèse en compression progresse vers l'extérieur de l'arc (zone Briançonnaise puis zone dauphinoise) tandis qu'au cœur de l'arc, les structures piémontaises, les premières formées, sont redéformées (Tricart, 1984).

• **Genèse des Écailles intermédiaires et de la bande d'Acceglio-Longet.** La pile des nappes piémontaises est charriée sur le domaine Briançonnais. L'ancienne flexure faillée assurant le passage du milieu de la marge au bas de la marge, devient une surface de charriage majeure, jalonnée par les Écailles intermédiaires. La première structuration de la bande d'Acceglio-Longet, en conditions métamorphiques éclogitiques témoignerait de ce cisaillement majeur à une quarantaine de kilomètres de profondeur (zone ultra-Briançonnaise).

• **Les charriages Briançonnais initiaux.** En domaine Briançonnais *sensu stricto*, les arrivées détritiques dans le Flysch noir (*cf.* eF) interrompent progressivement la sédimentation marneuse pélagique (Marbres en plaquettes, *cf.* c-e) au Lutétien-Bartonien (Debelmas et *al.*, 1988), répercutant à distance l'orogénèse déjà active à l'Est. Toute sédimentation cesse au cours du Priabonien, conséquence des charriages Briançonnais eux-mêmes. L'activation en surfaces de décollement des niveaux d'évaporites triasiques (exemple : t/G) guide l'empilement des nappes de couverture, armées par les carbonates de plate-forme triasiques (*cf.* tmCD), en relative indépendance des nappes issues du substratum paléozoïque (Debelmas et Lemoine, 1957). Ainsi se met en place la nappe de la pointe de Rasis dans le coin sud-ouest de la feuille.

• **Les rétrodéversements Briançonnais.** À l'Oligocène, alors que l'orogénèse atteint l'ancien haut de marge (domaine dauphinois), la pile des nappes Briançonnaises est redéformée dans deux générations de plis et chevauchements. La seconde, engendre les anticlinaux de nappes du Guil et du Cristillan dont le plus oriental se renverse sur la zone piémontaise (pli « en retour » de la Clapière de Ceillac sur la feuille Guillestre : Debelmas, 1966). C'est la phase classique de rétrocharriage et rétrodéversement (Tricart, 1975), ici encore Oligocène (Tricart et *al.*, 2001). Elle explique que la nappe Briançonnaise interne de la pointe de Rasis est renversée sur les Schistes lustrés piémontais du Queyras (Lemoine, 1961 ; voir la coupe générale E-W).

• **Le replissement de la pile de nappes piémontaises.** À l'Éocène-Oligocène, alors que le raccourcissement alpin s'étend à toute la paléomarge européenne de la Téthys, la pile de nappes piémontaises (marge et océan indistinctement) subit plusieurs phases de déformation syn-

schisteuse. Il en résulte la structure replissée ci-dessous, le mieux visible en suivant le niveau repère que représentent les marbres clairs du Malm-Néocomien (*cf.* jM) en Queyras (voir la coupe générale E-W et surtout la vue perspective plongeante).

Dans presque tous les massifs du Queyras, des plis isoclinaux WNW-ESE couchés vers le Nord, à charnières aiguës (plis 2, dans la chronologie régionale), sont replissés dans des plis WSW-ENE couchés ou renversés vers le Sud, à charnières arrondies (plis 3). Leur sub-coaxialité explique les belles charnières replissées visibles dans de nombreuses falaises exposées à l'Est (crête frontière). Dans les plis 2, l'étirement intrafoliaire se fait parallèlement aux axes ; la forte linéation associée est à la fois une linéation d'intersection et une linéation d'étirement soulignée par des minéraux de Schistes bleus. Cette linéation 2 est enroulée sous un angle faible (20-30°) dans les plis 3. Dans ceux-ci, l'étirement est soit parallèle aux axes (WSW-ENE) soit, plus localement, subméridien et donc subperpendiculaire aux axes ; dans les deux cas cet étirement 3 induit la réorientation de la linéation 2 contenue dans les flancs de plis 3. Les plans axiaux des plis 3 sont soulignés par une schistosité de crénulation avec recristallisations dans le faciès des Schistes bleus ou à la transition vers les Schistes verts.

Les plis antérieurs (plis 1) sont plus difficiles à observer. Parfaitement isoclinaux, ils expliquent les dédoublements tête-bêche de portions de séries (double barre de marbres du Malm-Néocomien : jM). Les flancs de ces plis intrafoliaires se suivent sur des kilomètres tandis que les charnières, effilées, miment des passages latéraux de faciès au sein des métasédiments. Leur surface axiale, souvent matérialisée par une zone de cisaillement ductile à talc et chlorite (*cf.* σS), peut contenir des ophiolites boudinées (vallon du Bouchouse, col Agnel, Valonne dell Agnello).

L'ensemble de cette structure, surtout plissée transversalement à la chaîne, est redéformée dans une dernière génération de plis orientés NNW-SSE, c'est-à-dire parallèlement à la chaîne. Ces plis 4 sont concentrés en bordure ouest et en bordure est du Queyras. Dans ce deuxième cas ce sont essentiellement des plis mineurs. Partout ils montrent des charnières arrondies, des flancs dissymétriques et des enchaînements apparents de type flanc renversé vers l'Est. Une schistosité de crénulation avec recristallisations dans le faciès des Schistes verts leur est associée, transposant largement les schistosités antérieures. Des charnières curviplanaires, des géométries en fourreau, une importante dispersion planaire des axes traduisent un fort étirement syn-schisteux orienté WSW-ENE (valeur moyenne N80°E). La linéation correspondante est quasi-omniprésente (fig. 20). C'est à la fois une linéation d'étirement et une linéation minérale (Schistes verts) ; les linéations antérieures (intersection, micro-charnières, minéraux de schistes bleus) lui sont souvent parallélisées. Cette dernière phase de déformation ductile voit le développement de contacts tectoniques sub-conformes à la foliation générale et l'acquisition du pendage général

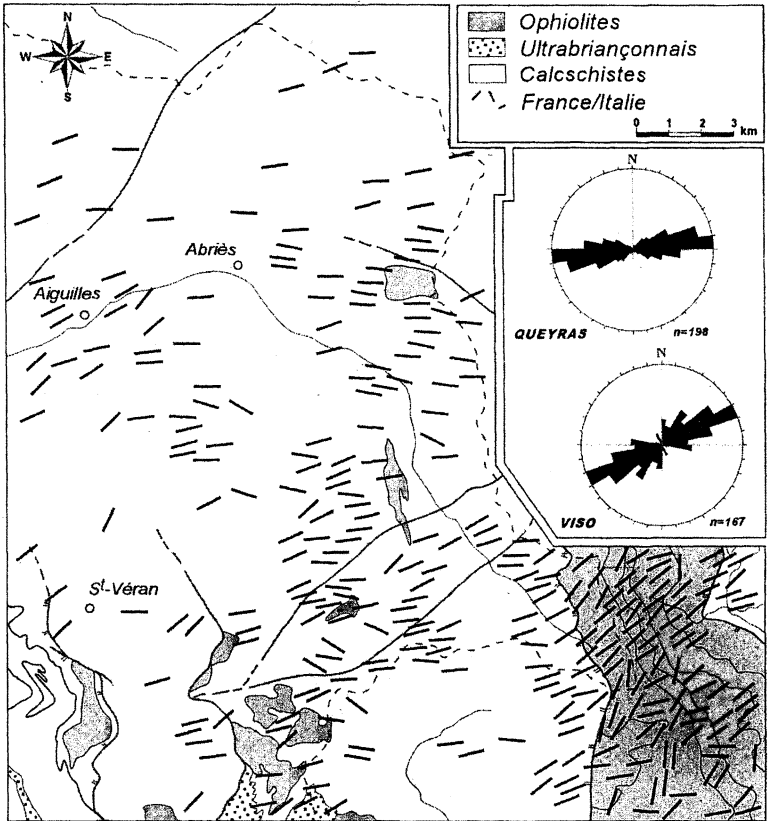


Fig. 20 - Orientation cartographique de la linéation principale dans les Schistes lustrés du Queyras et dans les ophiolites du massif du Viso (Schwartz, 2002)

des Schistes lustrés vers l'WSW. Sa cinématique complexe (rétro-déversement à l'Ouest, dénudation en extension à l'Est), est détaillée plus loin.

Cette succession de quatre générations principales de plis, établie en haute Durance, en Queyras et en haute Ubaye a aussi été reconnue dans le massif Dora-Maira (Mawhin et *al.*, 1983). Dans le massif du Viso (Lardeaux et *al.*, 1987 ; Philippot, 1988 ; Philippot et Caby, 1986), la foliation éclogitique est conservée dans des boudins gabroïques de toutes dimensions, isolés par des couloirs de déformation ductile syn-Schistes bleus ou syn-Schistes verts, surtout développés dans les prasinites et les serpentinites (fig. 21). La foliation éclogitique porte une linéation d'étirement minéral remarquablement subméridienne. Trois générations de plis au moins la déforment, en conditions de Schistes bleus puis de Schistes verts. Une linéation d'étirement minéral, essentiellement de Schistes verts, sinueuse à l'échelle du massif, est globalement orientée NE-SW (N60°E). Les plis de la dernière génération, subméridiens et dissymétriques, sont les mêmes qu'en Queyras oriental (plis 4) et appellent la même interprétation (dénudation en extension : voir ci-dessous).

Installation d'un régime en extension accompagnant l'exhumation finale des Schistes bleus et des éclogites

La poursuite de la convergence des plaques Eurasie et Afrique n'induit pas en zone piémontaise une accentuation sans limite du raccourcissement horizontal et de la structure charriée-plissée qui en résulte. Au milieu du Tertiaire (courant Oligocène : voir plus loin), alors que la collision reste active, un régime en compression verticale et extension horizontale se développe régionalement. Il se manifeste de trois manières, correspondant à trois échelles d'observation différentes :

1 – La faille de détachement en extension entre Queyras et Viso. À l'échelle de la carte, se développe une faille subméridienne à pendage ouest, bordant à l'Ouest le massif du Viso. Son tracé figure sur le schéma structural (faille Ouest-Viso). D'abord interprétée comme une surface de rétrocharriage (Lagabrielle, 1987 ; Lagabrielle et Polino, 1988) ayant pu rejouer tardivement en faille normale (Philippot, 1988), elle représenterait une faille normale majeure (Ballèvre et *al.*, 1990 ; Black et Jayko, 1990). Plutôt qu'une faille unique c'est une zone de déformation continue dans laquelle les stries sont remplacées par une linéation d'étirement (Schistes verts) et les plans striés par des bandes de cisaillement ductile à semi-ductile (faille normale ductile). Son jeu normal accompagne l'exhumation-dénudation des unités éclogitiques du massif du Viso relativement aux unités à Schistes bleus du Queyras et des hautes vallées piémontaises au Nord et au Sud (voir la coupe générale E-W). Lors de sa découverte, un rejet vertical minimum de 15 km a été proposé, correspondant à une différence de 5 kbar pour la pression maximale enregistrée par les assemblages métamorphiques de

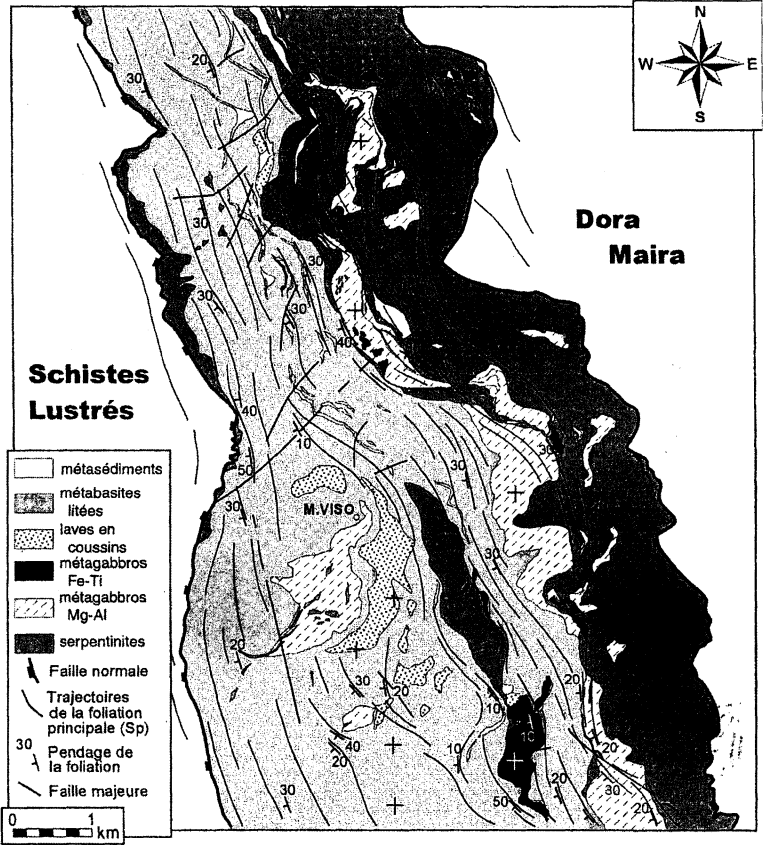


Fig. 21 - Trajectoires de la foliation principale dans la partie centrale du massif ophiolitique du Viso (Schwartz et al., 2000a).

Des couloirs de foliation dans les métasédiments, les metabasaltes et les serpentinites se moulent autour d'amandes de métagabbros, moins déformables.

part et d'autre (Ballèvre *et al.*, 1990). La mise en évidence de sautes de pression entre les unités du Queyras et plus encore entre les unités du massif du Viso, pourrait conduire à minimiser ce rejet (Schwartz, 2000a). Cette faille représente néanmoins un accident majeur des Alpes occidentales. Une faille normale ductile d'orientation comparable (faille Est-Viso du schéma structural) séparerait le massif du Viso et le massif Dora-Maira (Black et Jayko, 1990).

2 – Le dernier plissement mésostructural : rétrodéversement à l'Ouest, exhumation-dénudation à l'Est. En Queyras, les plis de la dernière génération (plis 4) ont fait l'objet d'une ré-étude systématique (Schwartz, 2002). Les plus occidentaux, à proximité des Écailles intermédiaires, restent des plis associés au renversement de la zone Briançonnaise orientale vers l'ENE sur la marge occidentale des Schistes lustrés. Ce sont les plis de rétrodéversement, de P. Tricart (1975 et 1984). Le sens du cisaillement général, de type rôtcharrriage, est « partie haute vers l'Est ». La linéation d'étirement à minéraux de Schistes verts, orientée WSW-ENE, matérialise la direction du cisaillement (fig. 20). Plus à l'Est, en Queyras central et oriental, la signification de ces plis change ; ils sont de plus en plus associés à un basculement vers l'WSW de la structure isoclinale générale et non plus à son renversement vers l'Est. Ils représentent alors des plis d'entraînements dans un mouvement couche-à-couche de type « partie haute vers l'Ouest » dont la direction WSW-ENE est indiquée par la linéation d'étirement à minéraux de Schistes verts. Il en est de même pour la dernière génération de plis du massif du Viso. Ce cisaillement en dénudation vers l'Ouest accompagne un mouvement général de soulèvement à l'Est que l'on peut interpréter comme le bombement final du massif Dora-Maira.

En Queyras, ce plissement s'achève par le développement de bandes de cisaillement ductiles ou semi-ductiles centimétriques à métriques. Ces bandes sont volontiers conjuguées mais celles à pendage ouest, plus raides que la structure isoclinale, dominent. La linéation d'étirement à minéraux de Schistes verts WSW-ENE reste active. Ces petites structures, traduisant une cinématique d'exhumation-dénudation à l'Est, sont les dernières structures ductiles régionales ; elles sont particulièrement développées au sein de la zone de failles normales ductiles Ouest-Viso qui participe à la même cinématique ; elles ont aussi été retrouvées dans le massif du Viso (Schwartz, 2002).

3 – Le passage au cassant et la fracturation finale des massifs. En Queyras, certains bancs plus compétents comme les méta-arkoses (*cf.* jA) ou les prasinites minces (*cf.* βS), se boudinent alors que l'étirement reste ductile dans les marbres ou calcschistes encaissants. Des fentes de tension à minéraux de Schistes verts (« fentes alpines ») séparent des boudins décimétriques à métriques. Ces fentes se développent perpendiculairement à la linéation d'étirement minéral WSW-ENE puis, rapidement, suivant une direction quasi parallèle ; ce double boudinage engendre des structures de type « tablette de chocolat » (Schwartz, 2002).

Le boudinage lui-même indique qu'en se refroidissant, certains bancs deviennent cassants les autres restant ductiles. Cette transition ductile-fragile intervient alors que l'extension née en conditions de Schistes verts reste active. On se situerait grossièrement à l'Oligocène supérieur (Queyras occidental) - Miocène inférieur (Queyras oriental et Viso : voir plus loin : Éléments de datation)

Le double boudinage indique que l'extension subhorizontale unidirectionnelle devient multidirectionnelle (quasi radiale), caractérisée par une direction de compression sub-verticale. Ce double boudinage a aussi été observé dans le massif du Viso, en conditions de Schistes bleus puis de Schistes verts (Nisio, 1985 ; Schwartz, 2002).

En continuité, de petites failles normales conjuguées se développent à partir des fentes inter-boudins. Le refroidissement est alors suffisant pour que tous les bancs deviennent fragiles. La fracturation qui se développe rapidement à toutes les échelles indique la poursuite d'une extension multidirectionnelle associée à une compression sub-verticale. En Queyras central et oriental, l'analyse microtectonique montre que le boudinage puis le développement des petites failles normales conjuguées accompagne le basculement progressif vers l'ouest de la structure isoclinale régionale, dans le flanc ouest du massif Dora-Maira. Ce basculement pourrait atteindre une quarantaine de degrés (Schwartz, 2002).

La transition ductile-fragile ne s'observe qu'à l'échelle des petites structures et dans les lithologies favorables ; par contre la fracturation finale est omniprésente en Queyras comme au Viso, en particulier à l'échelle des massifs (Lazarre et *al.*, 1994 ; Sue, 1998). Elle se traduit par un réseau dense de failles raides surtout organisées parallèlement à la chaîne (NNW-SSE) et obliquement à la chaîne (NE-SW à E-W). Chaque famille directionnelle est représentée par des failles normales conjuguées. L'entrecroisement des deux familles directionnelles implique qu'elles sont pénécotemporaines. L'ellipsoïde des contraintes construit par inversion des populations de plans striés confirme que le régime régional de déformation cassante est une extension multidirectionnelle associée à une compression verticale. Les failles sont nombreuses à toutes les échelles. Les rejets, même suivant les plus grandes failles (col Vieux, col Agnel, col de Chamoussière, montagne du Malrif, col d'Urine) restent souvent limités indiquant une déformation régionalement répartie. Ces failles normales montrent des traces de rejeux décrochants, dextres pour les failles longitudinales et senestres pour les failles transverses ou obliques à la chaîne. Globalement cependant, la facturation tardive régionale traduit la poursuite, en conditions cassantes, de l'extension née en conditions de Schistes verts.

• **Au total**, le régime en extension horizontale, ductile puis fragile, accompagne le soulèvement-bombement final du massif Dora-Maira lui donnant son allure de dôme gneissique subméridien. Il accompagne

aussi le glissement–basculement vers l'Ouest du complexe des Schistes lustrés piémontais (Queyras et Viso) dans le flanc ouest de cet antiforme. On peut y voir la fin de la cinématique d'exhumation différentielle des unités de Dora–Maira par un processus de dénudation tectonique (Schwartz, 2002).

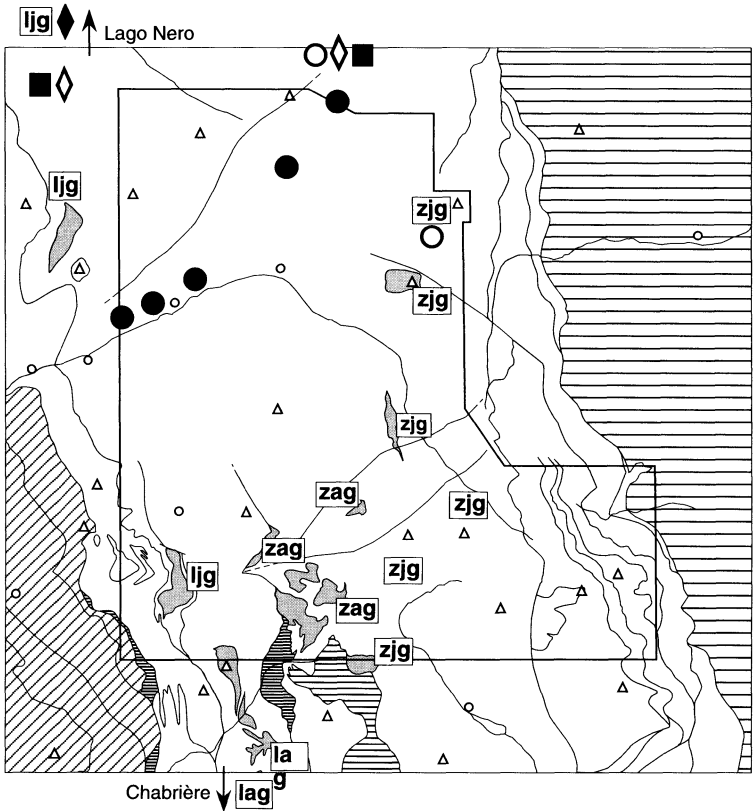
LES RECRISTALLISATIONS MÉTAMORPHIQUES

Le métamorphisme est ici, comme dans l'ensemble des zones internes des Alpes franco-italiennes, de type haute-pression et basse-température (HP-BT), témoins d'un enfouissement important et rapide (à froid : faible gradient de température) sous une pile d'unités charriées ou, si la profondeur est vraiment importante, à la faveur d'une subduction. À l'échelle de la carte on a déjà souligné l'opposition Ouest-Est entre le Queyras, à dominante de métasédiments océaniques contenant des petites masses ophiolitiques éparses (témoins boudinés du substratum océanique et olistolites) et la chaîne du Viso, où dominent les unités ophiolitiques. Cette opposition se retrouve dans le degré de métamorphisme : Schistes bleus en Queyras ; éclogites dans la chaîne du Viso. Les unités du Queyras reposent tectoniquement sur les unités du Viso (faille de détachement ouest-Viso : voir précédemment) ; l'intensité du métamorphisme augmente donc régionalement vers l'Est mais aussi vers le bas de la pile tectonique. Plus à l'Est et en position structurale encore plus basse, le massif Dora–Maira présente des éclogites de ultra-haute-pression (UHP) témoignant de conditions encore plus sévères. Un net gradient de métamorphisme caractérise donc toute cette partie de la zone piémontaise, transversalement à la chaîne mais aussi verticalement dans la pile tectonique. Ce métamorphisme n'est pas synchrone ; les âges radiométriques disponibles indiquent que plus le métamorphisme est intense plus il est jeune au cours du Tertiaire.

