

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

# EMBRUN- GUILLESTRE

par

C. KERCKHOVE, M. GIDON, J.-L. PAIRIS

## EMBRUN-GUILLESTRE

La carte géologique à 1/50 000  
EMBRUN-GUILLESTRE est recouverte  
par les coupures suivantes  
de la Carte géologique de  
la France à 1/80 000 :  
à l'Ouest : GAP (N° 200)  
à l'Est : LARCHE-AIGUILLES (N° 201)

Orcières	Guillestre	Aiguilles Col-St-Martin
Chorges	EMBRUN	Aiguille de Chambeyron
Seyne	Barcelonnette	Larche

BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
EMBRUN-GUILLESTRE À 1/50 000**

**par**

**C. KERCKHOVE, M. GIDON, J.L. PAIRIS**

**2<sup>e</sup> édition,  
coupure spéciale**

**2005**

**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* : KERCKHOVE C., GIDON M., PAIRIS J.L. (2005) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Embrun-Guillestre (2<sup>e</sup> édition, coupure spéciale) (871). Orléans : BRGM. Notice explicative par C. Kerckhove, M. Gidon, J.L. Pairis (2005), 139 p.

- *pour la notice* : KERCKHOVE C., GIDON M., PAIRIS J.L. (2005) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000) Embrun-Guillestre (2<sup>e</sup> édition, coupure spéciale) (871). Orléans : BRGM, 139 p. Carte géologique par C. Kerckhove, M. Gidon, J.L. Pairis (2005).

© BRGM, 2005. 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 : 2-7159-1871-2

## SOMMAIRE

	Pages
<b>RÉSUMÉ</b>	7
<b>ABSTRACT</b>	10
<b>INTRODUCTION</b>	13
<b>STRUCTURE D'ENSEMBLE</b>	21
<i>L'AVANT-PAYS : LA DEMI-FENÊTRE D'EMBRUN</i>	24
<i>LES NAPPES DE L'EMBRUNAIS-UBAYE</i>	26
<b>La semelle basale subbriançonnaise</b>	28
<b>La nappe du Parpaillon</b>	30
<b>L'unité de Serenne-Guillestre</b>	35
<i>LA ZONE BRIANÇONNAISE</i>	39
<b>Architecture d'ensemble</b>	41
<b>Les unités briançonnaises dans la gorge             de l'Ubaye et leur prolongement éventuel             au Nord-Ouest dans le massif d'Escreins</b>	42
<b>Autres unités briançonnaises du massif             d'Escreins</b>	46
<b>Unités briançonnaises du haut Cristillan</b>	46
<b>Les écailles de Barbein</b>	47
<b>Les failles du massif d'Escreins</b>	48
<b>Les failles majeures de la bordure ouest             de la zone briançonnaise</b>	51
<b>La tectogenèse des unités briançonnaises</b>	54
<b>Corrélations originelles entre les unités             briançonnaises du massif d'Escreins</b>	55
<i>LA ZONE PIÉMONTAISE DU HAUT CRISTILLAN</i>	61
<i>MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION</i>	63
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	65
<i>FORMATIONS DU SUBSTRATUM</i>	65
<b>Demi-fenêtre d'Embrun</b>	65
<b>Nappes de l'Embrunais-Ubaye</b>	67
<b>Zone briançonnaise et écailles briançonnaises             de la nappe du Parpaillon</b>	74
<b>Zone piémontaise</b>	86
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES ET QUATERNAIRES</i>	86
<b>HISTOIRE GÉOLOGIQUE DES SÉRIES     REPRÉSENTÉES SUR LA CARTE</b>	93
<b>STRUCTURE PROFONDE – NÉOTECTONIQUE     SISMICITÉ</b>	100

	<b>Pages</b>
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	108
<i>RISQUES NATURELS</i>	108
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	113
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	123
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	125
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	126
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	129
<b>AUTEURS</b>	136
<b>ANNEXE</b>	137
<i>LISTE DES SONDAGES FIGURÉS SUR LA FEUILLE</i> <i>EMBRUN-GUILLESTRE</i>	139

### **LISTE DES FIGURES**

Fig. 1 – La feuille Embrun-Guillestre dans les Alpes occidentales franco-italiennes	14
Fig. 2 – La feuille Embrun-Guillestre dans son cadre structural régional	22-23
Fig. 3 – Coupe très schématique montrant l'organisation des nappes de l'Embrunais-Ubaye et de la zone briançonnaise, de la basse vallée de l'Ubaye aux environs de Ceillac en Queyras.	25
Fig. 4 – Colonnes stratigraphiques	<b>hors texte</b>
Fig. 5 – Les écailles de Saint-Sauveur et du Méale à l'Est d'Embrun	27
Fig. 6 – L'écaille du Bout du Méléze au Sud d'Embrun.	31
Fig. 7 – Interprétation du bassin de Guillestre et de sa bordure occidentale	36-37
Fig. 8 – Coupe de la zone briançonnaise en rive droite de la gorge de l'Ubaye, entre le Pont du Châtelet et la Barge	40
Fig. 9 – Structure du massif d'Escreins	45
Fig. 10 – Histoire tectogénétique de la zone briançonnaise	53
Fig. 11 – Reconstitution de la tectogénèse du massif d'Escreins	56-57
Fig. 12 – Autres modèles de reconstitution du domaine briançonnais entre Guil et Ubaye.	58
Fig. 13 – Structure du Sommet de Cugulet	60
Fig. 14 – Carte du métamorphisme	62
Fig. 15 – Colonne stratigraphique de la série carbonatée triasique briançonnaise dans l'emprise de la carte	77

Fig. 16 – Coupe du monument Colonel Bonnet (1 km Est de Guillestre). Zone Briançonnaise, nappe de Peyre Haute	82
Fig. 17 – Coupe des Alpes au Jurassique, avant et après l'ouverture océanique téthysienne de la zone ligure	94
Fig. 18 – Histoire tectogénétique de l'Embrunais-Ubaye	96
Fig. 19 – Histoire sédimentaire des séries de la carte Embrun-Guillestre	<b>hors texte</b>
Fig. 20 – Epaisseur de la croûte en Embrunais-Ubaye	101
Fig. 21 – Mouvements actuels verticaux. Profils géodésiques de Veynes à Briançon	102
Fig. 22 – Sismicité sur le territoire de la feuille Embrun-Guillestre et régions adjacentes dans la période 1989-2000	104-105
Fig. 23 – Sismicité historique – Séismes d'intensité épicentrale > III	106
Fig. 24 – Mouvements de terrain	110
Fig. 25 – Hydrogéologie - Aménagements hydro-électriques	114-115
Fig. 26 – Les sources thermales du Plan de Phazy et de Réotier	118
Fig. 27 – Le sondage hydrogéologique du Plan de Phazy (1992)	120
Fig. 28 – Le circuit hydrothermal des sources du Plan de Phazy	121
Fig. 29 – Caractéristiques physico-chimiques des eaux thermales du Plan de Phazy et de la Fontaine de Réotier	122
Fig. 30 – Sites d'intérêt scientifique, touristique ou historique	128

## RÉSUMÉ

La feuille Embrun-Guillestre, deuxième édition, est une coupure spéciale couvrant un territoire montagneux d'environ 655 km<sup>2</sup> situé dans la partie méridionale des Alpes franco-italiennes, sur la bordure occidentale des zones alpines internes.

Elle englobe, d'Ouest en Est, le bassin d'Embrun, une grande partie du massif du Parpaillon, la combe de Vars, le bassin de Guillestre et le massif d'Escreins (ou de la Font Sancte) culminant à 3385 m d'altitude. L'angle nord-est de la feuille recoupe la bordure occidentale des « Schistes lustrés » du Queyras.

De nouvelles explorations appuyées par des levés détaillés réalisés dans la période 1980-2000 ont permis d'améliorer considérablement les connaissances de cette région par rapport à la première édition de la feuille Embrun et de celle de Guillestre dont seule une bande méridionale étroite est concernée.

**Le bassin d'Embrun**, drainé par la Durance, correspond à une demi-fenêtre d'érosion laissant apparaître l'avant-pays dauphinois, autochtone relatif relevant de la zone alpine externe, sous les nappes de l'Embrunais-Ubaye qui représentent un large débordement des zones alpines internes vers le Sud-Ouest.

Ce bassin intra-montagneux montre essentiellement les marno-calcaires et les marnes sombres (Terres noires) du Jurassique moyen-supérieur, affleurant de manière médiocre sous un abondant recouvrement glaciaire siège de très nombreux glissements de terrain. Les niveaux stratigraphiquement supérieurs (calcaires sénoniens, calcaires à nummulites, calcschistes et grès priaboniens) ne sont présents que dans l'écaille parautochtone de Saint-Sauveur, à l'Est d'Embrun. Le caractère incomplet de la série dauphinoise d'Embrun, qui se traduit par la lacune quasi générale du Jurassique terminal, du Crétacé et du Priabonien, est imputable aux érosions successives qui ont accompagné les quatre étapes de la tectogenèse régionale peu discernables dans l'emprise de la seule feuille Embrun : « anté-sénonienne » (Turonien probable), « anté-nummulitique » (Éocène inférieur), anté- et syn-nappes (Oligocène).

Du fait de son enfouissement sous les unités charriées et de la tectonique compressive est-ouest oligocène, la série d'Embrun présente une schistosité régionale généralisée avec un début de métamorphisme au niveau de l'anchizone, croissant d'Ouest en Est.

**Le massif du Parpaillon**, qui culmine au Grand Parpaillon à 2990 m d'altitude, est constitué uniformément par le Flysch à helminthoïdes de la nappe du même nom qui occupe une place prépondérante dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye. Cette formation de turbidites grésocalcaires d'âge fini-crétacé, épaisse d'un millier de mètres, repose sur un horizon basal de pélites noires et versicolores (Schistes

noirs du Col de Vars), attribués à l'Albien-Cénomaniens, qui représente le niveau de décollement de la nappe. Ces schistes apparaissent seulement au cœur de grands plis anticlinaux déversés vers le Sud-Ouest ou jalonnent des chevauchements internes à la nappe, spécialement sous une unité supérieure en klippe (unité du Pic de Crévoux) dans laquelle se développe un faciès gréseux du Flysch à helminthoïdes, les Grès de l'Embrunais.

Le Flysch à helminthoïdes représente un dépôt de milieu abyssal, sous la CCD, réalisé à la fin du Crétacé dans le domaine océanique figure.

La nappe du Parpaillon, dont la mise en place finale en Embrunais est tardive (probablement au cours du Miocène) repose généralement sur la série d'Embrun par l'intermédiaire du Flysch de Saint-Clément qui se rattache à la zone subbriançonnaise charriée lors de la phase compressive alpine majeure, à l'Oligocène inférieur.

Ce flysch se compose d'un complexe basal grésopélitique, d'âge bartonien, affecté de nombreuses déformations synsédimentaires et truffé d'olistolites, coiffé en discordance par un ensemble grésopélitique (série de Pinfol) daté du Priabonien.

Le Flysch de Saint-Clément, qui représente un prisme d'accrétion synsédimentaire dans l'avant-fosse nummulitique alpine, est transgressif sur la mince séquence mésozoïque subbriançonnaise (Oxfordien à Néocomien) de l'écaille de Roche Rousse près de Châteauroux.

Sur le pourtour sud-est du bassin d'Embrun, le chevauchement de la nappe du Parpaillon est jalonné par plusieurs écailles de séries méso-cénozoïques (Trias moyen ou supérieur à Paléocène-Éocène) subbriançonnaises (Bout du Méléze) ou briançonnaises (la Platrière des Orres, les Sources de Jérusalem).

À l'extrême pointe sud-ouest de la feuille figure un minuscule témoin d'une autre unité de Flysch à helminthoïdes, la nappe de l'Autapie, qui est étroitement imbriquée avec les nappes subbriançonnaises des montagnes méridionales de l'Embrunais-Ubaye (feuilles Chorges, Barcelonnette, Seyne) et dont la mise en place précoce, sous-marine, date de l'Éocène terminal.

**La combe de Vars**, qui est en connexion avec le bassin de Guillestre, est une zone relativement déprimée, au relief mou encombré de très nombreux glissements de terrain, modelé sur des formations schisteuses sombres monotones. Ces dernières assimilées jadis au « Flysch noir » éocène briançonnais étaient à tort désignées comme « Complexe de base » du Flysch à helminthoïdes de la nappe du Parpaillon sur la 1ère édition de la feuille Embrun. Les explorations récentes ont montré que cet ensemble constitue en fait une unité tectonique indépendante de « Serenne-Guillestre » intercalée entre la nappe du Parpaillon, qu'elle chevauche, et la zone briançonnaise dont elle



constitue une pseudo-couverture. Cette unité comporte deux formations flyschoides : les Schistes noirs du Col de Vars (avec un horizon sommital de pélites versicolores), présents également à la base du Flysch à helminthoïdes du Parpaillon et attribués à l'Albien-Cénomannien, surmontés stratigraphiquement par les turbidites gréso-silteuses de la formation des Schistes de Serenne non datée, mais probablement d'âge fini-crétacé. Ces deux formations sont impliquées dans des plis isoclinaux à vergence ouest déformant une série préalablement renversée. Des lambeaux ophiolitiques en olistolites insérés dans leur contact, sur le versant de l'Ubaye, confirment leur appartenance au domaine océanique ligure. De plus, elles présentent des affinités notables avec certains faciès des Schistes lustrés liguro-piémontais.

**Le massif d'Escreins**, qui culmine à 3 385 m au Pic de la Font Sancte, appartient à la zone briançonnaise. Il est formé de plusieurs nappes clivées à la base de l'ensemble calcaréo-dolomitique du Trias moyen (et localement supérieur) dont la forte épaisseur contraste avec le caractère pelliculaire, voire lacunaire, du reste de la série méso-cénozoïque : calcaires de plate-forme bathoniens, calcaires pélagiques du Malm, avec le faciès noduleux rouge du « marbre de Guillestre », calcaires planctoniques du Crétacé supérieur-Éocène coiffés par un mince flysch gréso-pélimitique.

Au long de la bordure occidentale du massif d'Escreins, au Sud-Est de Vars, ce flysch d'âge éocène moyen-supérieur est représenté par un épais complexe tectono-sédimentaire de pélites à blocs et à olistolites dont beaucoup appartiennent à la série de l'unité de Serenne-Guillestre ou aux nappes de Flysch à helminthoïdes, Parpaillon ou Autapie, ce qui témoigne d'un charriage initial précoce sous-marin de ces unités sur le domaine briançonnais.

Sous ces nappes « de couverture » apparaissent des unités profondes comportant les termes siliceux de la série briançonnaise : conglomérats houillers et arkoses conglomératiques permienes dans la vallée de l'Ubaye, quartzites du Trias inférieur des fenêtres du Guil, du Val d'Escreins et de la Crête de l'Aup (angle nord-est de la carte), minuscule écaille de Houiller de Barbein à l'Ouest de Guillestre, avec une mention spéciale pour le petit pointement, en rive gauche de la Durance, de méta-arkoses permienes du Plan de Phazy encore récemment considéré comme « granite » d'affinité pelvousienne.

La série du massif d'Escreins illustre parfaitement l'histoire du domaine briançonnais au cours du Mésozoïque, en particulier les événements qui ont accompagné la création et l'évolution subsidente ultérieure de la marge passive européenne de l'océan ligure. Quant à son architecture, complexe, elle résulte de la superposition de trois étapes plicatives synschisteuses échelonnées au cours de l'Oligo-Miocène, accompagnées d'un métamorphisme du grade des schistes verts qui reste discret dans les faciès carbonatés mais s'intensifie dans les unités les plus internes où il se surimpose à un métamorphisme antérieur du faciès des schistes bleus.

Une fracturation distensive et décrochante méridienne tardive, d'âge probablement pliocène, intéresse la bordure occidentale de la zone briançonnaise, en particulier au niveau de la faille sismique majeure « de la Durance » à proximité de laquelle se trouvent les sources thermo-minérales du Plan de Phazy et de la Fontaine de Réotier. Cette faille se fond au Sud dans le faisceau de failles normales qui traverse du NNW au SSE le massif du Parpaillon.

Dans l'angle nord-est de la carte, un minuscule lambeau de chloritischistes anté-carbonifères est l'unique témoin de la zone des « Ecailles intermédiaires » qui marque la frontière entre les zones briançonnaise et piémontaise. Cette dernière est représentée par un ensemble de calcaires noirs et calcschistes microbrêchiques métamorphiques (faciès schistes bleus) du Lias-Dogger.

### ABSTRACT

The Embrun-Guillestre 1:50,000-scale geological map (2nd edition) is a special quadrangle that covers a mountainous region of some 655 km<sup>2</sup> in the southern part of the French-Italian Alps, along the thrust front of the internal Alpine zones. New exploration work, supported by detailed field surveys between 1980 and 2000, has considerably improved our knowledge of this region since the publication of the first editions of the Embrun and Guillestre sheets. The present Embrun-Guillestre quadrangle incorporates a thin southern strip of the original Guillestre map area.

From west to east it includes the Embrun Basin, a large part of the Parpaillon Massif, the Vars Combe, the Guillestre Basin and the Escreins (or Font Sancte) Massif. The extreme north-east corner cuts the front of the « Schistes lustrés » zone of the Queyras area.

**The Embrun Basin**, drained by the Durance River, corresponds to a half-window that exposes the Dauphiné foreland (a relative autochthon belonging to the external Alpine zone) underlying the Embrunais-Ubaye nappes; these nappes represent a major thrusting of the internal Alpine zones towards the southwest. The foreland rocks of the Embrun Basin are composed essentially of Middle-Late Jurassic marly limestone and black marl ('Terres noires') in fairly poor outcrops beneath a thick glacial cover that is prone to landslides. The stratigraphically higher levels (Senonian limestone, Priabonian nummulite limestone, calcareous shale and sandstone) are only present in the Saint-Sauveur parautochthonous thrust slice to the east of Embrun. The incompleteness of the Embrun Dauphiné succession, marked by an almost systematic absence of the topmost Jurassic, the Cretaceous and the Priabonian, is attributed to the successive phases of erosion that accompanied the four stages of regional tectogenesis, i.e. pre-Senonian (probably Turonian), pre-nummulitic (Early Eocene), and pre- and syn-nappe (both Oligocene), which are not very apparent in the original Embrun map area.

The Embrun succession, due to its burial beneath the thrust units and to the Oligocene E-W compression, has a generalized regional foliation and an incipient anchizonal metamorphism that increases from west to east.

**The Parpaillon Massif**, culminating in the Grand Parpaillon at an altitude of 2 990 m, is made up entirely of Helminthoid Flysch of the Parpaillon Nappe, which occupies a dominant position in the Embrunais-Ubaye nappes. This flysch, some 1000 m thick and comprising end-Cretaceous sandy-calcareous turbidites, overlies a basal unit of black and variegated pelite member ('Schistes noirs' of the Col de Vars) attributed to the Albian-Cenomanian and representing the nappe décollement horizon. This member is only observed in the core of large anticlines overfolded to the southwest or lining internal thrusts within the nappe, particularly beneath an upper unit preserved as a klippe (Pic de Crévoux) in which a sandy facies of the Helminthoid Flysch can be observed –the Embrunais Sandstone.

The Helminthoid Flysch represents an abyssal environment deposit, beneath the CCD within the Ligurian Ocean domain at the end of the Cretaceous.

The Parpaillon Nappe, whose final emplacement in the Embrun region was relatively late (probably Miocene), generally overlies the Embrun succession through the Saint-Clément Flysch, which forms part of the Subbriançonnais Zone that was overthrust during the main Alpine compression in the Early Oligocene.

The Saint-Clément Flysch comprises a basal sandy-pelitic complex of Bartonian age, affected by much syn-sedimentary deformation and riddled with olistoliths, unconformably overlain by a sandy-pelitic unit (Pinfol succession) of Priabonian age. It is transgressive over the thin Subbriançonnais Mesozoic sequence (Oxfordian to Neocomian) of the Roche Rousse slice near Chateauroux and represents a syn-sedimentary accretionary prism within the Alpine nummulitic foredeep.

The Parpaillon Nappe thrust at the southeastern edge of the Embrun Basin is marked by several slices of Mesozoic-Cenozoic successions (Middle or Late Triassic to Paleocene-Eocene) from the Subbriançonnais (Bout du Méleze) and Briançonnais (la Platrière des Orres, les Sources de Jérusalem) Zones.

The southwestern corner of the map area contains a small outlier of another Helminthoid Flysch unit, the Autapie Nappe, which is closely imbricated with the Subbriançonnais Nappes of the southern Embrunais-Ubaye Mountains (Chorges, Barcelonnette, and Seyne maps areas) and whose early submarine emplacement is assigned to the end of Eocene.

**The Vars Combe**, which is connected to the Guillestre Basin, is a relatively low-lying area with a gentle relief marked by numerous

landslides. It consists of monotonous dark shaly formations that were formerly likened to the Briançonnais Eocene "Flysch noir" and which were wrongly designated on the original Embrun map sheet as the "Compexe de base" of the Helminthoid Flysch of the Parpaillon Nappe. Recent exploration has shown that these formations in fact constitute an independent 'Serenne-Guillestre' tectonic unit intercalated between the Parpaillon Nappe, which it overthrusts, and the Briançonnais Zone on which it lies as a pseudo-cover and that they comprise two flysch formations: i) the 'Schistes noirs' of the Col de Vars (with a topmost layer of variegated pelite), which is also present at the base of the Parpaillon Helminthoid Flysch and has been attributed to the Albian-Cenomanian, and ii) the stratigraphically overlying sandy-silty turbidite of the 'Schistes de Serenne', as yet undated but probably end of Cretaceous. These two flysch formations are involved within westerly verging isoclinal folds that deform a previously overturned succession. The presence of ophiolite outliers forming olistoliths along their contact on the Ubaye valley side, confirm that they originate from the Ligurian Ocean domain. Furthermore, they show notable affinities with certain facies of the Ligurian-Piémont 'Schistes lustrés'.

**The Escreins Massif**, culminating at 3385 m in the Pic de la Font Sancte forms part of the Briançonnais zone. It is made up of several cleaved nappes at the base of the Middle (locally Late) Triassic dolomite-limestone unit, whose great thickness contrasts with the remainder of the Mesozoic-Cenozoic succession which is thin, and in places absent: i.e. Bathonian shelf limestone, Malm pelagic limestone with red nodular facies of the 'Guillestre marble', and Late Cretaceous-Eocene planktonic limestone capped by a thin sandy-pelitic flysch.

Along the western edge of the Escreins Massif, to the southeast of Vars, this Middle-Late Eocene flysch is represented by a thick tectono-sedimentary pelitic complex with blocks and olistoliths, many of which are derived from the Serenne-Guillestre unit and from the Helminthoid Flysch of the Parpaillon and Autapie nappes, thus attesting to an early, initially submarine, thrusting of these units onto the Briançonnais domain.

Beneath these 'cover' nappes are deeper units that include the siliceous facies of the Briançonnais succession: Late Carboniferous and Permian conglomerates in the Ubaye valley, Early Triassic quartzite of the Guil and Val d'Escreins windows as well as the quartzite slab of the Aup crest (north-east corner of the map), a tiny thrust slice of carboniferous sandstone at Barbein to the west of Guillestre, plus a particular mention for the small outcrop, on the left bank of the Durance River, of the Plan de Phazy Permian meta-arkose that was, until recently, considered as 'granite' of Pelvoux affinity.

The Escreins Massif succession offers a perfect illustration of the Mesozoic history of the Briançonnais domain, and in particular of the events that accompanied the creation and subsequent subsidence of the

European passive margin of the Ligurian Ocean. The succession's complex architecture results from the superposition of three stages of syn-schist folding spread out over the Oligocene-Miocene, accompanied by slight greenschist metamorphism, increasing from west to east where it superimposes a previous blueschist facies.

Late N-S-trending extensional and strike-slip faulting, probably during the Pliocene, affected the western edge of the Briançonnais zone, particularly in the vicinity of the major Durance River seismic fault near which we find the Plan de Phazy and Fontaine de Réotier thermo-mineral springs. This fault merges farther south with a bundle of normal faults that crosses the Parpaillon Massif from NNW to SSE.

The north-east corner of the sheet shows two others, more internal, tectonic units : i) a very small precarboniferous chloritoschist slice belonging to the « Ecailles intermédiaires » Zone, which marks the internal border of the Briançonnais realm ; ii) a Lias-Dogger dark shaly limestone and breccia metamorphic series of the Piemontais Zone.

## INTRODUCTION

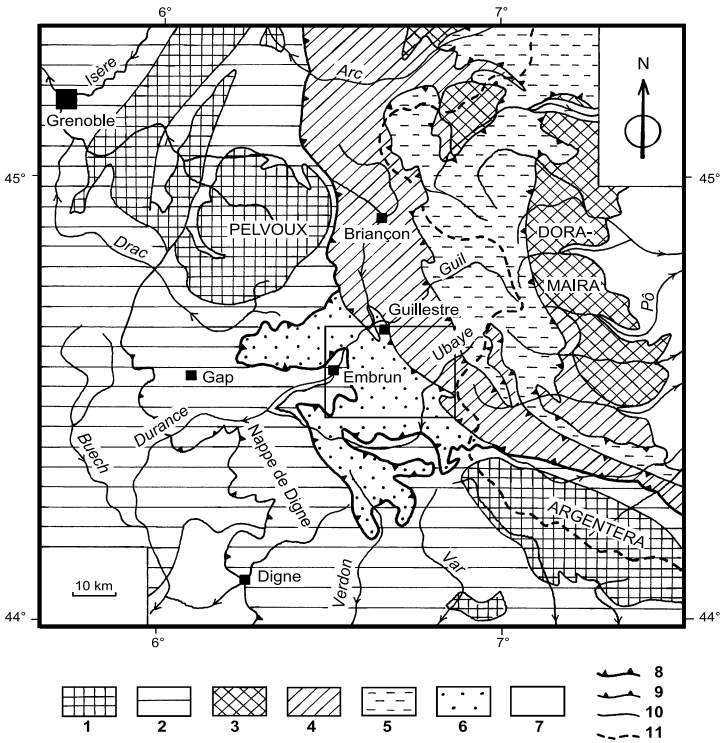
### *PRÉSENTATION DE LA CARTE*

#### **Situation de la feuille dans les Alpes franco-italiennes (fig. 1)**

Le territoire couvert par la feuille Embrun se situe dans les Alpes françaises méridionales, sur la bordure occidentale des zones intra-alpines ou penniques représentées ici par la zone Briançonnaise et surtout par les nappes de l'Embrunais-Ubaye charriées horizontalement vers le Sud-Ouest sur l'avant-pays dauphinois. Ce dernier, qui se rattache à la nappe subalpine de Digne, affleure dans la demi-fenêtre d'Embrun qui dessine une échancrure caractéristique dans le contour du front pennique.

L'essentiel des structures géologiques date de l'Oligocène, étape majeure de la tectogenèse des zones internes, mais la région témoigne d'une activité tectonique qui s'est poursuivie jusqu'au Plio-Quaternaire. Le matériel est exclusivement constitué de formations sédimentaires échelonnées du Carbonifère supérieur à l'Éocène terminal, épargnées ou peu affectées par le métamorphisme qui reste toujours très modéré sauf dans les unités tectoniques les plus internes, dans l'angle nord-est de la carte, où figure également une unique écaille de chloritoschistes anté-carbonifères.

Cette contrée montagnaise, dont les sommets culminent aux environs de 3 000 m d'altitude (le point le plus bas est à la cote 780 en aval d'Embrun, le plus haut à 3 385 m au Pic de la Font Sancte dans le massif d'Escreins) se caractérise par une morphologie glaciaire bien conservée dont la réalisation date essentiellement du Würm. Depuis le



**1 - 2 : Zone externe delphino-provençale.**

- 1 - Massifs cristallins externes : socle paléozoïque varisque autochtone et son tégument sédimentaire (Houiller à Trias inférieur).
- 2 - Couverture sédimentaire méso-cénozoïque : zone subalpine et enveloppe des massifs cristallins externes.

**3 - 6 : Zones internes (nappes penniques).**

- 3 - Massifs cristallins internes : semelle paléozoïque pennique externe.
- 4 - Pennique externe : zones subbriançonnaise, briançonnaise et piémontaise (paléo-marge continentale européenne).
- 5 - Pennique interne : unités océaniques liguro-piémontaises ("Schistes lustrés").
- 6 - Nappes de l'Embrunais-Ubaye : flyschs exotiques ligures (Flysch à helminthoïdes) et unités subbriançonnaises frontales.

**7 : Bassins néogènes péri-alpins.**

- 8 - Front pennique.
- 9 - Chevauchement.
- 10 - Contact stratigraphique.
- 11 - Frontière franco-italienne.

**Fig. 1 - La feuille Embrun-Guillore dans les Alpes occidentales franco-italiennes**

retrait des glaciers, l'érosion torrentielle et les nombreux mouvements de versants façonnent le relief.

## Géographie

La région représentée est drainée par deux grandes rivières des Alpes du Sud : à l'Ouest, la Durance à l'amont du lac de Serre-Ponçon, à l'Est l'un de ses affluents majeurs, l'Ubaye. Ce territoire s'étend principalement dans le département des Hautes-Alpes mais le quart oriental, sur le versant de l'Ubaye, appartient à celui des Alpes-de-Haute-Provence.

Le versant durancien comprend l'Embrunais et le Guillestrois auquel se rattache le pays de Vars. C'est là que se trouvent les douze communes qui regroupent l'essentiel de l'habitat (1) et dont l'économie agricole et sylvo-pastorale traditionnelle a été renforcée, sinon relayée, depuis plusieurs décennies par les importantes ressources tirées du tourisme hivernal et estival. Cette nouvelle économie s'est développée autour de cinq stations de sports d'hiver, dont trois sont de niveau international, et grâce à l'attrait de la Durance et surtout du lac de Serre-Ponçon, véritable mer intérieure, pour les pratiquants des sports d'eau vive et les activités nautiques. L'aérogologie locale est par ailleurs très favorable à la pratique estivale des sports aériens : vol à voile au départ du petit aérodrome de Saint-Crépin, vol libre à Vars sur les pentes d'herbages bien exposées qui s'élèvent à l'Est de Sainte-Marie.

Au bassin-versant de la Durance se rattache, dans l'angle nord-est de la carte, le haut vallon du Mélezet, affluent du Cristillan (lui-même tributaire du Guil) en amont de Ceillac, site d'une petite station de sports d'hiver.

Sur le versant des Alpes de Haute Provence, les communes de Saint-Paul et de Meyronnes dispersent une demi-douzaine de hameaux au long de la haute Ubaye et de l'Ubayette, son affluent issu des environs du Col de Larche.

Les pentes orientales du massif du Parpaillon abritent la modeste station de sports d'hiver de Sainte-Anne qui dépend de la commune de la Condamine-Châtelard.

## Régions naturelles (schéma en annexe de la carte)

On distingue sur la carte cinq régions naturelles :

1 - À l'Ouest, **la dépression d'Embrun** est un large berceau glaciaire aménagé dans les Terres noires jurassiques dauphinoises dissimulées le plus souvent sous d'importants recouvrements morainiques.

La ville d'Embrun domine du haut de son « roc » d'alluvions anciennes consolidées la plaine de la Durance. Cette rivière se jette ici-même dans le lac artificiel de Serre-Ponçon, à l'altitude de 780 m.

1) 14 000 habitants, dont 97 % sur le versant durancien.

Le bassin d'Embrun s'étend au Sud-Est dans le cirque des Orres drainé par le Torrent des Vachères. Une large banquette fluvio-glaciaire conservée vers 1 600 m d'altitude en rive droite du torrent de l'Éyssallete, au Sud du hameau de Mélezet, est occupée par la station de sports d'hiver des Orres. Le bassin d'Embrun est fermé au Nord par le verrou glaciaire de Siguret, face au plateau d'alluvions anciennes de Châteauroux drapant plusieurs bombements rocheux longés par la Durance qui sinue ici dans une succession d'étroits. On a envisagé, dans les années 1970, d'y édifier un important barrage, réplique mineure de celui de Serre-Ponçon (projet des Baumes, chute d'Embrun).