Les principales unités métamorphiques

- **Les Schistes lustrés du Queyras.** L'observation de phases minéralogiques spécifiques, comme la lawsonite, l'albite, la glaucophane, la jadéite et la zoïsite dans les roches basiques (Kienast, 1983 ; Schwartz, 2002) et la carpholite, la lawsonite et le chloritoïde dans les calcschistes (Caron, 1974 ; Saliot, 1978 ; Caby et *al.*, 1978 ; Liewig et *al.*, 1981 ; Agard, 1999) permet de distinguer différentes unités métamorphiques au sein de la pile des nappes d'origine océanique (fig. 22). Le degré de métamorphisme des unités provenant de la marge, au contact de la zone Briançonnaise (haut Cristillan : Péouvou–pointe des Marcelles–Sommet Jacqueline) est difficile à préciser compte tenu des lithologies défavorables (Schistes verts).

- **Les unités à lawsonite-jadéite-glaucophane.** Ce sont les témoins océaniques les plus occidentaux. Sur la feuille Aiguilles–Col Saint-



- Assemblages minéralogiques principaux**
- ljg** lawsonite-jadéite-glaucophane
 - lag** lawsonite-albite-glaucophane
 - zag** zoïzite-albite-glaucophane
 - zjg** zoïzite-jadéite-glaucophane
- ◆ carpholite
 - ◇ carpholite relictuelle
 - chloritoïde
 - lawsonite
 - lawsonite destabilisée en zoïzite

Fig. 22 - Localisation des principaux minéraux et assemblages de métamorphisme de haute pression (Schistes bleus) au sein du complexe des Schistes lustrés du Queyras et des vallées voisines (redessiné d'après S. Schwartz, 2001). Le fond de carte est celui du schéma structural. Le cadre délimite la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin.

Martin ce sont les ophiolites de Rocher Blanc – Cascavelier ; dans leur prolongement vers le Nord ce sont les ophiolites du lac des Cordes, de Cervières et du Lago Nero, également en position frontale (feuille Briançon).

– Les méta-arkoses (*cf.* jA) ou les brèches polygéniques à éléments granitoïdes (*cf.* γBr au Rocher Blanc) montrent l'association jadéite-quartz-phengite ($\text{Si}^{4+} > 3,35$ p.f.s). Les phénocristaux de jadéite sont souvent fracturés et déstabilisés en albite associée à la chlorite. Le quartz est très recristallisé. L'association rétomorphique est à albite, chlorite (interstitielle, à contours digités) et petits micas blancs (inframillimétriques).

– Les métagabbros (*cf.* θ) et metabasalts (*cf.* β), montrent l'association glaucophane-lawsonite-jadéite. Les amphiboles bleues forment le fond de la roche, isolant des phénocristaux de jadéite associés à des tablettes de lawsonite. Cet assemblage est déstabilisé en larges plages de chlorite (pseudomorphosant la glaucophane) et fin feutrage de micas blancs. L'ilménite est présente mais rare.

– Dans les métapélites se développe une paragenèse à quartz, phengite, paragonite, chlorite, lawsonite, glaucophane et rutile. Il existe de rares carpholites « fraîches » en l'absence de chloritoïde (Agard, 1999). La rétomorphose s'exprime par la déstabilisation de la lawsonite en un assemblage à micas blancs, calcite, chlorite et quartz.

• **Les unités à lawsonite-albite-glaucophane.** Il leur correspond, en marge sud de la feuille Aiguilles–Col Saint-Martin, le massif ophiolitique de Roche Noire (qui contrairement aux apparences ne prolongerait pas directement vers le Sud le massif de Rocher Blanc–Cascavelier). Il leur correspond surtout, immédiatement au Sud, les ophiolites du valon de Chabrière (rive gauche et rive droite) et leurs voisins de la Gavie, en haute-Ubaye (feuille Aiguille-de-Chambeyron). Un métamorphisme comparable affecterait aussi l'essentiel des calcschistes monotones qui couvrent la partie centrale et septentrionale de la feuille Aiguilles–Col Saint-Martin.

– Les roches basiques ont gardé leur texture magmatique originelle, avec une recristallisation faible et souvent localisée, à caractère statique. Les métagabbros (*cf.* θ) contiennent des assemblages à clinopyroxènes sub-automorphes et plagioclases. Ces pyroxènes présentent des auréoles réactionnelles, parfois doubles, à hornblende actinolitique (hydrothermalisme océanique) et glaucophane (métamorphisme alpin HP-BT). À l'emplacement des plagioclases, des phénocristaux d'albite, stables, sont associés à des lawsonites automorphes. L'albite cristallise aussi en petits cristaux dans les fractures des clinopyroxènes, associée à une chlorite plus tardive. La déstabilisation de grains de rutile est marquée par une auréole de sphène. Les albites sont souvent pseudomorphosées par des agrégats à épidote, pumpellyite et micas blancs. Ainsi, 3 types d'assemblages métamorphiques se succèdent :

1) – une paragenèse précoce à amphibole brune liée à l'hydrothermalisme océanique ; 2) – une paragenèse de haute-pression à glaucophane, lawsonite, albite et rutile ; 3) – une rétro-morphose tardive en micas blancs, sphène, épidote, chlorite et pumpellyite.

– Dans les calcschistes au centre et au Nord de la feuille, la lawsonite reste stable durant l'évolution tectonométamorphique, avec des recristallisations progressives (Caron, 1974), jusqu'à sa rétro-morphose tardive en un assemblage à micas blancs, chlorite, calcite et quartz. Le taux de substitution en Si^{4+} des phengites varie de 3.28 à 3.46 p.f.s (Liewig et al., 1981). Ces données ont été confirmées par P. Agard (1999) plus au Nord, où les phengites sont stables avec du chloritoïde. Dans ce type de lithologie la carpholite, relictuelle, est partiellement déstabilisée en chloritoïde.

• **Les unités à zoïsite-albite-glaucophane.** Elles se situent dans la partie sud de la carte. Il leur correspond les ophiolites des cirques amont de l'Aigue-Agnelle (Éychassier) et surtout de l'Aigue-Blanche (Rouchon, Rocca Bianca). Ces dernières se situent entre les unités précédentes, à lawsonite-albite-glaucophane, et la bande d'Acceglio-Longet.

– Au cœur peu déformé des masses de métagabbros (cf. θ), des phénocristaux de clinopyroxènes magmatiques baignent dans une matrice qui s'est substituée aux plagioclases magmatiques. Les clinopyroxènes possèdent des compositions augitiques au cœur des cristaux ($X_{jd} < 12\%$) et s'enrichissent en sodium vers les bordures ($X_{jd} > 20\%$). Ils sont largement remplacés par une amphibole brun-vert (hornblende actinolitique ou actinote). Autour, de petits cristaux losangiques de glaucophane constituent une seconde auréole ; ils peuvent aussi cristalliser dans les fractures des clinopyroxènes. La matrice, orientée, présente de larges prismes de zoïsite et clinozoïsite, associées à une albite tardive interstitielle, et des lawsonites, souvent pseudomorphosées par de la zoïsite. Quelques rares glaucophanes syn-foliales sont déstabilisées en fibres d'actinote et chlorite. La rétro-morphose s'exprime par des faisceaux de chlorite et par la cristallisation à l'emporte-pièce de pistachite. Un fin feutrage de muscovite envahit les anciens sites des plagioclases.

– Dans les enveloppes déformées des masses de métagabbros (flaser-gabbros), une foliation principale est marquée par l'alternance de lits de glaucophane en baguettes et de lits à amas pluri-cristallins de zoïsite et clinozoïsite. Les anciens clinopyroxènes, en amandes plus ou moins aplaties (structure œillée), sont complètement pseudomorphosés en un assemblage à glaucophane et chlorite. Ils peuvent être tronçonnés, la glaucophane cristallisant dans les fentes inter-tronçons. La glaucophane est déstabilisée en chlorite et actinote fibreuse. La lawsonite, rare, est remplacée par des amas d'épidote. Des agrégats pluri-cristallins d'albite soulignent la foliation. Globalement, dans ces zones très déformées, la rétro-morphose dans les conditions du faciès des Schistes verts est plus poussée, avec développement de larges fais-

ceaux de chlorite et épidote. Les oxydes sont couchés dans la foliation et partiellement remplacés par du sphène. La calcite forme des plages xénomorphes entre les grains d'épidote.

Au total, les métagabbros ont enregistré successivement : 1) – un métamorphisme océanique dont témoignent des reliques d'hornblende actinolitique ; 2) – un métamorphisme HP-BT à lawsonite (relictuelle)-zoïsite-clinozoïsite-glaucophane-albite ; 3) – une rétromorphose à chlorite-actinote-épidote-muscovite-calcite.

• **Les unités à zoïsite-jadéite-glaucophane.** Elles se situent en Queyras oriental, en base de la pile des nappes des Schistes lustrés et reposent sur les ophiolites du Viso par l'intermédiaire de la faille ouest-Viso. Dans la partie nord de la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin, il leur correspond les massifs ophiolitiques à cheval sur la crête-frontière (Bric Bouchet, Tête du Pelvas, Tête de Clot Lapierre) ; il en est de même de leur prolongement vers le Sud dans la partie amont du Guil (Les Lauzes, Rocher Mouloun), autour du col Agnel, dans le vallon de Giarus et en Varaita di Chianale (Tour Real). Ce dernier se situe à l'Est de la bande d'Acceglio-Longet (et donc dessous).

– Dans les métagabbros massifs (*cf.* θ), aux textures magmatiques préservées, on reconnaît les sites microstructuraux relictuels des clinopyroxènes, des plagioclases et des oxydes. Les clinopyroxènes en phénocristaux peu déformés, ont des teneurs en jadéite qui varient de 5 % à 20 % du cœur vers les bordures. La glaucophane auréole ces phénocristaux ; elle cristallise aussi à la faveur de leurs microfractures. Dans les métagabbros plus déformés les phénocristaux de clinopyroxènes, aplatis-étirés, recristallisent en plus petits cristaux dont la teneur en jadéite varie de 35 à 53 %. Les plagioclases magmatiques ont disparu au profit de deux associations distinctes : zoïsite-paragonite et glaucophane-jadéite. Dans le premier cas, la zoïsite, dominante, cristallise en phénocristaux à la jonction desquels cristallisent les paragonites, tandis que de très rares lawsonites sont substituées par de la zoïsite. Dans le deuxième cas, la jadéite apparaît en cristaux xénomorphes déstabilisés en albite pœcilitique ; il ne reste souvent que le cœur de la jadéite isolé dans une matrice fine à albite et d'actinote fibreuse provenant de la déstabilisation des glaucophanes. L'oxyde magmatique est de l'ilménite, progressivement remplacée par du sphène.

– Dans les metabasaltes (*cf.* β) la foliation est soulignée par l'alternance fine de lits à amas d'épidote (clinozoïsite et pistachite) et des lits à chlorite et albite. Certaines épidotes cristallisent en phénocristaux pœcilitiques qui fossilisent la foliation principale. Dans cette foliation, subsistent quelques baguettes d'amphiboles bleues, déstabilisées en chlorite et actinote à leurs extrémités. Le sphène est également présent.

– Dans les calcschistes, la foliation est soulignée par l'alternance irrégulière de faisceaux de micas blancs, chlorite et épidote riche en fer et de faisceaux à calcite pœcilitique. De petits cristaux d'albite peuvent

	Stade I	Stade II	Stade III
Quartz	—	—	—
Jadéite	—		
Rutile	—		
Grenat		—	
Phengite	>3.55 —	3.50-3.35 —	3.35-3.20 —
Zoisite	—	—	—
Paragonite	—	—	—
Glaucofane	—	—	—
Illménite		—	—
Albite		—	—
Lawsonite			—
Actinote			—
Chlorite			—
Sphène			—
Stilpnomélane			—
Calcite			—

Fig. 23 - Les assemblages minéralogiques successifs observés dans les schistes andésitiques associés aux schistes rhyolitiques permiers de la bande d'Acceglio-Longet (Schwartz et *al.*, 2000b). Pour les phengites, est indiqué le taux de substitution Si^{4+} , bon indicateur de pression.

se localiser à la jonction de ces calcites, associés à des micas blancs ; ils peuvent aussi constituer des inclusions infra-millimétriques dans les calcites. Le sphène, en cristaux subautomorphes, peut abonder.

Des débris de glaucophane peuvent être étirés et tronçonnés dans la foliation avec cristallisation de chlorite entre les tronçons. Des fantômes de lawsonite aux formes tabulaires caractéristiques sont matérialisés par de la zoïsite, elle-même progressivement transformée en pistachite. J.-M. Caron (1974) a le premier décrit cette pseudomorphose systématique de la lawsonite en épidote dans les Schistes lustrés piémontais les plus orientaux.

• **La bande d'Acceglio-Longet.** Dans cette pile d'écaillés pentées vers l'Ouest d'une trentaine de degrés et insérée au sein des Schistes lustrés, le métamorphisme alpin est marqué par la jadéite dans la partie est (Lefèvre et Michard, 1976) et par des assemblages à chloritoïde-carpholite dans la partie sud-ouest (Goffé et Chopin, 1986). Sur la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin, seule figure la terminaison nord de la bande. Là, au col du Longet, la foliation principale des schistes permien (cf. rPS) est soulignée par des phengites et zoïsites, moulant des porphyroclastes de grenat et jadéite, ainsi que par des amphiboles bleues, localement abondantes. Les minéraux post-foliation sont nombreux : albite, chlorite, actinote, stilpnomélan, sphène et calcite. Des prismes de lawsonite isolés, superposés à la foliation principale, leur sont associés. Ces minéraux post-cinématiques sont surtout développés au détriment de la zoïsite ; certains, poecilites, sont associés à la déstabilisation tardive du grenat. Ainsi le pic du métamorphisme se caractérise par l'association grenat-jadéite-glaucophane-phengite-zoïsite, typique des conditions du faciès des éclogites. La lawsonite qui succède à l'épidote de haute pression, est à l'équilibre avec l'albite à la transition entre les faciès des Schistes bleus et des Schistes verts (fig. 23).

• **Le massif du Viso.** Toutes les unités ophiolitiques y ont subi des évolutions métamorphiques caractérisées par la succession des faciès éclogite-Schistes bleus-Schistes verts (Lardeaux *et al.*, 1987). À la déformation majeure correspond un plan de foliation penté vers l'Ouest (20-50°), témoin d'une intense déformation à la transition des conditions Schistes bleus-Schistes verts (Philippot, 1988). Cette foliation est soulignée par un assemblage à glaucophane et/ou crossite au sein de lits qui alternent avec des niveaux riches en épidote-chlorite-actinote. Le massif présente des zones préservées de la déformation principale sous la forme d'amandes subméridiennes de dimension très variable (métrique à kilométrique) où sont préservées des paragenèses éclogitiques (fig. 21). Les conditions éclogitiques diffèrent d'une unité à l'autre avec de fortes sautes en pression (Nisio *et al.*, 1985 ; Schwartz *et al.*, 2000a ; fig. 24). Les paragenèses dans les roches basiques sont marquées par des associations à grenat-omphacite-phengite-zoïsite-rutile. La glaucophane y est stable dans les unités de moins haute pression comme au Passo Gallarino ou au Viso Mozzo. Dans l'unité du

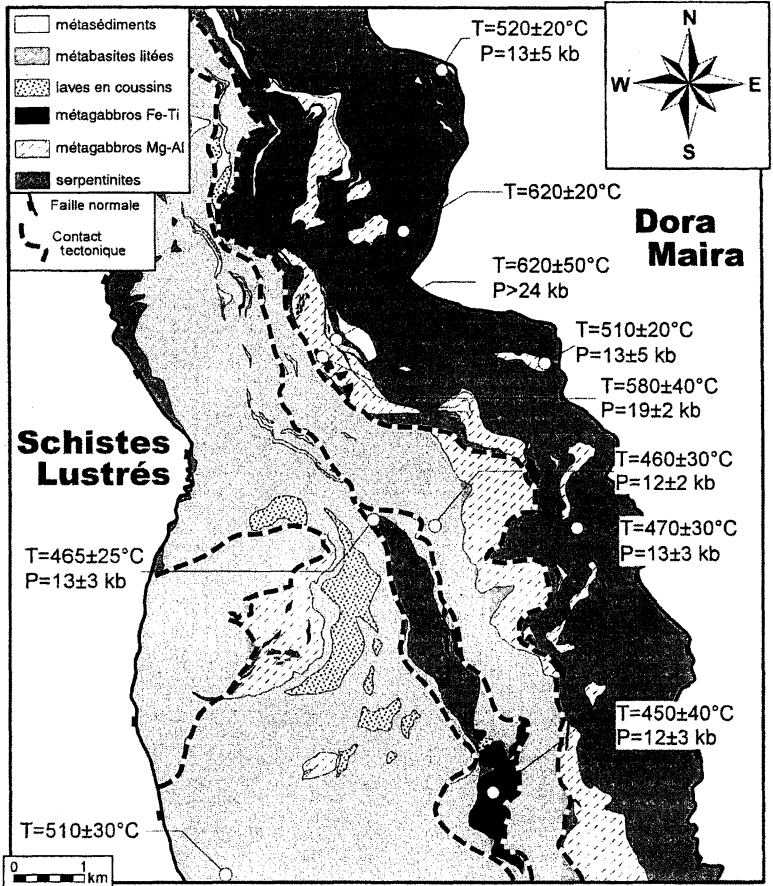


Fig. 24 - Conditions de pression (P) et de température (T) dont témoignent les associations minérales éclogitiques dans la partie centrale du massif ophiolitique du Viso (Schwartz, 2001).

Lago Superiore les métagabbros magnésiens présentent un assemblage de haute pression à talc et chloritoïde (Messiga et al., 1999).

Les conditions métamorphiques et les chemins P-T

• **Dans les Schistes lustrés du Queyras.** Les Schistes lustrés océaniques du Queyras et de Haute-Ubaye présentent des paragenèses symptomatiques des conditions du faciès des Schistes bleus (fig. 22). Les conditions physiques du métamorphisme n'y sont pas homogènes, et reflètent une juxtaposition d'unités. D'une unité à l'autre les conditions de pression et de température augmentent vers l'Est et vers le bas dans la pile tectonique (à l'image de ce qui est observé à l'échelle de l'ensemble de la zone piémontaise sur la même transversale). On peut distinguer quatre chemins P-T différents (fig. 25), avec des Pmax variant de 8 à 13 kbars et des Tmax variant de 250 à 450 °C. Les trajets de rétro-morphose ne s'accompagnent pas d'une augmentation de température et on reste pour toutes les unités dans le champ de stabilité de l'assemblage à chlorite-actinote-albite. À l'échelle régionale, les allures des trajets P-T (formes en « loupes à rotation horaire » avec la mémoire d'une évolution prograde) propres aux différentes unités, restent cohérentes.

• **Dans la bande d'Acceglio-Longet.** Le trajet P-T de la terminaison nord de la bande, au col du Longet, a fait l'objet d'une quantification (fig. 26 ; voir aussi fig. 25). Les conditions maximales sont typiques du faciès des éclogites avec des pressions de $13,5 \pm 1,5$ kbars et des températures de 450 ± 25 °C. Le trajet rétro-morphique débute par une augmentation sensible de la température puis évolue vers un fort refroidissement en fin de décompression.

• **Dans le massif du Viso.** Les conditions éclogitiques sont hétérogènes (Blake et al., 1995 ; Messiga et al., 1999 ; Schwartz et al., 2000a). Les températures sont partout supérieures à 450 °C (Lardeaux et al., 1986) tandis que les pressions montrent d'importantes sautes entre les unités (fig. 24). Dans les unités du Passo Gallarino et du Viso Mozzo ces conditions sont de 450 ± 40 °C pour 12 ± 3 kbars. L'unité du Lago Superiore a enregistré des conditions P-T plus importantes, de l'ordre de 19 ± 2 kbars et 580 °C. De plus, B. Messiga et al. (1999) montre que certaines amandes d'éclogites de l'unité du Lago Superiore ont été soumises à des pressions supérieures à 24 kbars pour des températures de 620 ± 50 °C. Au cours de l'exhumation, l'histoire métamorphique devient commune à l'ensemble des unités pour une température de 390 à 450 °C et pour une pression de 6 à 9 kbars c'est-à-dire à la transition entre les faciès des Schistes bleus et des Schistes verts (Schwartz et al., 2000a).

Éléments de datation

Dans les Schistes lustrés du Queyras, un travail de pionnier est celui de N. Liewig et al. (1981) qui ont obtenu par la méthode K-Ar sur phengite, des âges de 58 à 54 Ma. H. Takeshita et al. (1994) ont réalisé

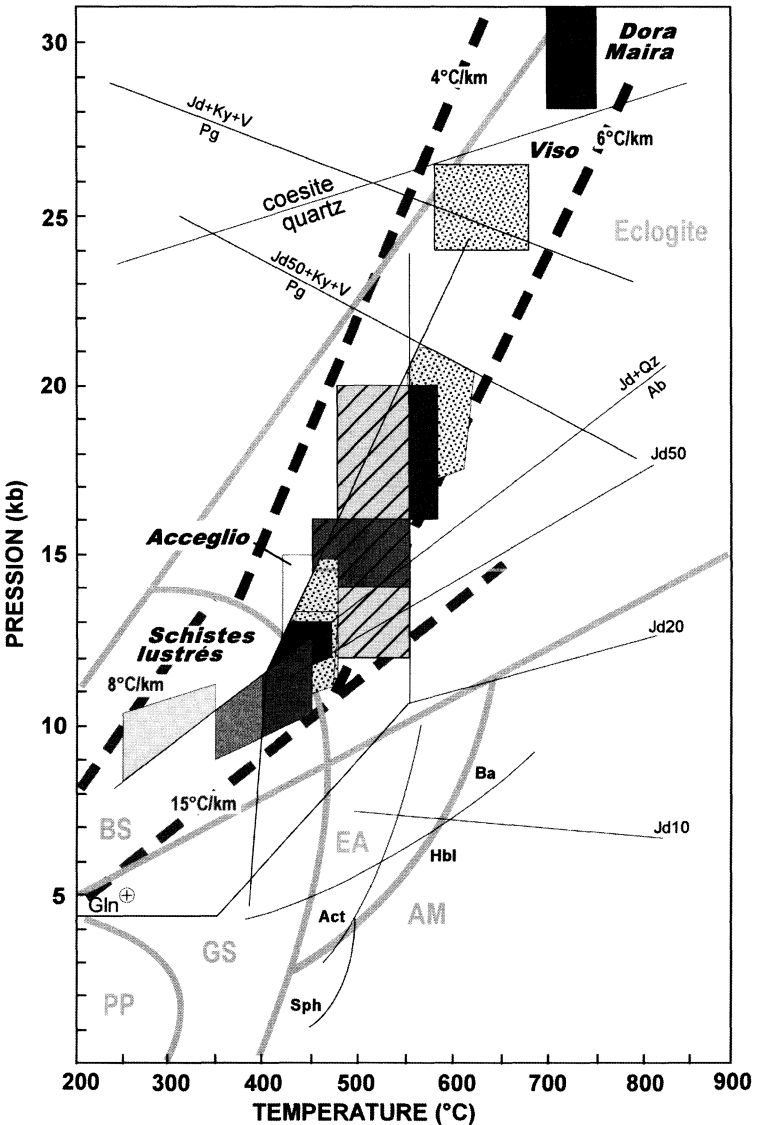


Fig. 25 - Conditions dont témoignent les associations minérales de haute pression et basse température des grands ensembles métamorphiques de la feuille (Schwartz, 2001, modifié). L'alignement des champs P-T correspondant aux unités éclogitiques suggère un gradient général compris entre 4 et 6 °C/km. Pour les unités à Schistes bleus (Queyras), le gradient est plus faible (8 à 15 °C/km).

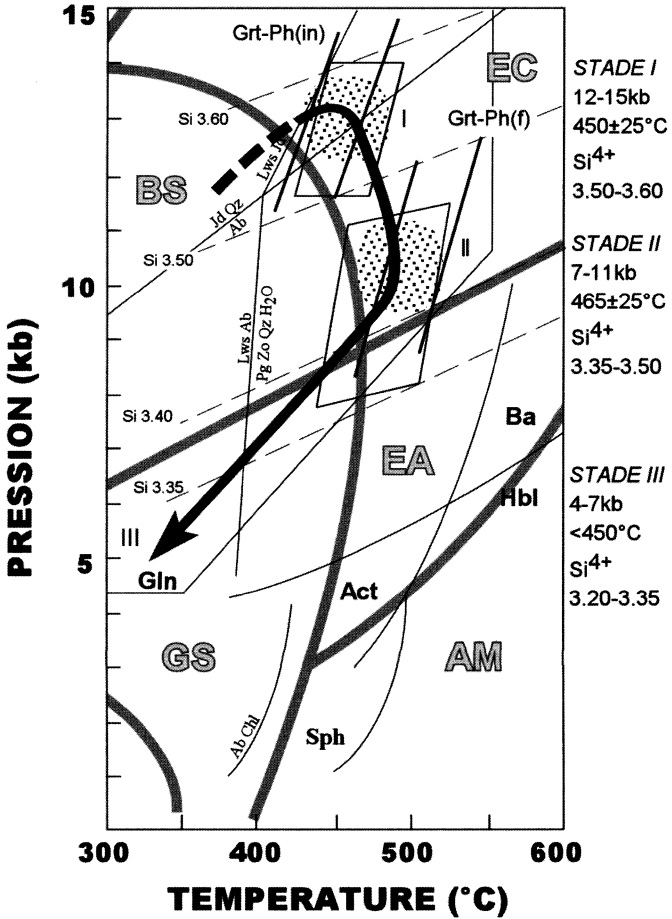


Fig. 26 - Trajet P-T des schistes andésitiques de la bande d'Acceglio-Longuet (Schwartz et al., 2000b). Les zones en pointillés représentent l'intervalle Pression-Température estimé par différentes méthodes. Les boîtes représentent les estimations obtenues par Thermocalc. Thermométries grenat-phengite : Ph(in), phengites en inclusions ; Ph(f), phengites syn-foliales.

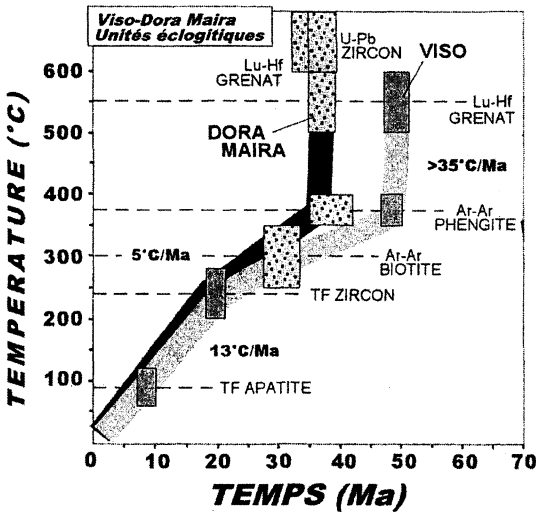
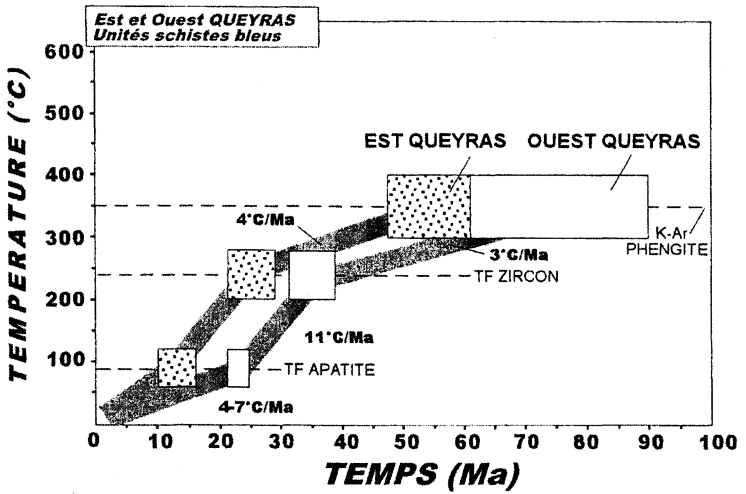


Fig. 27 - Trajets Température-temps des unités du Queyras, du Viso et de Dora-Maira (Schwartz, 2001).

un grand nombre de datations K-Ar sur phengites le long d'une coupe Ouest-Est dans l'ensemble du complexe des Schistes lustrés. Leurs âges varient de 40 à 110 Ma. Les plus jeunes ont été obtenus à l'Est. Les âges systématiquement supérieurs à 60 Ma ont été obtenus le plus à l'Ouest ; ils traduiraient une non-remise à zéro du chronomètre à cause de la température trop faible du métamorphisme alpin (moins de 350 °C). Au total ce sont les âges entre 60 et 54 Ma qui caractériseraient le métamorphisme des Schistes bleus dans le Queyras.

Les unités éclogitiques ont fait l'objet de nombreuses datations. Dans le massif du Viso, et plus particulièrement dans l'unité du Lago Superiore, la méthode Lu-Hf sur grenat-roche totale fournit un âge à $49,1 \pm 1,2$ Ma pour le pic du métamorphisme (Duchêne et *al.*, 1997). Le passage sous un isotherme entre 350 et 400 °C y serait daté par $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur phengite à $48,5 \pm 1,4$ Ma (Monié et Philippot, 1989). Ces deux âges sont voisins, impliquant une exhumation rapide aux premiers stades de la décompression. À l'Est, les unités continentales éclogitiques à UHP du massif Dora-Maira, présentent les âges les plus jeunes, puisque le pic du métamorphisme y est daté entre 32 et 38 Ma (Tilton et *al.*, 1991 ; Gebauer et *al.*, 1993 ; Duchêne et *al.*, 1997).

Au total, des Schistes lustrés du Queyras aux unités éclogitiques du Viso puis aux unités UHP de Dora-Maira, c'est-à-dire d'Ouest en Est et de haut en bas dans la pile tectonique piémontaise, le pic de métamorphisme apparaît de plus en plus jeune (fig. 27). Ce diachronisme est couplé à la zonation métamorphique puisque vers l'Est et vers le bas dans cette partie de la zone piémontaise les unités sont de plus en plus métamorphiques. La même tendance apparaît dans les âges de refroidissement par traces de fission sur zircon et apatite obtenus par S. Schwartz (2002) ; ainsi dans les unités piémontaises à Schistes bleus, l'isotherme 110 °C est franchi à 22 ± 2 Ma, tandis que dans les unités éclogitiques du Viso il est franchi à 9 ± 2 Ma.

Agencement régional

Au Sud-Ouest de la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin, la pile des nappes briançonnaises présente un métamorphisme faible (Schistes verts). Il en serait de même du chapelet de témoins du bas de la marge constitués par les nappes piémontaises de type Péouvou (feuille Aiguille-de-Chambeyron), pointe des Marcelettes-Sommet Jacqueline (coin sud-ouest de la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin), Roche des Clots (feuille Guillestre) ou encore Rochebrune (feuille Briançon) qui soulignent le front de la zone piémontaise dans cette partie des Alpes (voir le schéma structural). À l'Est, deux ensembles majeurs constituent l'essentiel de la zone piémontaise sur la transversale de la feuille (voir fig. 30) : une pile d'unités à Schistes bleus (Queyras) et une pile d'unités éclogitiques (essentiellement Viso et Dora-Maira).

Le premier ensemble, à Schistes lustrés provenant de l'océan, constitue les montagnes du Queyras ; différents chemins P-T y ont été reconstitués mais tous sont compatibles avec une évolution progressive

dans les conditions du faciès des Schistes bleus. L'ensemble peut être découpé en 4 unités métamorphiques caractérisées par des assemblages minéralogiques similaires. Elles correspondent sur la carte à 4 bandes méridiennes relativement étroites (moins de 5 km). D'une bande à l'autre et d'Ouest en Est des conditions P-T passent de 8 kb pour 300 °C à 13 kb pour 450 °C. Ce découpage sur des critères pétrologiques modifie ceux proposés sur des critères lithostratigraphiques ou tectoniques (Lagabrielle, 1987 ; Lagabrielle et Polino, 1988 ; Deville et *al.*, 1992 ; Lemoine et Tricart, 1993). La pile de ces unités, pentée vers l'Ouest, constitue un prisme asymétrique large d'une vingtaine de kilomètres ; les unités les moins métamorphiques (assemblage à lawsonite-jadéite-glaucophane) y occupent une position supérieure et frontale. Les unités les plus métamorphiques (assemblage à jadéite-zoïsite-glaucophane) y sont en position inférieure et interne. Ce sont elles qui reposent sur la pile des unités éclogitiques du massif du Viso.

Les unités à métamorphisme éclogitique constituent le deuxième grand ensemble. Elles se localisent à l'Est de la feuille et correspondent au massif ophiolitique du Viso et au complexe de croûte continentale du massif Dora-Maira. Il faut y adjoindre la mince pile d'unités de la bande d'Acceglio-Longet, extrudée vers l'Est au sein des Schistes lustrés et qui n'affleure qu'en marge sud de la feuille. Dans ce second ensemble majeur, les conditions P-T sont remarquablement contrastées d'une unité à l'autre, avec de fortes sautes en pression pour une température partout supérieure à 450 °C. Les sautes les plus spectaculaires concernent aussi bien le massif du Viso que le massif Dora-Maira (Bouffette, 1993 ; Henry, 1990 ; Chopin et *al.*, 1991).

Au total, dans l'un et l'autre grands ensembles, les hétérogénéités métamorphiques traduisent des conditions d'enfouissement elles-mêmes hétérogènes ; les volumes des unités exhumées depuis une même profondeur (c'est-à-dire à pressions homogènes) restent faibles en regard du volume occupé par la pile de ces unités, c'est-à-dire le volume de la zone piémontaise elle-même.

Genèse

• **Le complexe des Schistes lustrés du Queyras** dérive, au travers de plissements successifs, d'une pile de nappes pelliculaires essentiellement océaniques, décollées près du fond de l'océan. Le métamorphisme dans le faciès des Schistes bleus qui l'affecte, quoique variable d'une unité à l'autre, témoigne d'un enfouissement rapide vers des profondeurs de l'ordre de 30-40 km, qui restent compatibles avec des conditions crustales. Ce complexe représente un ancien prisme d'accrétion formé en réponse à la convergence alpine. Il est la conséquence relativement superficielle de la fermeture de l'océan au début du Tertiaire (ici Paléocène). La construction de ce prisme s'est faite par ajouts successifs d'écaillés à sa base et à son front (accrétion par sous-placage tectonique), conséquence d'un raclage des sédiments au toit du substratum océanique en avant d'une zone de subduction. Les

trajets P-T légèrement différents d'une unité à l'autre au sein du prisme témoignent de ce processus d'accrétion écaille par écaille. L'enfouissement croissant de ces écailles successives, à la base d'un prisme de plus en plus épais, expliquerait le gradient de métamorphisme observé à l'échelle du Queyras.

• **Le complexe ophiolitique du Viso** provient d'une partie de l'océan comportant un ou plusieurs centres d'accrétion. C'est une pile de nappes essentiellement constituées de basaltes, gabbros et péridotites serpentinisées dérivant de l'écaillage de la croûte et du manteau océaniques, donc de cisaillements plus profonds qu'en Queyras. Le métamorphisme éclogitique témoigne d'un enfouissement rapide dans des conditions mantellaires (de l'ordre de 50 à 80 km), ce que seule une subduction peut faire. C'est un autre témoignage de la fermeture de l'océan, dont l'âge serait ici éocène inférieur, donc un peu plus récent que le précédent.

Les autres unités éclogitiques comme celles de la bande d'Acceglio-Longet ou, à une autre échelle, celles de Dora-Maira témoignent du passage en subduction de la marge elle-même. Cette transition subduction océanique-subduction continentale annonce la collision et la construction du prisme orogénique qui caractérise la chaîne actuelle. Les sautes de métamorphisme observées entre les unités éclogitiques sont avant tout des sautes de pression, témoignant d'un échantillonnage à différentes profondeurs de la lithosphère en cours de subduction. Par échantillonnage on entend désolidarisation par écaillage de la plaque plongeante et amorce rapide d'exhumation.

• **Au total**, la structure alpine fondamentale dans les limites de la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin résulterait de la juxtaposition de deux ensembles tectono-métamorphiques d'origines paléogéographiques probablement voisines mais aux histoires distinctes en début de convergence alpine. Le complexe des Schistes lustrés du Queyras serait un paléo-prisme d'accrétion crustal formé en conditions relativement superficielles au début du Tertiaire. Le complexe éclogitique auquel appartient le massif du Viso serait une accumulation d'écailles remontées depuis différents niveaux d'une plaque plongeante, en cours de subduction. C'est un autre prisme, formé en conditions nettement plus profondes, un peu plus récemment. Ces deux prismes ont été intégrés au prisme orogénique que représente la chaîne alpine elle-même, à la faveur des phases successives de plissement et charriages qui ont accompagné la collision depuis l'Éocène. Ces phases successives, bien représentées sur la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin, en particulier en Queyras, masquent largement la géométrie des deux prismes primitifs.

APERÇU STRUCTURAL

• **Le complexe des Schistes lustrés piémontais** constitue l'essentiel de la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin (voir le schéma structural et la coupe générale E-W). Il est surmonté à l'Ouest par les nappes brian-

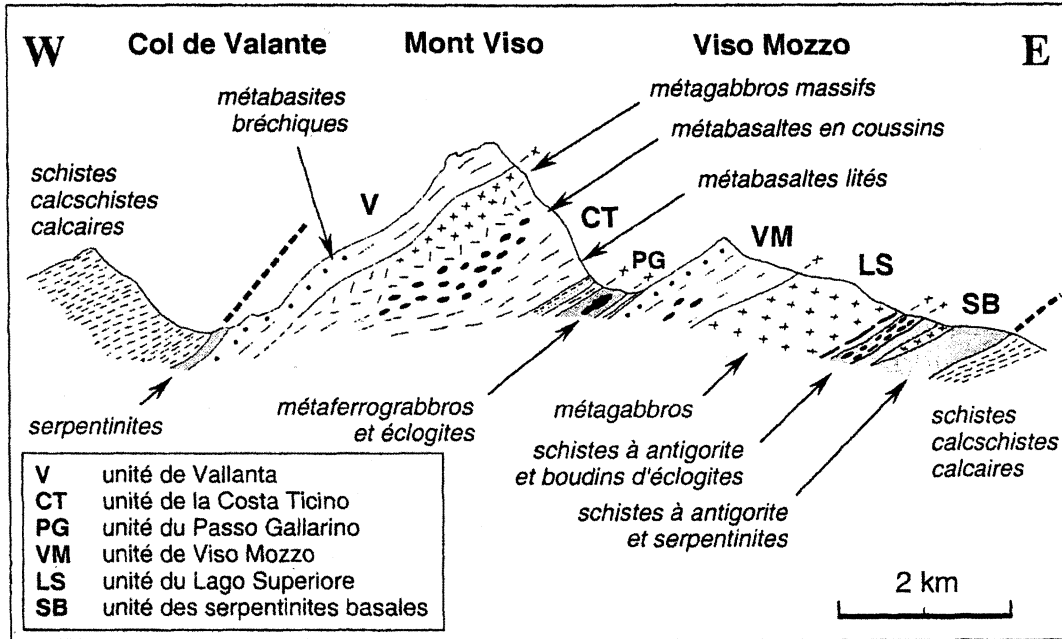


Fig. 28 - Coupe schématique du Viso (modifiée d'après Lombardo et al., 1978).

çonnaises internes et des Écailles intermédiaires renversées vers l'Est (rétrodéversées) ; celles-ci apparaissent dans l'angle sud-ouest de la feuille. À l'Est ce même complexe repose par l'intermédiaire de la faille Est-Viso sur le flanc occidental du bombement subméridien que représente le massif cristallin interne Dora-Maira. Sa couverture apparaît en bordure orientale de la feuille. Ce complexe des Schistes lustrés présente lui-même une structure isoclinale à pendage ouest ou WSW et comprend deux grands ensembles que séparent la faille Ouest-Viso : à l'Ouest, des métasédiments à dominante de calcschistes, comportent de petites masses ophiolitiques disséminées à empreinte métamorphique de Schistes bleus (complexe des Schistes lustrés du Queyras) ; à l'Est, les ophiolites l'emportent sur les métasédiments et portent une empreinte éclogitique (complexe ophiolitique du Viso). L'un et l'autre ensembles comportent plusieurs unités aux styles tectoniques ou aux histoires métamorphiques différentes.

Les contacts tectoniques peuvent eux-mêmes rester difficiles à reconnaître et les séries ophiolitiques et sédimentaires peuvent être comparables. Au SW, le complexe des Schistes lustrés du Queyras comporte à son front de petites unités piémontaises de marge continentale reconnaissables à leurs carbonates de plate-forme triasiques boudinés en base de nappe (ancienne zone pré-piémontaise). Tôt imbriquées avec les unités à ophiolites elles en partagent l'histoire tectonique. Bien que les lithologies ne soient pas favorables elles semblent cependant moins métamorphiques (Schistes verts). En marge sud de la feuille (haute-Ubaye, col du Longet), la bande d'Acceglio-Longet, à paragenèses éclogitiques, bordée d'une écaille intermédiaire à l'Ouest (zone ultra-briançonnaise) vient s'insérer au sein du complexe des Schistes lustrés du Queyras sous la forme d'une pile d'écailles pentée vers l'Ouest. Les failles Ouest et Est-Viso sont des failles normales ductiles (détachements en extension) tardives, pentées vers l'Ouest.