2 - La partie centrale et méridionale de la feuille est occupée par le **massif du Parpaillon** dont la plupart des sommets atteignent les alentours de 2 900 m d'altitude. Constitué presque exclusivement par le flysch (à helminthoïdes) du même nom, le Parpaillon offre des paysages particulièrement monotones. Les formes du relief y sont commandées par l'inclinaison dominante vers le Nord-Est des bancs gréseux et calcaires rythmiques du flysch, à l'origine de la dissymétrie systématique des crêtes et des grandes vallées alignées NW-SE selon la direction des couches. Les parois rocheuses creusées de ravins spectaculaires exposées au Sud-Ouest, en adret, offrent ainsi un contraste saisissant avec les pentes douces ondulées regardant au Nord-Est, en ubac. Ces dernières, encombrées de moraines et de plaques rocheuses glissées, sont garnies de bois de mélèzes jusqu'à environ 2 000 m d'altitude et au-dessus d'alpages à bovins et surtout ovins.

La bordure nord-orientale du massif du Parpaillon, en amont de Crévoux, se présente comme un haut bastion ceinturé de tous côtés par des escarpements de grès. La crête orientale domine la station de Vars-les-Claux qui a réussi à hisser ses remontées mécaniques jusqu'au Pic de Chabrières à plus de 2 700 m d'altitude.

Dans l'angle nord-ouest de la carte, le promontoire de la Tête de Clotinaille, au-dessus de Châteauroux, appartient aux montagnes de l'Embrunais occidental (massif du Mourre Froid-Tête de Vautisse : feuilles Chorges et Orcières), prolongement géologique des séries du Parpaillon au-delà de la vallée de la Durance. Les strates du flysch sont ici sub-horizontales, ce qui détermine le profil singulier, en pyramide, de ce relief encadré par les profondes vallées torrentielles du Rabioux et du Couleau.

3 - Selon une diagonale NW-SE de la feuille, des abords de Guillestre à Meyronnes sur l'Ubayette, par le Col de Vars et Saint-Paul sur Ubaye, s'allonge un territoire relativement déprimé, parfois dénommé « **combe de Vars** », quoique culminant à plus de 2 700 m à la Tête de Paneyron sur la ligne de partage des eaux Durance-Ubaye. A la combe de Vars se rattache le vallon glaciaire suspendu de Fouillouse.

Le relief de cette région, constitué uniformément de crêtes de schistes noirs, contraste vivement avec les entablements de grès clairs du massif de Crévoux au Sud-Ouest et avec les roches calcaires aux



teintes chaudes du massif d'Escreins au Nord-Est. Les pentes molles ondulées, en herbages à bovins ou sous couvert de mélèzes clairsemés, y dénoncent une abondance extraordinaire de glissements de terrain.

Sur le versant durancien, ce pays agreste recèle un petit bassin intramontagneux drainé par le Chagne où se nichent les trois villages traditionnels de la commune de Vars (Sainte-Marie, Sainte-Catherine et Saint-Marcellin) ainsi que l'importante station hivernale et estivale de Vars-les-Claux. Depuis une dizaine d'années, cette station est reliée par un réseau de quelque 200 km de pistes de ski à celle de Risoul-1850 édifiée à l'extrémité d'une combe verdoyante ouverte au Nord sur le bassin de Guillestre.

Guillestre est une localité importante située au fond d'un large bassin aménagé par les glaciers de la Durance et du Guil dans les schistes tendres du prolongement géologique naturel de la combe de Vars. Comme à Embrun et Châteauroux, un épisode d'alluvionnement antérieur à la dernière crue glaciaire est à l'origine d'un imposant relief de poudingues, entaillée par les gorges du Guil, qui porte la citadelle de Mont-Dauphin édifiée sur les conseils de Vauban à la fin du XVII<sup>e</sup> siècle. Seule l'extrême bordure sud de ce plateau apparaît sur la marge nord de la carte.

Le bassin de Guillestre communique avec celui d'Embrun par la cluse de Saint-Clément-Réotier empruntée par la Durance à l'aval de la confluence du Guil. Cette trouée correspond à un couloir de failles (« faille du Haut-Embrunais ») jalonné par les sources thermo-minérales du Plan de Phazy et de la Fontaine pétrifiante de Réotier.

4 - Occupant un vaste triangle de quelque 150 km<sup>2</sup> dans l'angle nord-est de la carte, **le massif d'Escreins** dresse ses crêtes calcaires arides et sauvages jusqu'à l'altitude de 3 385 m au Pic de la Font Sancte. Il est profondément incisé par la haute Ubaye en amont du Pont du Châtelet qui franchit la rivière au-dessus d'un étroit canyon spectaculaire profond de 100 m. Au-delà à l'Est, ces reliefs rocheux se poursuivent dans le massif des Aiguilles et du Brec de Chambeyron à cheval sur la frontière franco-italienne (feuille Aiguille de Chambeyron), ainsi que dans les Rochers de Saint-Ours qui dominent le village du même nom au Nord de Meyronnes.

A l'Ouest le relief est profondément entaillé par l'auge glaciaire du Val d'Escreins suspendue sur le bassin de Guillestre. La commune de Vars y a aménagé avec la collaboration de l'université de Marseille une réserve botanique rattachée au Parc régional du Queyras.

Le versant nord du massif d'Escreins tombe abruptement sur les gorges du Guil et du Cristillan incrustées dans le relief peu au-delà de la marge nord de la carte.

5 - Enfin, c'est au Queyras que se rattache **le vallon du Mélezet de Ceillac** inséré entre les contreforts orientaux de la Font Sancte et la

Crête de Beaubarnon au-delà de laquelle commence le « Pays des Schistes lustrés » dans la haute vallée du Cristillan.

Le fond du Mélezet est une auge glaciaire dissymétrique encombrée de cônes torrentiels dépourvus de torrents permanents. Cette aridité, toute relative eu égard au paysage verdoyant où alternent prairies et mélezins, s'explique par la présence de gypse soluble et karstifié en profondeur tout au long de la vallée.

L'amphithéâtre glaciaire du versant nord de la Font Sancte recèle plusieurs lacs, dont le très beau Lac Sainte-Anne attracteur touristique éminent de la vallée de Ceillac. Dans le même secteur, un télésiège montant du Pied du Mélezet dessert un modeste domaine de ski alpin.

### **Aperçu de climatologie**

L'ensemble de la région bénéficie d'un climat sec et ensoleillé, de type méditerranéen de montagne, habituellement à l'écart des perturbations atlantiques du Nord-Ouest. Il se caractérise par de forts contrastes thermiques journaliers et annuels et de faibles précipitations concentrées au printemps (avril-mai) et en automne (novembre). À ce titre, la vallée de la Durance entre Embrun et Guillestre, qui reçoit moins de 700 mm d'eau par an, parcourue de plus par de fortes brises thermiques diurnes estivales, apparaît comme l'une des plus sèches des Alpes françaises. Le record d'aridité se situe à Saint-Crépin, à 6 km au NNW de Guillestre, avec moins de 600 mm/an de précipitations.

Les reliefs du Parpaillon, du pays de Vars et du massif d'Escreins, qui peuvent être touchés par des perturbations méditerranéennes ou piémontaises du Sud-Est, enregistrent en moyenne des hauteurs d'eau de 900 mm/an, dont environ le quart sous forme de neige. Le versant de l'Ubaye, plus proche de l'aire climatique piémontaise, est le plus exposé à ces précipitations printanières et automnales.

Les cours d'eau, tous tributaires de la Durance ou de l'Ubaye, se caractérisent par un fort régime torrentiel à dominante pluvio-nivale, avec d'énormes écarts de débits entre les périodes d'étiage (hiver, fin de l'été) et celles des crues printanières et automnales, souvent dévastatrices. En été, les fréquents orages de relief donnent lieu à des crues torrentielles localisées mais parfois spectaculaires.

### *CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

Cette coupure spéciale résulte de l'assemblage de la carte Embrun standard avec une étroite bande détachée de la carte Guillestre voisine au Nord.

En fait, le quart oriental de la carte Embrun a déjà bénéficié d'une deuxième édition par son incorporation, après révision intégrale des anciens levés, à la feuille Aiguille de Chambeyron publiée en 1994. La

translation de cette carte vers l'Ouest se justifiait afin de limiter une couverture inutile trop à l'Est en territoire italien et d'offrir une représentation continue de la géologie de la zone briançonnaise sur les deux versants de la haute vallée de l'Ubaye.

Il est alors apparu souhaitable de rénover la partie restante de la feuille Embrun publiée en 1969 dont le fond topographique archaïque (édition de 1931, levés militaires initiaux de 1891 à 1896) était devenu totalement obsolète eu égard au développement économique et touristique considérable de la région intervenu en trois décennies (trois grandes stations de sports d'hiver y ont vu le jour).

L'extension de la carte jusqu'au bassin de Guillestre a permis de conserver l'unité géologique des montagnes de l'Embrunais à l'Est de la Durance jusqu'à la zone briançonnaise. De même, le massif briançonnais d'Escreins bénéficie enfin d'une figuration quasi intégrale entre les vallées du Guil, de l'Ubaye et du haut Cristillan en amont de Ceillac.

La limite nord de la coupure a été choisie de manière à éviter les complications structurales du promontoire de Réotier (front briançonnais) à l'Ouest de Guillestre.

Le quart oriental figurant sur la feuille Aiguille de Chambeyron a été repris en l'état, moyennant quelques modifications mineures de contours et l'adaptation de la représentation des formations superficielles et des notations de certains terrains à la norme adoptée sur la feuille Embrun-Guillestre.

Sur le rectangle adjacent, au Nord, sur la feuille Guillestre, le versant de rive gauche du vallon du Mélezet a été revu et réinterprété par M. Gidon alors que la géologie du petit territoire situé au Nord-Est de ce vallon a été dessinée d'après celle de la feuille Guillestre originelle, en l'adaptant au nouveau fond topographique.

Le fond de l'information géologique se trouve sur la première édition de la feuille Embrun (1969, par C. Kerckhove, M. Gidon, J.L. Pairis, levés de 1954 à 1966) et sur la feuille Guillestre (1966, par J. Debelmas et M. Lemoine, levés de 1952 à 1962). Cette feuille dotée d'un fond topographique aussi médiocre que celui d'Embrun, épuisée, a été récemment réimprimée sans modification.

Les explorations géologiques ont repris dans cette région à la fin des années 1970 dans le cadre de travaux sur le Flysch à helminthoïdes sur le plan sédimentologique (N. Tassé) ou tectonique (O. Merle) et se sont poursuivies de manière sporadique jusque dans les années 1990 à l'occasion de la préparation de la feuille Aiguille de Chambeyron (C. Kerckhove). Le secteur de Saint-Clément dans la vallée de la Durance a fait l'objet de nouvelles explorations par T. Van Haver en 1982 et surtout par C. Kerckhove et J.L. Pairis en 1986 et 1987. L'environnement sédimentaire des ophiolites du Peyron de Serenne a été étudié en détail par P. Gotteland en 1984.

Dans la même période, M. Gidon, avec la collaboration de J.C. Barféty, révisait la partie occidentale du massif d'Escreins en y intégrant les nouveaux concepts de la stratigraphie du Trias carbonaté briançonnais.

Des levés complémentaires à l'échelle de 1/12 500 et une révision systématique de l'information cartographique ont été réalisés en 1997, 1998 et 1999 par M. Gidon (massif d'Escreins), C. Kerckhove (Parpaillon, Combe de Vars et vallée de la Durance) et J.L. Pairis (vallée de la Durance et bassin d'Embrun).

Alors qu'aucune découverte importante n'était attendue de ces travaux, l'auteur de la carte eut la surprise de ne pas trouver de « granite » au Plan de Phazy près de Guillette, site pourtant classique de la géologie durancienne (décrit par M. Gignoux et L. Moret dès 1938).

Une ultime campagne sur le terrain a été effectuée entre mai et juillet 2000 par le coordonnateur de la feuille qui a pu à cette occasion réaliser une enquête hydrogéologique auprès de la plupart des communes présentes sur le territoire de la carte.

### **Données nouvelles apportées par la deuxième édition**

L'excellence du fond topographique a tout d'abord permis une amélioration certaine de la précision des contours et de la figuration des formations superficielles.

Pour ces dernières, le coordonnateur a pris le parti de privilégier leur dynamique, en vue d'une figuration suggestive des zones de risques naturels associées aux crues torrentielles, aux mouvements de versants et aux avalanches. Un figuré nouveau (« S ») permet de mieux mettre en évidence les nombreux glissements de terrain des environs d'Embrun et de Vars.

Dans cette optique, et contrairement aux normes adoptées jusqu'à présent pour les cartes géologiques à 1/50 000, les surcharges rouges ont été systématiquement affectées aux formations quaternaires actuelles associées à des phénomènes de risques naturels.

En ce qui concerne les formations du substratum, de nouveaux affleurements ont été repérés au long des routes forestières et des pistes de ski, ou observés à l'occasion de travaux divers. C'est ainsi qu'une micro-fenêtre de Terres noires perçant sous le Flysch de Saint-Clément a été découverte en 1999 dans le lit du torrent du Palps de Valbelle à la suite d'une reprise d'érosion consécutive à un important prélèvement de matériaux alluvionnaires à l'aval (2).

Sur le plan fondamental, on notera :

– la réinterprétation d'ensemble du flysch subbriançonnais de Saint-Clément, auquel sont maintenant rattachés les « grès à faciès Annot » du versant de Saint-André-d'Embrun et de la basse vallée de Crévoux ;

2) Découverte due à la sagacité de Claude Tempier, Maître de Conférences honoraire à l'université de Marseille, résidant au village proche de Siguret.

– l'unité de Serenne définie lors de la mise au point de la feuille Aiguille de Chambeyron a été suivie jusqu'au bassin de Guillestre qu'elle constitue intégralement. Cette unité est distincte de la nappe du Parpaillon qu'elle chevauche de manière continue, de Réotier sur la Durance jusqu'au-delà de l'Ubaye en direction de Larche. Ce chevauchement représente l'émergence du front briançonnais entre la Durance et le Col de Larche ;

– le massif de la Crête de Razis (entre Risoul-1850 et Vars-les-Claux) s'est révélé être une klippe appartenant à l'unité supérieure de la nappe du Parpaillon antérieurement dite du « Crévoux Pic » ;

– la majeure partie des lambeaux briançonnais du versant boisé à l'Ouest de Risoul s'est avérée glissée sur le flysch du bassin de Guillestre. De ce fait, la rectitude supposée du tracé de la faille de la Durance a pu être confirmée. Cette faille passe par Risoul-1850 en bordure ouest de la klippe de la Crête de Razis et se fond donc bien dans le faisceau du Parpaillon. Le prolongement de cette faille envisagé par certains auteurs vers Vars et Serenne n'existe pas ;

– le « granite » du Plan de Phazy a disparu au profit d'une formation de méta-arkoses permienes briançonnaises.

– dans le massif d'Escreins, les séries dolomitiques de la Crête de Vars (nappe de Peyre Haute), de plusieurs klippes dépendant de cette nappe et de l'échine triasique de rive gauche du Mélezet près de Ceillac (unité de la Clapière de Ceillac) sont maintenant attribuées au Trias supérieur (Norien). L'énigme du sommet triasique de Cugulet semble définitivement résolue et on a mis en évidence un important réseau de failles qui perturbe l'ordonnance des diverses unités chevauchantes et explique ainsi des juxtapositions de séries auparavant mal comprises, spécialement sur le versant du Cristillan.

## STRUCTURE D'ENSEMBLE

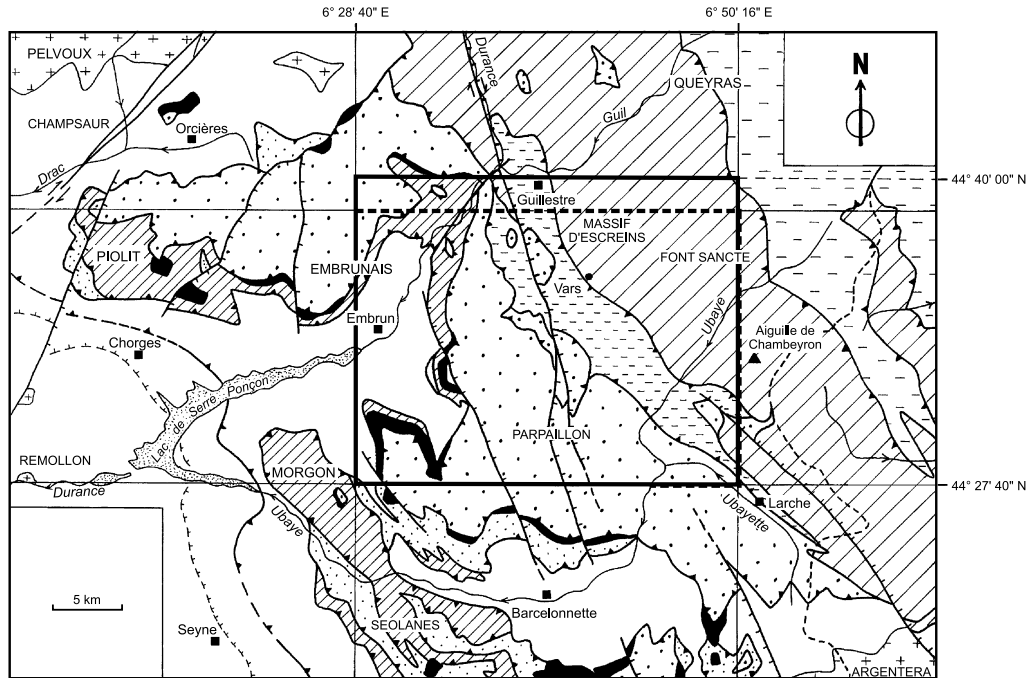
(schéma structural et coupes tectoniques en annexe de la carte et fig. 2, 3, et 4 h.t.).

Le territoire représenté se divise en quatre ensembles structuraux majeurs :

– l'avant-pays, représenté par la demi-fenêtre d'Embrun, autochtone relatif mis à jour par l'érosion au long de la vallée de la Durance, qui se rattache à la zone subalpine dauphinoise méridionale ;

– les nappes de l'Embrunais-Ubaye, constituant le massif du Parpaillon, la combe de Vars et le bassin de Guillestre ;

– les nappes de la zone briançonnaise qui est ici représentée principalement par le massif d'Escreins, et son prolongement en rive gauche de l'Ubaye et au Nord de l'Ubayette (Rochers de Saint-Ours), mais aussi par les écailles de Barbein proches à l'Ouest de Guillestre ;



1



2



3



4



5



6



7



8



9



1



2



3

————— Embrun-Guillestre 2ème édition

- - - - - Embrun 1ère édition

Cartes géologiques à 1/50 000 adjacentes publiées :

Aiguille de Chambeyron (1994), Barcelonnette (1974), Chorges (1988), Guillore (1966), Larche (1978), Orcières (1980), Seyne (1983)

**1-2 : Zone externe** ("autochtone")

- 1 - Socle paléozoïque (Massifs cristallins externes)
- 2 - Couverture sédimentaire méso-cénozoïque autochtone et parautochtone, **a** : cuesta bajocienne du Dôme de Remollon (Nappe de Digne)

**3-7 : Nappes de l'Embrunais-Ubaye**

- 3 - Unités subbriançonnaises basales (Trias sup. à Éocène)
- 4 - Nappe de l'Autapie (Flysch à helminthoïdes, "Flysch dissocié", Crétacé supérieur)
- 5 - Écailles subbriançonnaises et briançonnaises sous la nappe du Parpaillon (Trias à Éocène)
- 6 - Nappe du Parpaillon (Flysch à helminthoïdes, Crétacé supérieur)
- 7 - Unité de Serenne-Guillemestre (Crétacé supérieur)

**8 : Zone briançonnaise** (Paléozoïque anté-houiller à Éocène)

**9 : Zone liguro-piémontaise** ("Schistes lustrés" *pro parte*) (Mésozoïque)

**10-1** : chevauchement, contact de nappe

**10-2** : faille normale / décrochement

**10-3** : frontière franco-italienne

**Fig. 2 - La feuille Embrun-Guillemestre dans son cadre structural régional**

– la bordure occidentale de la zone piémontaise qui apparaît dans l'angle nord-est de la carte, dans le haut Cristillan, avec une unité de calcschistes jurassiques.

### *L'AVANT-PAYS : LA DEMI-FENÊTRE D'EMBRUN*

La structure de la partie représentée sur la feuille Embrun reste mal connue en raison de la rareté et de la dispersion des affleurements du substratum en place.

Elle est presque en totalité constituée par les Terres noires jurassiques (Bajocien supérieur à Oxfordien) hormis deux aires anticlinales méridiennes entre Embrun et Châteauroux laissant apparaître la formation marno-calcaire bajocienne.

Les niveaux plus profonds de la série n'affleurent que plus à l'Ouest sur la feuille Chorges, de part et d'autre du lac de Serre-Ponçon en amont de Savines (Toarcien de Saint-Julien et de la Crête du Bois), et surtout, plus en aval, dans le dôme de Remollon avec une série marno-calcaire continue du Lias au Bajocien épaisse de plus de 2 000 m au-dessus d'un Trias réduit gypso-dolomitique surmontant deux pointements de socle cristallin anté-houiller.

Des niveaux stratigraphiquement supérieurs sont conservés au droit d'Embrun, sous le chevauchement des nappes : un minuscule témoin de Jurassique terminal (Kimméridgien–Tithonien) au Nord-Est des Orres-village et surtout la séquence de 200 m d'épaisseur du Sénonien–Priabonien de l'écaille parautochtone de Saint-Sauveur (fig. 5).

Si on excepte le secteur de Saint-Sauveur–les Orres, la série dauphinoise d'Embrun témoigne donc d'une dénudation anté-nappe qui a probablement débuté dès le Crétacé supérieur lors de la structuration anté-sénonienne bien exprimée plus à l'Ouest dans le Dévoluy. Cette tectonique a certainement concerné la totalité de l'Embrunais, comme le montre, dans l'écaille de Saint-Sauveur, le repos direct des calcaires sénoniens sur les Terres noires par l'intermédiaire d'un conglomérat à blocs de calcaires jurassiques et crétacés. Des conglomérats semblables sont pincés dans les Terres noires au droit de Savines (feuille Chorges).

De même, l'absence de la couverture carbonatée du Crétacé supérieur et surtout de la « trilogie » nummulitique présente sur le pourtour de l'Embrunais-Ubaye, au Nord en bordure du massif du Pelvoux, (feuille Orcières), ainsi qu'au Sud et à l'Est de Barcelonnette (feuilles Seyne, Barcelonnette et Larche), en dehors de l'écaille de Saint-Sauveur, indique qu'une érosion profonde de près d'un kilomètre a attaqué à l'Oligocène un « paléo-bombement embrunais » antérieurement à la mise en place des nappes. Cette particularité constitue une contrainte difficile à intégrer dans la chronologie généralement admise pour cette mise en place, réputée également oligocène.



SW

NE

## NAPPES DE L'EMBRUNAIS-UBAYE

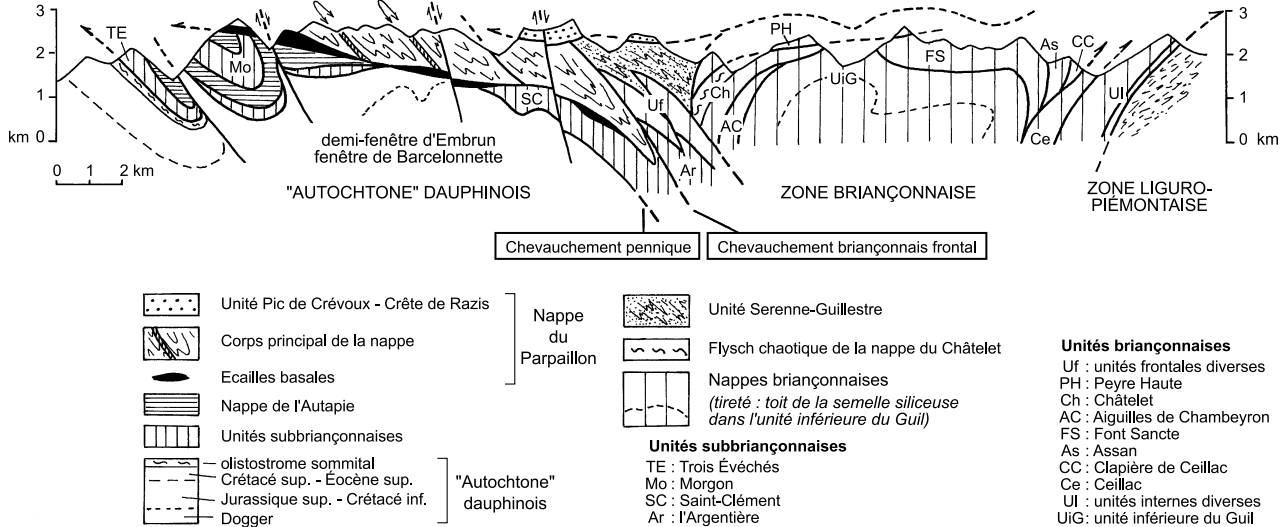
Échelle verticale  
légèrement  
exagérée

Fig. 3 - Coupe très schématique montrant l'organisation des nappes de l'Embrunais-Ubaye et de la zone Briançonnaise, de la basse vallée de l'Ubaye aux environs de Ceillac en Queyras

Aucune structure tectonique attribuable à l'épisode Dévoluy n'a pu être clairement identifiée dans la fenêtre d'Embrun. Les anticlinaux sub-méridiens qui font affleurer les marno-calcaires bajociens à l'amont d'Embrun résultent d'un plissement synschisteux à vergence ouest, post-éocène et précédant ou accompagnant la mise en place des nappes. Ces structures ont été remobilisées par un second plissement synschisteux post-nappe à vergence orientale (Tricart, 1980). Cette dernière déformation est responsable du plissement d'accidents anciens traversant la série d'Embrun, mais surtout de sa plongée rapide sous le Flysch de Saint-Clément au droit de Châteauroux ainsi que de la réapparition des Terres noires plus à l'amont dans deux micro-fenêtres anticlinales ouvertes sous ce flysch, l'une connue depuis longtemps dans la vallée du Couleau, l'autre récemment découverte dans le lit du Palps de Valbelle (cf. note infrapaginale 2 p. 20).

La fracturation distensive tardive régionale n'est exprimée que par deux failles normales NNW-SSE à regard oriental visibles de part et d'autre du cours de la Durance au droit d'Embrun. Aucun prolongement de la faille de la cluse de Saint-Clément (ou décrochement du Haut-Embrunais) au Sud-Ouest de Siguret en direction d'Embrun ne peut être décelé sur le terrain.

Les données tirées des feuilles voisines Chorges et Seyne permettent de considérer la série de la demi-fenêtre d'Embrun comme une unité parautochtone charriée sur celle du dôme de Remollon, elle-même appartenant à la nappe de Digne mise en place à la fin du Miocène sur l'avant-pays delphino-provençal.

### *LES NAPPES DE L'EMBRUNAIS-UBAYE*

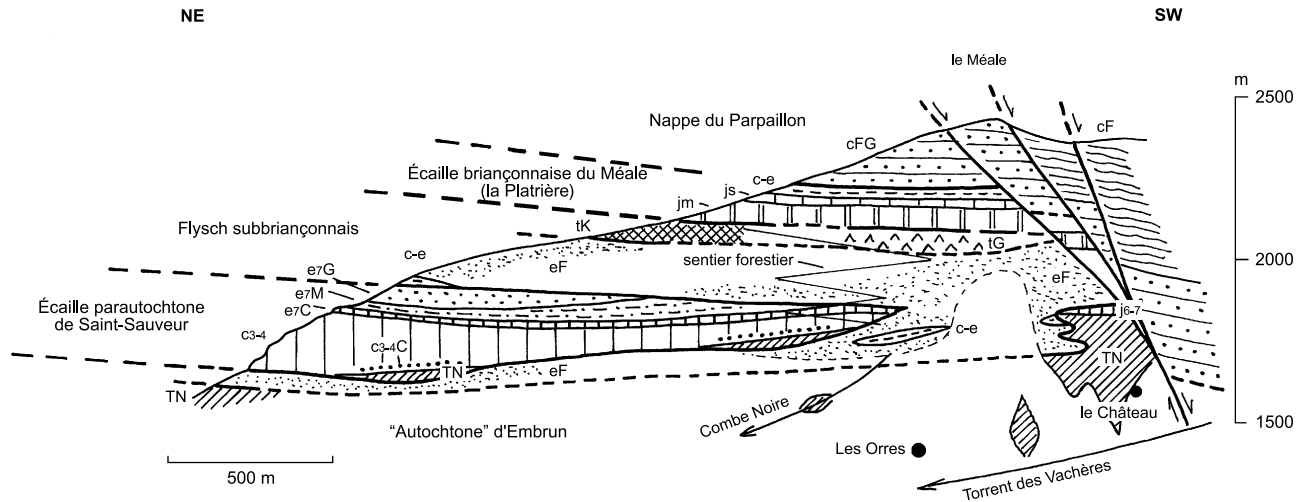
Elles comportent des unités subbriançonnaises ou briançonnaises qui proviennent de la paléo-marge européenne réalisée au cours du Jurassique, avec des séries du Permo-Trias à l'Éocène supérieur, et des flyschs exotiques d'âge crétacé supérieur déposés dans l'océan liguro-piémontais en cours de fermeture, dont le Flysch à helminthoïdes est le représentant le plus connu.

Ces unités se répartissent au sein de trois ensembles structuraux majeurs :

1 - **une semelle basale subbriançonnaise** représentée ici essentiellement par du flysch éocène accompagnant quelques écailles mésozoïques dispersées ;

2 - **la nappe du Parpaillon** constituée des turbidites gréso-calcaires du Flysch à helminthoïdes daté du Sénonien supérieur. Dans certaines parties de cette nappe, ce flysch à dominante calcaire passe latéralement à la formation des Grès de l'Embrunais.

La nappe du Parpaillon se subdivise elle-même en un corps principal ou nappe du Parpaillon *s.st.* accompagné par un liseré basal d'écailles



**Fig. 5 - Les écaïles de Saint-Sauveur et du Méale à l'Est d'Embrun**

Projection verticale schématique du versant sud-ouest de la crête du Méale. Les notations sont celles de la carte, sauf TN = Terres noires (j3-5).

briançonnaises et surmonté par l'unité plus interne du Pic de Crévoux-Crête de Razis. A l'Est de l'Ubaye, la klippe gréseuse de l'Eys-silloun occupe une situation ambiguë sur la zone briançonnaise.

3 - Entre la nappe du Parpaillon et la zone briançonnaise, **l'unité de Serenne-Guillestre** est formée par une série flyschôide à dominante argilo-pélitique avec quelques méga-blocs de matériel ophiolitique au Peyron de Serenne.

La région de l'Embrunais-Ubaye est traversée par un réseau de failles sub-méridiennes tardives bien visibles dans le massif du Parpaillon. Ce sont des failles distensives, à regard oriental, dont le rejet vertical cumulé atteint 2 km entre le bassin d'Embrun et la vallée de l'Ubaye. Ces failles qui prennent naissance au Nord, sur la marge interne de la nappe du Parpaillon, sont en relation avec la faille de la Durance qui recoupe la zone briançonnaise à l'Ouest du bassin de Guillestre. La signification et l'interprétation de ces accidents seront évoqués dans le chapitre consacré à la zone briançonnaise.

### **La semelle basale subbriançonnaise**

Aux environs d'Embrun, les unités subbriançonnaises des nappes de l'Embrunais-Ubaye, bien représentées plus à l'Ouest (massif de Piolit, feuille Chorges) et surtout au Sud en Ubaye (Morgon, Séolanes, Pelat ; feuilles Seyne, Barcelonnette et Allos) se réduisent en général à un mince liseré de flysch éocène grésopélitique affleurant de manière médiocre au bas des reliefs qui entourent le bassin.

Cette semelle n'est vraiment développée qu'à l'amont de Châteauroux et sur le versant oriental de la vallée de la Durance entre Siguret et la vallée du Torrent de Crévoux, avec l'unité du Flysch de Saint-Clément.

Sur l'extrême bordure de la feuille, dans son angle sud-ouest, figure toutefois l'extrémité de l'unité des Ferrants (Trias supérieur-Lias) qui dépend du massif subbriançonnais du Morgon (feuilles Chorges et Seyne). Ce secteur montre aussi deux témoins de Flysch à helminthoïdes de la nappe de l'Autapie (3), flysch exotique associé aux séries éocènes subbriançonnaises des montagnes de l'Ubaye méridionale (feuilles Seyne, Barcelonnette, Allos).