• **Le complexe du Viso.** Entre les failles Ouest et Est-Viso (Ballèvre et *al.*, 1990 ; Black et Jayko, 1990), une pile d'unités ophiolitiques comporte quelques pincées métasédimentaires. Les contacts tectoniques y sont soulignés par des serpentinites ou des calcschistes cisailés. Son épaisseur peut dépasser 5 km et sa structure isoclinale est pentée d'une trentaine de degrés vers l'Ouest. Cartographiquement, le massif se développe sur 35 km en Nord-Sud et jusqu'à 8 km en Est-Ouest. Sa partie centrale figure sur la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin. La structure générale, l'évolution métamorphique et la nature des protolithes reconnues par les pionniers du Groupe Monviso (Compagnoni et Fiora, 1976 ; Lombardo et *al.*, 1978 ; Lombardo et Pognante, 1982), ont été précisées par Y. Lagabrielle (1987), P. Philippot (1988) et S. Schwartz (2000a). D'Est en Ouest soit de bas en haut dans la pile tectonique, les principales unités sont les suivantes (fig. 28, coupe générale E-W et schéma structural).

1 – Les serpentinites de base. D'épaisseur très variable, jusqu'à 1400 m, ces serpentinites affleurent largement à l'Est et au Sud du mas-

sif. Ce sont d'anciennes lherzolites à antigorite, foliées, emballant des masses de gabbros éclogitiques à gangue de talcschistes et actinoschistes. La structure chaotique permet d'y voir un « mélange » (tectonique dans ce cas). Ces serpentinites sont à l'origine d'une importante anomalie du champ magnétique, indiquant qu'en profondeur elles se prolongent vers l'Ouest sur plusieurs kilomètres (Lanza, dans Lombardo *et al.*, 1978).

2 – L'unité du Lago Superiore. Cet ensemble de métagabbros écaillés dérive d'une séquence cumulitique en position normale. Son épaisseur peut atteindre 500 m. À la base, alternent des métagabbros à olivine et des métagabbros magnésiens. Au sommet, des métagabbros magnésiens emballent des boudins de métagabbros ferro-titanés. Près du Lago Superiore lui-même, ces derniers présentent des assemblages éclogitiques exceptionnellement bien préservés.

3 – L'unité du Vizo Mozzo. Des metabasaltes foliés ou rubanés à reliques de coussins (à mi-épaisseur) ou de brèches de coussin (au sommet) contiennent quelques intercalations de calcschistes. Cette séquence basaltique, dont l'épaisseur peut atteindre 500 m, est à l'endroit. Elle supporte quelques quartzo-micaschistes pouvant dériver de radiolarites. La dalle de métagabbros sous les metabasaltes pourrait aussi appartenir à cette unité.

4 – L'unité du Passo Galarino. C'est un ensemble très démembré de calcschistes, micaschistes, metabasaltes et métagabbros. Son épaisseur peut atteindre 250 m. Des portions de séquence à métagabbros magnésiens et ferro-titanés sont emballés dans des serpentinites (« mélange » du col du Viso).

5 – L'unité de la Costa Ticino (ou Mont Viso *sensu stricto*). C'est, en position inverse, l'une des belles séquences ophiolitiques des Alpes (fig. 11). Elle constitue la paroi orientale du Mont Viso (voir Lombardo et Pognante, 1982). La séquence est renversée et son épaisseur approche 1000 m. Elle débute par 300 m de métagabbros et ultramafites, se poursuit par 600 m de metabasaltes (en coussins, bréchiques ou foliés-rubanés) et s'achève par 20-30 m de restes de couverture sédimentaire pélagique. Celle-ci comporte des quartzo-micaschistes interprétables comme des métaradiolarites. Il n'y a pas de complexe filonien mais les ultramafites et les métagabbros sont traversés de dykes d'anciens basaltes à grain fin, à texture ophitique à subophitique et à bordures figées.

La séquence de cumulats gabbroïques présente un intérêt particulier par sa variété pétrographique. Les métagabbros lités ou massifs, à grain variable (fin à pegmatitique) mais généralement grossier, ont conservé leur texture ophitique (plagioclase altéré, clinopyroxène, éventuelle olivine altérée, rares orthopyroxènes bastitisés). À différents niveaux, des lits discontinus plurimétriques représentent d'anciens cumulats ultramafiques (troctolites, mélanotroctolites à clinopyroxène, dunités à

plagioclase et clinopyroxène) ainsi que plus rarement d'anciennes anorthosites. D'anciens gabbros ferro-titanés constituent des lentilles métriques, largement altérées. Au sein des gabbros, des lames de péridotites serpentinisées, traversées par des dykes de gabbros rodingitisés, ont quelques centaines de mètres de long pour quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Ces roches à grands orthopyroxènes et spinelles amiboïdes brunes dans une matrice d'olivine serpentinisée, ont conservé une texture granoblastique malgré la serpentinisation. Elles dérivent de tectonites mantellaires (harzburgites, surtout, et lherzolites).

Suivant la coupe du vallon des Forciolline, en face sud du sommet du Viso, R. Compagnoni et L. Fiora (1976) ont décrit les cumulats ultramafiques serpentinisés (quelques dizaines de mètres) à la base stratigraphique de la pile gabbroïque, le passage se faisant par alternances métriques. Les métagabbros inférieurs ont conservé un litage magmatique, avec alternances primaires de troctolites, mélanogabbros, leucogabbros, pyroxénites et anorthosites. Vers le haut dominant les gabbros magnésiens (euphotides) massifs et isotropes. Les filons de basaltes d'épaisseur centimétrique-décimétrique, à bordures figées, sont grossièrement normaux au litage magmatique.

6 – L'unité de Vallanta (ou Valante). Ce sont essentiellement des metabasaltes éclogitiques, bréchiques ou foliés, très rétro-morphosés en Schistes verts (prasinites). Épais de 200 m, ils constituent la paroi ouest du Mont Viso (surface structurale) et son sommet. Le contact tectonique avec l'unité de la Costa Ticino est marqué par la mylonitisation des basaltes, sur quelques mètres, et par des calcschistes et serpentinites écaillées.

• **Le complexe des Schistes lustrés du Queyras et son prolongement en haute Varaita.** Contrairement au massif du Viso, la géométrie des structures apparaît mieux dans un plan de coupe subméridien tant les plis proches d'E-W (plis 2 et 3) sont importants dans la structuration régionale. La vue perspective plongeante évoque une telle coupe ; les structures y ont été projetées suivant un axe N80, 30W sur un plan vertical orienté N170E. L'axe de projection choisi représente la direction moyenne de la linéation régionale d'étirement fini, proche des axes des plis 2 et 3. Les structures n'étant pas cylindriques (en particulier les boudins) la coupe a pour seule vocation d'évoquer le style tectonique régional. Elle permet néanmoins de distinguer 3 ensembles superposés d'unités à ophiolites, correspondant à 3 bandes méridiennes sur la carte, chacune possédant son propre style de déformation. Ce découpage sur des critères purement géométriques s'accorde globalement avec celui que suggèrent les sautes de métamorphisme (voir : Recristallisations métamorphiques).

• **L'ensemble supérieur,** correspond à la partie ouest de la carte. Sous les unités de marge (Péouvou, pointe des Marcelettes-Sommet Jacqueline), les massifs ophiolitiques du Cristillan (Roche Noire et Rocher Blanc – Cascavelier) correspondent à des renflements (boudins

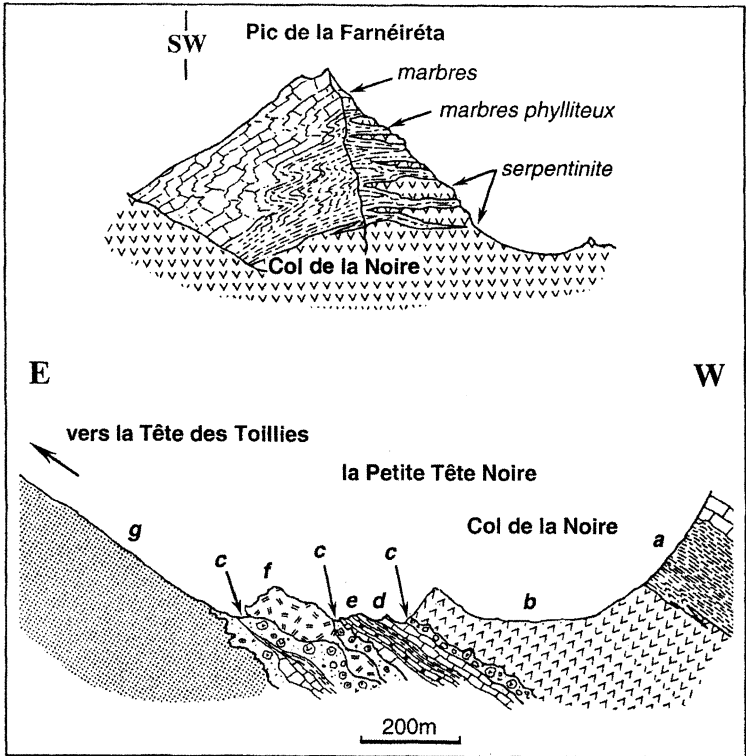


Fig. 29 - Le massif ophiolitique du Pic de la Farnéiréta (cirque amont de l'Aigue Blanche) essentiellement constitué de péridotites serpentinisées, directement recouvertes par les sédiments pélagiques ou bréchiques (Lagabrielle, 1987).

En haut : vue sur la face NE du Pic, montrant la structure en plis serrés affectant même les péridotites serpentinisées ; comparer avec la structure plus simple des massifs du Cristillan, à la lithologie identique mais au métamorphisme de moindre degré (fig. 8 et 12).

En bas : coupe de détail du complexe détritique à l'Ouest du Pic.
a : calcschistes ; b : serpentinites ; c : ophicalcites ; d : marbres ; e : quartzites et calcschistes ; f : métagabbros ; g : metabasaltes.

ductiles : structures en « pinch and swell ») de serpentinites. Ils matérialisent la surface axiale de plis couchés dont les flancs sont dessinés par la couverture pélagique des ophiolites, en particulier les marbres du Malm-Néocomien (cf. JM). Bien que dans la haute vallée du Cristillan les deux massifs semblent dans le prolongement l'un de l'autre, ils ne sont pas en continuité directe car ils n'ont pas suivi le même trajet pression-température (voir : Recristallisations métamorphiques) ; une faille à pendage ouest (faille normale ductile ?) les sépare vraisemblablement. Les serpentinites de Roche Noire se prolongent au Sud par celles de la Gavia, sur la feuille Aiguille-de-Chambeyron après un pincement (10 m seulement d'épaisseur) au passage de l'Ubaye. Les basaltes en coussins du Peyron, renversés, coiffés par quelques bancs de calcaires clairs, représentent soit un boudin associé à un écaillage de la série soit un olistolite au sein du Crétacé inférieur. Cet ensemble supérieur présente un bon développement des plis subméridiens (plis 4), qui ne peuvent être figurés ici compte tenu de l'orientation du plan d'observation.

• **Entre l'ensemble supérieur et l'ensemble médian**, un contact tectonique tardif tronque les structures, bien visibles dans le paysage, ce qui est exceptionnel en Queyras. On l'observe ainsi au pied de la face nord-est du pic de Château Renard, au col de Longet, en aval immédiat de la mine de Saint-Véran (écaille plurihectométrique de serpentinites dans le contact) et au col de la Cula. Il se prolonge au Sud de l'Ubaye, sur la feuille Aiguille-de-Chambeyron. En coupe subméridienne, ce contact à pendage ouest apparaît subhorizontal.

• **L'ensemble médian** correspond aux massifs ophiolitiques du fond de l'Aigue-Blanche : pic de la Farnéiréta – col de la Noire (serpentinites), Tête des Toillies (basaltes en coussins) et Rocca Bianca – lac Blanchets – pic de Caramantran (serpentinites, gabbros et basaltes en coussins). Au delà de leur variété lithologique, les massifs ophiolitiques y offrent une structure plus complexe que dans l'ensemble supérieur du fait du replissement plus intense par les plis E-W (vergence sud et nord) d'une structure initiale plissée-boudinée comme celle des massifs du Cristillan. Le pic de la Farnéiréta offre de bons exemples de plis 2, couchés vers le nord dans la couverture des serpentinites (fig. 29). Les plis 3, à charnières arrondies déversées renversés vers le sud sont nombreux dans le fond de l'Aigue Blanche : synforme de basaltes en coussins de la Tête des Toillies ou antiforme-synforme cisailée de Rocca Bianca. Un autre facteur de complexité est la richesse en olistolites ophiolitiques de la couverture pélagique attribuée au Crétacé inférieur, au col de Longet, autour du Rouchon et au Nord immédiat (vallon de Longet, Adroit du Vel, vallon de Clausis). Le Rouchon lui-même est un olistolite gabbroïque. Des témoins du système primitif de plis couchés dans les métasédiments et prasinites décollés du toit des ophiolites, affleurent au Nord de l'Aigue Agnelle, à Pra Soubeyran et dans le fond du vallon de Peynin (pic Arnaudet). La vallée de l'Aigue Agnelle est trop large pour qu'un raccord puisse être assuré de part et d'autre. Toutes les ophiolites de cet ensemble présentent le même degré de métamorphisme.

• **Entre l'ensemble médian et l'ensemble inférieur**, il n'a pas été possible de tracer de contact tectonique d'extension régionale ; s'il existe, il devrait passer au col de l'Eychassier et au Sparveyre (belle zone de cisaillement ductile à talcschistes) ce qui permettrait de rattacher à l'ensemble précédent les ophiolites de la crête de l'Eychassier (même degré de métamorphisme).

• **L'ensemble inférieur** correspond aux massifs du fond de l'Aigue Agnelle (autour du col Agnel), du vallon de Bouchouse et de la haute Varaita di Chianale. Le style est encore différent, dominé par le plissement isoclinal de sédiments encore plus largement décollés des ophiolites. Celles-ci ne constituent que quelques boudins ou lames de volume réduit. Les longs flancs de plis couchés peuvent être suivis d'un massif à l'autre. Les deux flancs de plis couchés initiaux parfaitement isoclinaux (plis 1) sont représentés par la double barre de marbres du Malm-Néocœmien enserrant des boudins de gabbro ou de basaltes de dimension à peine cartographique, reliés par une cicatrice à talcschistes et chloritoschistes (vallon de Bouchouse, col Agnel, vallon de Giarus, vallon de Saint-Véran...). Ils sont eux-mêmes redéformés dans des plis couchés vers le Nord à allure de grands chevrons fermés (plis 2) bien visibles dans les parois orientales de la crête de la Taillante. Une charnière de pli 2, synforme, occupe ainsi le bas du Valonne dell Agnello assurant le raccord des doubles barres de marbre de Costa Ciais - Pierre Chalves, avec celles du Pain de Sucre - Taillante. Au-dessus du lac Egorgéou, une charnière de pli 2, antiforme, assure le raccord avec les doubles barres du versant ouest du vallon de Bouchouse (Balses de Barbebouc).

Ces plis 2 expliquent que les nombreuses barres de marbres du vallon de Bouchouse ne se descendent pas jusqu'au Guil vers le nord. Les flancs du pli couché primitif de la Costa Ciais - Pierre Chalves passent sous le chalet de la Médille ; au-delà du Guil, plus hypothétiquement, ils se prolongeraient à la Tête du Pelvas, puis de là, encore plus hypothétiquement, au Bric Bouchet. La structure au Nord du Guil est en effet rendue complexe par la superposition des plis 2 et 3 particulièrement denses (fig. 13).

Le fait que tous ces massifs partagent le même degré de métamorphisme plaide cependant en faveur d'une continuité globale. Enfin, dans cet ensemble inférieur, le détritisme ophiolitique peut prendre un développement important, en particulier dans les Schistes noirs attribués au Crétacé moyen. Des semis spectaculaires de blocs affleurent dans le vallon de Bouchouse (Balses de Barbebouc), autour du col Agnel (le sommet 3 033 m est constitué par un bloc de basaltes en coussins), dans le vallon de Giarus (Rocca Nera est un bloc de gabbros), dans le vallon de Saint-Véran, dans le massif de l'Aiguillette (Rocher Mouloun)

Entre l'ensemble inférieur et la pile d'écaillés du massif du Viso passe la faille Ouest-Viso, aisée à toucher au col de Valante.

• **La terminaison nord de la bande d'Acceglio-Longet**. La structure de la bande d'Acceglio-Longet, armée par les formations sili-

ceuses permianes et anté-permianes, est surtout visible au Sud, sur la feuille Aiguille-de-Chambeyron. C'est une pile de nappes briançonnaises internes qui, au Sud, est secondairement ployée dans une antiforme déversée-renversée vers l'Est (anticlinal d'Acceglio) et plus ou moins cisailée (Lefèvre, 1968 et 1982 ; Lefèvre et Michard, 1976). La bande rejoint le corps principal de la zone briançonnaise au Sud (Val Maira). Sa terminaison nord est donc décrite comme une demi-fenêtre sous les Schistes lustrés piémontais charriés (Gidon et *al.*, 1994), la surface de charriage contenant par ailleurs des Écailles intermédiaires (ici l'écaille à brèches chaotiques associées aux calcaires de la Cula, à l'Ouest du col du Longet). Dans cette interprétation classique, la terminaison nord de la bande d'Accéglio-Longet est déterminée par l'ancienne surface de charriage de la zone piémontaise sur la zone briançonnaise *sensu lato* (zone ultra-briançonnaise), déformée dans un pli de rétrodéversement et écaillée dans des rétrochevauchements. Alternativement (fig. 30), les sens de cisaillement observés suivant les contacts bordiers suggèrent une extrusion de la bande d'Acceglio, vers l'Est, au sein des Schistes lustrés, au moins au stade final de mise en place, après une importante exhumation depuis la profondeur de formation des éclogites (Schwartz et *al.*, 2000b ; voir aussi Caby, 1996). La cartographie de détail ne permet pas de suivre les contacts liés à cette extrusion loin au Nord du col du Longet et suggère que la terminaison nord de la bande d'Acceglio-Longet représente une charnière de plis isoclinal ancien, à axe proche d'E-W. Dans le contexte régional c'est le plus vraisemblablement une tête anticlinale de pli 2 couché vers le Nord.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

La dynamique récente est caractérisée par une extension cassante multidirectionnelle, quasi radiale. Elle se manifeste à toutes les échelles par la fracturation essentiellement subméridienne et NE-SW à E-W qui affecte l'ensemble du territoire couvert par la feuille, et qui représente la dernière génération de structures régionales (Lazarre et *al.*, 1994 ; Sue, 1998). Cette extension cassante tardive a pris le relais de l'extension ductile syn-Schistes verts qui a accompagné la fin de l'exhumation des unités éclogitiques du Viso et des unités à Schistes bleus du Queyras, en régime de poinçonnement vertical. L'étude thermochronologique et thermobarométrique de S. Schwartz (2002) indique que ce relais (transition ductile-fragile) s'est fait entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur, plus tôt à l'Ouest qu'à l'Est.

La sismicité régionale est caractérisée par des événements nombreux mais de faible intensité. La localisation de ces séismes d'une part, l'orientation supposée des plans de rupture et stries sismiques d'autre part ont conduit C. Sue et *al.* (1999) à voir globalement dans le régime sismotectonique actuel le prolongement de l'extension cassante miocène. Plus en détail, l'analyse des mouvements successifs sur les failles exposées à l'affleurement d'une part, et l'analyse fine des mécanismes au foyer des séismes récents d'autre part, conduisent à recon-

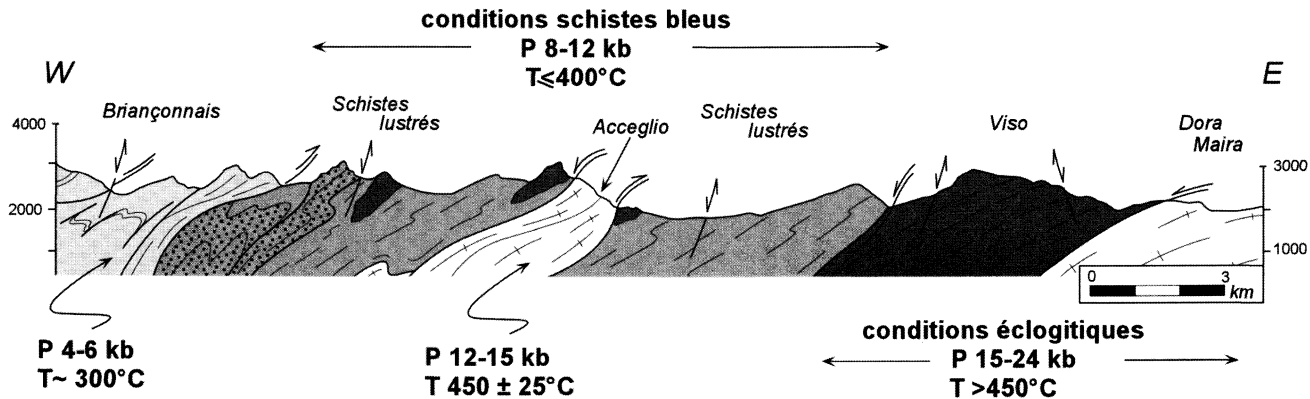


Fig. 30 - Coupe montrant l'imbrication des ensembles à métamorphismes HP de degrés différents à l'Est de la zone briançonnaise. Il est proposé l'extrusion de la zone d'Acceglio (bande d'Acceglio-Longet) éclogitique au sein des schistes bleus du complexe des Schistes lustrés piémontais (Schwartz, 2000b).

naître la relative instabilité du régime tectonique régional au cours du temps ; du Miocène à l'Actuel, il semble avoir oscillé entre un régime purement distensif et un régime plutôt transtensif (Sue, 1998).

En prédécoupant les volumes rocheux, les failles et joints contribuent à la déstabilisation des versants. Par contre l'implication des séismes dans le déclenchement des glissements de terrains et éboulements n'est pas documentée dans la région et ne peut qu'être supposée.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Aménagements hydroélectriques

La partie du Queyras couverte par la carte ne connaît qu'un seul aménagement, d'intérêt purement local (microcentrale), en amont d'Aiguilles. Le barrage et la conduite ont été mis à mal lors des inondations de 1957 et 2000.

RISQUES NATURELS

Aléas sismiques

• **Sismicité historique locale et régionale.** Le catalogue « Sirene » de sismicité historique (Lambert et Levret-Albaret, 1996) ne comprend aucun séisme localisé de manière fiable sur la feuille Aiguilles-Col Saint-Martin et dont l'intensité épiscopale ait atteint ou dépassé la valeur V sur l'échelle MSK. Ceci surprend car, d'un point de vue sismotectonique, la région jouxte l'arc sismique Briançonnais qui, depuis le Nord du massif du Mercantour, suit le tracé du chevauchement pennique frontal jusqu'au Val d'Aoste. En fait l'activité la plus forte de cet arc concerne la région de Guillestre-Briançon entre les parallèles 44°30'N et 45°N. De plus la largeur de l'arc est suffisamment restreinte et son tracé suffisamment net pour laisser à l'écart le Queyras central et oriental couvert par la feuille (Thouvenot, 1996 ; Sue, 1998). L'arc sismique piémontais, qui suit la bordure de la plaine du Pô de Cuneo à Turin, passe lui beaucoup plus à l'Est. La zone couverte par la feuille ne subit donc qu'une sismicité modérée, en tout cas bien plus faible que les régions situées plus à l'Est ou plus à l'Ouest.

En revanche, la sismicité régionale environnante (Piémont, hautes vallées de la Durance et de l'Ubaye) est beaucoup plus fréquemment ressentie. Elle peut exceptionnellement atteindre l'intensité VII - MSK. Sans vouloir être exhaustif, le tableau 2 recense les principaux séismes régionaux ayant donné lieu à de légers dégâts dans la zone couverte par la feuille. (Nous avons inclus dans ce tableau les effets ressentis à Ceillac et Château-Queyras, deux localités situées en bordure immédiate de la feuille).

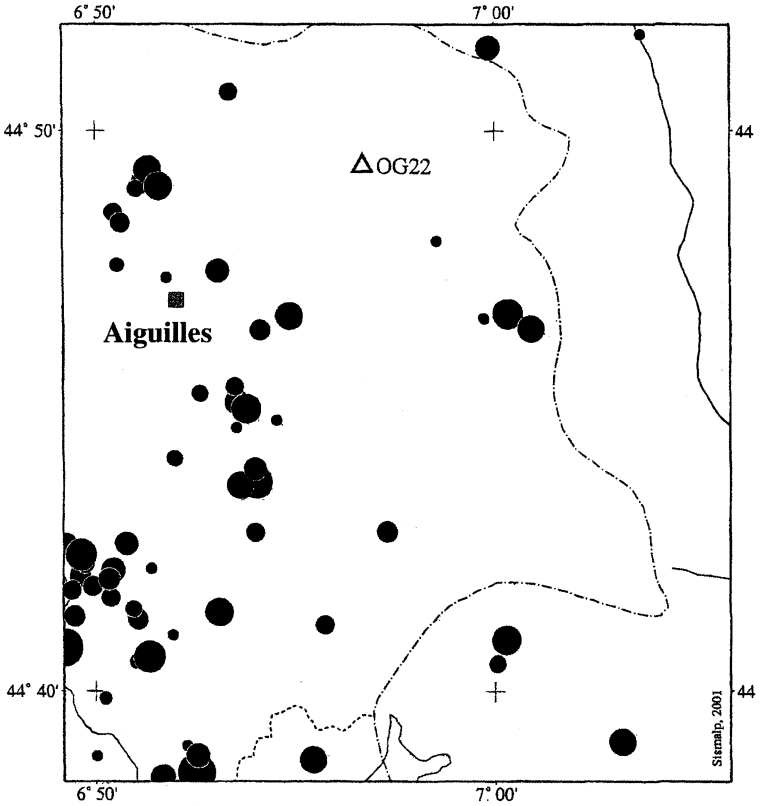


Fig. 31 - Sismicité instrumentale de la zone couverte par la feuille de 1989 à 2001, (données « Sismalp » et réseau sismologique de Gênes). Le triangle localise près d'Abriès la station « Sismalp-OG22 », seule station sismologique implantée dans cette région.

Date et heure	Coordonnées épicentrales	Épicentre	Effets dans la zone étudiée
12/09/1785 : 00 h 15	45°08'N-7°03'E	Suse	Château-Queyras (VII). « un angle du vieux fort de Queyras s'est écroulé » (<i>Mercur de France</i> , 08/10/1785)
02/04/1808 : 17 h 45'	44°51'N-7°11'E	Torre Pellice	Abriès (VII), Ristolas (VII). « à Abriès, un pieu se détacha de la flèche du clocher ; à Ristolas, le clocher perdit 2 m de sa pointe » (<i>Registre paroissial de Château-Queyras</i> , d'après <i>L'Avenir Embrunois</i> , 26.05.1910)
19/03/1935 : 07 h 27'	44°35'N-6°38'E	St-Clément	Ceillac (VII). Église et mairie lézardées
18/07/1938 : 00 h 57'	44°40'N-6°36'E	L'Argentière	Ceillac (VII)
05/04/1959 : 10 h 48'	44°32'N-6°49'E	St-Paul-d'Ubaye	Ceillac (VII)

Tabl. 2 – Sismicité historique : principaux événements (à la périphérie de la feuille) ressentis avec des intensités égales ou supérieures à VII MSK. Sources : Vogt (1979) et Lambert et Levret-Albaret (1996)

• **Sismicité instrumentale.** Depuis 1989, le réseau Sismalp du Laboratoire de géophysique interne et de tectonophysique (Observatoire de Grenoble) surveille la sismicité des Alpes occidentales et de leurs abords grâce à un réseau de 44 stations (<http://www-igut.obs.ujf-grenoble.fr/observations/Sismalp>). La figure 31 montre les épicentres des séismes localisés dans la zone couverte par la feuille Aiguilles–Col Saint-Martin entre 1989 et 1999. Aux données « Sismalp » ont été adjointes celles du réseau sismologique de Gênes (une douzaine de stations sismologiques) pour localiser 60 événements de magnitude comprise entre 0 et 2.1. L'incertitude sur la position de l'épicentre est théoriquement inférieure au kilomètre avec une incertitude sur la profondeur focale inférieure à 2 km.

Six séismes ont atteint ou dépassé la magnitude 1.5 (tabl. 3) : les deux séismes les plus importants se sont produits en 1994 et 1996 dans l'angle Sud-Ouest de la feuille, au Sud-Est de Ceillac.

Date et heure	Coordonnées épicentrales	Profondeur (km)	Magnitude ML
13/02/1991 : 08 h 13' 24"	44°47'N 7°00'E	11	1.5
20/11/1991 : 14 h 47' 18"	44°44'N 6°54'E	8	1.6
16/09/1994 : 17 h 58' 11"	44°39'N 6°53'E	4	2.1
23/10/1996 : 12 h 17' 44"	44°41'N 6°49'E	1	2.1
14/05/1998 : 14 h 18' 21"	44°41'N 6°51'E	14	1.6
03/07/1998 : 14 h 24' 31"	44°42'N 6°50'E	11	1.6

Tabl. 3 – Séismes de magnitude supérieure à 1.5 localisés sur le territoire de la feuille entre 1989 et 1999 (réseau Sismalp et réseau sismologique de Gênes). La magnitude est la magnitude locale de Richter calculée par Sismalp

Même avec des magnitudes modérées, ces petits séismes sont susceptibles d'être ressentis lorsque les conditions s'y prêtent. Ainsi, le séisme de magnitude 2.1 de 1996 a-t-il été ressenti à Ceillac, sous la forme d'une explosion suivie de vibrations des vitres, tout comme le séisme de mai 1998 (magnitude 1.6).

• **Mécanismes au foyer.** Dans sa thèse consacrée à la dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes, C. Sue (1998) n'a proposé qu'un seul mécanisme pour les séismes du tableau 2. Immédiatement à l'Ouest, il obtient en revanche de nombreux mécanismes pour les séismes de l'arc briançonnais qui sont de plus forte magnitude. Il ressort de son analyse une extension généralisée des zones internes (Sue, 1998 ; Sue *et al.*, 1999). Le séisme de magnitude 2.1 de 1994 a lui aussi un mécanisme d'extension : l'axe T est orienté N56° E, perpendiculairement à la limite entre les zones briançonnaise et piémontaise et au Chevauchement pennique frontal. Il s'inscrit donc bien dans le contexte d'extension généralisée décrit par C. Sue.

Inondations

Le Queyras est un vaste bassin-versant dont l'exutoire, les gorges du Guil en aval de Château-Queyras, est remarquablement étroit. Les effets des crues peuvent s'y faire durement sentir. Les écrits permettent de remonter à la crue de 1370 qui emporta 17 ponts. Les hautes vallées du Queyras peuvent aussi être touchées, particulièrement à la fin du printemps, quand à la faveur d'un redoux, des pluies trop abondantes trouvent un sol encore enneigé (retour d'Est ; coup de foën ou de Lombarde). Parmi les évènements les plus anciens dont témoignent les écrits, Ville-Vieille et les quartiers bas de Château-Queyras sont balayés en 1332, ainsi que l'église d'Aiguilles en 1431 ou le centre de Ristolas en 1469. Plus récemment la liste des années à crues destructrices témoigne de la fréquence du phénomène : 1705, 1773, 1858, 1910, 1920, 1928, 1948, 1957, 2000.

La crue de la mi-juin 1957, particulièrement dévastatrice, a non seulement touché tout le Queyras mais aussi la Cerveyrette, l'Ubaye, et la Maurienne ainsi que les vallées piémontaises (Germanasca, Pellice, Pô, Varaita, Maira). Des masses d'air humide en provenance de la plaine du Pô, poussées par un vent chaud soufflant du Sud-Est ont rencontré de l'air polaire insinué dans les vallées, provoquant des pluies orageuses brèves mais abondantes sur la crête frontière. La présence d'un manteau neigeux encore important à partir de 2 000 m d'altitude a aggravé les effets de ces pluies (ruissellement rapide, fonte). Dans la nuit du 13 au 14 juin, le Guil a vu son débit atteindre 1 500 m³/seconde alors qu'il est habituellement d'une dizaine de m³/s en cette période de l'année et que le seuil catastrophique est estimé proche de 500 m³/seconde. J. Tricart (1958) propose d'y voir là une crue millénaire. Comme cela est habituel, les plus gros dégâts ont été causés par les murs d'eau libérés soudainement par la rupture des bar-

rages formés en quelques heures par accumulation de troncs derrière les ponts ou les étroitures du lit (embâcles). La route longeant le Guil a été presque entièrement emportée entre L'Echalp et la Maison-du-Roy, obligeant au long détour par le col d'Izoard pour de longues semaines. De nombreuses habitations ont été emportées ou engravées comme à Ville-vieille ou à Ceillac. Des travaux colossaux pour l'époque ont suivi. À la faveur de sa reconstruction, la route a été rectifiée, élargie et surélevée, formant le plus souvent une digue en bordure du Guil. Là où il comportait des protections (béton, enrochements, gabions...) cet endiguement s'est montré efficace mais nullement surdimensionné lors de la crue de juin 2000 qui a vu le débit du Guil approcher 1 300 m³/seconde. La route a par contre été emportée là où ces protections s'interrompaient. Les ponts qui avaient été refaits, ont tenu mais eux aussi ne sont pas apparus surdimensionnés.

Avalanches de neige

Les couloirs d'avalanches de neige sont nombreux dans l'ensemble du territoire couvert par la carte, tant dans les adrets, du fait de leur déboisement, que dans les ubacs, du fait de leur raideur, souvent difficile à distinguer des cônes d'éboulis (voir : EJ - Cônes d'avalanche et cônes mixtes). Dans la partie haute des vallées de nombreux cônes de déjection torrentiels sont aussi des cônes d'avalanches (voir : FJ - Cônes de déjection).

Chute de glacier

Bien étudié car récent (Dutto et *al.*, 1991 ; Assier, 1993), le glissement catastrophique du glacier Coolidge supérieur illustre le risque que représentent les glaciers suspendus dans le cas de trop fortes fluctuations climatiques.

En face nord du Mont Viso, le glacier Coolidge supérieur était un glacier de gradin, implanté entre 3 120 et 3 240 m d'altitude. Il débordait encore de son gradin rocheux en 1930, alimentant par des chutes de séracs le glacier Coolidge inférieur, 550 m plus bas. À partir des années 1950, l'épaisseur de glace au front du glacier diminue fortement et le front se retire en arrière du rebord du gradin. La pente générale du glacier, initialement faible, augmente pour atteindre 35° à la fin des années 1980. En septembre 1986, une fissure se développe 80 m sous la rimaie, parallèlement à celle-ci. Une autre, orthogonale, se développe l'année suivante, sur presque toute la longueur du glacier. Ces deux fissures délimitent les parties du glacier qui restent sur place lorsque le 6 juillet 1989 à 22 h 45, l'essentiel du glacier se détache. La masse qui glisse est large de 150 m, longue de 120 m, épaisse jusqu'à 35 m et représente environ 200 000 m³. Elle s'écrase sur le glacier Coolidge inférieur, balaye sur 500 m le sentier menant au refuge Quintino Sella (très fréquenté quelques heures plus tôt), comble partiellement le lac Chiaretto à près d'un kilomètre du point d'impact,

regagne 50 m en hauteur sur le versant opposé. L'étendue de cette avalanche coulante, à forte énergie cinétique, a été estimée à 250 000 m² : glace, neige, matériel morainique mêlé de sol et débris végétaux.

A. Assier (1993) montre qu'en fonction de la géométrie du gradin rocheux, l'augmentation de la pente au toit de la glace liée au retrait du glacier a pu faire doubler la contrainte cisailante à la base de la glace entre 1983 et 1989. Cette glace était probablement légèrement froide compte tenu de l'altitude élevée, mais les étés chauds et secs des années 1980 ont pu induire un réchauffement à la base du glacier et la formation d'un film lubrifiant d'eau entre rocher et glace. Ces deux facteurs concourent à l'apparition des fissures en 1986-1987. Les fortes pluies constatées jusqu'à une altitude élevée au début du mois de juillet 1989 peuvent avoir déclenché le paroxysme final. Peu après on observait en effet d'importantes venues d'eau à la base des portions de glacier restées en place.

Instabilité des versants

- **Les éboulements**, à caractère instantané, restent localisés au pied de parois raides. L'exemple historique de la Roche Ecroulée, dans le Haut Guil est le plus connu. D'autres éboulements ou écroulements sont visibles au pied de parois constituées de roches massives comme les ophiolites ou les marbres clairs du Malm-Néocomien (voir : Eb - Éboulis à gros blocs et éboulements).

- **Les glissements généralisés** affectent largement et durablement les adrets, entraînant vers le bas le régolite, les éboulis éventuellement anciens et les placages morainiques. Plutôt que des glissements de terrain de grande ampleur mais relativement localisés, le risque est ici lié à l'instabilité chronique de l'ensemble du versant. Exemple : l'adret de Saint-Véran largement façonné par des loupes de solifluxion actives (voir : G-E. Formations de versant composites solifluées).

- **Les glissements de terrains** sont remarquablement nombreux en Queyras, favorisés par le fort pendage général des Schistes lustrés et par la présence de niveaux argilo-schisteux (pentes ouest du pic de Ségure), ou même localement, talqueux (Plate de Rasis, Aigue Agnelle). Ces glissements suivent les couches et donc dominent dans les adrets, emportant avec eux les couches supérieures qui se plissent, se chevauchent ou se renversent (La Lauzière au petit belvédère du Viso, en progression rapide), et les éventuels recouvrements morainiques (pied sud de la Tête du Pelvas, au-dessus de La Monta, non encore stabilisé). Ils sont facilités et guidés par les failles tardives de direction ENE-WSW et NNW-SSE qui compartimentent les volumes rocheux (voir : Quaternaire d'âge non précisé : Glissements de terrain, dans la description des terrains affleurants). Ces glissements de terrain se combinent aux glissements généralisés pour façonner les adrets remarquablement instables du Queyras : vallon du Lombard, du

Malrif, du Col Saint-Martin, de Peynin, de Ségure, de Malaure ou encore vallées du haut Guil, de l'Aigue Agnelle, de l'Aigue Blanche, du Cristillan,... Il en est de même sur le versant italien : vallons et hautes vallées de la Varaita de Chianale et du Pô.

Un glissement majeur est celui du versant face à Aiguilles (rive gauche), non daté mais récent. Il a barré le lit du Guil avant que celui-ci ne le réentaille. Des témoins de masses glissées subsistent en rive droite.

RESSOURCES EN EAU

Eaux superficielles

La feuille Aiguilles-Col Saint-Martin correspond à une région de montagne au sous-sol peu perméable où les écoulements de surface sont prépondérants. Le régime des eaux superficielles, comme celui des sources, est soumis à l'enneigement. Les hautes eaux se situent au printemps du fait de la fonte des neiges (voir : Risque naturel ; inondations) ; elles sont suivies d'un étiage en automne, puis d'un autre étiage plus marqué en février lorsque les précipitations tombent sous forme de neige.

Eaux souterraines

Les formations du substratum rocheux ophiolitique peuvent être considérées comme imperméables ; elles ne donnent lieu qu'à quelques petites sources liées à une circulation dans les fractures (source du refuge de la Blanche). De même, les schistes et calcschistes ne sont perméables qu'en surface là où ils sont altérés, ou lorsqu'ils sont fracturés. C'est le cas des paquets glissés, très fréquents en particulier sur les versants ouest où la pente topographique suit le faible pendage ouest de la schistosité. De nombreuses sources de faible débit sont localisées au pied de ces paquets glissés : sources des Sagnes et de la Balmette (AEP-Ristolas), du rif de Pra Comtal (AEP-Molines-en-Queyras), nombreuses sources en rive droite de l'Aigue Blanche en amont de Saint-Véran et aux alentours de la Chalp.

Les formations superficielles de pente représentent les principaux aquifères ; elles sont souvent de faible épaisseur et donnent des sources à débit faible (quelques litres par seconde au maximum) et irrégulier. Il s'agit surtout d'éboulis de calcschistes (sources de La Combe et du Roux : AEP-Abriès), de moraines (sources du Lombard : AEP-Aiguilles ; sources de Clausis : AEP-Saint-Véran ; sources de Valpréveyre : AEP-Abriès) ou parfois de glaciers rocheux (AEP-refuge du Viso). Les eaux qui ont circulé dans les calcschistes, enrichies en carbonate et en calcium, déposent souvent à l'émergence des tufs ou travertins qui constituent des monticules caractéristiques comme la source du torrent de Ségure. Ils ont été systématiquement car-

tographiés (Tufs calcaires, cf. U). Les niveaux quartzitiques et les parois de gabbros donnent de vastes « casses » d'éboulis à gros blocs avec une source à leur base (source du Serre-du-Loup : AEP-Ristolas).

Toutes ces sources ayant de faibles débits, les communes souvent dispersées en plusieurs hameaux ont dû recourir à un assez grand nombre de captages pour assurer leur alimentation. Pour les communes qui ont une fréquentation touristique hivernale, pendant la période d'étiage (stations de ski), ces ressources gravitaires se sont révélées insuffisantes : elles ont dû faire appel à des ressources supplémentaires en pompant l'eau des nappes alluviales. En effet, les principaux cours d'eau ont pu accumuler des alluvions sur des épaisseurs atteignant 20 à 30 m dans les zones élargies des vallées ; ces alluvions contiennent une ou parfois deux nappes superposées, alimentées par le cours d'eau et depuis les cônes de déjection latéraux. C'est ainsi que des forages dans les alluvions du Guil, de l'Aigue Blanche et de l'Aigue Agnelle alimentent respectivement les chef-lieux des communes d'Aiguilles, Saint-Véran et Molines-en-Queyras.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

• **Pierres de taille.** Trois petites carrières de « marbre vert » ont été exploitées au XIX^e siècle - début XX^e siècle, dans les serpentinites lardées de filonnets de calcite et dans les brèches à éléments de serpentinites et ciment calcitique (ophicalcites, cf. σBr) : en amont de la mine de cuivre de Saint-Véran (2 300 m, Aigue Blanche), en face nord du pic Cascavelier (2 460 m, Aigue Blanche, fig. 12), au pied nord de Roche Noire (2 650 m, Cristillan, fig. 8). Toutes sont abandonnées.

• **Lauzes.** Ces pierres plates, peu épaisses et lourdes servaient à couvrir les bâtiments traditionnels, en concurrence avec les bardeaux de mélèze. Elles étaient largement tirées de faciès calcaires des calcischistes (cf. n-cS) ou, plus encore, des marbres du Malm-Néocomien, là où ils sont suffisamment phylliteux pour se cliver (cf. jM). Les lieux d'extraction étaient nombreux (lieux-dits Lauzière). Ils n'ont pas été figurés sur la carte. L'un d'eux, avec traces caractéristiques d'exploitation, est aisément accessible près du Camp des Espagnols, sous le col Vieux (fond de l'Aigue Agnelle).

• **Talc.** La « Craie de Briançon » est un talc compact (stéatite) utilisé par les tailleurs pour le marquage des étoffes. Cette roche tendre, verte ou blanche, à éclat nacré et toucher onctueux, provenait du Queyras. La pierre ollaire est aussi un talc compact traditionnellement exploitée en Queyras. Tendre, facile à travailler au couteau mais durcissant au feu, elle servait à confectionner des ustensiles de cuisson (marmites : « oules » en patois provençal, d'où son nom) et des moules à bijoux. Elle a aussi été utilisée pour sculpter des tabatières, aujourd'hui très recherchées par les collectionneurs. Les lieux d'extraction ancestraux n'ont pas été identifiés, mais des niveaux de talc compact remar-

quablement épais ont été observés entre le torrent de Bouchouse et le haut Guil, par exemple au-dessus du lac Baricle ou au-dessus de la Roche Ecroulée.