En raison de sa structure planaire et de l'absence de Lias, la série subbriançonnaise (gypses triasiques, Dogger à Crétacé inférieur) du Bout du Mèlèze au Sud de Baratier (fig. 6) doit être interprétée comme une écaille basale de la nappe du Parpaillon plutôt que comme une digitation interne isolée du Morgon.

#### **• Le Flysch de Saint-Clément**

Il se divise en deux ensembles superposés (Kerckhove et Pairis, 1986 ; Pairis et Kerckhove, 1987).

3) L'Autapie, sommet à 4 km au Sud-Ouest d'Allos dans la haute vallée du Verdon (feuille Allos).

À la base, le Complexe de Saint-Clément est un ensemble hétérogène épais de plus de 1 000 m formé par un empilement isoclinal de corps lenticulaires d'épaisseur moyenne pluri-décamétrique. La plupart sont des faisceaux de turbidites gréso-pélitiques avec de rares intercalations carbonatées planctoniques et de micro-brèches à nummulites de l'Éocène moyen. On y observe de très nombreux plis synsédimentaires à vergence dominante vers le Sud-Ouest (Van Haver, 1982).

Ces faisceaux à stratification régulière alternent avec ou passent latéralement de manière diffuse à des pélites à blocs remaniant le même matériel et contenant des olistolites de calcaires planctoniques dont les plus volumineux ont été figurés sur la carte.

Cette série est déformée par deux plissements relativement modérés quoique synschisteux, syn et post-nappes, équivalents et contemporains de ceux du fond de la demi-fenêtre d'Embrun (Tricart, 1980). Le complexe de Saint-Clément est interprété comme un prisme d'accrétion tectono-sédimentaire actif à l'Éocène moyen dans le bassin nummulitique du domaine pennique.

Sur cet ensemble repose en discordance la série de Pinfol, peu déformée, d'allure monoclinale, qui débute par un membre de turbidites gréseuses, les Grès de Pinfol. Entre Saint-Clément et Réotier (le Goutail) ces grès, dispersés dans des paquets rocheux tassés sur le versant, recèlent un banc calcaire contenant une riche microfaune de nummulites et de discocyclines de l'Éocène supérieur. Cette particularité, jointe à la ressemblance des grès avec ceux du Champsaur ou d'Annot explique que cette série ait pu être interprétée comme « écaille (parautochtone) ultradauphinoise » (feuille Guillestre).

La série de Pinfol se termine par un membre sommital de pélites microbréchiques (« schistes farcis ») sombres. En rive droite du Torrent du Palps de Valbelle (l'Hermetière) ils supportent à leur sommet, sous le contact de la nappe du Parpaillon, une unité lenticulaire grésoconglomératique datée de l'Éocène moyen et interprétée comme un méga-olistolite plutôt que comme une écaille tectonique.

Localement interrompue au droit du verrou de Siguret, la série de Pinfol réapparaît plus au Sud dans le versant des Eaux Pendantes avec une épaisse formation d'alternances gréso-pélitiques disloquée par de vastes tassements gravitaires en amont de Saint-André. Ces grès qui affleurent encore dans la basse vallée du torrent de Crévoux ont été jadis assimilés à tort aux Grès d'Annot et interprétés comme écaille « ultradauphinoise » (feuille Embrun 1ère édition).

Au Nord de Châteauroux, le Flysch de Saint-Clément repose par l'intermédiaire d'un mince horizon conglomératique sur la série de calcaires fins à nombreuses intercalations de lits siliceux (« radiolarites ») et de microbrèches, typique du Malm-Néocomien subbriançonnais, de l'écaille de Roche Rousse (Debelmas, 1956).

Au Sud-Ouest de Roche Rousse comme au-delà de la vallée de Crévoux vers le Sud, le peu d'affleurements de flysch éocène disponible ne permet pas d'y reconnaître un prolongement stratigraphique ou structural de l'unité de Saint-Clément. Ce flysch localement à blocs et olistolites de calcaires planctoniques emballe l'écaille parautochtone de Saint-Sauveur et constitue le soubassement du promontoire de la Tête de la Mazelière au Sud-Ouest des Orres (fig. 6).

## **La nappe du Parpaillon**

### **• Le corps principal de la nappe (ou nappe du Parpaillon s.st.)**

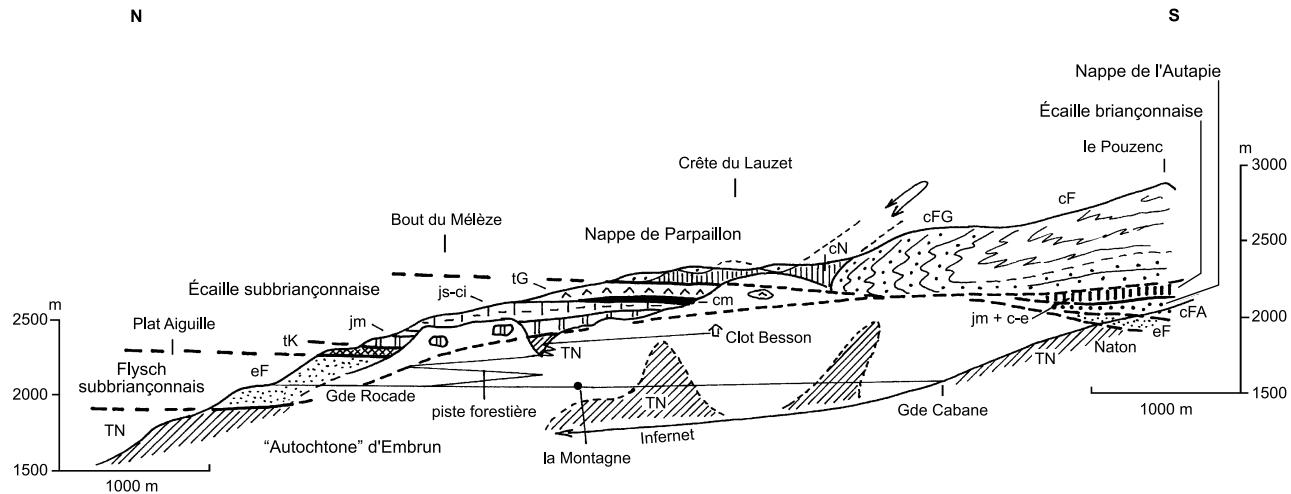
#### *Architecture de la nappe*

La nappe du Parpaillon constitue la quasi-totalité des reliefs de part et d'autre du bassin d'Embrun. Cette nappe repose sur la semelle de flysch subbriançonnais selon une surface sub-horizontale s'abaissant doucement en direction du Nord-Est et qui, près de Réotier en rive droite de la Durance, tombe à la verticale en avant du front briançonnais également verticalisé.

La série du Flysch à helminthoïdes, épaisse d'un millier de mètres, est structurée par de très nombreux plis déca-hectométriques synchistaux au sein de méga-structures isoclinales kilométriques, de direction moyenne N130, à vergence sud-ouest. Ces dernières sont discernables surtout au niveau de deux anticlinaux majeurs crevés par l'érosion et dont les flancs sont constitués par la formation basale des Grès de l'Embrunais : l'anticlinal des Sources de Jérusalem et celui du Pic de Boussole respectivement au Sud et à l'Est de la station des Orres. Au cœur de ces plis apparaissent les pélites noires et versicolores de la formation du Col de Vars (ex. « Complexe de base ») qui représentent le niveau de décollement du flysch (Kerckhove, 1963).

Dans la nappe du Parpaillon, l'intensité de la déformation s'accroît sur sa bordure nord-est, de sorte que c'est un chevauchement qui accidente la nappe entre la vallée de Crévoux et la Condamine dans la vallée de l'Ubaye. Ce chevauchement « de Crévoux », dont la continuité est altérée à l'Est de cette localité par plusieurs failles importantes, n'est repérable que par les lentilles de pélites noires ou versicolores qui le jalonnent. En leur absence, le contact cicatrisé ne peut être situé que de manière approximative (arête de la Montagne Pelat au Sud-Est de Crévoux, versant nord de la vallée du Parpaillon en direction de la Condamine).

Ce chevauchement délimite une sous-unité interne de la nappe du Parpaillon dans laquelle le faciès des Grès de l'Embrunais disparaît au Sud-Est de la Durance. Au long de sa marge orientale se développe un méga-synclinal déversé au sud-ouest que l'on peut suivre des environs de Meyronnes dans la vallée de l'Ubayette (pli de la Rochaille) jusqu'à la Durance avec le célèbre « pli de Saint-Clément » exposé sur le versant sud-est de la cluse du même nom. En rive droite, ce synclinal



**Fig. 6 - L'écaïlle du Bout du Méléze au Sud d'Embrun**

Projection verticale schématique du versant ouest de la Crête du Lauzet. Les notations sont celles de la carte, sauf TN = Terres noires (j3-5).

décalé au Nord-Est par le décrochement de la cluse, est ployé à la verticale et fortement serré contre le « chevauchement briançonnais frontal » (Tricart, 1980). Le Flysch à helminthoïdes plonge ainsi en profondeur selon un pédoncule pseudo-radical qui a pu être interprété jadis, à tort, comme sa zone d'enracinement. En réalité plusieurs klippes de ce flysch abandonnées au cœur de la zone briançonnaise montrent que sa patrie se situe bien au-delà à l'Est.

Au droit de Crévoux, cette unité interne expose un spectaculaire anticlinal couché qui témoigne d'une déformation à vergence nord-ouest antérieure à celle des grandes structures déversées au Sud-Ouest. D'autres plis analogues présents ailleurs à la base de la nappe et les données microstructurales (schistosités, linéations d'étirement, fentes d'extension avec remplissages de calcite ou de quartz fibreux), indiqueraient que la nappe du Parpaillon se serait déplacée selon une trajectoire courbe, initialement du Sud-Est vers le Nord-Ouest pour s'achever en direction du Sud-Ouest en Embrunais (Merle, 1982 ; Merle et Brun, 1981, 1984).

Le mécanisme de mise en place invoqué est un glissement gravitaire initial suivi d'une compression avec plissement synchisteux induite par le chevauchement briançonnais frontal. Le cadre paléogéographique de ce voyage sera évoqué dans le chapitre consacré à la tectogenèse.

Les grandes structures du massif du Parpaillon se poursuivent à l'Ouest dans les montagnes de l'Embrunais occidental, au-delà de la vallée de la Durance. Leur correspondance imparfaite et un certain décalage vers le Nord-Est semblent indiquer l'existence initiale dans la nappe du Parpaillon, à l'aplomb de la vallée, d'une déchirure dextre contemporaine de son plissement. Alignée sur le décrochement de la cluse de Saint-Clément, elle pourrait être à l'origine de l'érosion ayant conduit au creusement de la demi-fenêtre d'Embrun.

C'est ainsi que le chevauchement de Crévoux se retrouve en contrebas de la Tête de Clotinaille sous forme d'un anticlinal à cœur de Schistes noirs du Col de Vars fortement déversé au Sud-Ouest et éventré obliquement par la vallée du Rabioux. Sa charnière frontale couchée à l'horizontale affleure sous le Col des Tourettes, à 4 km à l'Ouest de la marge de la carte (feuille Orcières).

### • **Les écailles basales**

Sur le pourtour oriental du bassin d'Embrun, le chevauchement de la nappe du Parpaillon est jalonné par des écailles de séries mésozoïques subbriançonnaises (Bout du Méléze, fig. 6) mais aussi briançonnaises, comme l'écaille du Méale (ou de la Platrière, fig. 5) et surtout la puissante dalle de calcaires triasiques du cirque des Sources de Jérusalem, au Sud de la station des Orres, qui se prolonge probablement vers le Sud-Ouest sous le flysch jusqu'au petit massif briançonnais de la Montagnette (feuille Barcelonnette) (Schneegans, 1938 ; Debelmas et Latreille, 1956). Aucune écaille issue de la semelle siliceuse permo-



werfénienne briançonnaise n'est connue ici, contrairement à ce que l'on observe sur le pourtour nord-est de la fenêtre de Barcelonnette ou à l'Ouest d'Embrun sous le Mont Guillaume (feuille Charges).

Ces lambeaux tectoniques sont tous des tronçons de séries normales, peu déformés, sur lesquels la nappe du Parpaillon s'appuie le plus souvent sans interposition des schistes noirs ou versicolores visibles au cœur de ses anticlinaux, ce qui indique un rabotage ou un cisaillement basal au long du contact.

Ils reposent généralement sur le mince matelas de flysch subbriançonnais qui ceinture la fenêtre, mais aussi directement sur les Terres noires d'Embrun comme on peut le constater au moins en un point, sur la piste de Clot Besson, au Sud du Bout du Mélèze. Cette particularité est, sur la carte, le seul indice visible de l'élaboration d'une surface d'érosion tronquant les nappes subbriançonnaises et le soubassement dauphinois, déformés ensemble, avant la mise en place de la nappe du Parpaillon.

Cette disposition tout à fait évidente plus au Sud sur le pourtour de la fenêtre de Barcelonnette représente une contrainte difficile à concilier avec une mise en place précoce de cette nappe à l'Oligocène, selon les modèles proposés par P. Tricart (1980) et O. Merle (1982) en contradiction avec celui de l'auteur de la carte (Kerckhove, 1969) également défendu par N. Fry (1989).

#### • **L'unité supérieure du Pic de Crévoux (4) - Crête de Razis (5)**

Elle constitue une klippe à cheval sur la bordure orientale de la nappe du Parpaillon *s.t.* et sur l'unité de Serenne-Guillestre.

La structure tectonique y est nettement plus simple que dans les ensembles qui la supportent : le massif du Pic de Crévoux se présente comme un vaste synclinal perché basculé à l'Ouest, où le faciès des Grès de l'Embrunais se développe en puissance du Sud vers le Nord jusqu'à former la totalité du relief au Pic de Chabrières et au-delà jusqu'au Pic Saint-André (Kerckhove, 1962).

Toutefois, la schistosité horizontale qui débite les bancs calcaires du flysch sur la crête orientale (l'Eyssina) où subsiste un résidu de série inverse tassée (avec des bases de turbidites bien exposées où fut récoltée, en 1958, une faunule d'inocérames (Kerckhove, 1962) montre que cette structure simple représente le flanc normal, seul conservé par l'érosion, d'un synclinal couché à vergence vers le Sud-Ouest.

4) La toponymie de ce secteur souffre encore d'une certaine incohérence. Ce sommet, anciennement « Crévoux Pic » est dénommé Pointe de l'Eyssina sur la carte topographique récente à 1/25 000. On a cependant conservé ici le toponyme « Pic de Crévoux » qui figure sur le fond à 1/50 000 de la carte, mais un autre sommet moins élevé situé à 2 km à l'Ouest sur la même crête porte le même nom.

5) A ne pas confondre avec la Pointe de Razis au Nord-Est de Ceillac, qui a servi à dénommer une unité briançonnaise interne (feuille Guillestre).

À sa périphérie sud et ouest cette klippe chevauche la nappe du Parpaillon *s.st.* par un mince liseré de pélites noires ou versicolores qui en soulignent la base (ce contact fut la première structure tectonique significative reconnue dans ce secteur en 1957).

Du côté oriental, le chevauchement, resté longtemps hypothétique, a pu enfin être localisé en quelques points grâce aux nouvelles données acquises sur la géologie du pays de Vars et qui seront détaillées à propos de l'unité de Serenne-Guillestre.

Au Nord du Pic de Crévoux dans le secteur du Col de Jaffueil (ou de Crévoux), les Grès de l'Embrunais viennent en on-lap sur une mince épaisseur de Schistes de Serenne qui repose elle-même normalement sur les pélites noires de la formation du Col de Vars. Cette série présente une structure monoclinale tranquille à pendage ouest en contraste absolu avec les plis déversés ou couchés qui affectent les mêmes terrains dans l'unité de Serenne-Guillestre sous-jacente. Toutefois, plusieurs failles et d'importants recouvrements superficiels occultent quelque peu ce dispositif assez simple.

Le massif de la Mayt-Crête de Razis, constitué exclusivement par les pélites noires du Col de Vars, avec plusieurs niveaux de grès bruns qui soulignent la structure d'ensemble sub-horizontale ou faiblement inclinée vers le Nord, appartient manifestement à l'unité du Pic de Crévoux. Le contact de cet ensemble sur la série plissée inverse sous-jacente n'est en réalité observable qu'en deux points, à l'Est du Col de Saluces sur la crête sud-orientale issue de la Mayt, et au niveau de la cabane du Mélezet à l'Est de Risoul-1850. À l'Ouest, le chevauchement de cette klippe est recoupé par la faille de la Durance.

Les pélites noires et la butte de grès sub-horizontaux de la crête de l'Homme de Pierre, à l'Ouest de la station de Risoul-1850, sont à rattacher à cette unité supérieure qui est encore représentée en rive droite de la Durance dans la klippe de la Tête de Fouran au-dessus de Saint-Clément.

La structure tectonique simple de l'unité du Pic de Crévoux - Crête de Razis s'explique par le fait qu'elle n'a pas été comprimée par le chevauchement du front Briançonnais mais seulement transportée passivement sur la zone Briançonnaise. C'est à cette unité que se rattachent les klippes de Grès de l'Embrunais, accompagnés de schistes sombres des formations du Col de Vars et/ou de Serenne, qui subsistent en plusieurs points de la zone Briançonnaise sur la transversale de l'Embrunais et dont la plus importante est celle de l'alpage de Furfande, à 10 km au NNE de Guillestre.

#### • **L'unité de l'Eyssilloun**

Il s'agit d'un témoin isolé de Grès de l'Embrunais qui repose directement sur le Briançonnais des Rochers de Saint-Ours près de la bordure orientale de la carte, entre Fouillouse et Meyronnes. Ce lambeau a été ainsi initialement considéré comme une klippe dépendant de l'unité

du Pic de Crévoux. Or cette interprétation est contredite par le fait que cette série gréseuse s'enfonce à l'Ouest sous les schistes de l'unité de Serenne-Guillestre. Il s'agit donc d'un témoin d'un ensemble structural inférieur difficilement corrélable avec le corps principal de la nappe du Parpaillon, mais qui évoque, par sa position, les lambeaux de Flysch à helminthoïdes ou de Grès de l'Embrunais (tel celui du versant au Nord de Fouillouse) interprétés à présent comme olistolites dans le complexe tectono-sédimentaire éocène Briançonnais.

### **L'unité de Serenne-Guillestre**

Elle est constituée exclusivement de formations schisteuses sombres monotones difficiles à distinguer les unes des autres et dont la continuité sur le terrain est altérée par des recouvrements de moraines, de produits d'altération et de masses glissées qui occupent une grande partie du relief de cette région. Cet ensemble a été jadis considéré, à tort, comme le soubassement stratigraphique de la nappe du Parpaillon anormalement développé sur sa bordure interne (ex. « Complexe de base », feuille Embrun 1<sup>ère</sup> édition).

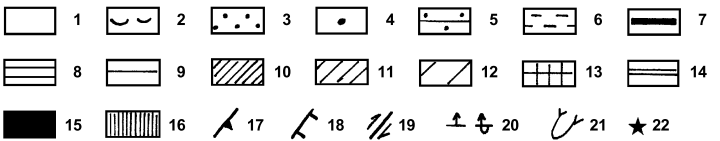
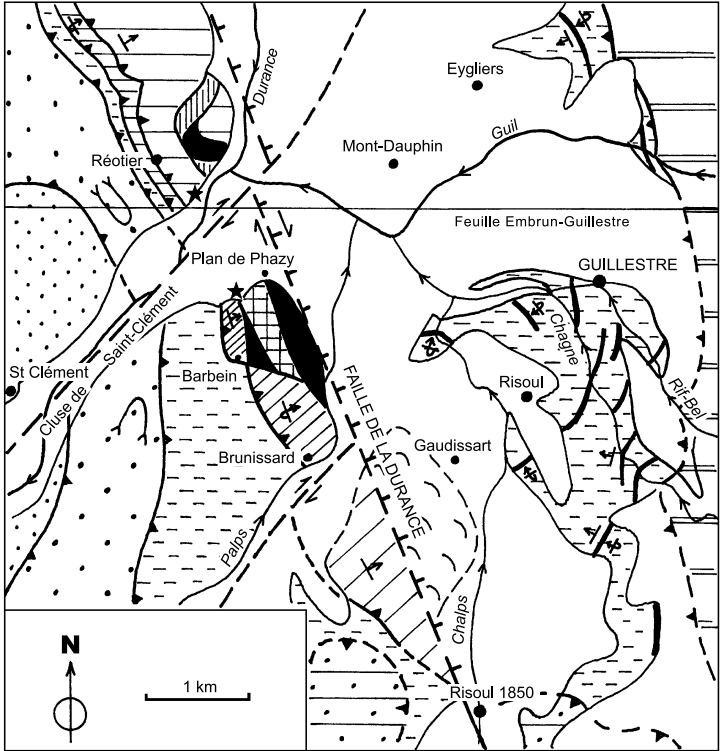
### **Bref historique des recherches et résultats**

Les explorations réalisées dans ce secteur depuis une quinzaine d'années par l'auteur de la carte ont d'abord eu pour conséquence d'inverser l'ordre stratigraphique admis pour les deux formations alors identifiées : les Schistes noirs du Col de Vars constituent en réalité le soubassement stratigraphique de la formation de Serenne et non le contraire. Ce résultat fut obtenu après de patientes recherches de critères de polarité sédimentaires dans la zone de contact entre les deux ensembles, et fut confirmé par la suite en de nombreux points.

En effet d'autres affleurements de Schistes de Serenne, alors seulement reconnus dans la vallée de l'Ubaye à proximité de cette localité, ont ultérieurement été découverts d'abord au Sud-Est près de Meyronnes, ensuite au Nord-Ouest à travers le pays de Vars, spécialement dans le secteur de Valbelle, et en fin de compte jusqu'au bassin de Guillestre au détriment d'un « Flysch noir » Briançonnais quasi inexistant (fig. 7).

On a ainsi mis en évidence une structure générale en plis synschisteux isoclinaux à vergence sud-ouest affectant une série préalablement renversée et sans doute déjà déformée par des plis antérieurs dont la géométrie reste encore à préciser, spécialement dans le bassin de Guillestre où des plis mésostructuraux synschisteux d'axes est-ouest redressés ou verticalisés avec l'ensemble des formations sont présents.

Les données de terrain rassemblées à ce jour permettent enfin de présenter un tableau cohérent de l'organisation stratigraphique des formations tel qu'il est proposé dans la légende de la carte :



- 1 - Quaternaire
- 2 - Masses rocheuses glissées
- 3 - Flysch subbriançonnais de Saint-Clément

#### Flyschs exotiques

- 4 - Nappe du Parpaillon (corps principal)
- 5 - Nappe du Parpaillon – unité du Pic de Crévoux – Crête de Razis
- 6 - Unité de Serenne – Guillestre (Schistes de Serenne)
- 7 - Schistes noirs ou versicolores (formation du Col de Vars) = traces de plis couchés anticlinaux

#### Unités briançonnaises

- 8 - Nappe de Roche Charnière (SS + CC)
- 9 - Nappe de Champcella (SS + CC)
- 10 - Écaille du Rocher de Barbein (Tm)
- 11 - Écaille de Brunissard (Tm)
- 12 - Écaille de la Forêt de Risoul (CC)
- 13 - Écaille du Plan de Phazy (SS)
- 14 - Nappe de Peyre Haute (CC)
- 15 - Gypses et cargneules triasiques
- 16 - Schistes noirs énigmatiques de Réotier

#### Signes et symboles

- 17 - Chevauchement, contact de nappe
- 18 - Faille normale
- 19 - Décrochement (dextre)
- 20 - Pendage (normal, inverse)
- 21 - Charnière synclinale
- 22 - Sources thermales du Plan de Phazy et de Réotier

SS = semelle siliceuse (Houiller à Trias inférieur). CC = couverture carbonatée (Trias moyen ou supérieur à Éocène). Tm = Trias moyen.

**Fig. 7 - Interprétation du bassin de Guillestre et de sa bordure occidentale**

- les Schistes de Serenne représentent un équivalent latéral partiel du Flysch à helminthoïdes ou de sa variante basale les Grès de l'Embrunais ;
- ces deux ensembles admettent comme soubassement stratigraphique commun les Schistes noirs du Col de Vars au toit desquels l'horizon des Schistes versicolores constitue un repère unique fondamental. Cet horizon particulièrement « incompétent » fonctionne comme niveau de décollement préférentiel du Flysch à helminthoïdes de la nappe du Parpaillon.

C'est apparemment au toit de la formation du Col de Vars, sinon au mur de celle de Serenne que sont insérés les olistolites de matériel ophiolitique du Peyron de Serenne.

### **Rapports avec les unités voisines**

Au long de sa bordure occidentale, l'unité de Serenne-Guillestre chevauche la nappe du Parpaillon *s.st.* renversée dans un méga-synclinal pluri-kilométrique déjà mentionné qui peut être suivi de la vallée de l'Ubayette (pli de la Rochaille de Meyronnes) à la Durance (pli de Saint-Clément). Le contact, jalonné par des lentilles de schistes noirs et versicolores, passe sous la klippe du Pic de Crévoux, ressort dans le cirque de Valbelle et gagne les abords du Plan de Phazy par le Pic du Clocher. Il se poursuit en rive droite de la Durance dans le versant de Réotier où subsiste une étroite bande de Schistes de Serenne écrasée contre le chevauchement briançonnais frontal ici verticalisé avec les autres unités tectoniques de ce secteur.

Le front briançonnais disparaît contre la faille de la Durance à proximité de Risoul-1850. À partir de là en direction du Sud-Est, jusqu'aux abords du Col de Larche, on voit partout la zone briançonnaise s'enfoncer sous l'Embrunais-Ubaye, c'est-à-dire sous l'unité de Serenne-Guillestre qui en constitue une couverture tectonique avec une série et une structure notablement différentes de celles de la nappe du Parpaillon. On peut donc considérer cette unité comme une pseudo-couverture de la zone briançonnaise frontale.

Le chevauchement occidental de l'unité de Serenne-Guillestre apparaît ainsi comme un relai du front briançonnais au Sud-Est du bassin de Guillestre. Il constitue en fait la véritable limite interne des nappes de l'Embrunais-Ubaye.

Sur sa marge orientale, l'unité de Serenne-Guillestre s'adosse à la zone briançonnaise selon un contact plongeant vers le Sud-Ouest qui intéresse successivement du Nord au Sud la nappe de Peyre Haute, puis la nappe du Châtelet.

Le contact avec la nappe de Peyre Haute n'est observable qu'en un point, en rive droite du Chagne à l'aval de la gorge du Pont de Panacelle. Il est souligné par deux lentilles de Flysch à helminthoïdes à faciès Autapie insérées sous des bandes répétées des formations de Serenne et du Col de Vars. Cet ensemble très déformé repose, en

concordance de pendage, sur une série gréso-pélimitique flyschoïde épaisse de quelques dizaines de mètres venant en continuité sur les Calcaires planctoniques (« Marbres en plaquettes ») sous-jacents et qui représente donc l'unique affleurement de flysch briançonnais du bassin de Guillestre sur la carte.

Dès la latitude de Vars-Saint-Marcellin, l'unité de Serenne-Guillestre entre en contact avec le « Flysch noir » éocène de la nappe du Châtelet qui prend le relai en bordure de la zone briançonnaise.

Ce flysch est un complexe chaotique où des séquences à turbidites gréso-pélimitiques alternent avec des schistes à blocs contenant des lentilles déca-hectométriques de calcaires planctoniques briançonnais et de plusieurs faciès des nappes du Parpaillon ou de l'unité de Serenne-Guillestre (Flysch à helminthoïdes, Schistes noirs du Col de Vars, Schistes versicolores). Il vient apparemment en continuité stratigraphique au-dessus du mince horizon de grès conglomératique qui souligne la base du flysch éocène et qui discord localement jusque sur le Trias. Toutefois, un décollement tectonique du complexe chaotique au-dessus de la base du flysch peut aussi être envisagé.

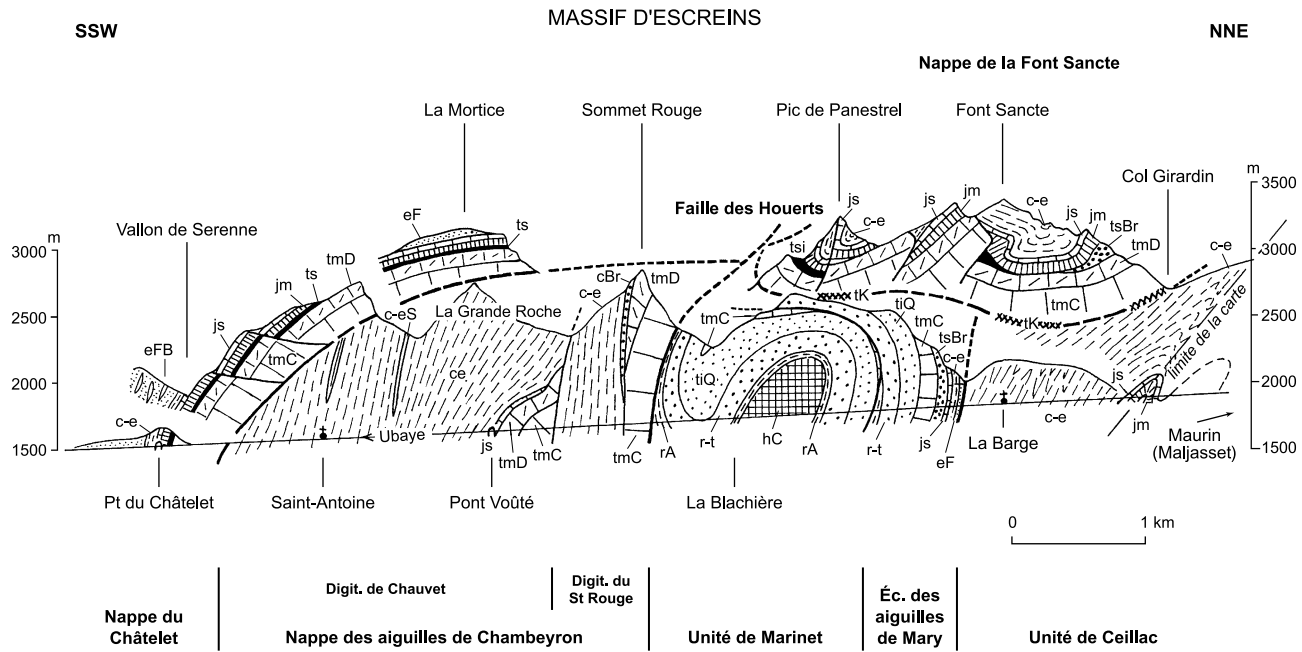
Du point de vue génétique, ce complexe détritique représente manifestement un mélange tectono-sédimentaire réalisé à la fin de l'Éocène dans le domaine de la future nappe du Châtelet au moment d'une première mise en place sous-marine de flyschs exotiques ligures.

Le contact avec l'unité de Serenne-Guillestre, difficile à suivre sur le terrain, se dédouble au Sud de Vars-Sainte-Marie : la branche occidentale jalonnée d'écailles diverses alignées en chapelet dans le Vallon pourrait représenter la cicatrice de la nappe de Peyre Haute. Dans ce cas, les affleurements de l'unité de Serenne-Guillestre formant la crête entre le Vallon et les Couniets, curieusement déformés par plusieurs plis transversaux, appartiendraient à une digitation distincte susceptible d'être interprétée comme un méga-olistolite inséré dans le complexe chaotique éocène briançonnais.

On a vu précédemment qu'une interprétation analogue pourrait rendre compte de la situation énigmatique de la « klippe » de l'Eys-silloun au Sud de Fouillouse.

### *LA ZONE BRIANÇONNAISE*

Elle constitue l'ensemble du massif d'Escreins représenté dans sa presque totalité sur la carte. Cet édifice briançonnais qui culmine à 3 385 m d'altitude au Pic de la Font Sancte s'enfonce au Sud-Ouest sous les flyschs de l'unité de Serenne-Guillestre. Son architecture complexe se poursuit sans aucune discontinuité au-delà de la gorge de l'Ubaye dans le massif de Chambeyron auquel se rattache le diverticule des Rochers de Saint-Ours au Nord de Meyronnes. Des unités briançonnaises dilacérées remontées par la faille de la Durance constituent également la bordure occidentale du bassin de Guillestre : ce sont les écailles de Barbein.