- **Quartz.** Les blocs de gabbros éboulés au pied du Rouchon (entre Aigue Blanche et Aigue Agnelle) présentent des fentes à quartz automorphes. Ces cristaux de roche ont été traditionnellement exploités pour être taillés à Saint-Véran.

GITES ET INDICES MINÉRAUX

La minéralisation cuprifère de Saint-Véran (concession minière des Clausis)

Ce célèbre gisement de cuivre est situé dans la vallée de l'Aigue Blanche, à l'adret, en amont de Saint-Véran (gîte « Saint-Véran/Les Closis » de Pierrot et *al.*, 1972, encore appelé Les Clousis ; fig. 32). Il a été exploité aux temps préhistoriques avant de tomber dans l'oubli au Moyen-Âge (Isnel, 1935). Redécouvert en 1842, il a fait l'objet d'une petite exploitation industrielle au XX^e siècle, aujourd'hui abandonnée (Ancel, 1997). Les fouilles archéologiques menées récemment ont permis de retrouver les installations d'extraction du minerai, aériennes et souterraines, à l'emplacement de la mine moderne, et les installations de traitement de ce minerai en contrebas, en bordure de l'Aigue Blanche. Les datations de bois au ¹⁴C, en accord avec les tessons de céramiques et les outils en os et en pierre retrouvés sur le site, montrent que l'exploitation remonte au Chalcolithique, et s'est poursuivie à l'Âge du Bronze puis à l'Âge du Fer. L'âge ¹⁴C le plus ancien obtenu est 3 760 ± 65 BP (Barge et *al.*, 1998). Durant cette très longue période, B. Ancel (1997) estime que 2 000 m³ de filon ont été exploités, fournissant de l'ordre de 1 000 t de cuivre métal.

- **Une minéralisation reconnue de longue date.** Évoqué par C. Lory (1860), le gisement est décrit sommairement par P. Termier (1904), puis apparaît dans l'inventaire minéralogique de la France de A. Lacroix (1913, vol. 1, p. 695-698 et vol. 4, p. 906). E. Wegmann (1928) s'intéressa surtout au minerai lui-même tandis que P. Routhier (1946) en analysa le contexte magmatique et métamorphique. Les travaux ultérieurs témoignent de l'intérêt du BRGM pour les indices minéralisés liés aux ophiolites alpines (Poulain, 1967 ; Bouladon et Picot, 1968 ; Bouladon et *al.*, 1976 ; Gioan, 1978). Deux monographies plus récentes et complémentaires sont celles de J.-D. Bouvier (1979) et C. Ayoub (1984).

- **Un gisement stratiforme à l'interface paléofond océanique-sédiments pélagiques.** Dans le secteur de la mine comme ailleurs en Queyras, une série sédimentaire pélagique de type Chabrière a été décollée d'un fond océanique constitué de péridotites serpentinisées, à la faveur des ophicalcites (*cf.* σBr) qui le drappaient, à l'image du

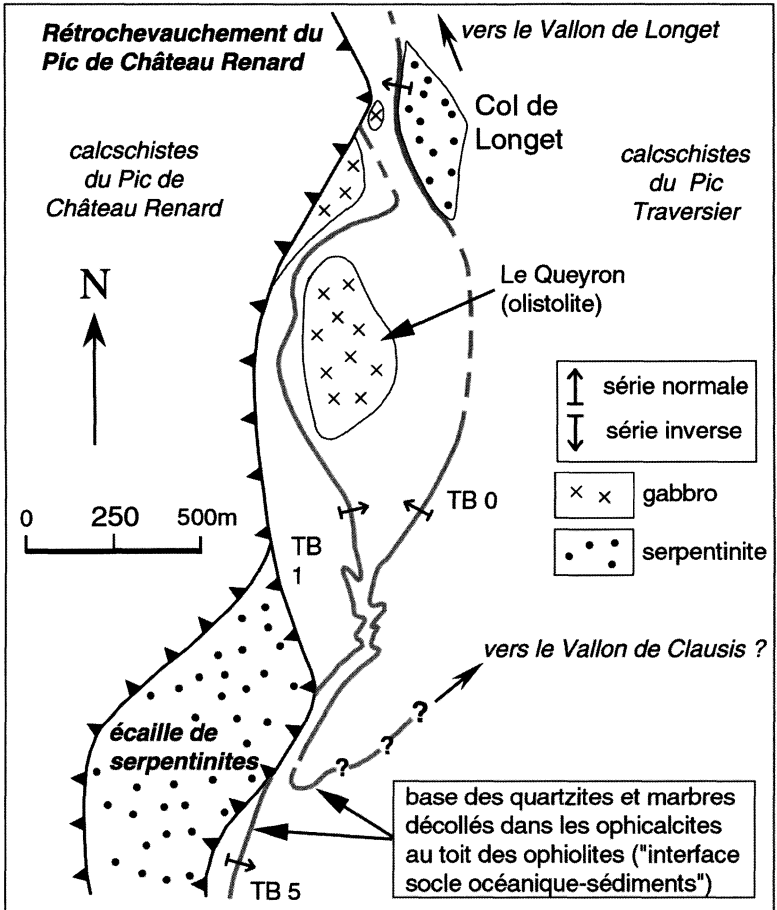


Fig. 32 - Secteur de la mine de cuivre de Saint-Véran et du col de Longet. Carte schématique montrant la géométrie complexe du niveau de décollement entre le socle océanique et sa couverture sédimentaire ; ce niveau, matérialisé par des chloritoschistes (anciennes ophicalcites cisailées), est souligné par la minéralisation principale. TB : travers-bancs.

massif voisin de Rocher-Blanc-Cascavelier (fig. 33). Des chloritoschistes à amandes de calcite hématitique, charriés sur les calcschistes du pic Traversier (au Nord-Est), témoignent de ce décollement (cf. σS). L'épaisseur de ces calcschistes est très variable et peut atteindre 5 à 10 m par bourrage au cœur de plis plus récents. La minéralisation suit le toit des calcschistes, c'est-à-dire l'interface fond océanique-sédiments pélagique. Au-dessus viennent en effet plusieurs mètres de quartzites représentant d'anciennes radiolarites (cf. jQ) ; ils peuvent localement manquer. Leur base est rubanée, chargée d'amphiboles sodiques (quartzites à riébeckite de Routhier, 1946). Il passent vers le haut à des quartzites blancs massifs puis à des quartzites chlorito-albitiques. Au-dessus, les « cipolins truités » de P. Termier (1904) sont des marbres à mouchetures d'hématites, attribuables au Malm-Néocomien (cf. jM). Viennent ensuite les alternances schisto-calcaires du Crétacé inférieur qui présentent l'allure particulière de la Formation de la Replatte sur quelques dizaines de mètres seulement, en bordure du torrent Aigue Blanche (cf. nC) et passent latéralement à des calcschistes. Ils contiennent des blocs de gabbros et de serpentinites de toutes tailles, affleurant de plus en plus largement dans les pentes au-dessus de la mine, vers le col de Longet. La minéralisation, comme la série sédimentaire qui la contient, présente entre 2 260 m (lit de l'Aigue Blanche) et 2 620 m une géométrie complexe qui s'explique par la superposition de plusieurs générations de plis et des cisaillements-étirements associés.

• **La géométrie de la minéralisation est commandée par les plissements, cisaillements et boudinages alpins.** Le niveau sulfuré, comme toute la série, semble dessiner un pli renversé vers le Nord dont les flancs font entre eux une trentaine de degrés. Pour tenir compte de la structure régionale, l'hypothèse simple d'une fermeture synclinale immédiatement au sud n'a pas été retenue (fig. 32) ; le pli pourrait d'ailleurs aussi représenter un ancien anticlinal à vergence nord affectant une série préalablement inversée. Quoiqu'il en soit les deux flancs du pli sont déformés dans de petits plis à vergence sud (pli 3, dans la chronologie régionale), bien identifiables partout, car leurs charnières arrondies (beaux meneaux à la base des quartzites) enroulent la linéation minérale à glaucophane associée au pli 2 (fig. 34). L'ensemble est basculé vers l'Ouest à la faveur de plis subméridiens à vergence est (plis 4) et subit en fin de plissement un important étirement-cisaillement E-W sous le contact anormal de Château-Renard. À ce contact est associée la grosse écaille de serpentinites bordant à l'Ouest le site de la mine (fig. 35).

Dans le pli ancien à vergence nord, tardivement basculé vers l'Ouest, le travers-banc « TB-0 » suit le flanc inférieur ou oriental, à série normale, tandis que le TB-1 suit le flanc supérieur ou occidental, à série inverse. Ces deux flancs, de direction légèrement différente, sont les digitations filoniennes de P. Routhier (1946). Leur prolongement vers le Nord a été reconnu lors d'une campagne de prospection magnétométrique (Gioan, 1978). Vers le bas et vers l'Ouest, la série

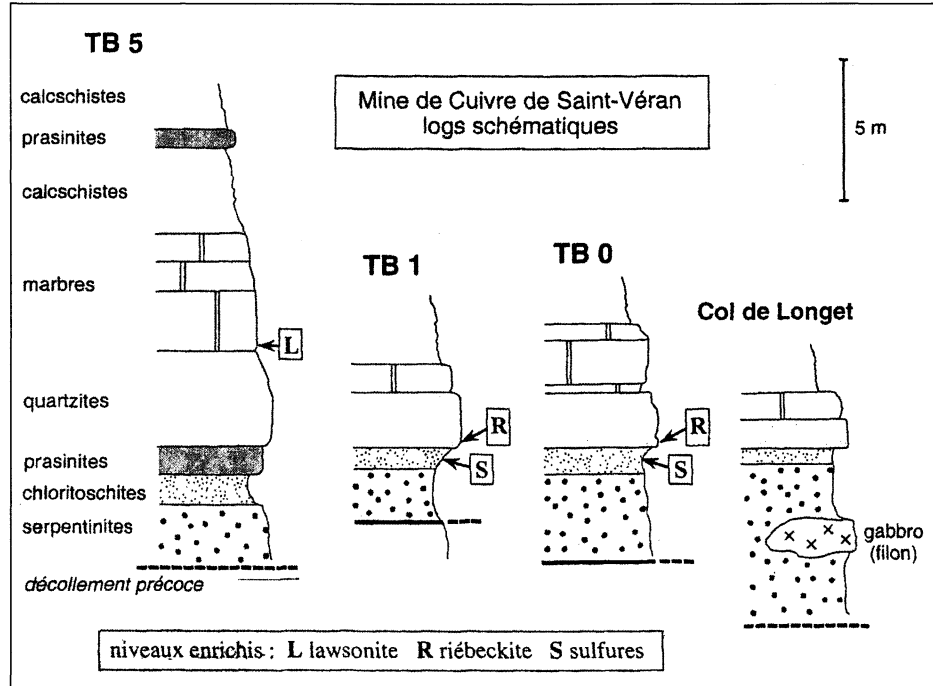


Fig. 33 - Mine de cuivre de Saint-Véran : principaux logs stratigraphiques caractéristiques (modifié d'après C. Ayoub, 1984).

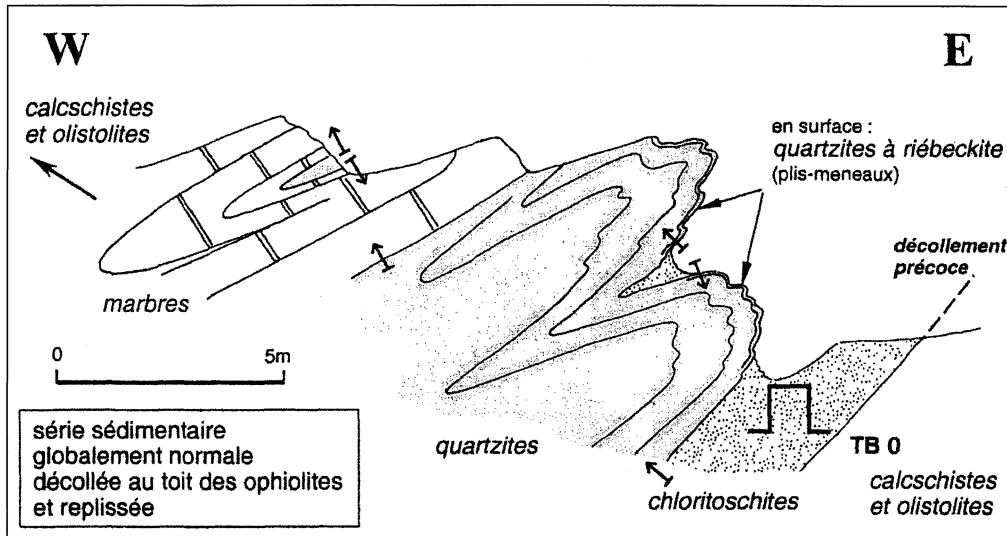


Fig. 34 - Mine de cuivre de Saint-Véran : coupe de détail au niveau du travers-banc « 0 » (modifiée d'après C. Ayoub, 1984).
 Les meneaux se développent dans les quartzites au contact des chloritoschistes.

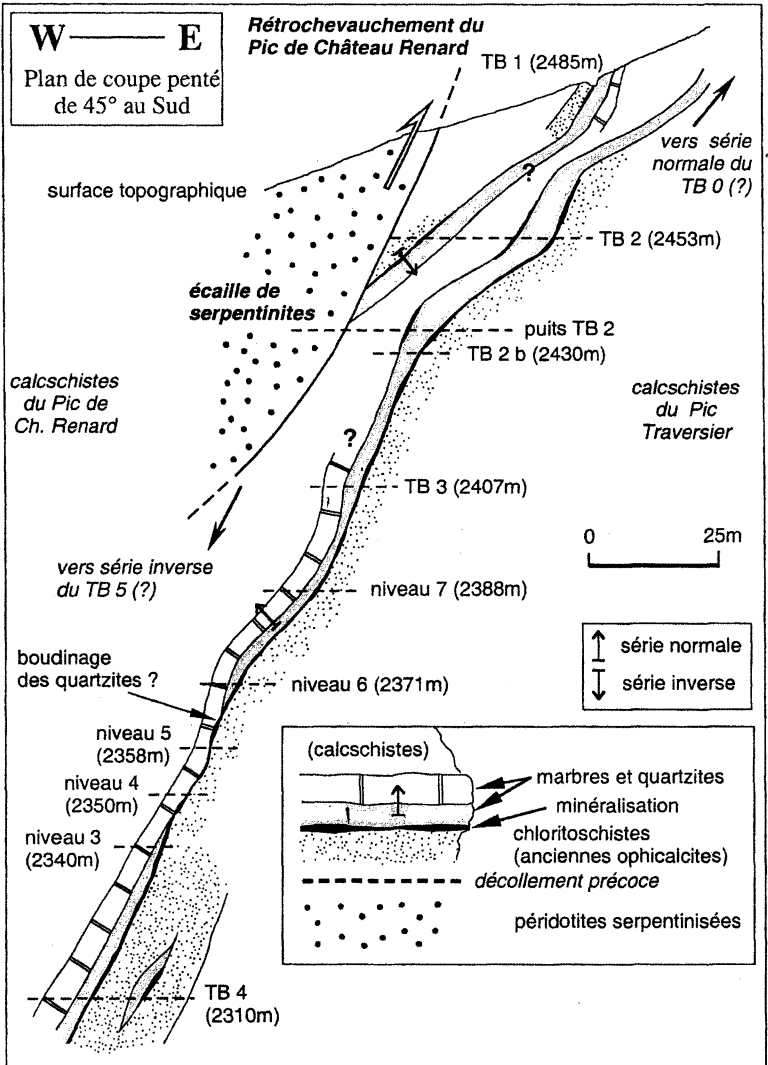


Fig. 35 - Mine de cuivre de Saint-Véran : coupe générale entre les travers-banc 1 et 4 (Ayoub, 1984, redessiné et complété) ; le plan de coupe est incliné de 45° vers le Sud.

inverse du TB-1 correspondrait au « gîte du filon de la remontée » (filon secondaire dépilé en 1912-1913 à partir du TB 2) puis semble tronqué par le chevauchement de Château Renard (fig. 35). Il pourrait réapparaître plus bas, sous la forme de la série inverse affleurant près de l'entrée du TB-5 (fig. 32). Vers le bas et vers l'Ouest également, la série normale du TB-0 atteint l'Aigue-Blanche avec une orientation moyenne N 10-25 °E, 50-70 °W ; le niveau de sulfures y a été entièrement dépilé entre les TB-2 et 4, et exploité seulement, de place en place, entre les TB-4 et 5. Les sulfures constituent des lentilles d'épaisseur décimétrique à métrique, dont l'extension E-W est de 75-100 m et l'extension N-S de 300-400 m. Ces lentilles ont pour origine un amincissement en flanc de plis et un bourrage en charnière de plis mais aussi et surtout un boudinage semi-ductile (pinch and swell) dans le cisaillement-étirement E-W tardif, dont les effets (fentes, stries, amygdales) sont omniprésents dans la mine. La dernière remobilisation des sulfures se fait dans des fentes de tension à quartz, parallèles ou normales à la foliation générale, lors de ce cisaillement tardif, en conditions de Schistes verts. Ce serait l'origine du « deuxième gîte des anciens » au toit des quartzites (TB-2).

• **Nature de la minéralisation : association hyposulfurée à bornite dominante.** La minéralisation consiste en sulfures de Cu, Fe et Zn. Elle comporte principalement la bornite (Cu_5FeS_4), minerai principal, mais aussi la digénite (Cu_9S_5), la chalcocite (Cu_2S) et la blende (ZnS). Sont accessoires : l'hématite, la magnétite, la chalcopyrite, la covellite, la pyrite, la galène et des tellurures. Cette minéralisation principale dont l'épaisseur primitive pourrait avoir été de 0,1 à 0,5 m, est localement surmontée par une autre, rubanée et sombre, à magnétite et hématite associées à des silicates sodiques (riébeckite et aegyrine), à la base ou au sein des quartzites. Tout en conservant son caractère stratiforme primitif, la minéralisation a été entièrement remobilisée à l'alpin.

• **Le cuivre natif.** Cette minéralisation marginale, d'origine cémentative, a fait la célébrité de la mine de Saint-Véran. Elle a été exploitée au niveau du TB-4, en lentilles isolées dans les chloritoschistes. Le cuivre y forme des feuilletts millimétriques bordés de cuprite, alternant avec des feuilletts de chloritoschistes chargés de calcite finement cristallisée. En masses bien plus réduites, le cuivre natif est présent dans l'ensemble de la mine, associé aux fentes de tension à quartz qui accompagnent la phase tardive de cisaillement E-W.

• **Origine de la minéralisation.** Jusqu'à P. Routhier (1946), le gîte était considéré comme filonien. Depuis J. Bouladon (1968), son caractère de gîte stratiforme exhalatif au toit des ophiolites est reconnu. Il est comparable au gîte voisin de Viafiorcia (Nord du Viso, haut val Germanasca) où les sulfures de Cu, Fe et Zn se développent au contact entre les mêmes quartzites et des gabbros emballés dans des serpentinites. Il en est de même des gîtes supraophiolitiques corses qui occu-

pent une position stratigraphique identique. L'assemblage minéralogique de Saint-Véran évoque celui des gîtes sulfurés liés aux sources hydrothermales dans les océans actuels ; il s'en distingue toutefois par sa pauvreté en sulfures de Fe et sulfates divers, par sa richesse en bornite et, surtout, par sa richesse en tellurures caractéristique d'un déficit en soufre (Ayoub, 1984).

• **Exploitation.** Aux temps modernes, l'exploitation de la concession des Clausis, instituée en 1905, s'est faite sur plusieurs périodes (Méloux et Poulian, 1967 ; Ayoub, 1984).

– 1901-1912. La Société Anonyme des Mines de Saint-Véran, durant sa brève existence (1901-1907), puis les liquidateurs de cette société (1912), s'employèrent à reconnaître par trois courtes galeries, la partie supérieure du gisement. Les ouvriers étaient moins d'une dizaine et aucun dépilage important n'a été effectué. Jusqu'à l'installation d'un concasseur et d'une laverie rudimentaire en 1912, le minerai était trié à la main, laissant jusqu'à 10 % de cuivre dans les déblais. Mis sur le train à Montdauphin, ce minerai était traité par les usines d'Eguile (Var) et de Swansea (Angleterre). Ce minerai a représenté 20 t à 33 % de Cu ; 6 t à 45 % de Cu et 25 t à 40 % de Cu.

– 1920-1931. Après le rachat de la concession par M. Vincent en 1914, et des travaux épisodiques, l'exploitation repris réellement en 1929. Elle s'acheva en 1931 pour cause de crise économique. Ce fut la période de plus grande activité de la mine, où travaillaient une vingtaine d'ouvriers permanents. La couche minéralisée a été dépilée entre 2 361 m et 2 439 m ainsi que sur 20 m de haut à partir d'un travers banc ouvert à la cote 2 281 m (galerie 4). En surface, un cable va-et-vient reliait le niveau 2 361 m à une laverie bien équipée qui constitue l'essentiel des ruines actuellement visibles sur le site. La production a été de 1 224 t d'un concentré à 43 % de Cu.

– 1931-1938. Quelques travaux d'entretien sont effectués par le nouveau propriétaire, la Société des Mines de Donaria.

– 1939-1944. La Société industrielle des Mines exploite le panneau entre les TB-3 et 4. Elle exécute le TB-5, pratiquement au niveau de l'Aigue-Blanche, sans atteindre la minéralisation. Elle exécute aussi une descenderie entre les TB-4 et 5, avec 3 traçages intermédiaires. Le minerai est acheminé par la route jusqu'à Lyon, puis par voie d'eau jusqu'à Honocken (Belgique) : 1 100 t d'un concentré à 40 % de Cu. L'exploitation cesse pour cause de guerre.

– 1955-1956. Le nouveau propriétaire, M. Langeac, retire 50 t d'un minerai à 40 % de Cu, essentiellement par abattage de piliers entre les niveaux 2 et 4. L'exploitation cesse en 1957.

Au total la mine de Saint-Véran a produit, en un demi-siècle, plus de 1 000 t de cuivre métal.

Indices minéralisés

Ces minéralisations modestes n'ont donné lieu à aucune tentative d'exploitation (Pierrot et *al.*, 1972 ; Ayoub, 1984). Seuls les deux premiers indices ont été figurés sur la carte.

– **Les Sagnes longues ou pic de Cornivier** (entre Aigue Blanche et Aigue Agnelle). Minéralisation située à 2 880 m d'altitude sur la crête Est-Ouest reliant le Rouchon et la pointe des Sagnes Longues. Minéralisation stratiforme de un à plusieurs décimètres d'épaisseur dans un gabbro tectonisé : chalcopryrite-blende-hématite-ilménite-rutile. Il s'agit essentiellement de cristaux cataclasés de chalcopryrite, altérés en limonite et carbonates de cuivre. Les fissures dans ces cristaux sont remplies de blende collomorphe (indice « Saint-Véran-le Cornivier », de Pierrot et *al.*, 1972).

– **Le Bois-Noir, 2 380 m** (Cristillan). Plusieurs indices très oxydés en limonite, sont alignés dans les serpentinites elles-mêmes largement glissées dans la pente : chalcopryrite-covellite (en remplacement de la chalcopryrite)-magnétite-malachite. Traces de pentlandite (indice « Ceillac », de Pierrot et *al.*, 1972).

– **Tête des Toillies ou Tête de la Noire, 2 960 m** (fond de l'Aigue Blanche). Minéralisation située à 2 960 m d'altitude au pied sud-ouest du sommet. Minéralisation stratiforme dans la même position stratigraphique qu'à la mine de Saint-Véran (interface métaradiolarites-chloritoschistes), d'extension métrique pour une épaisseur décimétrique : hématite avec chalcopryrite-blende interstitielle, le tout tectonisé et très altéré. Les chloritoschistes environnants peuvent présenter de la magnétite disséminée.

– **Pied nord-ouest de la Tête des Toillies, 2 750 m** (fond de l'Aigue Blanche) : malachite et sulfures disséminés dans la serpentinite.

– **Rocher des Marrous, 2 490 m** (ENE de la chapelle de Clausis, fond de l'Aigue Blanche) : imprégnation de malachite dans le gabbro.

– **Face nord du Rouchon, 2 870 m** (entre Aigue Blanche et Aigue Agnelle) : placages de malachite sur le gabbro.

– **Vallon de Clausis, 2 620 m** (Aigue Agnelle) : malachite en imprégnation dans la prasinite.

– **Crête sud-ouest du pic de Cornivier, 2 850 m** (entre Aigue Blanche et Aigue Agnelle) : pyrite oxydée dans des lentilles écrasées de serpentinite.

– **Col de Longet, vers 2 660 m** (entre Aigue Blanche et Aigue Agnelle) : magnétite automorphe dans la serpentinite.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

L'ouvrage « *Queyras, un océan il y a 150 millions d'années : initiation à la géologie sur les sentiers du Queyras* » (Lemoine et Tricart, 1988) propose au lecteur, géologue amateur et au touriste une présentation de la géologie du Queyras qui se veut accessible au plus grand nombre. Aussi et surtout, il propose et accompagne des excursions variées sur les sentiers du Queyras. Elles sont autant de prétextes pour apprendre à faire parler les roches et les paysages, leur faire raconter l'histoire de la région aux temps géologiques.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

On peut consulter des échantillons et documents :

– à l'Observatoire des sciences de l'univers de Grenoble, Laboratoire de géodynamique des chaînes alpines, Maison des géosciences, 1381 rue de la Piscine, 38400 Saint-Martin d'Hères ;

– au Laboratoire de dynamique de la lithosphère, Université Claude Bernard, 27 Bd du 11 novembre, 69622 Villeurbanne ;

– au Centre briançonnais de géologie alpine, 35, rue Pasteur, 05100 Briançon ;

– au Centre de culture scientifique, technique et industrielle, 05120 L'argentière-la-Bessée ;

Une exposition d'échantillons représentatifs des roches du Queyras, avec bornes interactives, est ouverte au public à l'Espace géologique de Château-Queyras (05350 Château-Ville-Vieille).

La banque de données du sous-sol (BSS) du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés :

– soit au BRGM, service géologique régional Provence-Alpes-Côte d'Azur, route Léon-Lachamp, domaine de Luminy, 13009 Marseille ;

– soit au BRGM, Maison de la géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

– Sur le site internet du BRGM : <http://infoterre.brgm.fr/>

MASSIFS OPHIOLITIQUES : ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE

**Description géologique détaillée
de massifs ophiolitiques remarquables**

- **Bric Bouchet** : Y. Lagabrielle, 1982.
- **Crête de l'Eychassier** : M. Donzeau, 1991.
- **Rocher Blanc – pic de Cascavelier** : R. Caby et *al.*, 1971 ; P. Tricart, 1973 et 1974 ; P. Tricart et M. Lemoine, 1983 ; R. Caby et *al.*, 1987 ; R. Caby, 1990.
- **Mait d'Amount** : Y. Lagabrielle, 1982.
- **Mine de cuivre de Saint-Véran** : C. Ayoub, 1985.
- **Mont Arbancier** : Y. Lagabrielle et R. Polino, 1985.
- **Pic des Lauzes** : N. Pinet, 1987 ; N. Pinet et *al.*, 1989.
- **Rocca Bianca** : Y. Lagabrielle, 1982.
- **Roche Noire** : P. Tricart, 1973 et 1974 ; P. Tricart et M. Lemoine, 1983.
- **Crête et Rocher Mouloun** : O. Le Mer (1982) et O. Le Mer et *al.* (1982).
- **Tête de Clos Lapierre** : Y. Lagabrielle, 1982.
- **Tête des Toillies – pic de la Farneiréta** : P. Saby, 1986.
- **Tête du Pelvas (Pelvas d'Abriès)** : P. Bearth et *al.*, 1975 ; Y. Lagabrielle, 1982 ; C. Ambrics et J. Bertrand, 1999.
- **Tour Real** : B. Lombardo et U. Pognante, 1982.
- **Viso (massif)** : B. Lombardo et *al.*, 1978 ; B. Lombardo et U. Pognante, 1982 ; Y. Lagabrielle, 1987 ; P. Philippot, 1988.

BIBLIOGRAPHIE

- AGARD P. (1999) – Évolution métamorphique et structurale des métapélites dans l'orogène alpin : l'exemple des Schistes lustrés des Alpes occidentales (Alpes cottiennes). Thèse, Paris 6, 278 p.
- AMBRIC C., BERTRAND J. (1999) – Petrological features of the Pelvas d'Abriès massif (northeastern Queyras, French-Italian Alps). *Schweitz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, p. 431-437.
- ANCEL B. (1997) – La mine de cuivre des Clausis à Saint-Véran : apport des sources écrites et relevé des travaux protohistoriques souterrains. *Archéol. en Languedoc*, 21, p. 121-128.
- ASSIER A. (1993) – L'englacement des Alpes du Sud franco-italiennes du petit âge de glace à la fin du XX^e siècle. Thèse doct. univ., Grenoble, 487 p.

- 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, 296, sér. II, p. 1527-1532.
- AYOUB C. (1984) – Un exemple de minéralisation associée aux ophiolites mésozoïques des Alpes cottiennes : le gîte de Saint-Véran (Hautes-Alpes, France). Étude pétrographique, structurale et métallogénique. Thèse de 3^e cycle, Grenoble, 207 p.
- BALLÈVRE M., LAGABRIELLE Y., MERLE O. (1990) – Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the western Alps. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 156, p. 227-236.
- BARFÉTY J.-C., LEMOINE M., GRACIANSKY P.-C. (DE), TRICART P., MERCIER D. (1995) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Briançon (823), Orléans : BRGM, 180 p. Carte géologique par J.-C. Barféty, M. Lemoine, D. Mercier, R. Polino, P. Nievergelt, J. Bertrand, T. Dumont, S. Amaudric du Chaffaut, A. Pêcher, G. Montjuvent (1996).
- BARGE H., ANCEL B., ROSTAN P., GUENDON J.-L. (1998) – La mine des Clausis à Saint-Véran (Hautes-Alpes) : exploitation et aire de réduction du minerai de cuivre d'époque préhistorique. In « L'Atelier du bronzier en Europe du XX^e au VIII^e siècle avant notre ère, Actes du colloque international Bronze 96. » (C. Mordant, M. Pernot, and V. Rychner, Éd.s.), p. 71-82. Neuchâtel et Dijon : Paris CTHS.
- BEARTH P., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., NERVO R., POLINO R. (1975) – Structures de cumulat dans les ophiolites du Pelvas (Alpes franco-italiennes) : confirmation d'une origine océanique. *Pétrologie*, 1, p. 237-242.
- BERNOULLI D., LEMOINE M. (1980) – Birth and evolution of the Tethys : the overall situation. In : 26^e Congrès géol. intern., Paris, Coll. C5, p. 168-179.
- BLACK M.C., JAYKO A. (1990) – Uplift of very high pressure rocks in the western Alps: evidence for structural attenuation along low angle faults. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 156, p. 228-237.
- BLACK M.C., MOORE, D.E., KAYKO A.S. (1995) – The role of the serpentinite melange in the unroofing of UHPM rocks : an example from the Western Alps of Italy. In : Ultrahigh pressure metamorphism ; (R.G. Coleman and X. Wang, Eds.), Cambridge University Press, p. 182-205.
- BOUFFETTE J. (1993) – Évolution tectonométamorphique des unités océaniques et continentales au nord du Massif Dora-Maira (Alpes occidentales). Thèse, Lyon 1, 163 p.
- BOULADON J., PICOT P. (1968) – Sur les minéralisations en cuivre des ophiolites de Corse, des Alpes françaises et de Ligurie. *Bull. BRGM*, sect. II, 1, p. 24-37.

- BOULADON J., PICOT P., LAFORET C. (1976) – Les gisements sulfurés stratiformes liés au volcanisme. Quelques réflexions sur l'environnement et la minéralogie des minerais. *Mém. h. s. Soc. géol. Fr.*, 7, p. 149-154.
- BOUVIER J.D. (1979) - Le gisement cuprifère de Saint-Véran (Hautes-Alpes, France). Dipl. Univ. Genève, 78 p.
- CABY R. (1990) – Granitoïdes et ophiolites piémontaises : nouvelles données sur l'association plutono-volcanique du « Rocher Blanc » (Queyras, Hautes-Alpes, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 310, sér. II, p. 619-625.
- 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., MICHARD A., TRICART P. (1971) – Découverte d'une brèche polygénique à éléments granitoïdes dans les ophiolites métamorphiques piémontaises (Schistes lustrés du Queyras, Alpes françaises). *C. R. Acad. Sci.*, sér. D, Paris, 273, p. 999-1002.
- CABY R., KIÉNAST J.R., SALIOT P. (1978) – Structure, métamorphisme et modèles d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 20, n° 4, p. 307-322.
- CABY R., DUPUY C., DOSTAL J. (1987) – The very beginning of the Ligurian Tethys : petrological and geochemical evidence from the oldest ultramafite-derived sediments in Queyras, Western Alps (France). *Eclogae geol. Helv.*, 80, p. 223-240.
- CARON J.-M., SCHUMACHER F., TRICART P. (1973) – Chronologie et évolution longitudinale des structures dans les Schistes lustrés piémontais des Alpes cottiennes (France et Italie). *Sci. géol.*, Strasbourg, 26, p. 245-258.
- CARON J.-M. (1974) – Rapports entre les diverses « générations » de lawsonite et les déformations dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales (France et Italie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 16, p. 255-263.
- CARON J.-M. (1977) – Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. *Mém. Sci. Géol.*, Strasbourg, 48, p. 1-326.
- CHOPIN C., HENRY C., MICHARD A. (1991) – Geology and petrology of the coesite bearing terrain, Dora-Maira massif, Western Alps. *Europ. J. Mineral.*, 3, p. 263-291.
- CLAUDEL M.-E., DUMONT T., TRICART P. (1997) – Une preuve de l'extension contemporaine de l'expansion océanique de la Téthys ligure en Briançonnais : les failles du Vallon Laugier. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 325, sér. II, p. 273-279.

- COMPAGNONI R., FIORA L. (1976) – Sopra una sequenza ofiolitica metamorfica di ultramafiti, gabbri con layering magmatica e basalti a pillow nel massiccio del Monviso (Alpi occidentali). *Rendic. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 32, p. 699-714.
- 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, 292, sér. D, p. 467-472.
- DE WEVER P., BAUMGARTNER P.-O., POLINO R. (1987) – Précision sur la datation de la base de Schistes lustrés post-ophiolitiques dans les Alpes cottiennes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 305, sér. II, p. 487-491.
- DEBELMAS J., LEMOINE M. (1957) – Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita (Alpes cottiennes, Italie). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 38.
- DEBELMAS J. et coll. (1966) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Guillestre (847). Serv. carte géol. de la France : Paris. Notice explicative, par J. Debelmas et M. Lemoine (1968), 19 p.
- DEBELMAS J., LEMOINE M. (1968) – Notice explicative de la feuille Guillestre (847) à 1/50 000. Serv. carte géol. de la France : Paris 19 p. Carte géologique par J. Debelmas et Coll. (1966).
- 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, 306, série II, p. 1237-1240.
- 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.
- DUCHÊNE S., Blichert-Toft J., LUIS B., TÉLOUK P., LARDEAUX J.-M., ALBARÈDE F. (1997) – The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature, G.B.*, 387, p. 586-589.
- DUMONT T., LEMOINE M., TRICART P. (1984a) – Tectonique syn-sédimentaire triasico-jurassique dans l'unité prépiémontaise de Rochebrune au Sud-Est de Briançon. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7) 26, p. 193-204.
- DUMONT T., LEMOINE M., TRICART P. (1984b) – Pérennité de la sédimentation pélagique du Jurassique supérieur jusque dans le Crétacé supérieur au-dessus de la croûte océanique téthysienne ligure : la série supra-ophiolitique du lac des Cordes (zone piémontaise des Alpes occidentales au Sud-Est de Briançon). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 15, sér. II, p. 1069-1072.
- DUTTO F., GODONE F., MORTARA G. (1991) – L'écroulement du glacier supérieur de Coolidge (paroi nord du Mont Viso, Alpes occidentales). *Rev. Géogr. alpine*, Grenoble, 79, p. 7-18.

- FAURE J.-L., MÉGARD-GALLI J. (1988) – L'émersion jurassique en Briançonnais : sédimentation continentale et fracturation distensive. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8) 4, p. 681-692.
- FRANCHI S. (1898) – Sull'eta mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali. *Boll. Serviz. Geol. Ital.*, 29, p. 173-247 et 325-482.
- GEBAUER D., SCHERTL H.P., BRIX M., SCHREYER W. (1993) – 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora-Maira massif, Western Alps. *Lithos*, p. 5-24.
- GIANELLI G., PRINCIPI G. (1977) – Northern Apennine ophiolite : an ancient transcurrent fault zone. *Boll. Soc. geol. Ital.*, 96, p. 53-58.
- GIDON M., KERCKHOVE C., MICHARD A., TRICART P., GOFFÉ B. (1994) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aiguille-de-Chambeyron (872). Orléans : BRGM, 90 p. Carte géologique par M. Gidon et al. (1994).
- GIOAN P. (1978) – Étude de quelques gîtes métallifères alpins par magnétométrie différentielle à haute sensibilité. Thèse de 3^e cycle, Grenoble, 93 p.
- GOFFÉ B., CHOPIN C. (1986) – High-pressure metamorphism in the Western Alps : zoneography of metapelites, chronology and consequences. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 66, p. 41-52.
- GOUT C. (1987) – Tectonique océanique et tectonique alpine dans les Schistes lustrés de Haute-Ubaye. Thèse doct. univ., Grenoble, 286 p.
- HENRY C. (1990) - L'unité à coésite du massif Dora-Maira dans son cadre métamorphique et structural (Alpes occidentales, Italie). Thèse Univ. Paris 6, inédite, 453 p.
- ISNEL P. (1935) – La mine de cuivre de Saint-Véran et son exploitation à l'âge préhistorique. *Bull. Soc. Études des Hautes-Alpes*, p. 1-9.
- ISHIWATARI A. (1985) – Alpine ophiolites : product of low-degree mantle melting in a Mesozoic transcurrent rift zone. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 76, p. 93-108.
- KIÉNAST J.R. (1983) – Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et Schistes bleus) : données nouvelles sur la pétrologie de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. Thèse d'État, Paris 6, 474 p.
- LACROIX A. (1913, réédité 1963) – Minéralogie de la France et de ses anciens territoires d'outre mer. Description physique et chimique des minéraux, étude des conditions géologiques de leurs gisements. Librairie scientifique et technique. Paris : Blanchard, 6 volumes, 723, 804, 816, 924, 503 et 256 p.
- LAGABRIELLE Y. (1982) – Ophiolites et croûte océanique, tectonique et environnement sédimentaire : apport des données océaniques à l'interprétation géologique des séries ophiolitifères du Queyras (Alpes franco-italiennes). Thèse de 3^e cycle, Brest, 198 p.

- LAGABRIELLE Y. (1987) – Les ophiolites marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques : le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piémont) comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie. Thèse d'État, Brest, 335 p.
- LAGABRIELLE Y. (1994) – Ophiolites of the Southwestern Alps and the structure of the Tethyan oceanic lithosphere. *Ofioliti*, 19, p. 413-434.
- LAGABRIELLE Y., AUZENDE J.-M. (1982) – Active *in situ* desaggregation of oceanic crust and mantle : observation with submersible on Gorringe Bank (S.W. Portugal), analogy with ophiolitic massives. *Nature, G.B.*, 297, p. 490-493.
- LAGABRIELLE Y., NERVO R., POLINO R., DUTTO F. (1982) – Sedimentary cover of some ophiolites of Cottian Alps. *Ofioliti*, 3, p. 339-350.
- LAGABRIELLE Y., COTTEN J. (1984) – Le matériel détritique ophiolitique des Schistes lustrés piémontais : l'exemple du Haut-Queyras, contribution à l'étude des prasinites. *Ofioliti*, 9, p. 43-66.
- 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 intraocéanique dans le domaine téhysien : analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires dans la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes. *Ofioliti*, 9, p. 67-88.
- LAGABRIELLE Y., POLINO R. (1985) – Origine volcanodétritique de certaines prasinites des Schistes lustrés du Queyras. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8) 1, p. 461-471.
- LAGABRIELLE Y., LEMOINE M., TRICART P. (1985) – Paléotectonique océanique et déformations alpines dans le massif ophiolitique du Pelvas d'Abriès (Alpes Occidentales-Queyras-France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8) 1, p. 473-479.
- LAGABRIELLE Y., POLINO R. (1988) – Un schéma structural du domaine des Schistes lustrés ophiolitifères au nord-ouest du massif du Mont Viso (Alpes Sud-Occidentales) et ses implications. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 306, sér. II, p. 921-928.
- LAGABRIELLE Y., CANNAT M. (1990) – Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement. *Geology*, 18, p. 319-322.
- LAGABRIELLE Y., LEMOINE M. (1997) – Alpine, Corsican and Apennine ophiolites : the slow-spreading ridge model. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 325, sér. II, p. 909-920.
- LAMBERT J., LEVRET-ALBARET A. (1996) – Mille ans de séismes en France. Catalogue d'épicentres, paramètres et références. Nantes : Ouest Editions, Presses Académiques, 75 p.
- LARDEAUX J.-M., NISIO P., BOUDEULLE M. (1987) – Deformational and metamorphic history at the Lago Superiore area of the Monviso ophiolitic complex (Italian western Alps). *Ofioliti*, 12, p. 479-502.

- LAZARRE J., TRICART P., VILLEMEN T. (1994) – L'extension cassante tardi-orogénique dans les Schistes lustrés piémontais du Queyras (Alpes occidentales, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 319, sér. II, p. 1415-1421.
- LE GUERNIC J. (1967) – La zone du Roure : Contribution à l'étude du Briançonnais interne et du Piémontais en Haute Ubaye. *Géol. alpine*, Grenoble, 43, p. 95-128.
- LE MER O. (1982) – Un massif ophiolitique de la zone piémontaise et sa couverture océanique : la crête Mouloun (Queyras, France). Étude géologique et géochimique du matériel basique. Mém. D.E.A. ronéo, 1 fasc., inédit, Brest, 81 p.
- LE MER O., LAGABRIELLE Y., POLINO R. (1986) – Une série sédimentaire détritique liée aux ophiolites piémontaises : analyses lithostratigraphiques, texturales et géochimiques dans le massif de la crête Mouloun (Haut-Queyras, Alpes sud-occidentales, France). *Géol. alpine*, Grenoble, 62, p. 63-86.
- LEBLANC D. (1966) – Étude géologique de la région du col du Longet (Alpes cottiennes franco-italiennes). D.E.S., ronéo, 2 fasc., inédit, Paris, 82 p.
- LEFEVRE R. (1968) - La structure et le style tectonique de la bande d'Acceglio en Val Maira (Alpes cottiennes italiennes). Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble, t. 44, p. 139-151.
- LEFEVRE R. (1982) - Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes Cottiennes méridionales. Thèse Univ. Paris 11 (Orsay), inédite, 435 p.
- LEFEVRE R., MICHARD A. (1976) – Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises de la bande d'Acceglio (Alpes franco-italiennes) ; une étude structurale et pétrographique dans le faciès des schistes bleus à jadéite. *Sci. géol. bull.*, Strasbourg, 29, p. 183-222.
- LEMOINE M. (1954) – Observations nouvelles sur la stratigraphie de la zone piémontaise (Schistes lustrés du Queyras). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 52, p. 273-282.
- LEMOINE M. (1955) – Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des Schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 94-96.
- LEMOINE M. (1960) – Découverte d'une microfaune du Crétacé supérieur au col du Longet (source de l'Ubaye, Basses Alpes) : conséquences tectoniques et paléogéographiques. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 234-236.
- LEMOINE M. (1961) – Le Briançonnais interne et le bord de la zone des Schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye (Hautes-Alpes et Basses-Alpes ; schéma structural). *Trav. lab. géol.* Grenoble, 37, p. 91-119.