**Fig. 8 - Coupe de la zone Briançonnaise en rive droite de la gorge de l'Ubaye, entre le Pont du Châtelet et la Barge**

(d'après Gidon *et al.*, 1994, modifié)



## Architecture d'ensemble (fig. 8 et 9)

Ce secteur de la zone briançonnaise, entre Guil et Ubaye, était connu de longue date pour être principalement formé de trois nappes majeures superposées, dénommées, de bas en haut, l'unité inférieure du Guil, la nappe du Châtelet et la nappe de Peyre Haute (Gidon, 1958, 1966 ; Debelmas et Gidon, 1958 ; Debelmas, 1959, 1961).

En fait, la cartographie détaillée a révélé la présence d'un plus grand nombre d'unités élémentaires dont les limites correspondent parfois à des surfaces tectoniques (failles ou chevauchements) sans rapports avec les charriages (Debelmas *et al.*, 1965, 1966 ; Barfély *et al.*, 1968 ; Gidon *et al.*, 1994).

L'empilement de nappes mises en place selon une vergence initiale vers le Sud-Ouest est ployé par deux anticlinaux post-nappes de direction N120 à N130, à vergence nord-orientale, et qui plongent vers le Nord-Ouest. Ces plis éventrés par les vallées du Guil, du Cristillan, du Rif Bel et de l'Ubaye apparaissent dans quatre fenêtres tectoniques. Ce sont, pour l'anticlinal le plus externe : la fenêtre aval du Guil, celle du val d'Escreins et, dans la vallée de l'Ubaye qui offre la coupe de référence, l'anticlinal de Marinnet. L'anticlinal le plus interne qui n'a pas d'équivalent en Ubaye apparaît dans la fenêtre amont du Guil et la fenêtre du Cristillan, en dehors de la carte (feuille Guillestre).

Cette aire anticlinale est refoulée au Nord-Est sur des unités plus internes rétrodéversées et groupées en étroites bandes parallèles : la nappe d'Assan et l'unité de la Clapière de Ceillac qui n'atteignent pas la vallée de l'Ubaye, l'unité de Ceillac, l'unité de la Chapelue (Crête de Beaubarnon) et celle de la Pointe de Rasis. Elle est flanquée au Sud-Ouest par le demi-synclinal de Guillestre garni d'une épaisse couverture tectonique de flyschs exotiques, auquel correspond en Ubaye le demi-synclinal de Fouillouse.

Les nappes briançonnaises élémentaires peuvent être classées en deux catégories : celles dotées d'une « semelle » siliceuse (Carbonifère à Trias inférieur) et celles constituées seulement de couverture carbonatée (Trias moyen à Eocène) décollée pour la plupart sur l'horizon argilo-évaporitique supra-werfénien. En l'absence de gypse à ce niveau, la couverture carbonatée reste adhérente, ce qui est le cas dans les unités profondes du Guil et de Marinnet, ainsi que dans celle plus interne de la Crête de Beaubarnon. D'autres séries sont clivées au niveau de gypses carniens (nappe de Peyre Haute, unité de la Clapière de Ceillac). Enfin, les Calcaires planctoniques accompagnés par le Flysch noir sommital, très déformables, et susceptibles de décollement sur un horizon basal plus argileux, peuvent constituer des nappes à part entière.

Plusieurs failles longitudinales majeures recourent cet édifice. Ce sont d'Ouest en Est, les failles de la Durance au Sud-Ouest de Guillestre, du Ruburent au pied des abrupts des Rochers de Saint-Ours en bordure du vallon de Fouillouse et de Ceillac au long de la vallée du Mélezet dans l'angle nord-est de la carte. Les particularités de ces accidents sont évoquées plus loin.

**• Les unités briançonnaises dans la gorge de l'Ubaye et leur prolongement éventuel au Nord-Ouest dans le massif d'Escreins (fig. 8).**

L'analyse de cette coupe fondamentale est conduite des unités les plus profondes, à priori les plus externes (occidentales), aux plus élevées réputées les plus internes (orientales). Toutefois, cette règle est discutable selon l'importance que l'on veut assigner aux structures de rétrocharriage à vergence orientale.

***L'unité de Marinet et l'unité inférieure du Guil***

**L'unité de Marinet** constitue la nappe inférieure, avec un matériel essentiellement siliceux et une couverture carbonatée adhérente peu épaisse. Celle-ci comporte en outre souvent, directement au-dessus des calcaires anisiens, un niveau de brèches dolomitiques d'âge incertain (Ladinien, Carnien, Lias ?) que le Malm recouvre en général directement avec un niveau de remaniement.

Cette unité se subdivise, sur la feuille Embrun-Guillestre, en deux digitations qui sont :

1 - *l'unité principale de Marinet*, autochtone relatif au cœur de l'anticlinal de nappes, caractérisée par le repos presque direct du Verrucano sur le Carbonifère (vallon de Chillol). Sa couverture carbonatée n'est que partiellement et rarement conservée (vallon des Houerts) par suite d'une ablation tectonique ;

2 - *l'écaille des aiguilles de Mary*, qui n'affleure que sur le flanc nord-est de l'anticlinal où elle s'imbrique sur la précédente. Elle s'en distingue par l'absence de Carbonifère, relayé au Sud-Est de l'Ubaye par une puissante semelle andésitique permienne (feuille Aiguille de Chambeyron). Sa couverture carbonatée est d'épaisseur très variable par suite de réductions stratigraphiques parfois très importantes : à la Tête du Sanglier, en rive droite de l'Ubaye, le Flysch noir repose sur une dizaine de mètres seulement de « Marbres en plaquettes » eux-mêmes transgressifs sur 2 m de Trias calcaire.

**L'unité inférieure du Guil**

On a conservé ce nom ancien pour désigner la plus profonde des unités visibles, à cette latitude, dans l'édifice briançonnais. Au fond de la fenêtre aval du Guil, peu au-delà de la limite nord de la carte, sa série débute par un épais complexe de tufs dacitiques du Permien surmonté par la formation conglomératique du Verrucano et les quartzites du « Werfénien ». Dans l'emprise de la carte, ces derniers sont les seuls témoins de cette semelle siliceuse visible sur le flanc de la gorge du Guil et aussi au cœur du pli couché aigu qui souligne l'axe de la fenêtre d'Escreins.

Dans sa partie occidentale, l'unité inférieure du Guil se caractérise par un Trias carbonaté réduit aux seuls calcaires anisiens et par l'ab-

sence du Jurassique sous une épaisse série discordante de « Marbres en plaquettes ». Cette dernière est envahie à sa base par une énorme accumulation de brèches à matériel triasique (brèches de la Madeleine) particulièrement développées dans la moitié occidentale du Val d'Escreins. Au contraire, dans la fenêtre du Cristillan, la couverture carbonatée redevient normale avec des dolomies ladinienes et des couches carniennes complétées par le Bathonien et le Malm sous des « Marbres en plaquettes » dépourvus de brèches.

Ces différences suggèrent que l'unité inférieure du Guil pourrait en réalité rassembler deux sous-unités distinctes élaborées à partir de deux domaines séparés par une faille sous-marine active au Crétacé supérieur. C'est au long de cet accident que se seraient produits les éboulements générateurs des brèches de la Madeleine.

### ***La nappe des aiguilles de Chambeyron***

N'affleurant que sur le flanc sud de l'anticlinal de Marinet, elle possède une série exclusivement carbonatée caractérisée par une érosion antérieure au Malm qui a supprimé le Dogger et peut atteindre un niveau assez profond dans le Trias moyen. Les Calcaires planctoniques néocrétacés-éocènes y montrent un fort développement probablement d'origine tectonique.

Cette nappe se subdivise ici en deux digitations : celle du Sommet Rouge, la plus basse, développée en rive droite de l'Ubaye, et celle de Chauvet qui en constitue la partie principale.

Les contacts tectoniques de mur et de toit de la nappe des Aiguilles de Chambeyron sont surtout rétrochevauchants, ce qui fait que sa position paléogéographique initiale est incertaine. D'autre part, cette unité n'atteint pas le pourtour de la fenêtre d'Escreins.

### ***La nappe du Châtelet***

Elle affleure de part et d'autre du verrou aval de la gorge de l'Ubaye, dont elle tire son nom, et se poursuit sur la bordure occidentale du massif d'Escreins, jusque sous la Crête de Vars au long du Val d'Escreins où elle repose directement sur l'unité inférieure du Guil en se biseauant progressivement sous la nappe de Peyre Haute.

C'est une nappe de couverture dotée d'un Trias aniso-ladinien assez épais surmonté par des brèches carniennes. Au-dessus vient une série jurassique relativement complète et épaisse dans le secteur Ubaye (Dogger à couches basales charbonneuses, Malm à faciès Guillestre à peu près constant au sommet de la barre jurassique). Toutefois, cette série s'amincit en direction du Nord-Ouest, avec la disparition successive du Dogger puis du Malm sous la formation des « Marbres en plaquettes » discordant et réduite en épaisseur, voire absente par suite d'une érosion antérieure au dépôt du flysch éocène. Ce dernier montre au contraire un développement exceptionnel avec le complexe chaotique évoqué précédemment à propos de l'unité de Serenne-Guillestre.

À la nappe du Châtelet se rattache l'unité des Rochers de Saint-Ours, relativement externe et séparée du corps principal de la nappe par la faille du Ruburent qui la soulève. La série du Trias calcaire aux « Marbres en Plaquettes » y décrit un vaste anticlinal déversé au Sud-Ouest, avec un fort plongement axial vers l'Ouest. Ce pli est refoulé sur les schistes de l'unité de Serenne-Guillestre qui supportent le plateau glaciaire de Saint-Ours, puis, au Nord-Est de ce village, sur un paquet d'écaillés imbriquées relevant probablement d'une unité briançonnaise frontale, la nappe de Sautron présente sur les feuilles Aiguille de Chambeyron et Larche.

Le pli des Rochers de Saint-Ours pourrait représenter le front initial de la nappe du Châtelet.

### ***La nappe de la Font Sancte***

Elle forme toutes les hautes crêtes du massif d'Escreins, en particulier le groupe des sommets les plus élevés : le Pic de Panestrel (3 254 m), les Pics nord et sud de la Font Sancte (3 385 m et 3371 m) et le Pic des Heuvières (3 271 m).

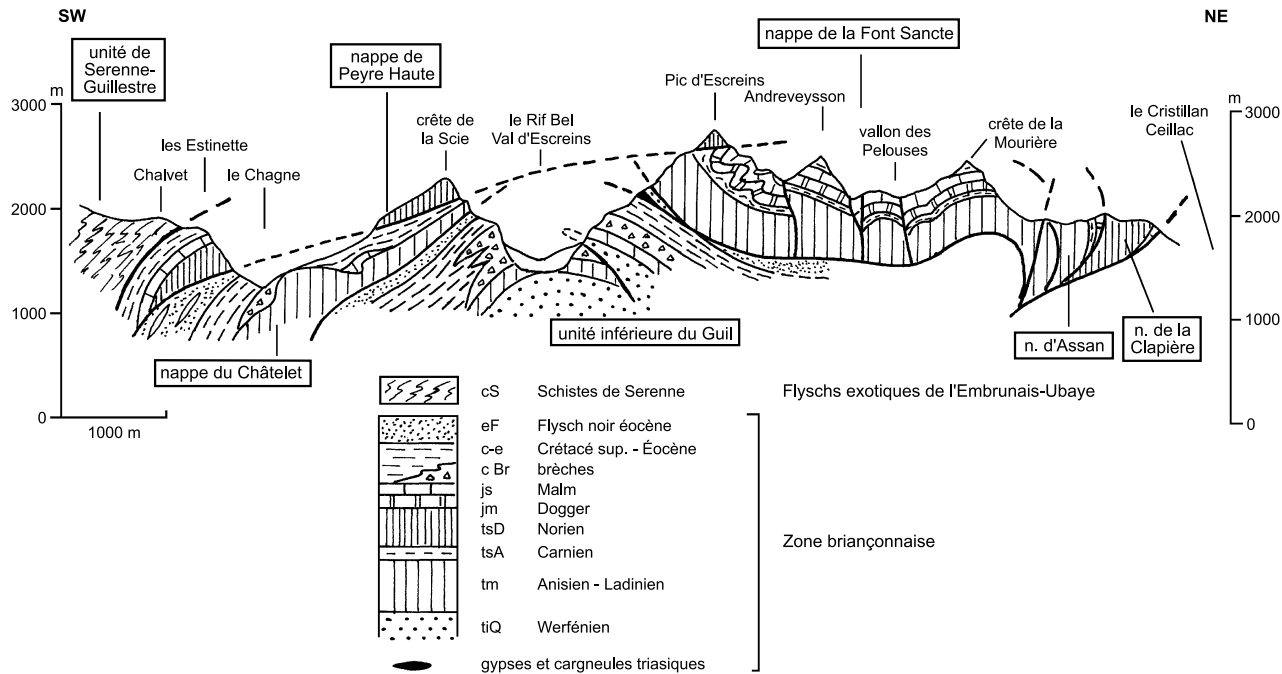
Cette unité, dont le contact basal recoupe, sur le versant de l'Ubaye, diverses unités inférieures (Marinet, Aiguilles de Mary, Ceillac) a été jusqu'à présent interprétée comme une digitation interne d'une nappe du Châtelet *sensu lato* (Gidon, 1962) dont elle est séparée par une zone de chevauchements rétroverses (dirigés vers le Nord-Est) qui passe au Col des Houerts et constitue aussi la bordure méridionale de l'unité siliceuse de Marinet. Diverses considérations exposées plus loin remettent en cause cette interprétation encore adoptée sur la feuille Aiguille de Chambeyron.

C'est une nappe de couverture qui comporte un Trias aniso-ladinien complet coiffé par des couches carniennes épaisses. Toutefois le versant nord de la Font Sancte montre une série où les brèches carniennes peuvent reposer directement sur les calcaires anisiens. La succession post-triasique est plus fournie que celle de la nappe du Châtelet, avec du Bathonien et du Malm qui sont par places très épais (secteur d'Endrevéz).

### ***L'unité de Ceillac (ou « bande Ceillac – Chiappera », feuille Aiguille de Chambeyron)***

Dans l'emprise de la carte, cette unité est essentiellement représentée par une très épaisse formation isoclinale, à pendage vers le Sud-Ouest de « Marbres en plaquettes » dont la structure intime est impossible à décrypter sauf quand le soubassement jurassique (Dogger et Malm) apparaît. C'est le cas dans la vallée de l'Ubaye au voisinage des villages de Maurin, peu au-delà de la marge de la carte, ou on observe un éventail de plis déjetés à vergence nord-est.

Dans la vallée de Ubaye, cette unité est en contact par faille inverse avec le flanc nord de l'anticlinal de Marinet, mais la nappe de la Font



**Fig. 9 - Structure du massif d'Escreins** (d'après Gidon, 1998, modifié). Les notations lithostratigraphiques sont celles de la carte.

Sancte déborde largement cette structure en direction du Nord-Est jusqu'au Col Girardin. Sur le versant du Mélezet, deux autres unités se biseautent au long du contact occidental : la nappe d'Assan et l'unité de la Clapière de Ceillac alors que le contact oriental correspond à la grande « faille de Ceillac » jalonnée de gypses triasiques.

• **Autres unités briançonnaises du massif d'Escreins** (fig. 9)

**La nappe de Peyre Haute** (6)

Elle forme le flanc occidental de la fenêtre aval du Guil et y correspond à la partie ouest de l'ancienne « unité supérieure du Guil » dont le caractère composite a été mis en évidence au début des années 1970 (Barféty *et al.*, 1972). C'est une nappe de couverture décollée d'un substratum inconnu au niveau des gypses du Carnien. De fait, l'ossature de la nappe y est formée par l'épaisse formation dolomitique du Norien (Barféty *et al.*, 1970) complétée par le Jurassique, le plus souvent réduit au Malm mais qui se complète avec le Bathonien vers le Sud, à la Crête de Vars.

Cette nappe est la plus élevée dans l'empilement des nappes du flanc occidental de l'anticlinorium briançonnais sur cette transversale. Vers le Sud, du fait de l'élévation axiale générale, elle disparaît par le jeu de l'érosion avant la vallée de l'Ubaye, avec un dernier témoin représenté par la klippe du Pic des Houerts.

D'origine plus interne que la nappe de la Font Sancte, sa « racine » pourrait être représentée par l'unité de la Clapière de Ceillac dont la série est identique.

**L'unité de Cugulet**

On désigne sous ce nom un lambeau de matériel triasique dont la superficie n'excède guère un kilomètre carré et qui constitue la pyramide sommitale et les pentes septentrionales du Sommet de Cugulet ou Mont Guillestre (2 520 m). Cette unité montre une succession continue de l'Anisien jusqu'à un Carnien élevé tout à fait exceptionnelle en Briançonnais (Barféty *et al.*, 1972). Elle s'interpose entre l'unité de la Font Sancte qui en forme le soubassement et la nappe de Peyre Haute dont la surface de chevauchement passe peu au-dessus. La signification et la genèse les plus probables de cette unité sont exposées plus loin (fig. 13).

• **Unités briançonnaises du Haut-Cristillan**

**Nappe d'Assan**

À cette nappe (qui surmonte celle de la Font Sancte au Sommet d'Assan à l'Ouest de Ceillac) se rattache la succession calcaires triasiques – « Marbres en plaquettes » (et Flysch noir très localement) en série normale à fort pendage vers le Nord-Est, située à mi hauteur du versant de rive gauche du Mélezet, en contrebas de la Crête de la Saume. Le piédestal rocheux du Pic des Heuvières qui domine le Lac

6) Du sommet de « Peyre Eyraute », 8 km au Sud de Briançon (feuille Briançon).

Sainte-Anne représente le témoin le plus oriental de cette nappe qui n'atteint pas la vallée de l'Ubaye.

### ***Unité de la Clapière de Ceillac***

Elle est représentée en rive gauche du Mélezet par un étroit synclinal déversé au Nord-Est et dont l'armature est constituée par la formation dolomitique du Norien. Pour cette raison, cette unité peut être considérée comme la « racine » vraisemblable de la nappe de Peyre Haute.

### ***Unité de la Crête de Beaubarnon*** (ou de la Chapelue, vallée du Guil).

Cette unité à semelle siliceuse de quartzites triasiques et de Verrucano affleure en série inverse pentée au Sud-Ouest entre les vallons du Cristillan et du Mélezet. Tout au long de celui-ci, elle est tronquée par la grande faille de Ceillac jalonnée de gypses.

### ***Unité de la Pointe de Rasis*** (sommets au Nord-Est de Ceillac, feuille Guillestre)

À cette unité appartiennent quelques médiocres affleurements de couverture carbonatée (Trias moyen dolomitique, Dogger, Malm, « Marbres en plaquettes » et Flysch éocène, accompagnés de cargneules), en série renversée, formant une étroite bande en rive gauche de la haute vallée du Cristillan et dans le Ravin de Beaubarnon encombré de dépôts glaciaires.

### ***Ecailles intermédiaires***

Au débouché du Ravin de Beaubarnon se trouve un unique affleurement de schistes chloriteux du socle anté-carbonifère briançonnais faisant partie du cortège des « écailles intermédiaires » qui marquent la frontière paléogéographique et tectonique de la zone briançonnaise en bordure du domaine piémontais.

#### **• *Les écailles de Barbein*** (fig. 7)

On propose de désigner ainsi les paquets rocheux briançonnais qui affleurent de manière médiocre dans le versant occidental du bassin de Guillestre entre la vallée de la Durance et les abords de la station de Risoul-1850.

À priori, ces affleurements paraissent prolonger vers le Sud les deux unités briançonnaises décrites de longue date en rive droite de la Durance, les nappes de Roche Charnière et de Champcella (Debelmas, 1955). En réalité on observe là plusieurs corps tectoniques disjoints de dimensions kilométriques sans rapports structuraux directs avec les deux nappes précédentes dont ils se distinguent aussi par leur contenu lithostratigraphique. En outre, ils en sont séparés par le couloir de failles décrochantes dextres dans lequel s'est implantée la cluse de Saint-Clément-Réotier.

Parmi ceux-ci figure le soi-disant « granite » du Plan de Phazy dont la vraie nature de méta-arkoses permienes briançonnaises, entrevue il

y a plus d'un siècle, vient d'être reconnue tout récemment (Kerckhove et Piboule, 1999).

Ces écailles, qui ont toutes un pendage général vers l'Est, sont les suivantes :

- le *Rocher de Barbein*, formé d'une dalle de Trias moyen en série normale ;
- *l'écaille de Brunissard*, avec du Trias moyen en série inverse ; l'escarpement rocheux rectiligne qui la limite en bordure du torrent du Palps de Risoul semble correspondre à une faille parallèle à celle de la cluse de Saint-Clément. Cet accident se raccorderait au Sud à l'importante faille des Florins (vallée du Palps de Valbelle) qui abaisse de plus de 200 m le chevauchement de l'unité de Serenne-Guillestre sur la nappe du Parpaillon à l'Est du Pic du Clocher ;
- *l'écaille de la Forêt de Risoul*, avec du Trias moyen surmonté de Malm et de calcaires planctoniques du Crétacé supérieur-Éocène, en série normale, mais disloquée par de grands tassements étalés dans le versant jusqu'au balcon de Gaudissart ;
- *l'écaille du Plan de Phazy* enfin, avec une séquence détritique siliceuse permo-werfénienne en série inverse, à laquelle on peut rattacher une minuscule lentille de schistes charbonneux du Houiller proche à l'Est du hameau de Barbein.

Le matériel carbonaté de ces écailles ne présente pas la sévère déformation pénétrative (étirement, aplatissement, plissement isoclinal synschisteux) observée en rive droite dans les séries des nappes de Roche-Charnière et de Champcella. Seul le Permien de l'écaille du Plan de Phazy est affecté par une schistosité intense pentée à l'Est.

Du côté ouest, ces écailles s'appuient sur l'unité de Serenne-Guillestre selon un contact très redressé visible seulement en rive gauche du torrent de Palps au Sud immédiat des granges de Brunissard et qui représente le dernier témoin du front briançonnais au Sud-Est de la Durance. On a vu précédemment que ce front est en fait relayé par le chevauchement de l'unité de Serenne-Guillestre sur la nappe du Parpaillon.

Les écailles de Barbein sont bordées à l'Est par la lame de gypse triasique du Plan de Phazy allongée contre la faille de la Durance. Ce gypse émane d'un horizon d'anhydrite situé sous la nappe de Peyre Haute ou dans une unité briançonnaise, voire subbriançonnaise, plus profonde.

#### • **Les failles du massif d'Escreins**

Plusieurs générations de failles extensives et/ou coulissantes recourent les nappes briançonnaises des environs orientaux de Guillestre. Le fait que jusqu'à ce jour nombre d'entre elles n'aient pas été reconnues s'explique en grande partie par l'imprécision des anciens fonds topographiques ayant servi aux levés initiaux des cartes existantes, Guillestre et Embrun 1<sup>ère</sup> édition.



On peut reconnaître plusieurs familles de failles qui se distinguent clairement par leur pendage et leur orientation mais dont les relations d'intersection ne sont souvent pas assez claires pour en permettre une chronologie relative.

– ***Failles NW-SE, « longitudinales »***

Elles sont orientées N130 à N140, c'est-à-dire longitudinalement par rapport aux anticlinaux de nappes. Certaines sont peut-être apparues dès le Crétacé, mais en tous cas elles ont été fortement déformées par les plissements associés au rétrocharriage. Trois d'entre-elles méritent d'être signalées : la faille du Haut Rif Bel, à composante coulissante dextre, qui longe la fenêtre du Cristillan dans le secteur de la Réortie, celle qui passe entre les deux pics de la Font Sancte en provenance du vallon d'Andrevez et la faille des Pelouses, la plus importante des failles des Cornes de Chancel, qui se poursuit par le Pas du Curé jusqu'aux abords du Lac des Rouites.

– ***Failles est-ouest***

La plupart représentent une première famille d'accidents transverses aux plis post-nappes. Ce sont :

- la faille de la Mourière qui se suit sur plusieurs kilomètres avec une direction N90 à N100 assure localement la fermeture méridionale de la fenêtre du Cristillan. Il s'agit d'une faille extensive à pendage sud dont le compartiment sud est fortement abaissé. Toutefois la cartographie conduit en outre à lui reconnaître un rejet sénestre d'ordre kilométrique ;
- les trois failles transversales à la crête des Cornes de Chancel, en bordure occidentale du vallon des Pelouses, avec pendage et regard également au Sud ;
- les failles de la Crête de Vars, de direction N80, qui affectent la nappe de Peyre Haute, dessinent un système conjugué générateur de grabens dans lesquels sont conservés des affleurements de série post-triasique. Ces failles sont postérieures au charriage car elles décalent la surface de chevauchement de la nappe tout en s'amortissant dans le flysch de la nappe du Châtelet sous-jacent.

– ***Failles NE-SW majeures***

Cette seconde famille de failles transverses aux plis post-nappes est représentée sur la marge nord de la carte par deux accidents parallèles sub-verticaux de direction N40 qui sont des décrochements dextres à rejet kilométrique : la faille de Roche Rousse et celle de la Forêt de la Réortie.

La première se raccorde au Nord-Est au décrochement de la Maison du Roy dans les gorges du Guil. Cet accident, dont l'existence n'avait pas été reconnue jusqu'à présent, commande l'orientation et le tracé rectiligne du Guil dans la Combe du Queyras et décale le chevauchement de la nappe de Peyre Haute sur la bordure du bassin de Guillestre.

La seconde, bien exprimée en rive droite de la gorge du Cristillan dans le ravin de Combe Armand (feuille Guillestre) ne semble pas se poursuivre au Sud de la faille de la Mourière, ce qui pourrait indiquer que ces deux cassures représentent un système décrochant conjugué.

Les irrégularités de détail de leurs tracés suggèrent que ces failles pourraient avoir commencé à fonctionner pendant le plissement post-nappes.

#### – *Failles NE-SW mineures*

Il s'agit essentiellement du faisceau de failles intéressant la nappe de Peyre Haute de part et d'autre des gorges du Chagne en aval du pays de Vars. Au niveau des lacets inférieurs de la route Guillestre–Vars, en rive droite du Chagne, ces failles distensives d'orientation moyenne N40, inclinées d'environ 50° vers le Sud-Est, délimitent plusieurs demi-grabens contenant le Malm discordant sur les dolomies noriennes. Des failles subverticales de direction N60 découpent une série de horsts et de grabens dans les escarpements rocheux peu accessibles de la rive gauche du Chagne.

#### – *Failles inverses rétroverses*

Ces failles longitudinales, de direction N110 à N130, à pendage vers le Sud-Ouest, ont été longtemps confondues avec des surfaces de chevauchement des nappes.

– *La faille de Ceillac* suit le vallon du Mélezet dans l'angle nord-est de la carte. Cet accident est en fait l'extrémité méridionale d'un « linéament briançonnais oriental » majeur (Gidon, 1998), jalonné par d'importantes masses de gypses et de cargneules triasiques, qui parcourt longitudinalement toute la zone briançonnaise sur sa bordure orientale, de Pralognan en Vanoise jusqu'en Queyras et en Ubaye par la vallée de la Clarée au Nord de Briançon et le Col Izoard. Il se poursuit au Sud-Est par Maljasset et le Col de Mary jusqu'aux environs d'Acceglio en territoire italien. Son jeu est tardif car il recoupe des unités rétrodéversées. Il possède en général un pendage ouest ou sud-ouest plus fort que celui des unités empilées qui se biseautent contre lui.

– *La faille des Houerts* passe peu à l'Est du col de ce nom au niveau d'une bande de cargneules et traverse la vallée de l'Ubaye au débouché du vallon du même nom. Elle se prolonge probablement au Nord-Ouest dans le vallon de la Sélette jusqu'au point triple de rencontre des nappes du Châtelet et de la Font Sancte avec l'unité de la fenêtre d'Escreins.

Cette faille tranche tout l'empilement des nappes avec un fort pendage vers le Sud-Ouest et une nette composante chevauchante vers le Nord-Est attestée par des crochons hectométriques exprimés dans le Jurassique du flanc ouest du Panestrel et le Permo-Trias de la bordure ouest du pli de Marinnet sur les deux versants de la gorge de l'Ubaye. Ces faits portent donc à la classer dans les structures de rétrodéversement les plus tardives.

### ***– Paléofailles mésozoïques***

En bordure nord du Vallon Laugier (secteur de Cucuit), la dalle triasique de la nappe du Châtelet est recoupée par une faille dirigée N20 cachetée par les brèches du Crétacé supérieur.

Cette faille distensive fait partie d'un réseau d'entrecroisements qui affecte dans son ensemble la voûte occidentale de la nappe du Châtelet. Ces failles distensives orientées respectivement NNE-SSW et Est-Ouest sont cachetées successivement par les dépôts du Malm puis par ceux du Crétacé supérieur, et ont pour la plupart rejoué après le charriage des nappes (Gidon *et al.*, 1994 et Claudel *et al.*, 1997).

Elles sont sur la carte les seuls témoins, mineurs mais objectifs, de la fracturation précoce qui a accompagné la naissance et le développement de la marge continentale européenne au cours du Jurassique.

### **• Les failles majeures de la bordure ouest de la zone briançonnaise**

#### ***La faille de la cluse de Saint-Clément–Réotier***

La Durance s'échappe vers l'Ouest par la cluse de Saint-Clément-Réotier implantée sur une faille (ou un couloir de plusieurs failles) décrochante dextre encore appelée « faille du Haut-Embrunais » qui se poursuit au Sud-Ouest à travers le flysch subbriançonnais du verrou de Siguret jusqu'à son chevauchement sur la série d'Embrun. Toutefois aucun prolongement de cet accident dans la fenêtre d'Embrun ne peut être décelé sur le terrain, contrairement à ce qui a pu être prétendu à partir de l'interprétation de photos aériennes et satellitaires (Sue, 1998).

Cet accident transversal, de direction moyenne N40, du même type que le décrochement également dextre de la Maison du Roy dans les gorges du Guil, ne concerne donc que les unités allochtones : les écailles briançonnaises frontales et les nappes de l'Embrunais-Ubaye. Il est manifestement post-nappes mais les inégalités du rejet horizontal au droit des différents ensembles représentés, les complications tectoniques de la nappe du Parpaillon au niveau du pli de Saint-Clément, qui n'ont pas d'équivalent en rive droite de la Durance, et le développement soudain de l'unité de Serenne-Guillore vers le Sud suggèrent l'existence d'une déchirure contemporaine du charriage de la zone briançonnaise et de sa couverture de flyschs exotiques. Il est aussi possible qu'une discontinuité est-ouest majeure ait existé ici dans la zone briançonnaise avant son charriage, ce qui rendrait compte du brusque changement de son architecture de part et d'autre de la Durance.

Les cartes de la sismicité actuelle (fig. 22) semblent montrer que la faille de la cluse de Saint-Clément n'est pas actuellement active en dépit de la présence proche de deux épïcêtres de séismes historiques récents (Saint-André et Châteauroux, fig. 23).

### ***La faille de la Durance et le faisceau du Parpaillon***

La faille de la Durance (Debelmas, 1955) oriente la vallée de cette rivière en amont du confluent avec le Guil. Au Nord-Ouest de Guillestre, elle partage la zone briançonnaise en deux compartiments qui se distinguent par leur contenu tectonique et lithostratigraphique. En particulier aucun témoin de la nappe de Peyre Haute, qui constitue le tréfonds du bassin de Guillestre ainsi qu'une partie notable des hauts reliefs entre cette localité et Briançon, n'est connu à l'Ouest de la faille de la Durance ; quant aux nappes de Roche Charnière et de Champcella, elles sont difficilement corrélables avec l'unité inférieure du Guil.

Il s'agit d'une faille extensive majeure dirigée N160, fortement pentée à l'Est, dont le compartiment oriental est abaissé de plusieurs kilomètres au droit du bassin de Guillestre. Elle fait partie d'un couloir décrochant dextre issu des environs de Briançon et qui est jalonné de nombreux épacentres sismiques, avec des foyers localisés entre 2 et 10 km de profondeur (Tricart *et al.*, 1996 et fig. 22). L'analyse des mécanismes au foyer confirme le jeu en faille distensive avec une composante de coulissage dextre (Sue, 1998).

Toutefois, au droit de Guillestre et plus au Sud, l'absence d'épicentres identifiés sur ou à proximité du tracé de la faille semble indiquer un segment relativement inerte, bien que plusieurs épacentres de séismes historiques récents soient situés au voisinage de cette faille, voire sur son tracé (fig. 23).