- LEMOINE M. (1962) – Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les Schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes) et ses régions voisines. *C.R. somm. Soc. Géol. France*, p. 186.
- LEMOINE M. (1963) – Le problème des relations des Schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes cottiennes. *Geol. Rundschau*, 53, p. 113-131.
- LEMOINE M. (1967) – Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. *Geol. Rundschau*, 1, p. 320-337.
- LEMOINE M. (1971) – Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes cottiennes) : réflexions sur les problèmes stratigraphiques et paléogéographiques de la zone piémontaise. *Géol. alpine*, Grenoble, 47, p. 181-201.
- LEMOINE M. (1980) – Serpentinites, gabbros and ophicalcites in the Piemont-Ligurian domain of the Western Alps : possible indicators of oceanic fracture zones and associated serpentinite protrusions in the Jurassic-Cretaceous Tethys. *Arch. Sciences*, Genève, 33, p. 103-116.
- LEMOINE M., STEEN D., VUAGNAT M. (1970) – Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées : observations dans le massif de Chabrière en Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). *Arch. Sciences*, Genève, 5, p. 44-59.
- 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, 286, sér. D, p. 1655-1658.
- LEMOINE M., TRICART P. (1979) – Une partie des schistes et des ophiolites du Queyras (Alpes françaises) résultent-ils de sédimentation et d'écroulements au pied d'un escarpement océanique ? *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 288, sér. D, p. 1655-1658.
- LEMOINE M., GIDON M., BARFÉTY J.-C. (1981) – Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. *C.R. Acad. Sci.* Paris, 292, sér. D, p. 917-920.
- LEMOINE M., BOURBON M., GRACIANSKY P.-C. (DE), LÉTOLLE R. (1983) – Isotopes du carbone et de l'oxygène de calcaires associés à des ophiolites (Alpes Occidentales, Corse, Apennin) : indices possibles d'un hydrothermalisme océanique téthysien. *Rev. géol. dyn. géogr. phys.*, 24, p. 305-314.
- 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 foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les Schistes lustrés du Queyras (Alpes occidentales) : conséquences paléogéographiques et tectoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 11, sér. II, p. 727-731.

- LEMOINE M., TRICART P. (1986) – Les Schistes lustrés piémontais des Alpes occidentales : approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. *Eclogae geol. Helv.*, 79, p. 271-294.
- LEMOINE M., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD A., BAS T., BOURBON M., DUMONT T., GIDON M., GRACIANSKY P.-C. (DE), MÉGARD-GALLI J., RUDKIEWICZ J.-L., TRICART P. (1986a) – Étapes et modalités de la subsidence d'une paléo-marge passive : les Alpes occidentales au Mésozoïque. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 10, p. 143-149.
- LEMOINE M., BAS T., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD A., DUMONT T., GIDON M., BOURBON M., GRACIANSKY P.-C. (DE), RUDKIEWICZ J.-L., MÉGARD-GALLI J., TRICART P. (1986b) – The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Mar. Petr. Geology*, 3, p. 179-199.
- LEMOINE M., BOILLOT G., TRICART P. (1986c) – Les fonds océaniques ultra-mafiques et gabbroïques de la Téthys ligure (Alpes, Corse, Apennin) : à la recherche de modèles. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, sér. II, p. 851-854.
- LEMOINE M., TRICART P. (1987) – Le chapeau de la Demoiselle, ou les « pierres grosses » du Queyras. *Le courrier du Queyras*, 50, p. 8-15.
- LEMOINE M., TRICART M., BOILLOT G. (1987) – Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines) : in search for a genetic model. *Geology*, 15, p. 622-625.
- LEMOINE M., TRICART P. (1988) – Queyras, un océan il y a 150 millions d'années. Initiation à la géologie sur les sentiers du Queyras. Orléans : BRGM et Parc naturel régional du Queyras, 112 p.
- LEMOINE M., TRICART P. (1993) – From oceanic closure to continental collision. A synthesis of the « Schistes lustrés » metamorphic complex of the Western Alps. Alternative interpretation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 105, p. 845-849.
- LEMOINE M., GRACIANSKY P.-C. (DE), TRICART P. (2000) – De l'océan à la chaîne de montagnes : tectonique des plaques dans les Alpes. Paris : Gordon and Breach Science, 207 p.
- LIEWIG N., CARON J.-M., CLAUER N. (1981) – Geochemical and K-Ar isotopic behaviour of alpine sheet silicates during polyphased deformation. *Tectonophysics*, 78, p. 273-290.
- LOMBARDO B., NERVO R., COMPAGNONI R., MESSIGA B., KIENAST J.R., MEVEL C., FIORA L., PICCARDO G.B., LANZA R. (1978) – Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi occidentali). *Rendic. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 34, p. 253-305.
- LOMBARDO B., POGNANTE U. (1982) – Tectonic implications in the evolution of the western Alps ophiolite metagabbro. *Ofioliti*, 7, p. 371-394.

- LORY C. (1860) – Description géologique du Dauphiné, Isère, Drôme, Hautes-Alpes : pour servir l'explication de la carte géologique de cette province. Paris : F. Savy et Grenoble : A. Merle et Cie, Maisonville et fils et Jourdan, 748 p.
- MASCLE G., LEMOINE M., MASCLE J., RÉHAULT J.-P., TRICART P. (1991) – Ophiolites and the oceanic crust : new evidences from the Tyrrhenian Sea and the Western Alps. *Geodynamics*, 13, p. 141-161.
- MAURIN J. (1982) – Étude d'un secteur des Schistes lustrés à ophiolites du Queyras (Alpes franco-italiennes). Les sills basiques du col Agnel, approche pétrologique et géochimique, contexte structural. Mém. D.E.A. ronéo, 1 fasc., inédit, Montpellier, 96 p.
- MAWHIN B., JEANNETTE D., TRICART P. (1983) – Relations entre structures longitudinales et transverses au cœur de l'arc alpin occidental : exemple du Val Germanasca (Massif cristallin Dora-Maira). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 297, sér. II, p. 749-752.
- MÉGARD-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*, Grenoble, 50.
- MÉLOUX J., POULAIN P.-A. (1967) – Note sur le gisement de cuivre de Saint-Véran. Rapport DRMM - BRGM, Division SE, 59 p.
- MESSIGA B., KIENAST J.R., REBAY G., RICCARDI P., TRIBUZIO R. (1999) – Cr-rich magnesio-chloritoid eclogites from the Monviso ophiolites (Western Alps, Italy). *J. Metam. Geol.*, 17, p. 287-299.
- MEVEL C. (1975) – Les zonations chimiques dans les pillows-lavas spilitiques du Chenaillet et des Gets (Alpes françaises). Thèse de 3^e cycle, Paris 6, 233 p.
- 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 Plan. Sci. Lett.*, 39, p. 98-108.
- MONIÉ P., PHILIPPOT P. (1989) – Mise en évidence de l'âge éocène moyen du métamorphisme de haute pression de la nappe ophiolitique du Mont Viso (Alpes occidentales) par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 309, p. 245-251.
- NISIO P. (1985) – Les domaines d'antiphase des omphacites et la pétrologie des éclogites. Thèse de 3^e cycle, Lyon 1, 153 p.
- NISIO P., LARDEAUX J.-M., BOUDEULLE M. (1987) – Évolutions tectonométamorphiques contrastées des éclogites dans le massif du Viso, conséquence de la fragmentation de la croûte océanique lors de l'orogénèse alpine. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 304, sér. II, p. 355-360.
- PHILIPPOT P. (1988) – Déformation et éclogitisation progressives d'une croûte océanique subductée : le Monviso, Alpes occidentales. Contraintes cinématiques durant la collision alpine. *Documents et travaux du Centre géologique et géophysique de Montpellier*, 19, 269 p.

- PHILIPPOT P., CABY R. (1986) – Des éclogites à la rétro-morphose : aspects cinématiques. Exemple du Mont Viso (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, sér. II, p. 957-962.
- PIERROT R., PICOT P., POULAIN P.A. (1972) – Inventaire minéralogique de la France : Hautes-Alpes (05). Orléans : BRGM, 184 p.
- PINET N. (1987) – Le complexe ophiolitique du pic des Lauzes et les séries métasédimentaires associées (Queyras, Alpes cottiennes). *Mém. D.E.A. ronéo*, 1 fasc., inédit, Brest, 95 p.
- PINET N., LAGABRIELLE Y., WHITECHURCH H. (1989) – Le complexe du pic des Lauzes (Haut Queyras, Alpes occidentales, France) : structures alpines et océaniques dans un massif ophiolitique de type liguro-piémontais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 5, p. 317-326.
- POGNANTE U., PEROTTO A., SALINO C., TOSCANI L. (1986) – The Ophiolitic Peridotites of the Western Alps : Record of the Evolution of a Small Oceanic-Type Basin in the Mesozoic Tethys. *TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 35, p. 47-65.
- 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, 8, sér. II, p. 359-364.
- POULAIN P.-A. (1967) – Premiers résultats de la prospection : roches vertes du Queyras. Rapport BRGM.
- ROCCI G., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1975) – La dualité des ophiolites téthysiennes. *Pétrologie*, 1, p. 172-174.
- ROUTHIER P. (1944) – Essai sur la chronologie des « roches vertes » mésozoïques des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 14, p. 117-143.
- ROUTHIER P. (1946) – Un type particulier de gîte cuprifère associé à des roches vertes : le gîte de Saint-Véran (Hautes-Alpes). Étude géologique, pétrographique et métallogénique. *Bull. Soc. fr. Minéral.*, 69, p. 99-150.
- SABY P. (1986) – La lithosphère océanique de la Téthys ligure : étude du magmatisme et des minéralisations associées dans les ophiolites du Queyras (zone piémontaise des Alpes occidentales). Thèse doct. univ., Grenoble, 242 p.
- SABY P., CHAPPELLE B., PIBOULE M., TRICART P. (1988) – Preuves d'une origine continentale pour les granitoïdes remaniés au sein des ophiolites du Pic Marcel (zone piémontaise des Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 307, sér. II, p. 973-978.
- SALIOU P. (1978) – Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse d'État, Paris 6, 183 p.

- SCHAAF A., POLINO R., LAGABRIELLE Y. (1985) – Nouvelle découverte de radiolaires d'âge Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur, à la base d'une série supra-ophiolitique des Schistes lustrés piémontais (Massif de Traversiera, Haut Val-Maira, Italie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, sér. II, p. 1079-1084.
- SCHWARTZ S. (2001) – La zone piémontaise des Alpes occidentales : un paléo-complexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux. Document du BRGM, 302, 313 p.
- SCHWARTZ S., LARDEAUX J.-M., GUILLOT S., TRICART P. (2000a) – Diversité du métamorphisme éclogitique dans le massif ophiolitique du Monviso (Alpes occidentales, Italie). *Geodyn. Acta*, 13, p. 169-188.
- SCHWARTZ S., LARDEAUX J.-M., TRICART P. (2000b) – La zone d'Acceglio (Alpes cottiennes) : un nouvel exemple de croûte continentale éclogitisée dans les Alpes occidentales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 312, p. 859-866.
- SUE C. (1998) – Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes : approche structurale et sismologique. Thèse doct. univ., Grenoble, 299 p.
- SUE C., THOUVENOT F., FRÉCHET J., TRICART P. (1999) – Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. Geophys. Res.*, 104, p. 25 611-25 622.
- TAKESHITA H., SHIMOYA H., ITAYA T. (1994) – White mica K-Ar ages in blueschist-facies rocks from the Piemonte « calc-schists » of the western Italian Alps. *The Island Arc*, 3, p. 151-162.
- TERMIER P. (1904) – Roches à lawsonite et glaucophane et roches à riébeckite de Saint-Véran (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. fr. Minéral.*, 27, p. 265-269.
- THOUVENOT F. (1996) – Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogènes (Atlas, Pyrénées, Oural). Thèse d'État, Grenoble, 378 p.
- TILTON G.R., SCHREYER W., SCHERTL H.P. (1991) – Pb-Rb-Nd isotopic behaviour of deeply subducted crustal rocks from the Dora-Maira massif, western Alps, Italy - II : what is the age of the ultrahigh-pressure metamorphism ? *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108, p. 22-33.
- TRICART J. (1958) – La crue de la mi-juin 1957 sur le Guil, l'Ubaye et la Cerveyrette. *Rev. Géogr. alpine*, Grenoble, 46, p. 565-627.
- TRICART P. (1973) – Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan : analyse tectonique d'un secteur externe du domaine piémontais (Alpes cottiennes, France). Thèse de 3^e cycle, Strasbourg, 191 p.
- TRICART P. (1974) – Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan (Alpes cottiennes, France) : lithostratigraphie, architecture et tectogénèse. *Géol. alpine*, Grenoble, 50, p. 131-152.

- TRICART P. (1975) – Les rétrocharriages dans les Alpes franco-italiennes : évolution des structures sur la transversale Embrunais - Queyras (Hautes-Alpes). *Sci. géol.*, Strasbourg, 28, p. 239-259.
- TRICART P., BOURBON M., LAGABRIELLE Y. (1982) – Révision de la coupe Péouvou-Roche Noire (zone piémontaise, Alpes franco-italiennes) : bréchification syn-sédimentaire d'un fond océanique ultrabasique. *Géol. alpine*, Grenoble, 58, p. 105-113.
- TRICART P., LEMOINE M. (1983) – Serpentinitic oceanic bottom in South Queyras ophiolites (French Western Alps) : record of the incipient oceanic opening of the Mesozoic Ligurian Tethys. *Eclogae geol. Helv.*, 76, p. 611-629.
- TRICART P. (1984) – From passive margin to continental collision : a tectonic scenario for the Western Alps. *Amer. J. Sci.*, 284, p. 97-120.
- TRICART P., GOUT C., LEMOINE M. (1985a) – Tectonique syn-sédimentaire saccadée d'âge crétacé inférieur dans l'océan téthysien ligure : un exemple dans les Schistes lustrés à ophiolites de Chabrière (Haute Ubaye, Alpes occidentales françaises). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 17, sér. II, p. 879-884.
- TRICART P., GOUT C., LEMOINE M. (1985b) – Mosaïque de blocs faillés et injection de serpentinites dans la croûte océanique téthysienne : l'exemple des ophiolites de Chabrière (Haute Ubaye, Alpes occidentales françaises). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 16, sér. II, p. 817-820.
- TRICART P., DUMONT T., LEMOINE M. (1985c) – Évolution d'une portion de marge continentale : blocs basculés et charriages alpins dans la nappe prépiémontaise de Rochebrune (Alpes occidentales). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 26, p. 3-17.
- TRICART P., LEMOINE M. (1986a) – From faulted blocks to megamullions and megaboudins : Tethyan heritage in the structure of the Western Alps. *Tectonics*, 5, p. 95-118.
- TRICART P., LEMOINE M. (1986b) – Mégaboudinage alpin et fracturation téthysienne dans les Schistes lustrés piémontais à l'Ouest du Mont Viso (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 8, sér. II, 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, 306, sér. II, p. 301-306.
- TRICART P., BOURBON M., CHENET P.Y., CROS P., G., DELORME M., DUMONT T., GRACIANSKY P. C. (DE), LEMOINE M., MÉGARD-GALLI J., RICHEL M. (1988) – Tectonique syn-sédimentaire triasico-jurassique et rifting téthysien dans la nappe Briançonnaise de Peyre-Haute (Alpes occidentales). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8) 4, p. 669-680.

- TRICART P., LEMOINE M. (1991) – The Queyras ophiolite West of Mont Viso (Western Alps) : indicator of a peculiar ocean floor in the Mesozoic Tethys. *Geodynamics*, 13, p. 163-181.
- TRICART P., SCHWARTZ S., SUE C., POUPEAU G., LARDEAU J.-M. (2001) – La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du Front Briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales) : une dynamique miocène à actuelle. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 172, p. 49-58.
- VOGT J. (1979) – Les tremblements de terre en France. Mém. BRGM, 96, 220 p.
- WEGMANN E. (1928) – Uber das bornitvorkommen von Saint-Véran. *Zeitschr. F. prakt. geol.*, 2 et 3, p. 19-28 et 36-43.

Cartes géologiques publiées

- LAGABRIELLE Y., POLINO R. (1987) - Carte structurale des hautes vallées du Guil et du Haut Val Pellice, échelle 1/50 000, CNR centro di studio sui problemi dell'orogeno delle Alpi occidentale, Torino, Italia.
- LOMBARDO B., NERVO R. (1978) - Carta Geologica del Gruppo del Monviso - échelle 1/50 000, CNR centro di studio sul problemi dell'orogeno delle Alpi occidentale, Torino, Italia *in* Lombardo B., Nervo R., Compagnoni R., Messiga B., Kienast J.R., Mevel C., Fiora L., Piccardo G.B., Lanza R. (1978) - Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi occidentali) - Rendiconti Soc. Ital. Mineral. Petrol., 34 (2), 253-305.
- Carte géologique de France, 1/250 000, feuille Gap (n° 35).
- Carte géologique de France, 1/50 000, feuilles Guillestre (n° 847), Embrun (n° 871), Aiguille-de-Chambeyron (n° 872), Briançon (n° 823).
- Carte géologique de France, 1/80 000, feuilles Aiguilles (n° 190) et Larche (n° 201).
- Carta Geologica d'Italia, 1/100 000, feuilles : Cesana-Torinese (n° 66), Pinerolo (n° 67) et Argentera-Dronero (n° 78-79).

AUTEURS

Rédaction et coordination d'ensemble

- Pierre TRICART, Professeur, Directeur adjoint de l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble, chercheur au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (CNRS, Université Joseph Fourier-Grenoble 1).

Collaborations

- Stéphane SCHWARTZ, Docteur en Sciences de la Terre, Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère (CNRS, Université Claude Bernard-Lyon 1 et École Nationale Supérieure de Lyon), pour les recristallisations métamorphiques et l'évolution tectonique.
- Jean-Marc LARDEAUX, Professeur, Directeur du Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère (CNRS, Université Claude Bernard-Lyon 1 et École Nationale Supérieure de Lyon), pour les recristallisations métamorphiques et l'évolution tectonique.
- François THOUVENOT, Docteur ès-Sciences, Physicien à l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble ; chercheur au Laboratoire de Géodynamique Interne et de Tectonophysique (CNRS et Université Joseph Fourier-Grenoble 1), pour l'aléa sismique.
- Simon AMAUDRIC DU CHAFFAUT, Docteur ès-Sciences, Maître de Conférence à l'Université Joseph Fourier (Grenoble 1), pour les ressources en eau.

Présentation au CCGF : 30 septembre 2002

Acceptation de la carte et de la notice : 30 septembre 2002

Impression de la carte : 2003

Impression de la notice : 2003

ANNEXE

APPELLATIONS MULTIPLES ET ANCIENNES DES LIEUX

En caractères droits, noms figurant sur les cartes IGN 1/50 000 (Aiguilles, n° 36-37, publiée en 1978 et Col Saint-Martin, n° 36-36, publiée en 1985) et 1/25 000 (n° 36-37 OT « Mont Viso, Saint-Véran, Aiguilles, parc Naturel du Queyras », publiée en 1992) auxquelles il est fait référence dans cette notice. *En italiques*, leurs équivalents éventuels figurant sur les cartes antérieures et les descriptions géologiques de la même époque.

Abriès (Col d') = Saint-Martin (Col)
Allongé (le Col) = *Alberge (Col)*
Asti (l') = Aiguillette (Mont)
Avers (Pointe des) = *Averses (Pointe des)*
Beaubarnon (Crête, Vallon, Ravin) = *Beaubardon (Crête, Combe, Ravin)*
Bouchet (Col de) = *Bouchet (Brèche)*
Cascavelier (Pic) = *2 573 m*
Chalanches (Col des) = Fond de Peynin (Col du)
Clausis (Chapelle de) = *Clousis (Chapelle de)*
Cula (Tête de la) = *3 114 m*
Fond de Peynin (Col du) = Chalanches (Col des)
Fonzes (Pointe des) = Foréant (Pic de)
Foréant (Pic de) = Fonzes (Pointe des)
Gastaldi (Pointe) = *Visoulet*
Jacquette (Sommet) = *Jacquet (Sommet)*
Jacquette (Tête de) = *Jacquette (Pointe de)*
Longet (le) = Rissace (Tête du)
Pain de Sucre (le) = *Aiguillette (l') = Petite Pyramide*
Pelvas (Tête de) = *Bric d'Urine = Le Pelvas = Pelvas d'Abriès*
Péouvou = *Péou Roc*
Petit Rochebrune = *Rochebrune (Pic de)*
Praroussin = *Paroussin*
Rissace (Tête du) = Longet (le)
Roche Noire (la) = *Cristillan (Pointe de)*
Rocher Blanc (le) = *2 889 m*
Saint-Martin (Col) = Abriès (Col d')
Tête Noire = Tollies (Tête des)
Thures (Col des) = *Turres (Col de)*
Toillies (Tête des) = Tête Noire
Valpreveyre (Col de) = *Bouchet (Col)*