La faille de la Durance semble être décalée de quelques centaines de mètres par le décrochement également dextre de la cluse de Saint-Clément-Réotier. C'est à proximité de leur intersection que surgissent les eaux minéralisées de la Fontaine pétifiante de Réotier et des sources du Plan de Phazy. Ces dernières qui ont fait récemment l'objet d'une importante étude hydrogéologique (Silvestre *et al.*, 1993), se situent à l'émergence d'un circuit thermo-minéral incrusté dans des carbonates triasiques fracturés et lessivant des évaporites du Trias à une profondeur d'environ trois kilomètres (température initiale de l'eau : 90° C) (fig. 28).

Cette faille se poursuit vers le SSE à travers le massif du Parpaillon tout en se divisant en plusieurs branches qui participent au faisceau de failles extensives presque toutes à regard oriental, présentes dans l'Embrunais-Ubaye entre le Pelvoux et l'Argentera. Certaines d'entre elles peuvent être suivies au-delà de la fenêtre de Barcelonnette, par le Col de la Cayolle, jusqu'aux reliefs subalpins de la haute vallée du Var. A l'Est de Barcelonnette, ce faisceau intègre la faille du Camp des Fourches qui remonte de plusieurs kilomètres le socle du massif cristallin externe de l'Argentera (feuille Larche).

Contrairement à ce qui a pu être affirmé par certains auteurs (Sue, 1998), aucun prolongement de la faille de la Durance au long de la zone briançonnaise, vers Vars et Serenne, où elle se connecterait avec la faille du Ruburent, ne peut être observé sur le terrain.

Plio-quaternaire	Fracturation distensive SW ↔ NE et décrochante N-S dextre.
Miocène	T3 - Plissement synschisteux et chevauchements (→ E) (rétromouvements).
Oligocène	T2 - Plissement synschisteux et chevauchements (→ W). Métamorphisme MP MT modéré (faciès à pumpellyite-actinote = schistes verts de bas degré). Charriage épiglyptique de la nappe du Parpaillon. Érosion aérienne.
Éocène terminal	T1 - Charriage synschisteux et chevauchements (→ W). Métamorphisme HP modéré (faciès à lawsonite-albite).
Éocène	Émersion Charriage sous-marin de la nappe de l'Autapie. (collision continentale) Olistostrome sommital du flysch noir. Dépôt du flysch noir : sédimentation terrigène d'avant-fosse.
Paléocène Crétacé supérieur	Sédimentation pélagique. Fracturation extensive. (début de fermeture de la Téthys) et/ou compressive sous-marine (brèches).
Crétacé inférieur Malm	Subsidence (→ localement sous la CCD). (expansion océanique téthysienne)
Dogger supérieur	<i>Invasion marine généralisée.</i>
Dogger inférieur Lias	Érosion aérienne → socle cristallin anté-houiller. (rifting téthysien) dans les régions internes (zone d'Acceglio). Fracturation extensive en blocs basculés.
Trias moyen supérieur	Fracturation, volcanisme fissural (crise camienne). Sédimentation de plate-forme carbonatée et évaporitique. Subsidence > 500 m.
Trias inférieur	Sédimentation fluvio-littorale, invasion marine.
Permien	Érosion aérienne, sédimentation fluviatile, volcanisme acide.
Houiller	Sédimentation fluviatile, avec charbons, dans un bassin intracontinental subsident tardi- varisque.

**Fig. 10 - Histoire tectogénétique de la zone Briançonnaise**

(adapté d'après la notice explicative de la feuille Briançon). T1 à 3 = étapes de la tectogénèse

### ***La faille du Ruburent***

Cette faille dénommée d'après les lacs « Roburent » situés en territoire italien à l'Est du Col de Larche (feuille Larche) sectionne ici la nappe du Châtelet et sa couverture de flyschs exotiques en bordure méridionale du vallon de Fouillouse, et remonte de plus de 2 km l'unité des Rochers de Saint-Ours au Sud.

Subverticale, de direction Nord 140, avec un rejet à la fois normal (à regard nord) et coulissant (dextre), elle est comparable à celle de la Durance mais n'en représente pas le prolongement. Elle prend naissance au droit de Serenne et se poursuit au Sud-Est dans la zone briançonnaise jusqu'à la vallée de la Stura di Demonte où elle est relayée par la faille de Bersezio. Cette dernière traverse de part en part le massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour avec un rejet décrochant dextre pluri-kilométrique.

C'est à proximité du tracé de cette faille que l'on avait situé l'épicentre du séisme dit « de Saint-Paul » survenu en 1959, mais les études sismiques récentes réalisées dans ce secteur (Guyoton *et al.*, 1990) ont remis en doute cette localisation.

Avec le faisceau du Parpaillon, les failles de la Durance et du Ruburent expriment donc une fracturation crustale régionale à forte composante extensive NE-SW qui déborde largement la zone briançonnaise tout en interférant avec celle qui est reconnue, par sa sismicité, au long et en arrière du front briançonnais (Labaume *et al.*, 1989).

### **La tectogenèse des unités briançonnaises** (fig. 10)

La tectogenèse de la zone briançonnaise procède de trois étapes (Tricart, 1980).

**La première étape (T1)** (Eocène terminal) correspond à un glissement et un empilement de nappes « en dalles » de séries à l'endroit, éventuellement clivées sur des horizons favorables à un cisaillement horizontal (« décollement ») :

- . au sein ou au toit du Carbonifère schisto-gréseux (unité inférieure du Guil) ;
- . quand ils existent, au niveau des gypses supra-werféniens, ce qui rend compte de l'existence d'unités à semelle siliceuse en leur absence (unité de Mariné, unité inférieure du Guil) et de nombreuses autres qui sont des nappes de couverture carbonatée (Trias moyen à Crétacé-Éocène : nappes du Châtelet et de la Font Sancte) ;
- . au niveau des évaporites du Carnien, dans les régions où le Trias supérieur a été épargné par l'érosion développée pendant l'émersion liasique (nappe de Peyre Haute) ;
- . à la base et au sein de la formation des calcaires planctoniques du Crétacé supérieur-Éocène ainsi que dans le flysch sommital.

Le découpage des unités a été au départ largement conditionné par le réseau de failles distensives nées au Trias supérieur et surtout pendant le Jurassique inférieur, qui ont rejoué par la suite en failles inverses (rampes) ou en décrochements, selon leur orientation.

Cette première étape s'accompagne d'une schistosité S1 sub-parallèle à la stratification, exprimée surtout dans les Calcaires planctoniques (« Marbres en plaquettes »). qui acquièrent alors un litage tectonique les transformant en calcschistes.

**La deuxième étape (T2)** (Oligocène) consiste en des rejeux cisailants, avec des plis et des chevauchements à vergence externe, associés à une schistosité S2. De cette étape relèverait le chevauchement briançonnais frontal qui refoule l'arrière des nappes de l'Embrunais-Ubaye déjà en place.

**La troisième étape (T3)** (Miocène) se caractérise par des plis de nappes synschisteux (S3) déversés à l'Est, accompagnés de failles inverses de « rétrodéversement » et d'une nouvelle tectonique en dalle, à vergence interne, qui concerne ici la nappe de Peyre Haute et surtout celle du Châtelet.

Au cours de chacune de ces étapes, des failles anciennes ou néoformées ont interféré avec la tectonique compressive. Les plus récentes sont des failles extensives à regard nord-est ou des décrochements dextres plus ou moins longitudinaux, actuellement actifs, dont font partie les failles de la Durance et du Ruburent.

### **Corrélations originelles entre les unités briançonnaises du massif d'Escreins (fig. 11)**

La reconstitution palinspastique de la zone briançonnaise se heurte à plusieurs difficultés :

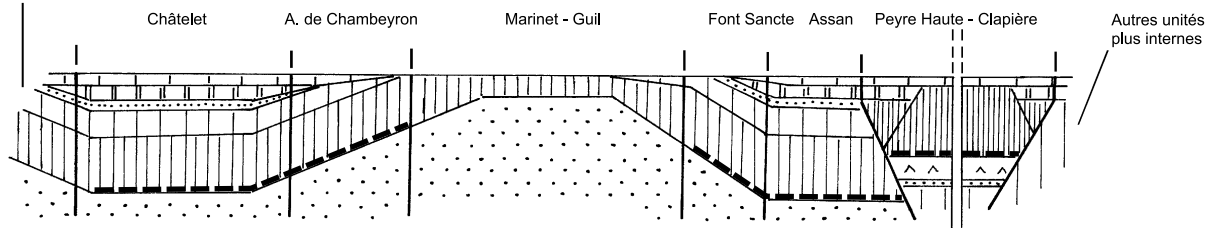
– les nombreuses failles, en particulier les failles inverses de rétrocharriage qui se confondent avec les surfaces de charriage proverses, conduisent à des juxtapositions d'unités qui peuvent être très différentes de leur disposition initiale avant charriage ;

– la plupart des unités montrent une certaine variabilité stratigraphique (présence ou absence du Dogger ou du Malm, érosion plus ou moins profonde du Trias carbonaté sous la discordance du Jurassique, etc.), ce qui interdit d'assigner une « carte d'identité stratigraphique » à chacune d'entre elles ;

– inversement, il est certain que des domaines aux contenus stratigraphiques très contrastés se sont individualisés dès le Trias supérieur et surtout au Jurassique de part et d'autre des failles distensives de la paléomarge européenne ; l'inversion compressive de ces discontinuités au Cénozoïque a pu conduire à la superposition d'ensembles très différents, bien qu'originellement très proches les uns des autres ;

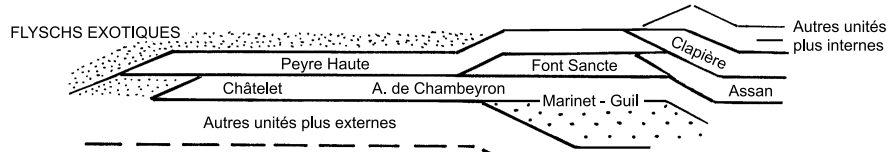
# 1 - Différenciation stratigraphique

Autres unités plus externes  
 au N : Champcella, Roche Charnière  
 au S : Sautron, Rouchouze, Rocca Peroni

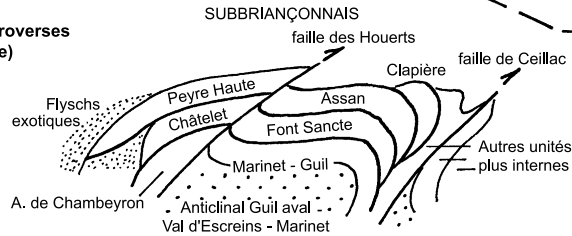




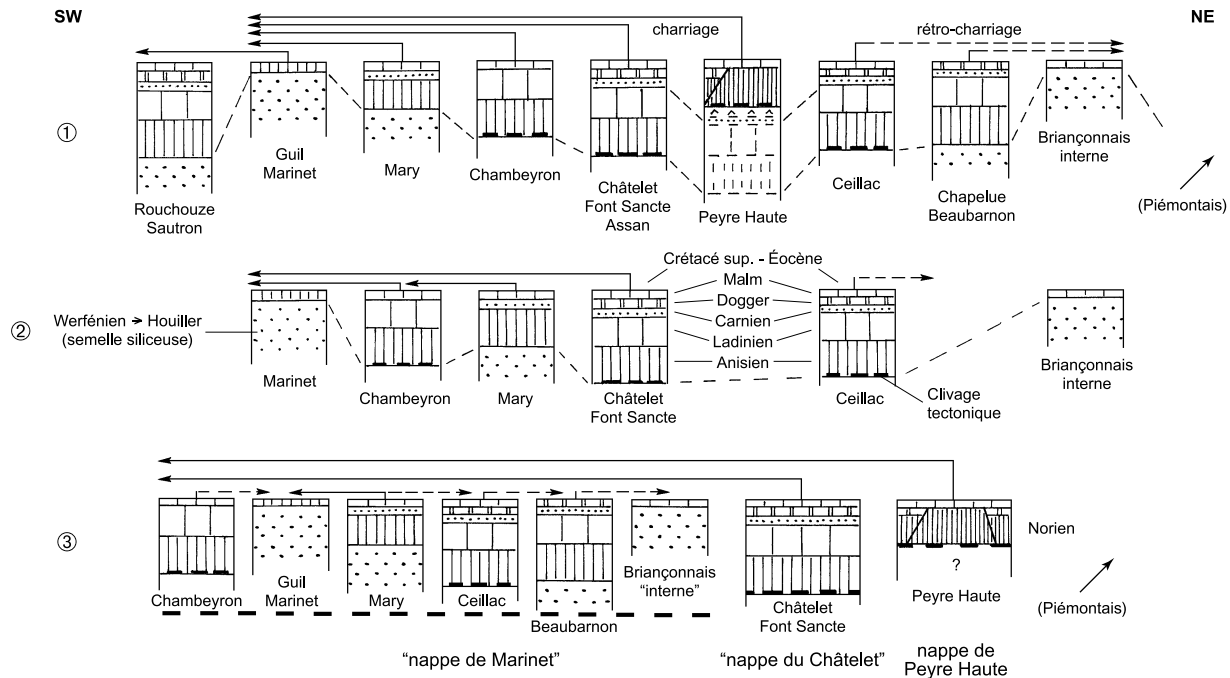
**2 - Chevauchements proverses  
(T1 briannonnaise)**



**3 - Déformations rétroverses  
(T3 briannonnaise)**



**Fig. 11 - Reconstitution de la tectogenèse du massif d'Escreins**  
Coupes schématiques hypothétiques, sans échelle (d'après GIDON, 1999, modifié)



**Fig. 12 - Autres modèles de reconstitution paléogéographique du domaine Briançonnais entre Guil et Ubaye**  
 (① in Gidon et al., 1994, carte Aiguille de Chambeyron ; ② Michard et Henry, 1988 ; ③ Claudel, 1999)

– enfin, les recouvrements tectoniques et l'érosion des superstructures ont fait disparaître à jamais une grande partie des raccords potentiels entre les différentes unités.

Ces incertitudes expliquent que différents modèles paléogéographiques aient vu le jour au cours de la dernière décennie. La reconstitution qui est présentée ici diffère sensiblement de celle exposée dans la notice de la feuille Aiguille de Chambeyron (*in* Gidon *et al.*, 1994), comme d'ailleurs de celle défendue récemment par M.E. Claudel (1999) (fig. 12).

La différence concerne principalement la place de la nappe du Châtelet, conçue jusqu'à présent comme contiguë et située à l'Ouest de celle de la Font Sancte, avec laquelle elle était réunie sous le nom de nappe du Châtelet *sensu lato*. Or cette nappe a toujours été considérée comme d'origine plus interne que l'unité de Marinnet ou que son équivalent au Nord-Ouest, l'unité inférieure du Guil.

À proximité des sommets de la Font Sancte, au Col des Houerts, la nappe de la Font Sancte est chevauchée et renversée par celle du Châtelet selon une surface qui n'est pas une simple faille rétroverse mineure, mais le contact de charriage même, à vergence orientale, de cette dernière sur l'unité sous-jacente des aiguilles de Chambeyron. On ne dispose pas de données microstructurales qui indiqueraient un déplacement relatif initial vers l'Ouest.

Par ailleurs, la nappe du Châtelet montre une nette évolution stratigraphique en direction du NNW avec une discordance de plus en plus profonde du Malm, puis du Crétacé supérieur sur le Trias moyen, ce qui conduit à une série carbonatée de plus en plus réduite comparable à celle de l'unité inférieure du Guil. Or dans la même direction la nappe de la Font Sancte conserve au contraire une série partout très complète.

Ces observations permettent d'envisager une position originelle de la nappe du Châtelet relativement externe dans le domaine briançonnais, à l'Ouest de l'unité inférieure du Guil. Elle serait même éventuellement l'une des plus externes, ce qui pourrait expliquer qu'elle ait joué un rôle de réceptacle pour des nappes précoces de flyschs exotiques à la fin de l'Éocène.

Par contre la nappe de la Font Sancte, comme celle d'Assan qui la surmonte au Nord du Cristillan, ne peut que provenir d'une aire paléogéographique plus interne, probablement voisine de celle de la nappe de Peyre Haute issue d'un territoire relativement central jalonné par l'unité de la Clapière de Ceillac qui possède le même Norien dolomitique.

### ***Le problème de l'unité de Cugulet (fig. 13)***

Cette petite unité est constituée d'une séquence carbonatée à dominante dolomitique continue du Ladinien au Norien, exceptionnelle en Briançonnais.

WSW

ENE

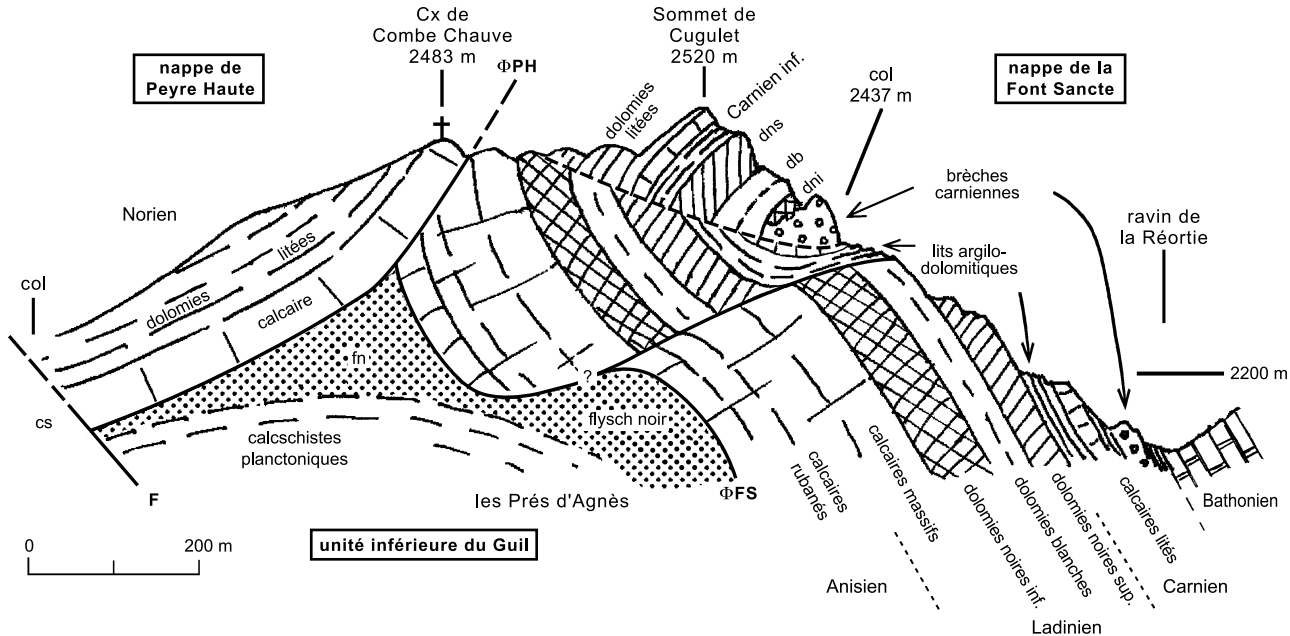


Fig. 13 - Structure du Sommet de Cugulet (Gidon, 1998)

Lors de sa mise en évidence (Barfétý *et al.*, 1972), elle a d'abord été considérée comme un lambeau tectonique intercalé entre la nappe de la Font Sancte (ex. nappe du Châtelet *s.l.*) et celle de Peyre Haute représentée ici par la klippe de Combe Chauve. Du fait de sa série particulière, ce lambeau pouvait provenir de l'une ou l'autre de ces unités, selon plusieurs modèles tectogénétiques conjecturaux.

Le contact avec la nappe de la Font Sancte, observable dans d'assez bonnes conditions sur le versant oriental du sommet, est marqué par une discordance angulaire de 90° entre les dalles de dolomies ladieniennes de cette nappe, fortement inclinées vers l'Est, et la séquence de Cugulet à pendage ouest elle-même sectionnée par une troncature basale qui en recoupe tous les termes.

Le fait important est que la séquence de Cugulet débute par des dolomies noires ladieniennes qui reposent par une surface dépourvue de tout caractère tectonique sur des brèches dolomitiques atteignant une trentaine de mètres d'épaisseur et attribuables sans ambiguïté au Carnien. Ces brèches surmontent elles-mêmes en continuité stratigraphique apparente les alternances argilo-dolomitiques carniennes de la série de la Font Sancte remises à l'horizontale par une faille plate secondaire.

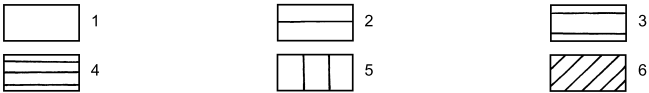
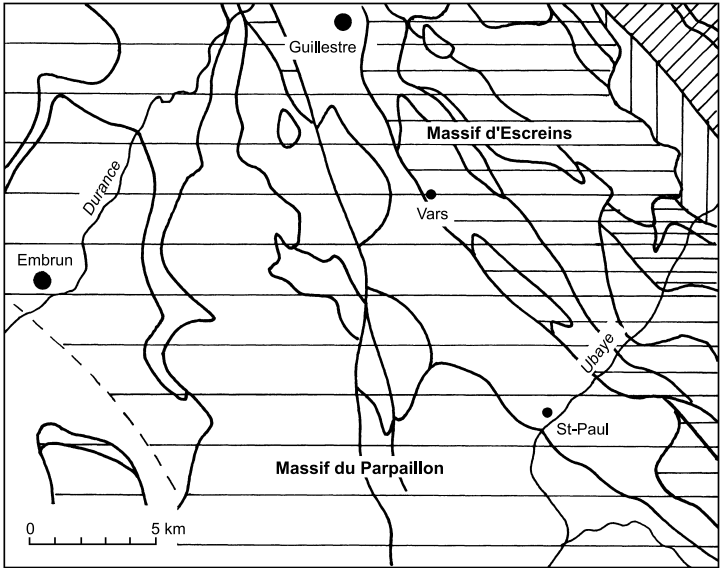
Au vu de ces faits, l'unité de Cugulet apparaît plutôt comme un corps étranger de dimension kilométrique inclus stratigraphiquement dans la série carnienne de la nappe de la Font Sancte. Il pourrait représenter un panneau basculé détaché le long d'une faille listrique active au Carnien sur la bordure (occidentale ?) du domaine Font Sancte (Gidon, 1998).

On sait en effet qu'au début du Trias supérieur la plate-forme briançonnaise a été accidentée de failles synsédimentaires traduisant une instabilité tectonique en régime distensif annonciatrice du futur rifting téthysien au Jurassique (« crise carnienne », Mégard-Galli et Baud, 1977).

### LA ZONE PIÉMONTAISE

Elle se limite ici à moins de 2 km<sup>2</sup> de formations à faciès de « Schistes lustrés » visibles dans l'extrême angle nord-est de la carte.

Il s'agit d'une série affectée de plis isoclinaux pentés au Sud-Ouest où alternent deux formations calcschisteuses reconnues depuis longtemps comme d'âge jurassique inférieur et moyen, décollées de leur semelle de dolomies noriennes (qui existe à quelques kilomètres au Sud-Est dans l'unité du Péouvou en Haute Ubaye). Au Nord-Ouest du Cristillan, cet ensemble se rattache à l'unité piémontaise de la Roche des Clots qui appartient à la marge continentale européenne (feuille Guillestre), (Lemoine, 1961 ; Tricart, 1974).



- 1 - Non métamorphique
- 2 - Très faible métamorphisme (anchizone)
- 3 - Faciès "schistes verts" de bas degré
- 4 - Faciès "schistes verts" de degré intermédiaire
- 5 - Faciès "schistes bleus" sans empreinte de faciès "schistes verts"
- 6 - Faciès "schistes bleus" avec surimposition de faciès "schistes verts" intermédiaire

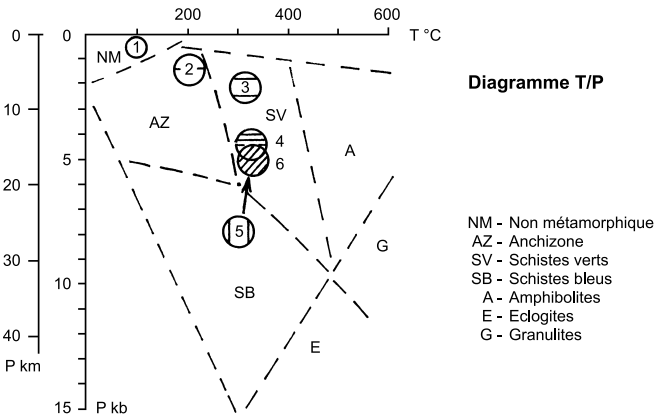


Fig. 14 - Carte du métamorphisme

## MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION (fig. 14)

L'intensité de ces deux phénomènes croît du Sud-Ouest vers le Nord-Est à travers la carte, avec des discontinuités sensibles au franchissement de certaines limites structurales. L'axe de l'anticlinal de Marinét, dans la zone briançonnaise, marque la limite sud-occidentale du domaine véritablement concerné par le métamorphisme associé aux principales étapes de la tectogénèse régionale (Eocène terminal – Oligocène inférieur).

### **Autochtone relatif d'Embrun**

Dans la série d'Embrun, le métamorphisme commence à se manifester à l'Est de cette localité dans les Terres noires qui sont à la limite supérieure de l'anchizone d'après le degré de cristallinité de l'illite qui correspond à une température d'environ 250 °C (Dunoyer de Segonzac *et al.*, 1966 ; Barlier *et al.*, 1974 ; Aprahamian, 1988). Les mesures de réflectométrie sur des particules carbonées effectuées au fond de la fenêtre confirment ces valeurs, avec un pouvoir réflecteur de la vitrinite de 5,2 %, correspondant à une température de 260 °C sous une pression d'environ 700 bars (Barlier *et al.*, 1974). Cette dernière valeur est en accord avec la surcharge des nappes, d'environ 3 km d'épaisseur.

Cet anchimétamorphisme est contemporain de la schistosité ardoisière régionale acquise lors de la première étape de déformation (mise en place des nappes (Siddans, 1977).

### **Nappes de l'Embrunais-Ubaye**

#### *Unité subbriançonnaise de Saint-Clément*

Les conditions y sont apparemment les mêmes que celles du fond de la demi-fenêtre d'Embrun.

#### *Nappe du Parpaillon*

La déformation par pression-solution et les néoformations de calcite ou de quartz dans les fentes impliquent des températures n'excédant pas 200 °C (anchizone). Au front de la nappe, ce métamorphisme est transporté sur les Terres noires autochtones, ce qui est constitué un argument pour sa mise en place finale tardive.

Au long de la bordure interne, on peut distinguer deux phases de déformation synschisteuse : la première se traduit par un clivage serré le plus souvent parallèle à la stratification et associé à des plis isoclinaux déversés au Nord-Ouest, tel le pli exposé dans la paroi rocheuse au Nord immédiat de Crévoux. La seconde correspond à un clivage crénelé plus raide et oblique sur le premier et accompagnant des plis décimétriques à kilométriques déversés au Sud-Ouest.

Le secteur oriental pressé contre le front briançonnais au Nord de la cluse de Saint-Clément— Réotier, où cette dernière déformation est

spectaculaire, porterait déjà l'empreinte d'un métamorphisme de faciès schistes verts, comme la zone briançonnaise voisine (Merle, 1982). Il en est probablement de même pour le flanc inverse du pli de Meyronnes au Pas de la Reyssole au fond de la vallée de l'Ubaye.

### ***Unité de Serenne-Guillestre***

On manque de données sur le métamorphisme de cette unité. Toutefois l'extrême déformation plicative des Schistes de Serenne dans la vallée de l'Ubaye, en amont de Saint-Paul, pourrait s'accompagner d'un métamorphisme de type « schistes verts » semblable à celui de la zone briançonnaise voisine.

### **Nappes briançonnaises externes (occidentales)**

Ces unités briançonnaises présentent un seul métamorphisme BP-BT de faciès schistes verts de bas degré (épizone,  $T \leq 400$  °C,  $P \leq 3$  kb), généralement imperceptible à l'œil nu, qui se caractérise par la néoformation de fines paillettes de micas blancs, de chlorite et d'épidote dans les niveaux riches en argiles sédimentaires. Cette recristallisation s'accroît dans les nappes les plus basses de l'édifice où se développent des veines de quartz ou de calcite fibreuse. C'est le cas de la série de Marinet (Ubaye) et de l'écaille siliceuse du Plan de Phazy (Durance) ( $P \leq 6$  kb).

Dans les matériaux argileux, la déformation a généré des clivages superposés en nombre et en disposition variables. En général, un feuilletage phylliteux serré quasi parallèle à la stratification est recoupé par un clivage de crénulation espacé ou ardoisier.

Le clivage crénulant est associé à des plis décamétriques d'axe NW-SE déversés au Sud-Ouest (Fouillouse, Houerts) ou au Nord-Est (Panestrel, Font Sancte) antérieurs à l'anticlinal de nappe de Marinet qui en bascule les plans axiaux.

### **Unités briançonnaises internes (orientales) et piémontaises**

#### ***Unité de Ceillac***

Les niveaux pélitiques des « Marbres en plaquettes » de cette unité présentent une paragenèse à carpholite (pyroxène ferro-manganésifère) et lawsonite caractérisant un métamorphisme de faciès « schistes bleus », sans empreinte de faciès schistes verts ( $T \leq 350$  °C,  $p \leq 12$  kb) (Goffé, Chopin, 1986).

La déformation des roches se caractérise par un clivage schisteux oblique plus pénétratif que dans les unités briançonnaises plus occidentales, avec un cisaillement d'ensemble à vergence nord-est. Il existe ici une linéation d'étirement bien marquée orientée transversalement à l'allongement de l'unité.

***Unités situées au Nord-Est de la faille de Ceillac*** : unités briançonnaises de la Crête de Beaubarnon, de la Pointe de Rasis et unité piémontaise du haut Cristillan.



Elles appartiennent à un même ensemble en ce qui concerne le métamorphisme. Les données tirées de leurs prolongements au Sud-Est (feuille Aiguille de Chambeyron) indiquent un faciès de type schistes bleus partiellement repris par un faciès schistes verts de degré intermédiaire ( $T \leq 400$  °C,  $P \leq 5$  kb).

Dans les faciès argileux ou pélitiques de ces unités, la stratification tend à s'effacer au profit d'une foliation métamorphique qui devient dominante dans la série piémontaise tandis que les calcaires briançonnais se transforment en marbres.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

(colonnes stratigraphiques, fig. 4 h.t.)

### FORMATIONS DU SUBSTRATUM

#### Demi-fenêtre d'Embrun : parautochtone dauphinois

#### Série d'Embrun (autochtone relatif)

j2. **Marno-calcaires gris (Bajocien)**. Calcaires argilo-silteux en bancs décimétriques à métriques, à patine grise ou roussâtre, alternant avec des lits marneux schistosés de même épaisseur. Cette formation, dont seuls les 80 m supérieurs sont visibles à l'Est d'Embrun a livré de rares ammonites de grande taille très déformées et des bélemnites tronçonnées. Son attribution au Bajocien est fondée sur sa position sous les Terres noires et son analogie avec la même formation, datée du Bajocien par des ammonites (*Sonninia*, *Stephanoceras*) qui ceinture le dôme de Remollon (feuille Chorges).

j3-5. **Terres noires (Bajocien terminal-Oxfordien)**. Formation de marnes noires, d'épaisseur difficile à évaluer, supérieure à 1 000 m, qui se divise en cinq séquences lithologiques superposées, de bas en haut (Parris, 1965) :

– des marnes sombres (environ 300 m) venant en continuité sur les marno-calcaires bajociens par l'intermédiaire d'un niveau basal à ammonites pyriteuses épais d'environ 20 m qui a fourni en contrebas du hameau de Coin Bas, en face d'Embrun, *Strenoceras* sp. et *Garantia* sp. du Bajocien terminal (zone à *Subfurcatum*). Vers le haut de la série, cet ensemble se charge rapidement en plaquettes et bancs décimétriques silto-gréseux souvent granoclassés, à patine rousse ;

– des marnes noires (environ 200 m), à bancs de calcaires pluri-décimétriques silto-argileux, à « convolute laminations » ;

– des marnes noires (environ 400 m) comportant tous les 10 ou 20 m un banc demi-métrique à métrique de calcaires sableux granoclassés à patine rousse ;

– un ensemble (environ 400 m) de marnes noires à patine grise débutant par un horizon (environ 100 m) à intercalations de calcaires argi-

leux à posidonomyes et s'enrichissant progressivement vers le haut en plaquettes détritiques rousses granoclassées ;

– le sommet apparent de la formation des Terres noires, au Nord-Est des Orres-village (ravin de Roche Noire), comporte de nombreux lits décimétriques de conglomérats à débris calcaires ou dolomitiques anguleux et galets de roches cristallines (gneiss, granites), sur environ 100 m d'épaisseur.

L'âge de cette série reste incertain. Par analogie avec celle des environs de Gap, les marnes à plaquettes rousses pourraient appartenir à l'Oxfordien inférieur. Le niveau conglomératique des Orres est toutefois analogue à celui de l'Estagnit (au Nord-Ouest de Puy-Saint-Eusèbe, feuille Chorges) qui a fourni une ammonite *Morphoceras* sp., du Bathonien inférieur (zone à Zig-zag) (Artru, 1972), ce qui, selon cet auteur, et de manière assez surprenante, confinerait la quasi totalité des Terres noires d'Embrun dans le Bathonien. En fait, ce fossile trouvé à la base d'une turbidite était probablement remanié. Il est aussi possible qu'un contact tectonique impossible à discerner entache la continuité apparente de la coupe des Orres.

**j6-7. Calcaires lités (Kimméridgien - Tithonien).** Ils forment une séquence d'une vingtaine de mètres d'épaisseur au sommet de la série de Terres noires à l'amont des Orres-village, sous le chevauchement du flysch subbriançonnais. Le contact avec les Terres noires sous-jacentes est tectonisé, peut-être même anormal. En effet au cas où ces marnes seraient d'âge bathonien, il s'agirait alors d'une écaille tectonique parautochtone insérée sous les nappes de l'Embrunais-Ubaye.

La majeure partie de l'affleurement, sous le flysch, est constituée par des bancs décimétriques de calcaires argileux gris-bleu à patine roussâtre, contenant des silex, des entroques et des passées de calcarénites, en alternance avec des marnes sombres, attribuables au Kimméridgien.

À leur extrémité ouest, ces niveaux se complètent par une vingtaine de mètres d'épaisseur de calcaires lités fins à patine claire, à passées bréchoïdes, avec des calpionelles datant le Tithonien.

### **Écaille de Saint-Sauveur**

**c3-4. Calcaires planctoniques (Sénonien inférieur)** (environ 100 m). Calcaires lités en bancs décimétriques jointifs ou séparés par de minces interlits marneux, à patine claire mais cassure sombre finement détritique. La partie moyenne de la formation montre des plis de slumping. Au sommet apparaissent des lits centimétriques de calcarénites fines granoclassées. Ces calcaires sont relativement riches en débris organiques, pistes de vers, spicules de spongiaires. La microfaune planctonique à *Globotruncana* indiquerait un âge coniacien à santorien selon Y. El Kholi (1972).

Cet ensemble calcaire repose en discordance sur une lame de Terres noires, charriées sur une indentation de flysch subbriançonnais, par l'intermédiaire d'un conglomérat basal lenticulaire (1), localement à matrice marneuse, pouvant atteindre une vingtaine de mètres d'épaisseur, à blocs de calcaires variés où l'on reconnaît des faciès qui vont du Trias (dolomies) au Jurassique terminal.

Un conglomérat polygénique semblable, épais d'une dizaine de mètres, ravine les Terres noires de la fenêtre du Couleau sous la nappe du Flysch de Saint-Clément.

### **Séquence (« trilogie ») priabonienne**

**e7C. Calcaires à petites nummulites.** Barre massive mince, épaisse de seulement quelques mètres, de calcaires noirs graveleux à patine grise, avec une microfaune benthique (petites nummulites, operculines et orthophragmines) du Priabonien. Ce niveau caractéristique repose en faible discordance angulaire sur les calcaires sénoniens ; un mince conglomérat lenticulaire à éléments crétacés en marque localement la base.

**e7M. Calcschistes à globigérines.** Marnes grises à patine beige, schistosées, ponctuées de foraminifères pélagiques (globigérines). L'épaisseur varie de zéro à une vingtaine de mètres pour des raisons tectoniques.

**e7G. Grès lités à faciès « Annot ».** Grès siliceux clairs en bancs décimétriques à métriques, alternant avec des interlits de pélites schisteuses sombres d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Les bancs de grès les plus grossiers montrent un net granoclassement, avec des figures de courants basales, indiquant que cette formation est une série à turbidites silicoclastiques semblable aux Grès d'Annot de Haute Provence et dont les assises terminales seraient d'après leur nannofaune d'âge priabonien terminal (Pairis *et al.*, 1984) ou déjà rupélien (du Fornel *et al.*, 2004).

L'épaisseur variable (50 m à 150 m) est faible en comparaison de celle des Grès d'Annot de l'Ubaye qui peut dépasser 600 m. Cette réduction peut être d'origine stratigraphique (on-lap basal sur une ondulation du fond du bassin) ou tectonique (décoiffement sommital sous le chevauchement des nappes).

## **Nappes de l'Embrunais-Ubaye**

### **Unités subbriançonnaises**

**tG. Gypses (Trias supérieur).** Gypses saccharoïdes ou lamelleux, blancs ou rosés, en contact tectonique avec les terrains divers qui les encadrent. Ils constituent le niveau général de décollement de toutes les unités subbriançonnaises des nappes de l'Embrunais-Ubaye.

**tK. Dolomies beiges cargneulisées (Trias supérieur).** Dolomies beiges broyées plus ou moins cargneulisées, passant latéralement ou verticalement à des cargneules ocre indurées ou terreuses (7).

**l. Calcaires à silex, calcaires à entroques (Lias).** Série du rocher de la Pérouyère, se rattachant à l'unité des Ferrants du massif du Morgon. Épaisse d'une cinquantaine de mètres elle débute par des alternances de bancs dolomitiques et lumachelliques à *Avicula contorta* attribuables au Rhétien–Hettangien. La partie principale de la falaise est formée de calcaires gris à silex noirs suivis par des calcaires bioclastiques à entroques, en bancs jointifs demi-métriques à métriques. Ces faciès ont été datés du Sinémurien–Carixien–Domérien par des ammonites dans le massif du Morgon (feuille Chorges).

**jm. Calcaires gris massifs (Bathonien).** Calcaires en bancs jointifs à patine claire mais cassure sombre souvent fétide au marteau, avec des passées oolitiques ou bioclastiques, localement riches en restes organiques (algues, polypiers, entroques, bivalves) (faciès du Dogger à *Mytilus* semblable au « Dogger » briançonnais). Cet ensemble montre localement un horizon sommital de calcaires argileux lités, à traces en coups de balai (*Zoophycos*) traditionnellement attribué au Callovien.

L'épaisseur varie selon les conditions tectoniques : jusqu'à environ 50 m.

**jsN. Schistes noirs « Terres noires » (Oxfordien).** Argilites noires écailleuses luisantes visibles en un seul point, à la base de la falaise de Roche Rousse (Châteauroux), comparables aux couches de même faciès datées de l'Oxfordien par encadrement dans le massif du Morgon.

Ce niveau n'a pas été retrouvé dans l'écaille du Bout du Mélèze où il avait été signalé autrefois par D. Schneegans (1938). S'il existe, il est partout masqué sous des éboulis.

**js-ci. Calcaires fins à lits siliceux et brèches (Kimméridgien à Néocomien)** (environ 100 m). Calcaires fins clairs en bancs décimétriques jointifs avec de nombreuses intercalations de lits siliceux (cherts, radiolarites). Vers le haut de la formation, les bancs calcaires à la surface desquels on peut trouver de rares *Aptychus* et des bélemnites fusiformes alternent avec des lits de brèches à éléments calcaires centimétriques.

Cette série carbonatée-siliceuse déposée peu au-dessus de la CCD (8) est semblable à celle de Piolit (feuille Chorges) datée de l'intervalle Kimméridgien–Barrémien d'après sa microfaune de protoglobigérines, de calpionelles et de radiolaires.

7) Voir la remarque concernant les cargneules « triasiques » de la zone briançonnaise, p. 80.

8) CCD : abréviation de l'expression anglaise « carbonate compensation depth » traduite par « niveau » ou « profondeur » de compensation (= dissolution) des carbonates (environ – 4000m dans les océans actuels de la zone tropicale).

**cm. Pélites argilo-siliceuses sombres (Albien-Cénomaniens).**

Dans l'écaille du Bout du Mélèze, les calcaires fins à cherts sont surmontés par des pélites feuilletées sombres, à fines passées de micro-brèches calcaires, d'une dizaine de mètres d'épaisseur sous les gypses triasiques qui les recouvrent tectoniquement.

Ce niveau, qui peut se confondre avec les schistes noirs oxfordiens, est identique, par sa position et son faciès, à l'horizon des « black shales » médio-crétacées à blocs et olistolites mis en évidence dans la série crétacée du Morgon (feuille Chorges).

**c-e. Calcaires planctoniques (Crétacé supérieur-Éocène).** Calcaires argileux feuilletés à patine gris clair, parfois brunâtre, à cassure sombre, dispersés en écailles tectoniques ou olistolites dans le flysch éocène. La microfaune planctonique (*Globotruncana*, *Globorotalia*) et, plus rarement des formes benthiques redéposées (nummulites) permettent de leur attribuer selon le cas un âge turonien à éocène.

• **Flysch de Saint-Clément** (Kerckhove et Pairis, 1986 ; Pairis et Kerckhove, 1987).

**eFC. Complexe de Saint-Clément (Bartonien)** (environ 1 000 m). Formation hétérogène dont le fond lithologique est constitué par un flysch à turbidites grésopélitiques, plus rarement grésocalcaires, d'épaisseur décimétrique à métrique, présentant de nombreux plis syn-sédimentaires et dans laquelle il est exceptionnel de pouvoir suivre un horizon-repère, comme le faisceau de grès grossier représenté en (1).

À l'intérieur de cet ensemble s'intercalent des niveaux lenticulaires, d'épaisseur décimétrique, de pélites ou « schistes » à blocs (2) selon des contacts flous qui n'ont pas pu être tracés sur la carte. Les blocs formés du même matériel grésocalcaire que le reste de la formation ont en général des dimensions décimétriques mais peuvent exceptionnellement dépasser un ou deux mètres de diamètre. Ils sont anguleux et présentent des indices de déformations (fentes d'extension, micro-plies) acquises avant leur incorporation dans la matrice pélitique elle-même souvent micro-bréchique.

La partie supérieure de la formation contient des lames ou des mégablocs de calcaires planctoniques généralement inclus dans les niveaux de pélites à blocs et qui sont manifestement des olistolites (3). Les plus volumineux ont été figurés sur la carte. Certains de ces blocs présentent des encroûtements de poudingues ou de brèches à éléments calcaires, avec des nummulites (*N. perforatus*, *N. bronngarti*, *N. millecaput*) indiquant un âge bartonien.

Cette formation, qui repose stratigraphiquement par un conglomérat basal sur la série jurassique-néocomienne de Roche Rousse au Nord de Châteauroux est interprétée comme un prisme d'accrétion tectono-sédimentaire actif à l'Éocène moyen et précurseur de la déformation principale oligocène de la zone subbriannonnaise.

### • **Série de Pinfol (Priabonien)**

eFG. **Grès de Pinfol et de Saint-André d'Embrun** (jusqu'à environ 200 m). Série rythmique de turbidites grésopélitiques décimétriques à demi-métriques débutant par un membre de grès grossiers en bancs lenticulaires chenalisés, épais d'une vingtaine de mètres, discordant sur le Complexe de Saint-Clément.

Au Nord de cette localité, ces grès affleurent dans des paquets tassés dispersés dans le versant. L'un d'eux recèle, près du Goutail de Réotier, un calcaire gréseux épais d'environ un mètre (**1**) contenant une riche microfaune benthique de nummulites et de discocyclines, avec *Nummulites* cf. *striatus*, *N. garnieri*, *Sphaerogypsina globulus* du Bartonien terminal–Priabonien.

eFS. « **Schistes farcis** » (environ 100 m). Formation silto-argileuse sombre, feuilletée et schistosée, en continuité stratigraphique sur les grès de Pinfol. Elle présente des passées centimétriques de grès ou microbrèches granoclassées et contient des blocs dispersés de grès ou de calcaires fins, de dimensions centimétriques à décimétriques.

En rive droite de la basse vallée du Palps de Valbelle, à l'Hermetière, elle recèle à son toit un méga-bloc de dimensions hectométriques (**eFSH**) formé par une séquence épaisse d'une vingtaine de mètres de conglomérat polygénique à gros galets de granites, rhyolites et quartzites. Ce conglomérat repose par une surface de ravinement sur quelques mètres de calcschistes à lentilles de calcaires noirs probablement créacés. Il passe à sa partie sommitale à des grès grossiers surmontés par quelques mètres de calcaires gréseux à discocyclines et grandes nummulites, dont *N. millicaput*, datant le Bartonien ; cette séquence granoclassée représente un remplissage de chenal dans une région bordière du bassin au cours de l'Éocène moyen.

Le faciès des « schistes à blocs » est un dépôt de type « mud flow » en milieu bathial ou abyssal interprété comme un olistostrome généralisé au toit des flyschs paléogènes aussi bien du domaine externe (Grès d'Annot, Grès du Champsaur) que des zones subbriançonnaise et briançonnaise. Dans les unités subbriançonnaises de l'Ubaye méridionale, son dépôt accompagne la mise en place précoce de la nappe du Flysch à helminthoïdes de l'Autapie.

eF. **Flysch non différencié (Éocène)**. Schistes grésopélitiques sombres avec des intercalations de grès granoclassés, des niveaux de pélites à blocs, des lames de calcaires planctoniques et des lentilles de conglomérats polygéniques à blocs ou galets de roches endogènes et/ou sédimentaires (**eFCg**). L'une d'entre elles a pu être figurée sur la carte, en rive droite du vallon de Couleau.

### **Flyschs exotiques**

cN, cG. **Schistes noirs du Col de Vars (Albien-Cénomaniens-Turonien ?)**.

Cet ensemble lithologique très caractéristique, autrefois désigné sous

le nom de « Complexe de base », est commun à la nappe du Parpaillon et à l'unité de Serenne-Guillestre dont il constitue le niveau de décollement au-dessus d'un substratum inconnu que l'on situe dans le domaine océanique liguro-piémontais. Des faciès similaires (en compagnie de schistes siliceux verts et rouges) ont été notés en divers endroits de la zone des « Schistes lustrés » (océaniques) du Queyras (Formation de Roche Noire) et de la Haute-Maurienne, en compagnie de calcschistes détritiques métamorphiques dont certains évoquent les Schistes de Serenne ou le Flysch à helminthoïdes qui, en Embrunais-Ubaye, surmontent stratigraphiquement les Schistes du Col de Vars.

Puissante formation, d'épaisseur indéterminée, sans doute supérieure à 500 m dans l'unité de Serenne-Guillestre, de pélites argileuses noires généralement schistosées, à lits centimétriques ou bancs décimétriques de grès très fins. Ces bancs isolés ou groupés en faisceaux de quelques mètres d'épaisseur montrent des figures basales attestant de leur nature de turbidites distales. Ils présentent généralement une patine métallique brune caractéristique, avec une cassure brun chocolat, et réagissent faiblement à l'acide HCl. Leur analyse indique qu'ils ont subi une imprégnation diagénétique par des carbonates ferri-fères et manganésifères (Tassé, 1982; Tassé et Hesse, 1984). Lorsqu'ils se présentent en galettes (de slumping), ils miment les nodules polymétalliques des plaines abyssales.

Dans cette formation s'intercalent plusieurs membres, d'épaisseur pluri-décamétrique, de grès bruns (**cG**) à patine roussâtre, fins, sans granoclassement net, en bancs demi-métriques à interlits de pélites noires. On rencontre aussi des bancs lenticulaires isolés, d'épaisseur pluri-métrique, formés de grès plus grossiers, granoclassés, avec des figures de courants basales (**1**).

En plusieurs décennies de recherches, cette formation n'a livré que deux macrofossiles : une vertèbre de poisson sélacien dans les pélites noires près du Col de Vars, et un fragment d'ammonite indéterminable dans un éboulis de grès bruns de la Pointe du Châtelret au Sud-Est de Vars-les-Claux. Les recherches de microfaune et de nannofaune n'ont donné aucun résultat.

Elle représente un dépôt de plaine abyssale en dessous de la CCD, de type « black shales » d'âge probablement albo-cénomaniens.

**CB. Schistes bréchiques en lentilles.** Passées de schistes noirs à granules ou blocs de silts bruns, représentant des niveaux de remaniement synsédimentaire dans la formation du Col de Vars.

**ØB. Ophiolites du Peyron de Serenne.** Rassemblement, localisé à l'Est de la Tête de Paneyron, de méga-blocs de matériel ophiolitique apparemment insérés dans la partie haute de la formation du Col de Vars. Ce sont principalement des brèches polygéniques à blocs de roches du cortège ophiolitique (fragments de pillows, prasinites, ophicalcites) en compagnie d'éléments sédimentaires (calcaires d'origine inconnue) et cristallins (granites, micaschistes, quartzites).

**cV. Schistes versicolores sommitaux.** Schistes siliceux verts ou rouge violacé, parfois gris argenté, constituant un niveau-repère discontinu au toit de la formation du Col de Vars, commun à la nappe du Parpaillon et à l'unité de Serenne-Guillestre. Au microscope on reconnaît de très fines paillettes de muscovite et de chlorite, avec des grains d'oxydes métalliques. Des globules quartzeux pourraient représenter des fantômes de radiolaires.

Le dépôt de ces schistes semble être en relation avec l'incorporation (tectonique ?) des lambeaux ophiolitiques dans la formation du Col de Vars. Plus à l'Est, au Col de Stroppia (feuille Aiguille de Chambeyron) où ils sont atteints par le métamorphisme de la zone Briançonnaise, ils montrent des mouchetures vert émeraude de fuchsite (mica chromifère) qui témoigneraient de l'origine ophiolitique d'une partie de leurs constituants.

**cFS. Schistes de Serenne (Turonien-Sénonien ?).** Formation monotone, d'épaisseur indéterminée supérieure à 200 m, de grès très fins (silts) en lits centimétriques à décimétriques, à patine roussâtre, au granoclassement peu apparent, alternant avec des pélites brunes argileuses, parfois légèrement calcaires. Ces alternances sont souvent extrêmement déformées par des plis isoclinaux dont certains sont peut-être des slumps synsédimentaires. Les bases de bancs montrent localement de belles figures de courant (flutes, rainures, etc.) en compagnie de nombreuses empreintes de pistes de largeur centimétrique, certaines bilobées avec des motifs falciformes, attribuables à des annélides ou à des crustacés.

Ce sont des turbidites terrigènes distales qui peuvent être légèrement carbonatées à leur sommet. Leur dépôt en milieu abyssal a été perturbé localement par des glissements sous-marins attestés par des schistes à blocs qui se rencontrent à la base de la formation au-dessus des couches versicolores. Ce faciès n'a pas été distingué sur la carte du fait de sa limite trop floue. Constitués exclusivement du même matériel que le reste de la formation, ces schistes à blocs témoignent d'un remaniement synsédimentaire induit par une activité tectonique que l'on peut relier à la mise en place des lambeaux ophiolitiques dans le bassin.

Les Schistes de Serenne n'ont fourni jusqu'à présent aucune donnée paléontologique. Leur position intermédiaire entre la formation du Col de Vars et les Grès de l'Embrunais datés, avec le Flysch à helminthoïdes, du Sénonien supérieur, en un point de l'unité du Pic de Créoux (Col de Jaffueil), permet de leur attribuer provisoirement un âge turono-sénonien.

**cF, cFA. Flysch à helminthoïdes (Sénonien)** (environ 1 000 m). Dans la nappe du Parpaillon, puissante série de turbidites grésocalcaires, d'épaisseur décimétrique à plurimétrique, riches en pistes méandriiformes millimétriques systématiques dites « helminthoïdes »



attribuées à des gastéropodes abyssaux dépourvus de coquille, localisées sur les feuillets de la division calcaire des turbidites.

La séquence type de ces turbidites comporte la succession lithologique suivante, de bas en haut :

- grès grossier s'affinant vers le haut, avec laminations parallèles puis entrecroisées et contournées, au-dessus d'une surface basale plus ou moins érosive ornée des figures sédimentaires habituelles des flyschs. Ce faciès peut constituer des bancs isolés au sein de la formation (1) ;
- calcaire fin micritique, à cassure lithographique sombre et patine blonde, à helminthoïdes ;
- argilite siliceuse noire feuilletée, ou croûte siliceuse verdâtre en surface du terme calcaire.

Dans le Flysch à helminthoïdes proprement dit, la division gréseuse basale est souvent réduite voire absente et les calcaires sont dominants. La division argileuse sommitale représente la sédimentation hémipélagique autochtone, en milieu abyssal confiné assurant la conservation du carbone organique, en dessous du niveau de la CCD (Tassé, 1982).

Le Flysch à helminthoïdes a pu être daté du Sénonien supérieur (Campanien–Maastrichtien) par une rare microfaune planctonique de *Globo truncana* redéposée contenue exclusivement dans la division des grès fins. Cependant la partie moyenne de la formation a livré, sur la crête de l'Eyssina à l'Ouest du Col de Vars, une dizaine d'inocérames insérés à la base d'une turbidite gréseuse et qui ont été reconnus comme des formes du Coniacien–Santonien par J. Sornay (*in* Kerkhove, 1969). Une douzaine de fragments d'inocérames ont été trouvés depuis lors dans les éboulis en divers points du massif du Parpaillon ainsi que dans ceux de la Rochaille près de Meyronnes. Dans ce secteur un inocérame entier est visible sur une base de banc renversée à quelques mètres au-dessus de la route du Col de Larche.

Le Flysch à helminthoïdes de la nappe de l'Autapie (cFA) ne diffère pas fondamentalement de celui de la nappe du Parpaillon, sauf qu'il est moins gréseux et complètement déconnecté de sa semelle originelle de Schistes du Col de Vars. Sa structure intime incohérente résulte en grande partie de déformations syn-sédimentaires acquises au cœur d'un prisme d'accrétion actif à la fin du Crétacé supérieur au sein de l'océan liguro-piémontais en cours de fermeture.

**cFG. Grès de l'Embrunais.** Variation latérale du Flysch à helminthoïdes, apparaissant à la base de la série, qui atteint environ 400 m d'épaisseur à l'Ouest du Pic de Chabrières. Elle est caractérisée par le développement et la prépondérance du terme gréseux de chaque turbidite. Cette évolution aboutit à une succession de bancs de grès grossiers ou moyens d'épaisseur métrique ou plurimétrique, jointifs ou séparés par de minces intercalations de calcaires fins ou de schistes noirs. Ils passent progressivement à leur sommet au Flysch à helmin-

thoïdes par enrichissement en turbidites calcaires. La limite cartographique supérieure de la formation est donc approximative.

Les Grès de l'Embrunais sont présents dans toute la moitié occidentale du massif du Parpaillon ainsi qu'au Nord-Ouest de la Durance. Ils se réduisent en épaisseur vers le Sud-Est et manquent totalement dans l'unité interne de la nappe du Parpaillon *s.st.* sur le versant de l'Ubaye. Dans l'unité du Pic de Crévoux, ils s'épaississent rapidement du Sud vers le Nord ; cette variation est particulièrement visible dans le versant oriental du Pic de Chabrières où la formation gréseuse est organisée en éventail de progradation vers le Sud.

**cFC. Conglomérats de la Mazelière** (environ 100 m). Faciès conglomératique développé à la partie basale des Grès de l'Embrunais dans le flanc inverse de l'anticlinal des sources de Jérusalem, au Sud de la Tête de la Mazelière. C'est une série de turbidites grossières, conglomératiques à leur partie basale, chenalisées, d'épaisseurs plurimétriques, qui ravine et remanie la formation du Col de Vars. Outre de gros galets de silts bruns de cette formation, ces turbidites contiennent des galets d'un à deux centimètres de diamètre où dominent les roches magmatiques acides (granites et rhyolites) en compagnie de rares calcaires à faciès de plate-forme de provenance indéterminée.

Le corps sédimentaire des Grès de l'Embrunais est interprété comme un cône sous-marin profond, plus ou moins digité, développé du Nord-Est vers le Sud-Ouest dans le bassin abyssal et au sein duquel les conglomérats de la Mazelière jalonnent un chenal d'alimentation préférentiel. Le matériel terrigène acide proviendrait d'un socle paléozoïque affleurant à la fin du Crétacé au sein du continent sudalpin.

### **Zone briançonnaise (et écailles briançonnaises de la nappe du Parpaillon)**

#### ***Semelle siliceuse***

ξ. **Schistes chloriteux de Beaubarnon (anté-Houiller)**. Schistes quartzeux micacés et chloriteux polymétamorphiques, en écaille tectonique dans la zone des Ecailles intermédiaires du haut Cristillan.

h. **Schistes charbonneux de Barbein (Houiller = Silésien)**. Schistes noirs charbonneux et grès micacés en lits centimétriques affleurant sur environ 100 m<sup>2</sup> à l'Est de Barbein et attribuables au Westphalien inférieur par comparaison avec le Houiller des environs de Briançon.

hC. **Conglomérats de la Blachière (Stéphanien moyen-supérieur ?)**. Conglomérats massifs à ciment gréseux gris sombre et galets pluricentimétriques principalement quartzeux. On y trouve aussi des galets de roches volcaniques diverses et le ciment peut prendre par places une teinte violacée.

Cette formation affleure au cœur de l'anticlinal de Marinét dans la gorge de l'Ubaye où elle atteint 300 m d'épaisseur au moins. Elle semble comparable en faciès et donc en âge (?) à l'assise de Roche Château (haute Clarée au Nord de Briançon) et à celle de Courchevel (Tarentaise), ce qui conduirait à lui attribuer un âge Stéphanien moyen ou supérieur.

**rα. Andésites (Permien).** Roches volcaniques sombres, vertes ou violacées présentes dans l'écaïlle des Aiguilles de Mary en rive gauche de l'Ubaye, désignées traditionnellement comme andésites mais se rapprochant plutôt des dacites d'après leur chimisme.

**rAS. Schistes conglomératiques pourprés (Permien).** Membre à débit schisteux apparaissant lenticulairement à la base de la formation suivante.

**rA. Arkoses conglomératiques, méta-arkoses (ex. « granite ») du Plan de Phazy (Permien).** Dans la série de l'anticlinal de Marinét (gorge de l'Ubaye) : grès et conglomérats quartzitiques sombres, gris ou versicolores, contenant des galets centimétriques de quartz et d'autres, décimétriques et aplatis, de roches volcaniques violacées ou brunes, sur une épaisseur de quelques dizaines de mètres.

Au Plan de Phazy à l'Ouest de Guillestre (vallée de la Durance) : séquence d'environ 100 m d'épaisseur de grès feldspathiques et chloriteux grossiers, à patine gris verdâtre. On distingue par place les traces d'un litage micro plissé fortement oblitéré par la schistosité intense et la cataclase générale de la formation. Cet ensemble a été considéré pendant un siècle comme un granite mylonitisé, d'autant plus que l'affleurement très petit (moins de un hectare) est parsemé de blocs (erratiques) de granite du Pelvoux profondément incrustés dans des rainures glaciaires orientées selon la schistosité du soubassement et avec lequel on peut les confondre.

L'étude micrographique a permis d'en vérifier la nature de sédiment silico-clastique affecté par un métamorphisme du faciès des schistes verts (Kerckhove et Piboule, 1999). Une diagnose analogue avait été formulée par W. Kilian et P. Termier en 1895, avant d'être contredite par les mêmes auteurs trois ans plus tard.

Cet ensemble qui passe en continuité à son toit (mais en série renversée) à des assises permo-triasiques classiques est attribuable au Permien par comparaison avec une formation analogue de la haute vallée de la Clarée au Nord de Briançon (feuille Névache, à l'impression).

**r-t. Quartzites conglomératiques (« Verrucano ») (Permo-Trias)** (50 à 150 m). Grès quartzitiques clairs, à litages obliques et grain souvent centimétrique. Ils contiennent des galets pluricentimétriques de quartz blanc et accessoirement des grains de quartz rose et de roches volcaniques pourpres (liparites).

Au Plan de Phazy, cet ensemble réduit à une dizaine de mètres repose (en série inverse) sur des pélites gréseuses violacées et verdâtres épaisses d'environ 30 m. Une couche schisteuse verte médiane, d'épaisseur décimétrique, représenterait une intercalation de tuf volcanique probablement dacitique (Blanchet, 1935).

**tiQ. Quartzites (« Werfénien » = Scythien)** (50 à 100 m). Quartzites blancs, parfois verdâtres, à grain très fin, à litage décimétrique souvent entrecroisé souligné parfois par des joints argileux verts ou des surfaces à « ripple marks ». Leur partie basale présente encore des passées conglomératiques à faciès de Verrucano.

Les quartzites représentent d'anciens sables fins (matériel éolien ?) fluviaux ou littoraux, totalement azoïques. De même que les formations « permienes » précédentes, leur attribution stratigraphique est fondée sur leur intercalation entre le Houiller et le Trias moyen datés paléontologiquement.

**tiS. Grès carbonaté et pélites (Scythien supérieur)** (10 à 20 m).

Horizon grés-carbonaté de couleur brune au toit des quartzites, se poursuivant généralement par des pélites schisteuses à patine rouille.

Ce niveau constitue un repère caractéristique qui n'a été représenté sur la carte seulement quand il affleure sur une surface suffisante. Certains gypses localisés à la base des unités de couverture carbonatée décollée relèvent probablement de cet horizon de transition.

### **Couverture carbonatée et flysch**

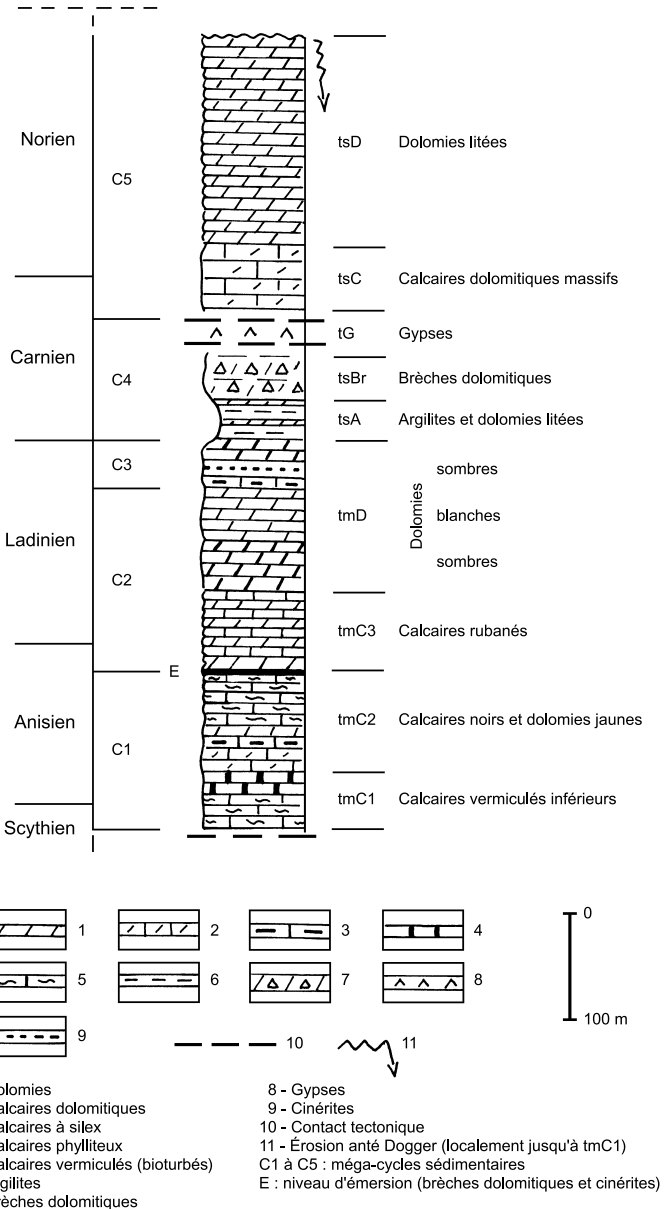
#### **• Trias moyen-supérieur** (fig. 15)

Puissante série de carbonates de plate-forme constituant l'ossature des reliefs Briançonnais qui lui doivent leur aspect ruiniforme et leur cachet de « Dolomites » caractéristique et dans laquelle l'ensemble calcaréo-dolomitique du Trias moyen (Anisien-Ladinien) occupe une place prépondérante dans l'emprise de la carte.

Au-delà de la division classique en quatre formations majeures (« calcaires anisiens, dolomies ladinienes, brèches et évaporites carniennes, dolomies litées noriennes »), dont la dernière a été reconnue tardivement dans la zone Briançonnaise (Barfétý *et al.*, 1970), les études sédimentologiques fines ont permis d'y distinguer cinq cycles sédimentaires (C1 à C5) séparés par des épisodes régressifs majeurs (Baud et Mégard-Galli, 1975).

Les trois cycles inférieurs qui couvrent le période aniso-ladinienne sont eux-mêmes découpés en neuf séquences de second ordre fondées sur des nuances de faciès qui ne peuvent guère être perçues que sur des successions bien exposées dans les falaises des secteurs peu tectonisés.

La sédimentation calcaréo-dolomitique s'est effectuée essentiellement en milieu intertidal, souvent hypersalin, avec des surfaces de des-



**Fig. 15 - Colonne stratigraphique de la série carbonatée triasique briançonnaise dans l'emprise de la carte**

(d'après Baud, Faure et Mégard-Galli, 1975, 1977, 1988, modifié)

siccation, des tapis algaires, et des pseudomorphoses de gypse ou d'anhydrite par des carbonates. Les épisodes régressifs sont marqués par des dépôts supratidaux avec brèches dolomitiques, pélites versicolores et évaporites. On note néanmoins quelques brèves incursions en milieu infratidal correspondant à des calcaires à silex avec une plus grande abondance, toute relative, de fossiles.

La datation de la série est fondée sur des faunes (foraminifères, crinoïdes, brachiopodes, lamellibranches) et des flores algaires (dasycladacées) récoltées en divers points du Briançonnais, principalement sur les territoires des feuilles Guillestre et Briançon (Baud et Mégard-Galli, 1975 ; Mégard-Galli *et al.*, 1977, 1988 ; Faure et Mégard-Galli, 1988).

**t<sub>m</sub>C. Calcaires massifs (Anisien-Ladinien inférieur)** (200 à 250 m).

**t<sub>m</sub>C1. Calcaires vermiculés inférieurs (Anisien inférieur)** (environ 50 m).

Cet ensemble peut être plus ou moins amputé tectoniquement à la base des nappes de couverture.

Quant il est complet, on distingue :

- un ensemble basal (environ 30 m) de calcschistes piquetés gris riches en pistes de vers contournées et déformées par étirement tectonique. Ces couches passent vers le haut à des alternances calcaréo-dolomitiques gris-jaune avec quelques joints cinéritiques de teinte vert pâle ;
- un ensemble supérieur (environ 20 m) de calcaires rosés ou gris en lits décimétriques à joints phylliteux.

**t<sub>m</sub>C2. Calcaires noirs et dolomies jaunes (Anisien)** (environ 140 m)

Alternances calcaréo-dolomitiques conférant un aspect rubané caractéristique dans les affleurements en falaises.

Quand les conditions sont favorables, on reconnaît la succession suivante :

- des calcaires gris à granules dolomitiques passant à des calcaires fins marbreux clairs ressemblant à ceux du Malm (environ 10 m) ;
- des calcaires à silex contournés, méandriformes ou lités (environ 30 m) ;
- une puissante série (environ 100 m) débutant par des calcaires à encrines surmontés par des alternances calcaréo-dolomitiques jaunes avec des intercalations schisto-dolomitiques orangées à cassure verte. Ces couches passent à leur sommet à des calcaires vermiculés « supérieurs ». Un horizon de cinérites existe vers le milieu de cet ensemble qui se termine par un niveau d'émersion épais de quelques mètres représenté par des dolomies bréchiques et des argilites versicolores.

**t<sub>m</sub>C3. Calcaires rubanés (Ladinien inférieur)** (environ 100 m).

Calcaires gris ou noirs en bancs métriques, à patine grise, dits « calcaires à membranes » en raison de filonnets calcitiques orangés

d'épaisseur millimétrique qui parcourent les bancs, en alternance régulière avec des bancs dolomitiques qui deviennent plus abondants dans le haut de la série.

**tmC2-3. Calcaires aniso-ladiniens** localement non différenciés.

**tmD. Dolomies grises et noires (Ladinien supérieur)** (environ 150 m).

Dolomies en bancs métriques, à cassure plutôt sombre, déterminant en général des abrupts moins continus que les calcaires sous-jacents.

D'après la teinte de la patine, on distingue (surtout dans les falaises) deux niveaux de dolomies sombres séparés par un niveau médian de dolomies blanches (1) qui n'a pas pu être figuré partout sur la carte. Les dolomies noires inférieures (environ 50 m) sont en général très massives et portent en surface des mouchetures claires calciteuses. Les dolomies blanches médianes (environ 50 m) sont riches en brèches diagénétiques, avec des laminites algaires, des plaquettes de dessiccation, des pseudomorphoses de cristaux d'anhydrite. Les dolomies grises supérieures (environ 50 m) sont riches en bancs à laminites. À leur base on rencontre habituellement quelques bancs de calcaires à silex surmontés par quelques lits centimétriques à métriques d'argilites vertes à composition de cinérites.

**tm. Calcaires et dolomies du Trias moyen** localement non différenciés.

• **Trias supérieur**

On y reconnaît deux ensembles appartenant au cycle 4 de la série Briançonnaise, le premier représenté par des dépôts supratidaux à dominante bréchique, avec des apports terrigènes, le second de milieu intertidal, à dominante dolomitique. Le passage de l'un à l'autre correspond à peu près à la limite entre les étages Carnien et Norien.

**tsA. Argilites et dolomies litées (Carnien)** (environ 50 m). Dolomies souvent bréchiques en bancs décimétriques à métriques, plus ou moins lenticulaires ou contournés, à patine verdâtre, alternant avec des pélites feuilletées noires, jaunes ou vertes.

Ce niveau tendre, qui détermine une vire sous les falaises de calcaires jurassiques, a été daté du Carnien par de rares *Equisetum* trouvés en Briançonnais (feuille Briançon).

**tsBr. Brèches dolomitiques (Carnien à Lias ?)** (jusqu'à environ 50 m).

Brèches massives polychromes, à matériel essentiellement dolomitique, admettant à leur partie basale des bancs de calcaires clairs et de dolomies à laminations algaires et fentes de dessiccation.

Ces brèches résultent d'éboulements de lèvres de failles normales en relation avec une phase d'extension du début du Trias supérieur qui a été bien étudiée en Briançonnais (Mégard-Galli et Faure, 1988).

Certaines d'entre elles qui remplissent des cavités kastiques creusées profondément dans les carbonates triasiques pourraient s'être formées pendant la période d'émergence du Briançonnais, au Lias.

### ts. **Argilites, dolomies et brèches indifférenciées (Carnien)**

tG-tK. **Gypses et cargneules (Carnien et éventuellement Werfénien supérieur)**. Gypses blancs et/ou cargneules ocre bréchiques ou terreuses, toujours en position tectonique, présents en plusieurs points du massif d'Escreins, ainsi qu'au Plan de Phazy.

Les gypses associés au chevauchement de la nappe de Peyre Haute relèvent certainement d'un important horizon évaporitique du Carnien qui n'est connu à sa place dans la série qu'en un seul point du Briançonnais (unité de Clot la Cime, feuilles Guillestre et Briançon). C'est sur cet horizon que s'est effectué le décollement de cette nappe. D'autres gypses peuvent provenir de la base de la série carbonatée du Trias moyen (« gypses supra-werféniens »).

Les cargneules sont des altérites formées aux dépens de roches argilo-dolomitiques triasiques fracturées ou cataclasées qui ont été lessivées par des eaux sulfatées. Cette transformation a pu intervenir à n'importe quel moment entre le Trias supérieur et le Quaternaire, mais probablement surtout au cours et après la phase de tectogénèse oligocène. Leur attribution au Trias est donc purement conventionnelle.

tsC. **Calcaires dolomitiques massifs (Carnien-Norien)** (environ 50 m).

Calcaires dolomitiques en bancs métriques jointifs à patine grise, à la base de la série de la nappe de Peyre Haute, attribuables au Carnien supérieur ou au Norien inférieur.

tsD. **Dolomies litées (Norien)** (environ 200 m). Ensemble monotone de dolomies claires en bancs demi-métriques séparés par des surfaces de ravinement ou par des lits argilo-dolomitiques versicolores (faciès « Hauptdolomit »). Leur datation a été établie dans le massif de Peyre Haute (feuille Briançon) par une assez riche flore algaire de dasycladacées.

### • **Jurassique**

Il est représenté par des calcaires compacts formant une corniche ou une cuesta au-dessus des assises triasiques. Dans le cadre de la feuille, il est exclusivement représenté par des couches datées ou attribuables au Dogger et au Malm, transgressives et localement en discordance angulaire sur différents niveaux du Trias.

### « **Dogger** »

jm. **Calcaires gris (Bathonien)**. Ce sont des carbonates de plateforme qui témoignent d'une transgression marine généralisée au Dogger dans le domaine briançonnais émergé depuis la fin du Sinémurien. Cette transgression s'est effectuée sur une surface d'érosion accidentée de nombreux paléoreliefs, dont des escarpements de failles, ce qui se



traduit par une grande variabilité latérale des couches du Dogger qui atteignent jusqu'à 50 m d'épaisseur dans le massif de la Font Sancte mais manquent totalement en d'autres endroits.

On y distingue habituellement trois membres superposés, d'épaisseur très variable selon les coupes, tous datés du Bathonien supérieur (Mercier, 1977) :

– à la base, des calcaires noirs bioclastiques, parfois dolomitiques, (quelques mètres à 10 m) se débitant en plaquettes à patine roussâtre à cassure fétide. Les restes organiques sont abondants : nérinées, ostracodes et débris végétaux. Ce membre est daté par de nombreux foraminifères benthiques (*Orbitamina elliptica*, *Kilianina blancheti*, *Pseudocyclamina maynci*, etc.) ;

En quelques points (amont de Saint-Ours, Pont du Châtelet, Crête de Vars), le contact avec les couches triasiques est marqué par un niveau charbonneux qui a donné lieu à des exploitations de charbon à usage local.

– au milieu, des calcaires en petits bancs, à oncolithes, riches en fossiles (nérinées, polypiers), avec la même microfaune que le membre précédent. Localement (Crête de Vars), ce membre, qui peut atteindre une vingtaine de mètres d'épaisseur, débute par un conglomérat polygénique épais de quelques mètres, qui ravine l'ensemble précédent ;

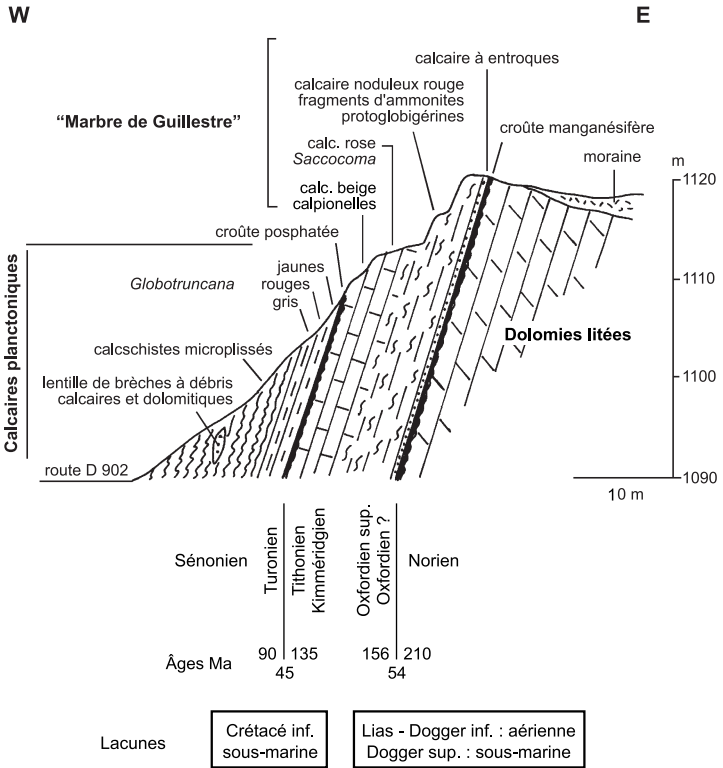
– au sommet, des calcaires massifs à patine gris clair (jusqu'à 20 m), micritiques, avec des passées oolithiques et des bioclastes variés : brachiopodes, gastéropodes (nérinées), oursins, lamellibranches (huîtres, *Pecten*), entroques, polypiers. C'est le faciès du « Dogger à Mytilus », illustré par le site fossilifère du Lac des Neuf Couleurs découvert en 1893 par W. Kilian (*in* Blanchet, 1936) sur la retombée ouest de la dalle de la Mortice.

Ce dernier ensemble se termine localement par quelques mètres de calcaires en plaquettes à posidonomyes et *Zoophycos*, attribués traditionnellement au Callovien et qui témoignent d'un approfondissement de la plate-forme à la fin du Dogger.

#### • « Malm » - Crétacé inférieur

Les couches qui succèdent au « Dogger » briançonnais, du Malm au Crétacé inférieur, sont des sédiments de milieu pélagique plus ou moins profond selon la morphologie sous-marine sur laquelle ils se sont déposés. On distingue ainsi des séries de sillons assez complètes, calcaréo-argilo-siliceuses et des séries de hauts-fonds, calcaires, lacunaires et condensées. Les affleurements de Malm figurés sur la carte appartiennent tous à ce dernier type de série.

**js. Calcaires noduleux rouges (« Marbre de Guillestre ») (Oxfordien - Kimméridgien) et Calcaires blancs (Tithonien - Berriasien)** (fig.16). Cette formation typique de la zone briançonnaise durancienne repose tantôt en accordance sur le Dogger, tantôt en



Taux de sédimentation au Malm : environ 1m/Ma

Composition chimique des croûtes (%)

Croûte inférieure	CaO	50,50	Croûte supérieure	CaO	42,00
	SiO <sub>2</sub>	3,10		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	27,50
	MnO	1,82		SiO <sub>2</sub>	12,70
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,30		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,90
				Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00

**Fig. 16 - Coupe du monument Colonel Bonnet (1 km Est de Guillestre)**  
**Zone briannonnaise, nappe de Peyre Haute**  
 (adapté d'après Bourbon et al., 1975 ; Bourbon, 1980)

discordance sur divers niveaux du Trias carbonaté. De plus elle est tronquée à son toit par un hard ground sous la formation des Calcaires planctoniques qui la surmonte et qui discordent eux-mêmes localement jusque sur le Trias. Son épaisseur varie donc considérablement d'un endroit à l'autre, de quelques décimètres à une cinquantaine de mètres.

On y reconnaît de bas en haut :

– un encroûtement minéralisé brunâtre (oxydes de fer et de manganèse, phosphate) bréchiq, de quelques centimètres d'épaisseur, pouvant représenter l'Oxfordien inférieur ;

– *des calcaires noduleux rouges* à ammonites (jusqu'à environ 20 m) : c'est le Calcaire ou « Marbre » de Guillestre, exploité comme pierre marbrière au voisinage de cette localité. Ils sont mal stratifiés et formés d'amygdales centimétriques de calcaires micritiques de couleur blanc rosé ou verdâtre (verrou du Châtelet) incluses dans une matrice argileuse et ferrugineuse brun-rouge, parfois verte.

La faune et la microfaune pélagiques des nodules (nombreuses ammonites : *Perisphinctes*, *Lytoceras*, *Sowerbyceras*, nautilus, *Aptychus*, bélemnites, crinoïdes, posidonomyes, protoglobigérines, saccocomidés) permettent de dater ce faciès de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien.

Ces calcaires se sont déposés sous une épaisse tranche d'eau, peu au-dessus de l'ACD (9), sur des fonds instables accidentés de reliefs, en milieu oxydant. La nodularisation résulterait d'une induration précoce contrariée par plusieurs facteurs : bioturbation, courants sous-marins, dissolution partielle, secousses sismiques (Bourbon, 1980) ;

– les calcaires à faciès Guillestre passent rapidement à leur sommet, en quelques décimètres, à des *calcaires blancs massifs* (quelques mètres à environ 20 m), à cassure beige marmoréenne : ce sont des micrites à radiolaires et à calpionelles (*C. alpina*, *C. elliptica*). Ces dernières datent cet ensemble du Tithonien au Berriasien inférieur.

### • **Crétacé supérieur–Éocène**

Les séries des unités briançonnaises figurées sur la carte se caractérisent toutes par une lacune du Crétacé inférieur, c'est-à-dire par une absence totale de sédimentation, en milieu marin profond, du Berriasien supérieur au Cénomaniens. La sédimentation pélagique ne reprend pas, en principe, avant le Turonien mais localement (Rochers de Saint-Ours) la formation débute par un horizon argilo-schisteux épais d'une ou deux dizaines de mètres assimilable au faciès des « Black shales » albo-cénomaniennes. Ailleurs, la reprise de la sédimentation peut n'intervenir qu'au Paléocène.

9) ACD : profondeur de compensation (= dissolution) de l'aragonite : environ - 2 000 m au Malm dans le domaine téthysien.

Dans les endroits où cette reprise s'effectue sur les calcaires du Malm, la lacune est généralement soulignée par une croûte ferrugineuse et phosphatée épaisse de quelques centimètres, dans laquelle on a pu observer des clastes contenant des microfaunes de l'Albien supérieur-Cénomaniens (Bourbon, 1980, et fig.16). Ailleurs, ce sont des brèches qui marquent le contact sur divers niveaux du Jurassique ou du Trias.

**c-e. Calcaires planctoniques ou « Marbres en plaquettes » (Turonien à Éocène).** Formation monotone de calcaires argileux planctoniques gris dans laquelle la stratification originelle a été effacée par trois schistosités superposées qui ont créé un litage tectonique général. Le litage sédimentaire n'est conservé que sur quelques décimètres à la base de la formation, au niveau de lits calcaires colorés violacés, verts ou jaunes, ou bréchiques. On le discerne à différents niveaux de la série à l'occasion de rares contrastes lithologiques dus à des intercalations détritiques (calcarénites, brèches). De ce fait, les épaisseurs visibles, de 0 m à plusieurs centaines de mètres, n'ont aucune signification stratigraphique.

Les différents étages du Crétacé supérieur depuis le Turonien ainsi que le Paléocène et l'Éocène inférieur ont été identifiés en divers points du Briançonnais par leur microfaune pélagique à *Globotruncana* et *Globorotalia*. Des niveaux de calcarénites ou de brèches à éléments sédimentaires élevés dans la série ont livré des nummulites de l'Éocène moyen-supérieur. C'est le cas dans l'emprise de la carte, à proximité du Lac Bleu des Houerts, dans la nappe des aiguilles de Chambeyron (Blanchet, 1935).

**c-eBr. Brèches basales - Brèches de la Madeleine.** Brèches plus ou moins grossières, mal classées, à éléments surtout dolomitiques inclus dans un ciment de même nature (et mimant alors les dolomies triasiques), parfois argileux et rougeâtre. Elles sont localisées dans la partie basale de la formation, essentiellement dans l'unité inférieure du Guil (fenêtre d'Escreins) où elles ravinent les calcaires de l'Anisien, avec une épaisseur qui atteint une centaine de mètres.

**c-eV. Couches vertes et rouges.** Niveaux vivement colorés, pourpre à vert pomme, présents localement dans la partie basale de la formation des Calcaires planctoniques. Ceux qui ont été figurés représentent peut-être des cœurs anticlinaux étirés.

**c-eS. Faciès argileux sombres.** Couches schisteuses sombres, contenant parfois des lentilles microbréchiques, apparaissant localement de manière diffuse dans la formation des Calcaires planctoniques, parfois à la partie basale (cf. supra), plus souvent dans le haut de la série où elles semblent assurer une transition avec le Flysch noir surincombant. Ce faciès est particulièrement développé dans l'unité de Ceillac sans qu'il soit possible de dire s'il jalonne des cœurs de plis anticlinaux ou synclinaux.

## • **Flysch**

**eF. « Flysch noir » (Éocène moyen-supérieur).** Formation monotone, d'épaisseur indéterminée (quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres ?) de pélites schisteuses sombres et de grès sili-  
ceux en lits granoclassés centimétriques à décimétriques.

Il s'agit d'une série à turbidites terrigènes déposées sous la CCD dans un sillon profond apparu soudainement dans le domaine briançonnais à l'issue d'une longue période de sédimentation pélagique au-dessus de la CCD.

En général, ce flysch repose en continuité sur les calcaires planctoniques, en particulier dans la nappe de Peyre Haute (bassin de Guillestre) et dans l'unité inférieure du Guil (fenêtre d'Escreins). Dans la nappe des aiguilles de Chambeyron les niveaux supérieurs des calcaires planctoniques ont livré des nummulites de l'Éocène moyen-supérieur ce qui permet d'attribuer au Flysch noir un âge Bartonien-Priabonien, en l'absence de données paléontologiques plus précises.

Le Flysch noir est surtout développé dans la nappe du Châtelet. Il y débute fréquemment par un horizon lenticulaire basal de grès grossier (**eFGb**) discordant sur les différents termes de la série, jusqu'au Trias. D'autresaffleurements de grès grossiers lenticulaires, de position stratigraphique indéterminée, ont été figurés **eFG**.

Dans la partie basale, on observe en plusieurs points des bancs lenticulaires, épais de quelques mètres, de conglomérats polygéniques à éléments cristallins (**eFC**) en compagnie de lames de calcaires planctoniques et de schistes rouges qui sont probablement des olistolites glissés dans le flysch.

Il comporte enfin de nombreuses intercalations lenticulaires de pélites ou « schistes » à blocs (**eFB**) qui deviennent dominantes dans le flysch sur les versants de la vallée de l'Ubaye en bordure de la zone briançonnaise.

Dans ces pélites non stratifiées sont inclus de nombreux blocs anguleux dispersés, décimétriques, de grès brunâtres et de calcaires fins, d'origine indéterminée. En outre elles contiennent des lames, d'épaisseur décamétrique et de longueur hectométrique, de formations diverses, qui sont interprétées comme des olistolites glissés dans la sédimentation normale du flysch. Les plus importants de ces corps lenticulaires ont été figurés sur la carte, avec leur teinte et leur notation spécifique.

À côté de calcaires planctoniques à microfaune du Crétacé supérieur ou du Paléocène d'origine briançonnaise, on rencontre la plupart des faciès des flyschs exotiques : séquences de grès fins et calcaires à helminthoïdes, Schistes de Serenne, Schistes noirs et versicolores du Col de Vars.

Au total, le « Flysch noir » de la nappe du Châtelet représente un complexe chaotique tectono-sédimentaire formé dans le bassin paléogène briançonnais lors des premiers charriages de flyschs exotiques ligures à l'Éocène supérieur.

### Zone piémontaise

**IC. Calcaires et calcschistes sombres (Lias).** Alternance de plaquettes centimétriques à patine rousse (en « pile d'assiettes »), et de bancs calcaires décimétriques à patine grise et cassure sombre, prenant de manière irrégulière un faciès de calcschistes sous l'effet de la déformation tectonique intense. Ce faciès, épais d'une centaine de mètres, a été daté du « Sinémurien » *s. lato* au Nord du Col de Montgenèvre (découverte d'*Arnioceras*, Lemoine, 1971, *in* Tricart, 1974). Plus à l'Est, dans les hautes vallées piémontaises, la même formation a livré des ammonites du Lias moyen (Michard, 1967).

**j m Br. Formation détritique rousse (Dogger)** (environ 100 à 200 m ?) Calcschistes à nombreuses intercalations de brèches et de microbrèches à éléments surtout calcaréo-dolomitiques, en bancs lenticulaires souvent granoclassés (turbidites). En l'absence de données paléontologiques, l'âge est incertain : Lias supérieur à Dogger.

### FORMATIONS SUPERFICIELLES ET QUATERNAIRES

#### • Alluvions fluviales et torrentielles

**Fx. Alluvions anciennes consolidées « interglaciaires ».** Ces alluvions consolidées en poudingues forment les « terrasses » du Roc d'Embrun, de Châteauroux et de Mont-Dauphin qui représentent un même comblement fluvial de la vallée de la Durance et de la basse vallée du Guil antérieur à la glaciation würmienne qui en a déblayé la plus grande partie. La surface (d'érosion) de ce comblement s'abaisse de 1 080 m dans la vallée du Guil (Montgavie) à environ 870 m à Embrun.

L'auteur de la carte les a retrouvées en rive gauche de la Durance, où elles n'avaient pas encore été signalées : en amont du Plan de Phazy à 970 m d'altitude et aux abords nord-est du lac de Siguret, entre 1 000 m et 1 050 m d'altitude, où se trouve une assez vaste étendue de galets duranciens plus ou moins consolidés affleurant de manière médiocre au milieu de la moraine qui drappe le relief constitué par le Flysch de Saint-Clément.

À Embrun et Châteauroux, le matériel composé de galets pluri-décimétriques liés par une matrice sablo-graveleuse qui peut former des lits lenticulaires, ne présente pas de différence notable par rapport à celui de la Durance actuelle. À Mont-Dauphin, l'origine queyrassienne est dominante (abondance de gabbros provenant des « Schistes lustrés », absence de roches granito-gneissiques pelvousiennes) : il s'agit manifestement d'un ancien cône torrentiel du Guil.

Ces alluvions sont consolidées de manière irrégulière par des enduits calcaires interstitiels. L'altération récente des zones moins cimentées détermine des cavités dont certaines sont encore utilisées comme abris de fortune au pied du Roc d'Embrun et sous les petits escarpements rocheux des Baumes au Sud de Châteauroux.

À Châteauroux et dans la gorge du Guil, ces alluvions sont recouvertes par des dépôts morainiques tout d'abord lités, de type fluvio-glaciaire, ensuite par de la moraine de fond, selon un contact diffus qui semble indiquer localement une transition continue entre les régimes fluvial et glaciaire.

Selon des observations anciennes (Gignoux et Moret, 1938) confirmées ultérieurement par plusieurs auteurs, dont D. Denizot (1947), les poudingues du Roc d'Embrun reposeraient à leur extrémité nord sur une moraine ancienne dont les affleurements ne sont plus actuellement visibles. Selon son âge, Riss ou interstadiaire du Würm, qui a été un sujet de controverses, les poudingues d'Embrun, Châteauroux et Mont-Dauphin peuvent être considérés comme interglaciaires Riss-Würm, ou interstadias du Würm.

**Fy. Alluvions anciennes post-glaciaires.** Alluvions graveleuses ou limoneuses remplissant des cuvettes ou des sillons étagés sur les versants des grandes vallées, creusés par des écoulements temporaires contemporains du retrait des glaciers (environs de Risoul au Sud de Guillestre, plateau de Fontmolines au Sud de Châteauroux, environs des Orres).

**Fz. Alluvions actuelles.** Blocs, galets, graviers, sables, limons et suspensions argileuses (« laves torrentielles ») transportés par les rivières et les torrents.

Dans la vallée de la Durance, près du Plan de Phazy, le remplissage alluvial atteint une épaisseur remarquable de 114 m, reconnue par sondage (Silvestre *et al.*, 1993), qui témoigne d'un surcreusement glaciaire important dans la cluse de Saint-Clément sous la plaine de Barbein.

Des nappes d'alluvions torrentielles peuvent recouvrir et masquer des tourbières épaisses. C'est le cas du « lac Napoléon » sur le Chagne entre Vars-les-Claux et le Col de Vars et probablement du plan de la chapelle Saint-Pierre à l'amont du Torrent des Vachères à l'Est des Orres.

Les secteurs teintés (1) représentent les zones inondables. Dans la plaine de la Durance et du Guil celles-ci sont délimitées au mieux selon la topographie, les obstacles artificiels (voie ferrée, routes) et les traces de divagations ou méandres visibles sur le terrain ou sur photos aériennes. En raison de son étroitesse, la totalité de la vallée du Chagne en aval de Guillestre est jugée inondable. Ailleurs elles correspondent au lit majeur des torrents.

**Jz, Jy. Cônes de déjection torrentiels.** Les plus importants de ces appareils se situent au débouché des torrents affluents de la Durance et de l'Ubaye. D'autres sont situés dans les vallées intérieures au confluent de deux torrents d'inégale capacité de transport. Certains d'entre eux peuvent montrer des caractéristiques (pente plus forte, mauvais classement longitudinal des cailloutis) qui les rapprochent des cônes mixtes où le transport du matériel est en partie gravitaire.

La représentation **Jz** désigne les **secteurs actifs ou d'activité récente**, qui se raccordent aux zones alluviales inondables. Selon le cas, **Jy** correspond à des **secteurs stabilisés de cônes actifs**, tels le grand cône du Torrent des Vachères au Sud d'Embrun et celui du Palps de Risoul, ou à des **cônes fossiles** complètement déconnectés de tout torrent actuel comme ceux de Siguret, de Châteauroux, de Guillestre et du vallon du Mélezet en amont de Ceillac, ainsi que plusieurs cônes mineurs dispersés sur les versants de la vallée de la Durance.

Ces derniers témoignent d'une évolution rapide du réseau hydrographique secondaire depuis la fin du Würm.

### • **Formations gravitaires des versants**

#### **EJ. Cônes semi-torrentiels, cônes et couloirs d'avalanches.**

Cônes sans torrent permanent, à pente soutenue, formés de cailloutis non classés transportés tantôt gravitairement, tantôt par l'eau ou la neige selon la saison, la plupart situés à l'aval de couloirs canalisant des chutes de pierres et/ou des avalanches.

**Ey. Éboulis stabilisés.** Cailloutis divers des versants, fixés par la végétation, ou déconnectés de leur zone d'alimentation.

**Ez. Éboulis actifs ou entretenus.** Talus ou cônes coalescents à forte pente, formés de blocs et de cailloutis classés (gros éléments au bas de la pente), accumulés par simple gravité en contrebas de reliefs rocheux fragmentés sous l'action du gel. Ils sont abondants dans les massifs du Parpaillon et d'Escreins. Au-dessus de 2 500 m d'altitude, ils peuvent être garnis à leur pied d'un bourrelet nival créé par la repatement du manteau neigeux ou la solifluxion des cailloutis saturés d'eau en environnement périglaciaire.

**EB. Éboulements, chaos rocheux.** Éboulis à gros blocs, à priori stabilisés, pouvant inclure des masses rocheuses tassées. Certaines accumulations importantes peuvent combler et masquer la niche d'arrachement d'un glissement de terrain de grande ampleur (vallée de l'Ubaye au Pas de la Reyssole entre Saint-Paul et Tournoux). On a également représenté sous ce figuré un curieux éboulement-glissement de blocs de gypse étalé sur le plateau de la Draye à l'est des Gendres (angle sud-ouest de la carte).

**Sz, Sy. Glissements de terrain.** Mouvements gravitaires de versants concernant des matériaux meubles, de différents types (rotationnels, en nappes ou coulées plus ou moins fluides, etc.) formés aux dépens des formations argileuses du substratum (Terres noires, flyschs argileux) et/ou des formations superficielles, surtout les moraines, qui les recouvrent. Ils sont particulièrement abondants aux alentours d'Embrun et dans la combe de Vars entre le col du même nom et les abords de Guillestre.

Beaucoup de ces mouvements ont commencé à se produire lors de la déglaciation fini-wurmienne, en compagnie de grands tassements de



masses rocheuses, sous l'effet de la décompression des versants et de conditions climatiques favorables à la désagrégation des roches (précipitations abondantes, forts écarts de températures, absence de couvert végétal). D'autres, plus récents, encombrent des griffes d'érosion torrentielle, en particulier celles qui exposent les Terres noires d'Embrun sous leur couverture morainique.

La notation « S » désigne la masse glissée, quel que soit le matériel en cause (celui-ci peut être déduit de l'environnement du glissement).

Sz représente les glissements indéniablement actifs (crevasses, talus frais multiples, contrepentes avec eaux stagnantes, ruisseaux divagants, arbres basculés, végétation de broussailles épineuses caractéristiques, désordres sur les routes et chemins, etc.).

Sy désigne des secteurs où certains de ces indices sont absents ou peu nets, mais dont la morphologie d'ensemble, sinon la nature hétérogène des matériaux impliqués, dénonce un glissement plus ou moins ancien et temporairement stabilisé.

#### • **Glissements et tassements de masses rocheuses**

Ces phénomènes signalés sur la carte par des signes distinctifs selon la dimension des masses déplacées, orientés dans le sens du déplacement, sont nombreux sur la feuille Embrun, en particulier dans le massif du Parpaillon où des versants entiers sont formés de plaques de Flysch à helminthoïdes glissées. Ils concernent surtout les versants des vallées conformes au pendage du flysch dont le litage décimétrique favorise le clivage en plaques rocheuses.

Des masses glissées de grandes dimensions mais restées assez cohérentes peuvent mimer des affleurements en place, comme c'est le cas en contrebas de Crévoux au long du torrent. Mais leur contre-pendage aberrant vers le Sud, la fissuration des bancs et leur brusque interruption latérale ne laissent aucun doute sur leur nature de méga-blocs d'ailleurs emballés dans l'épais colmatage fluvio-glaciaire qui porte le village.

Quand ces masses sont très disloquées, il devient difficile de les distinguer cartographiquement des grands éboulements représentés EB, avec lesquels tous les intermédiaires sont possibles. Ce cas se présente sur le versant nord-est de la Montagne Pelat, au Nord du Grand Parpaillon, avec un grand glissement chaotique de blocs de Grès de l'Embrunais qui oblitère simultanément une faille subméridienne importante et le chevauchement de Crévoux qu'elle recoupe.

Dans le Flysch à helminthoïdes, ces glissements de plaques qui ont accompagné la déglaciation des vallées à la fin du Würm sont tous stabilisés, sauf localement au-dessus de 2 500 m d'altitude où une reptation actuelle peut être observée (versant nord du col du Parpaillon, pente occidentale de la Barre de la Pisse dans le haut vallon du Crachet).

Parmi les autres tassements de masses rocheuses figurés sur la carte, signalons les grands panneaux de Grès de Pinfol étagés dans le versant de Saint-André-d'Embrun, à l'origine du curieux plateau des châlets de Bouffard, qui procèdent d'un mécanisme de glissement rotationnel de grande ampleur. Il en est de même pour le versant de rive droite de la Durance entre Saint-Clément et Réotier où aucun des témoins des divers membres du flysch subbriançonnais n'est en place. Le versant de rive droite de l'Ubaye aux abords de Serenne et de Saint-Paul est également occupé par de grandes masses de schistes disloquées noyées dans de la moraine.

D'autres tassements importants se sont produits en bordure d'une faille qui a guidé sinon induit la rupture. Au Nord de Châteauroux, la partie centrale de l'écaille subbriançonnaise de Roche Rousse et le flysch qui la surmonte sont affaissés en masse sur une hauteur d'une centaine de mètres au long d'une faille qui appartient au faisceau diffusif post-nappes régional.

En bordure occidentale du bassin de Guillestre, l'unité briançonnaise de la Forêt de Risoul sectionnée par la faille de la Durance s'est répandue en une dizaine de paquets disloqués sur le versant de flysch garni de moraines de Gaudissart. Il n'est pas exclu que cet éboulement de grande ampleur se soit produit lors d'une secousse sismique de forte intensité liée au jeu de la faille.

Enfin, c'est un panneau entier d'une nappe de charriage, celle de Peyre Haute à l'extrémité méridionale de la Crête de Vars, qui est parti à la dérive sur le flysch de l'unité du Châtelet dans le versant de l'adret de Vars-Sainte-Marie. La superposition d'une série calcaréodolomitique épaisse, fracturée et très perméable sur un soubassement de flysch imperméable évidé par l'érosion glaciaire explique ce détail de la morphologie du pays de Vars. Ce vaste mouvement se serait produit à une date antérieure à - 6 400 BP d'après la datation d'un paléosol rencontré sur la route d'alpage des Cougnets (*in* Martin, 1996). Le détachement de l'énorme bloc dolomitique du Crépoun est probablement plus récent, peut-être sub-historique (?).

### • **Dépôts glaciaires et périglaciaires**

**G. Glaciaire würmien.** Les dépôts glaciaires sont représentés surtout par les moraines de fond des glaciers würmiens de la Durance et de l'Ubaye et de leurs principaux affluents, le Guil, le Chagne, le Cristillan et le Parpaillon. Des moraines locales plus récentes mais non datées occupent les hautes vallées du Parpaillon.

### **Blocs erratiques**

Les versants de la vallée de la Durance et du bassin de Guillestre sont riches en blocs erratiques parmi lesquels dominent les granites et gneiss du massif du Pelvoux et les roches vertes (serpentinites, gabbros, prasinites) du Haut Queyras, en compagnie de la plupart des faciès de la série briançonnaise.

Ces blocs sont toutefois trop petits et trop dispersés pour être repérés sur la carte, hormis un monolithe de gneiss pelvousien d'un millier de m<sup>3</sup> isolé sur le plateau de Fontmolines au Sud de Châteauroux.

**Gy. Glaciaire post würmien.** Dépôts morainiques des hautes vallées dans le massif d'Escreins, surtout en versant nord, colonisés par la végétation herbacée, attribuables à des crues glaciaires récentes, voire historiques (« petit âge glaciaire » des années 1500 à 1800).

**Gz. Glaciaire récent sub-actuel.** Dépôts morainiques sans végétation, associés à des névés permanents, en particulier sur le versant nord de la Font Sancte aux alentours du Lac Sainte-Anne.

**FG. Fluvio-glaciaire würmien.** Matériel morainique transporté par les torrents et accumulé sur de fortes épaisseurs, avec une surface de comblement horizontale plus ou moins conservée, dans la plupart des vallées tributaires de la Durance et de l'Ubaye. Ces dépôts se sont réalisés par obturation glaciaire lors de la décrue wurmienne. Seule l'accumulation de Fouillouse a été représentée comme telle sur la carte. Les autres, en Ubaye (Meyronnes, les Pras de Sainte-Anne) ou sur le versant durancien (Mélezet des Orres, Crévoux) n'ont pas été distinguées des moraines vraies ou des alluvions anciennes.

**EG. Glaciers rocheux stabilisés.** Amas caillouteux à pente modérée, accidentés de nombreuses crêtes pseudo-morainiques lobées caractéristiques leur donnant un aspect de coulées visqueuses, accumulés dans les versants et cirques glaciaires d'altitude, au bas des talus d'éboulis qui les ont alimentés. Ces formations résultent du lent glissement des éboulis saturés d'eau gelée en profondeur, dans une ambiance périglaciaire qui, actuellement, n'est réalisée dans la région qu'à une altitude supérieure à environ 2 800 m (Évin et Fabre, 1990).

Ces glaciers rocheux sont en effet inactifs. Les accumulations les plus importantes se trouvent dans le massif du Parpaillon au Nord et à l'Est du Pic de Chabrières et à l'Est du Pic de Crévoux près du Col de Vars, avec plusieurs générations de glaciers rocheux emboîtés les uns dans les autres. Le système le plus vaste est celui qui descend à travers la station de Vars-les-Claux, jusqu'au Chagne, à 1 850 m d'altitude.

**EGz. Glaciers rocheux récents, localement actifs.** Glaciers rocheux de haute altitude (supérieure à 2 800 m) avec bourrelets dépourvus de végétation et indices de reptation, localisés essentiellement dans le versant nord-oriental de la Font Sancte.

### • **Formations diverses**

**C. Colluvions.** Produits de lessivage de formations superficielles meubles (moraines) colmatant des cuvettes d'origines diverses isolées sur les versants (environs des Orres-village et de Saint-Sauveur).

**T. Tourbières.** Dépôts humiques plus ou moins chargés en sédiments fins silto-argileux remplissant des ombilics ou des sillons glaciaires,

voire d'anciens lacs d'origines diverses, partiellement préservés de l'alluvionnement torrentiel.

Ce dernier cas est celui du plan alluvial du Refuge Napoléon en amont de la station de Vars-les-Claux où une petite digue retient un modeste plan d'eau, « le lac Napoléon ». Ce site est un lac de barrage du Chagne dû à un important glissement de terrain en rive droite, actuellement stabilisé, et qui s'appuie sur un petit verrou glaciaire en rive gauche. Des études réalisées récemment en vue d'utiliser le plan d'eau comme réserve hivernale pour alimenter des canons à neige ont montré que la couche superficielle d'alluvions argilo-graveleuses (représentée comme Fz sur la carte) recouvre environ 7 m de tourbe.

**U. Tufs calcaires.** Encroûtements calcaires formés à l'émergence d'eaux souterraines chargées en carbonate de calcium. Trois accumulations significatives de tufs sont figurées sur la carte :

– en rive gauche de la vallée du Torrent de Crévoux, à 2 km à l'Ouest de cette localité ; les venues d'eau abondantes se situent au niveau du chevauchement (masqué par de la moraine) de la nappe du Parpaillon sur la formation de Pinfol du Flysch de Saint-Clément ;

– en rive droite du vallon des Couniets, à 3 km en amont et au Sud-Est de Vars-Sainte-Marie. Plusieurs sources abondantes dont l'eau est recueillie dans un canal d'irrigation émergent au bas du versant formé par le flysch briançonnais, dans des conditions hydrogéologiques énigmatiques ;

– sur le site des sources thermales du Plan de Phazy où d'importants dépôts de tufs ocre chargés en oxydes de fer ont formé une croûte épaisse en bordure de la plaine de la Durance.

**X. Remblais, décharges, terrassements importants.** Sont ainsi représentés sur la carte :

– la digue de rive gauche de la Durance a son débouché dans la retenue de Serre-Ponçon ; cet ouvrage protège la plaine de Baratier et sa zone d'activité commerciale située à une cote voisine de celle de la Durance dont le lit tend à se surélever à l'amont du lac ;

– la plate-forme d'accès au plan d'eau d'Embrun ;

– la plate-forme de la gare d'Embrun ;

– deux décharges contrôlées respectivement à Pralong et à l'Est de Fontmolines entre Embrun et Châteauroux ;

– un dépôt d'enrochements en rive gauche du lit du Rabioux, en contrebas de la voie rapide N 94 ;

– la plate-forme de l'héliport de Vars-les-Claux, à l'amont du « lac Napoléon » ;

– la plate-forme réalisée pour le nivellement du fond du vallon de Risoul-1850, sous une partie de la zone construite et à l'amont immédiat dans le secteur de convergence des pistes de ski. Dans cette zone, les écoulements de surface ont été renvoyés dans un ouvrage souterrain, avec le risque d'obstruction et d'inondation en cas de crue exceptionnelle tout à fait possible dans ce bassin versant établi en totalité sur des terrains imperméables.

Dans la station de Vars-les-Claux des travaux analogues ont été réalisés sur un cône torrentiel actif pour lequel on a préféré conserver la représentation Jz en raison de la notion de risque naturel qu'elle suggère.

On a pris le parti de cartographier en « X », en raison de leur gigantisme, les zones de terrassements réalisés pour des pistes de ski des stations des Orres et de Vars-les-Claux. Ces autoroutes de la glisse ont totalement gommé les traits naturels des pentes où elles ont été tracées et généré une morphologie parfaitement artificielle. Certaines d'entre elles empruntent des couloirs d'avalanches, comme la piste de record de vitesse de Chabrières à l'amont de Vars-les-Claux.

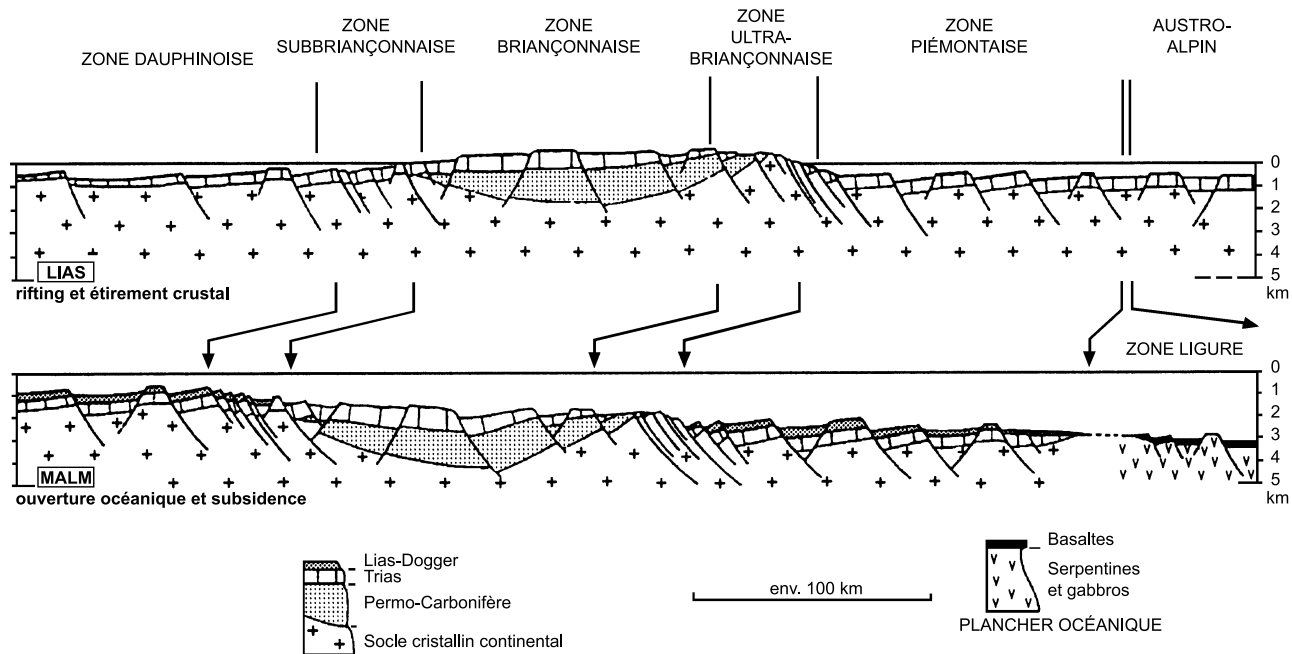
Parmi les ouvrages liés aux sports d'hiver, signalons l'existence, en amont de la station des Orres, de sept monticules en enrochements appelés « tas freineurs » édifiés au bas du couloir d'avalanches du versant ouest du Pic de Boussolenc. Ces ouvrages, qui ont été regroupés en un seul « affleurement » X sur la carte, sont destinés à protéger des avalanches une piste de ski et les installations de départ d'un téléski en contrebas de l'ancienne cabane d'alpage de la Portette, qui, elle, a été bâtie sur un épaulement rocheux à l'écart de la zone avalancheuse.

## **HISTOIRE GÉOLOGIQUE DES SÉRIES REPRÉSENTÉES SUR LA CARTE**

L'histoire alpine des unités litho-structurales représentées sur la carte se divise en quatre étapes qui accompagnent la naissance, au sein de l'immense continent pangéen, puis le développement et la fermeture d'un domaine océanique éphémère, la Téthys (fig. 17, 18 et 19).

Cette ouverture océanique contemporaine de celle de l'Atlantique central, au cours du Jurassique, se traduit ici par l'élaboration d'une marge continentale européenne en bordure nord-occidentale d'un océan étroit, la Téthys ligure. Après une expansion rapide au Jurassique supérieur, cet océan arrive à maturité au cours du Crétacé inférieur puis se referme à la fin du Mésozoïque par subduction intra-océanique suivie d'une collision continentale au cours du Paléogène.

Les unités dauphinoises, subbriançonnaises, briançonnaises et piémontaises proviennent de la marge continentale européenne, alors que les flyschs exotiques ont été expulsés au Paléocène du domaine océanique ligure apparu au cours du Dogger.



**Fig. 17 - Coupe des Alpes au Jurassique, avant et après l'ouverture océanique téthysienne de la zone ligure**  
 (d'après Tricart, 1984, retouché, *in* notice feuille Aiguille de Chambeyron, 1994)

Ces étapes sont les suivantes :

### **Trias (étape « pré-rift »)**

L'ensemble de la région correspond à un domaine de plate-forme où la sédimentation carbonatée et évaporitique à fleur d'eau succède aux dépôts de sables fluviaux, puis littoraux, du « Permo-Trias ». La subsidence s'accroît d'Ouest en Est comme le montre la forte épaisseur du Trias briannonnais en contraste avec celui du domaine externe dauphinois, pelliculaire. Au Trias supérieur (Carnien), la plate-forme est affectée par une fracturation distensive, avec volcanisme fissural dans le domaine dauphinois. Certaines régions du Briançonnais émergent dès cette époque. D'autres secteurs montrent un approfondissement à la fin du Trias (Rhétien).

### **Lias-Dogger (étape « syn-rift » : création de la marge continentale)**

Une fracturation distensive intense affecte l'ensemble des territoires entre le Sinémurien et le Bajocien. Un système complexe de blocs basculés limités par des failles listriques vient accidenter les fonds marins. Il en résulte d'importantes variations de faciès et d'épaisseur de la sédimentation dans le domaine dauphinois où cette tectonique reste sous-marine, comme dans une partie de la zone subbriannonnaise (Claudel et Dumont, 1999).

En effet, certains secteurs subbriannonnais sortent de l'eau, de même que l'ensemble de la zone briannonnaise qui devient une « île » soumise à une érosion aérienne d'autant plus profonde que les reliefs des blocs basculés étaient plus élevés, à l'Est, en bordure du domaine piémontais qui est resté submergé.

Au cours du Dogger, la croûte continentale se rompt et un nouveau domaine « ligure », à fond océanique, vient s'interposer entre les marges européenne et apulo-africaine (ou sud-alpine).

Les plus anciens sédiments carbonatés ou siliceux (radiolarites) qui se sont déposés sur ce fond, où la séquence ophiolitique est souvent réduite, voire absente, au-dessus des péridotites mantelliques serpentiniées, ont été datés du Callovien sur le versant italien du Queyras.

C'est donc à cette époque que les cinq domaines paléogéographiques majeurs reconnus sur cette transversale alpine acquièrent leur individualité. Leurs frontières respectives seront le lieu privilégié du découpage en nappes lors de l'orogénèse alpine.

### **Malm-Crétacé inférieur (expansion océanique téthysienne)**

Dès la fin du Dogger, les différents domaines individualisés sur la marge témoignent d'un approfondissement, ou redeviennent sous-marins, au Bathonien dans le cas du Briançonnais.

Dans le domaine dauphinois, la subsidence est compensée par une sédimentation argileuse abondante qui limite la profondeur des dépôts.

Plio-quadernaire	Fracturation distensive W ↔ E (faisceau du Parpaillon)	
Miocène sup.	Charriage de la nappe de Digne (→ SW)	
	Plissement synschisteux post-nappes (→ E)	(T3 briançonnaise)
	Plissement synschisteux interne (→ SW) de la nappe du Parpaillon (?)	?
Miocène	Charriage égyptique (→ SW) de la nappe du Parpaillon	} (T2 briançonnaise)
	Érosion → Terres noires d'Embrun	
Oligocène	Plissement synschisteux (→ SW) de l'autochtone + Subbriançonnais + Autapie	?
	Charriage (→ W) des unités subbriançonnaises transportant la nappe de l'Autapie	(T1 briançonnais)e
	Érosion aérienne → Terres noires (ablation d'environ 1 000 m de série Crétacé sup. - Priabonien)	
Priabonien	Olistostrome sommital avec distolites issus de la nappe de l'Autapie (milieu abyssal) Flysch Grès d'Annot (épaisseur > 500 m) (m. bathial - abyssal) Marnes à globigérines (m. bathial) Calcaires à nummulites (m. circalittoral) Conglomérat basal (m. fluvio-littoral) <i>Invasion marine. Discordance</i>	(subsidence > 4 000 m en 3 Ma)
Éocène inf.-moy. Paléocène Crétacé sup. terminal	Érosion aérienne et plissement N → ← S	
Crétacé supérieur	Émersion Sédimentation pélagique <i>Discordance</i> Plissement (N → ← S) (Dévoluy)	
	Émersion ?	
Crétacé inférieur Malm Dogger supérieur	Sédimentation pélagique épaisse (> 5 000 m)	
Dogger inférieur Lias	Fracturation distensive sous-marine liée à la formation de la Marge continentale européenne (rifting téthysien)	
Trias supérieur	Sédimentation de plate-forme carbonatée et évaporitique Volcanisme basique fissural (spilites de Remollon)	
Trias moyen	Sédimentation fluvio-littorale. <i>Invasion marine. Discordance majeure</i>	
Trias inférieur Permien	Érosion aérienne post-hercynienne	

**Fig. 18 - Histoire tectogénétique de l'Embrunais-Ubaye**



L'épaisse série des Terres noires d'Embrun, continue du Bajocien supérieur à l'Oxfordien, s'est accumulée dans un demi-graben situé en contrebas et à l'Est du haut-fond de Saint-Julien où le Callovien moyen repose directement sur le Toarcien (feuille Chorges).

Dans les domaines subbriançonnais et briançonnais, la profondeur des bassins approche ou dépasse localement le niveau de la CCD (calcaires à cherts et radiolarites) et les séries sont réduites ou lacunaires selon la topographie sous-marine.

### **Crétacé supérieur-Paléocène (fermeture de la Téthys)**

Les premiers mouvements compressifs de l'orogénèse alpine sont difficiles à déceler sur le territoire de la carte, sauf au niveau de l'échelle de Saint-Sauveur où la discordance du Sénonien sur les Terres noires jurassiques dauphinoises témoigne de la poursuite vers l'Est des plissements anté-sénoniens du Dévoluy.

Dans le domaine subbriançonnais on observe à cette époque des flyschs précoces mais localisés dans certaines séries situées hors de la carte (Piolit, Pelat, feuilles Chorges et Barcelonnette).

En Briançonnais, les brèches qui envahissent localement la formation des Calcaires planctoniques jalonnent des reliefs sous-marins créés par des failles actives éventuellement compressives.

À l'Est de la zone briançonnaise, au-delà du domaine piémontais (au sens moderne) à peine effleuré par la carte, les Flyschs à helminthoïdes se déposent sous la CCD dans un ou plusieurs sillons abyssaux situés à l'aplomb d'une zone de subduction intra-océanique active dès le milieu du Crétacé. La lithologie particulière de ces flyschs suppose un environnement d'aïres à sédimentation carbonatée pélagique abondante fournissant les micrites des calcaires à helminthoïdes, ainsi que des reliefs aériens plus lointains exposant un socle granitique garni de volcanites permienes et qui pouvait se trouver sur la marge sud-alpine déjà structurée.

Les positions respectives originelles des trois séries connues en Embrunais-Ubaye dans le domaine ligure restent spéculatives. L'unité de Serenne, qui a le plus d'affinités avec les séries à ophiolites du Queyras pourrait être plus externe que celle du Parpaillon qui occuperait une position centrale. Quant à la série de l'Autapie, elle peut être interprétée comme un prisme d'accrétion à l'aplomb de la marge sud-alpine.

La sédimentation de ces flyschs précoces s'interrompt au début du Paléocène, ce qui marque la cicatrisation de la Téthys ligure. Au même moment s'effectue sans doute la mise en place des premières nappes à matériel océanique sur le domaine piémontais (obduction initiale).

Dès lors une partie de ces séries est incorporée à la zone piémontaise au sein de structures plicatives synmétamorphes à l'origine des « Schistes lustrés » des régions internes de l'arc alpin. Une autre partie, décollée au niveau des Schistes noirs du Col de Vars, va migrer en

nappes d'abord vers le Nord sur la zone piémontaise au Paléocène-Éocène, ensuite vers l'Ouest à l'Éocène supérieur-Oligocène sur les domaines briançonnais et subbriançonnais, jusqu'à la zone externe atteinte au début du Miocène par la nappe du Parpaillon.

### **Éocène (collision continentale)**

Cette époque est marquée par le creusement d'une avant-fosse « nummulitique » au front de la zone liguro-piémontaise déjà structurée. Ce piège à turbidites terrigènes qui s'amorce en Briançonnais, et dans certaines régions subbriançonnaises, au cours de l'Éocène moyen, migre vers l'extérieur de la chaîne naissante pour atteindre le domaine dauphinois oriental à l'Éocène supérieur (bassin des Grès d'Annot).

L'activité tectonique y perturbe localement la sédimentation (prisme d'accrétion de Saint-Clément). Certains secteurs reçoivent des masses rocheuses éboulées au front des premières nappes de flyschs exotiques qui se mettent en place en milieu sous-marin (flysch chaotique de la nappe du Châtelet).

La sédimentation s'achève partout, à la fin de l'Éocène, par des olistostromes (schistes à blocs) accompagnant la mise en place précoce de la nappe de l'Autapie.

Dans le domaine dauphinois, l'installation de ce bassin intervient après une longue période d'émersion et d'érosion (Maastrichtien à Bartonien) qui accompagne un plissement « pyrénéo-provençal » modéré. Dans les régions subbriançonnaises, cette émersion se limite généralement au seul Éocène inférieur.

Le Briançonnais reste submergé du Crétacé supérieur à l'Éocène moyen, sauf dans l'aire de la nappe du Châtelet où le flysch repose sur un substratum érodé localement jusqu'au Trias.

### **Oligocène-Miocène (charriage des nappes briançonnaises et de l'Embrunais-Ubaye)**

Les évènements qui interviennent dans cette période sont résumés dans les tableaux (fig. 18 et 10) qui concernent respectivement l'Embrunais-Ubaye et la zone briançonnaise. On y remarquera une contradiction des chronologies relative à l'étape tectonique briançonnaise T2.

Selon P. Tricart (1980, 1986) et O. Merle (1982), cette étape, qui est marquée par l'avancée du front briançonnais « cicatrisant » la zone subbriançonnaise, serait responsable du plissement de la nappe du Parpaillon déjà mise en place, « à plat », en Embrunais-Ubaye au cours de l'Oligocène.

L'auteur de la carte, suivi d'ailleurs par N. Fry (1989), propose que T2 soit contemporain du plissement synschisteux de l'autochtone relatif conjointement avec les nappes subbriançonnaises et leur pseudo-couverture de flysch Autapie. Cette étape est peu visible aux environs d'Em-

brun, alors qu'elle est flagrante aux environs de Barcelonnette où la nappe du Parpaillon repose en discordance totale sur une surface d'érosion recoupant ces structures. Elle serait ainsi arrivée plus tardivement, déjà plissée, plutôt au début du Miocène qu'au début de l'Oligocène.

Néanmoins, si on doit admettre, selon O. Merle, que cette nappe a été plissée après sa mise en place, il faudrait alors envisager un rejeu du front briançonnais au cours d'une étape « T2 bis » d'âge miocène, probablement difficile à mettre en évidence en Briançonnais.

### **Pliocène (fracturation distensive)**

La fracturation distensive sub-méridienne de l'Embrunais-Ubaye, qui a été évoquée à propos de la faille de la Durance, est manifestement post-nappes. À l'Ouest d'Embrun, elle intéresse la structure du Dôme de Remollon dont elle recoupe le chevauchement frontal qui n'est autre que celui de la nappe de Digne, mise en place au Messinien sur le bassin néogène de Digne-Valensole.

On doit donc la situer au Pliocène. Le rejeu quaternaire-actuel de certaines de ces failles est probable.

### **Quaternaire (acquisition de la morphologie)**

#### **Glaciation würmienne**

L'ensemble de la région d'Embrun a été occupée par les glaciers de la Durance et de l'Ubaye et de leurs affluents au Riss et au Würm. Dans l'emprise de la carte ne figure aucun témoin reconnu de dépôts glaciaires antérieurs au Würm.

Au pléniglaciaire würmien, la surface du glacier de la Durance se situait dans le bassin de Guillestre aux alentours de 2 000 m d'altitude comme le prouve l'important culot de moraine durancienne des Demoiselles du Merdanel conservé à 1 950 m d'altitude au Nord de Mont-Dauphin (Beaudevin, 2000).

Dans le bassin d'Embrun, le cirque des Orres était rempli de glace jusqu'à l'altitude d'environ 1 800 m. Les stades successifs de retrait y sont soulignés par de nombreuses petites banquettes et de rares vallums latéraux épargnés par les glissements de terrain.

Le glacier durancien a obturé temporairement des vallées affluentes déglacées comme le montrent les banquettes fluvioglaciales de Crévoux (1 550 m) et du Mélezet des Orres (1 450 m). Au Sud immédiat de cette localité subsistent deux moraines latérales d'un important glacier local provenant du haut vallon de l'Eyssalette (feuille Barcelonnette) auquel on doit le cirque rocheux pittoresque des Sources de Jérusalem encastré dans les écailles basales de la nappe du Parpaillon.

Dans la cuvette de Guillestre, le glacier de la Durance était rejoint par les glaciers du Guil, du val d'Escreins (Rif Bel) et du Chagne.

Dans l'auge du val d'Escreins, le glacier du Rif Bel issu du cirque du Panestrel (qui en conserve une relique) était renforcé par une importante langue de glace installée dans le vallon Laugier. Celle-ci, greffée sur une calotte glaciaire accrochée en contrebas du Pic des Houerts sur la voûte de la Mortice, a débordé par le col de la Coulette, à 2 400 m, pour rejoindre le glacier du Chagne à Vars, tout en refluant vers le Sud dans le vallon des Couniets. Cette diffluence est attestée par plusieurs vallums à cailloutis calcaires ou dolomitiques briançonnais conservés à la Coulette et près de la cabane d'alpage des Couniets. Les eaux de fonte de cette langue de glace débordante ont temporairement alimenté un petit cône torrentiel sur le versant de Vars.

Quelques blocs de roches briançonnaises (quartzites et dolomies triasiques) dispersés sur la pelouse proche au Sud de la chapelle Sainte-Marie-Madeleine du Col de Vars, et la morphologie caractéristique du relief à l'Est immédiat de ce passage, sont la preuve d'une diffluence pléniglaciaire du glacier de l'Ubaye par-dessus le Col de Vars à l'altitude d'environ 2 200 m, signalée autrefois par C. Péguy (1947).

En aval de Saint-Paul, ce glacier a creusé plusieurs sillons colmatés par des colluvions dans la crête de Flysch à helminthoïdes au Sud de Tournoux à 2 000 m d'altitude. Au cours de son retrait il a obturé la vallée du torrent de Parpaillon qui conserve une banquette fluvio-glaciaire au niveau des Pras de Sainte-Anne vers 1 700 m d'altitude. De même, l'énorme talus de matériel morainique de Saint-Ours – Meyronnes, site de nombreux glissements de terrain, s'est probablement formé par obturation de la vallée de l'Ubayette, déjà déglacée, par le glacier de l'Ubaye encore présent au niveau de la Condamine.

Un stade ultime du retrait de ce glacier est jalonné par la moraine latérale de Tournoux.

Lors de la déglaciation post-Würm, le profil glaciaire de la plupart des versants a été altéré par de vastes mouvements gravitaires qui se sont produits aux dépens du substratum rocheux, quand sa structure ou sa lithologie étaient favorables (Flysch à helminthoïdes, Terres noires, flyschs argileux divers) et de la couverture morainique partout ailleurs.

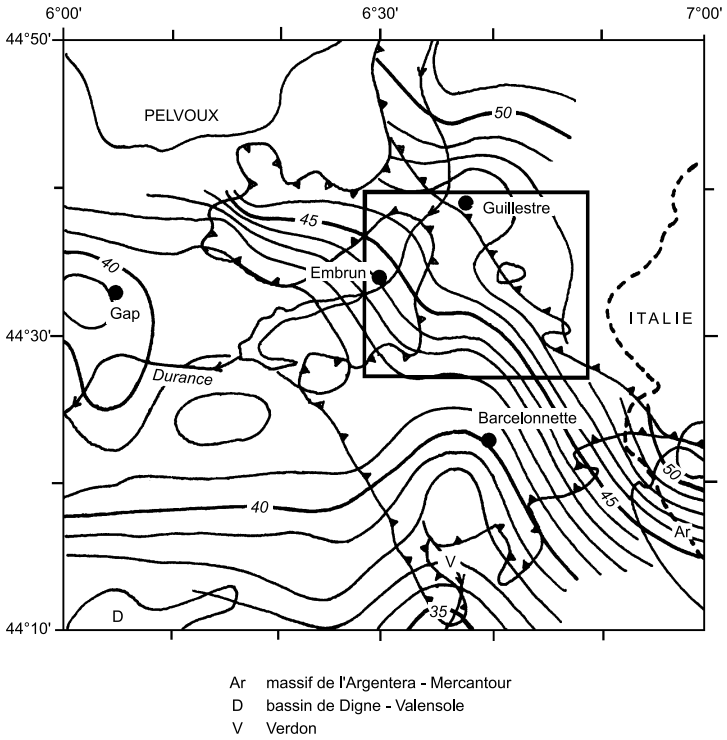
Ces phénomènes ont atteint localement une ampleur considérable : versants de Saint-Clément, de Saint-André d'Embrun, de Gaudissart et de Vars-Sainte-Marie et de Saint-Paul sur Ubaye.

## **STRUCTURE PROFONDE – NÉOTECTONIQUE – SISMICITÉ**

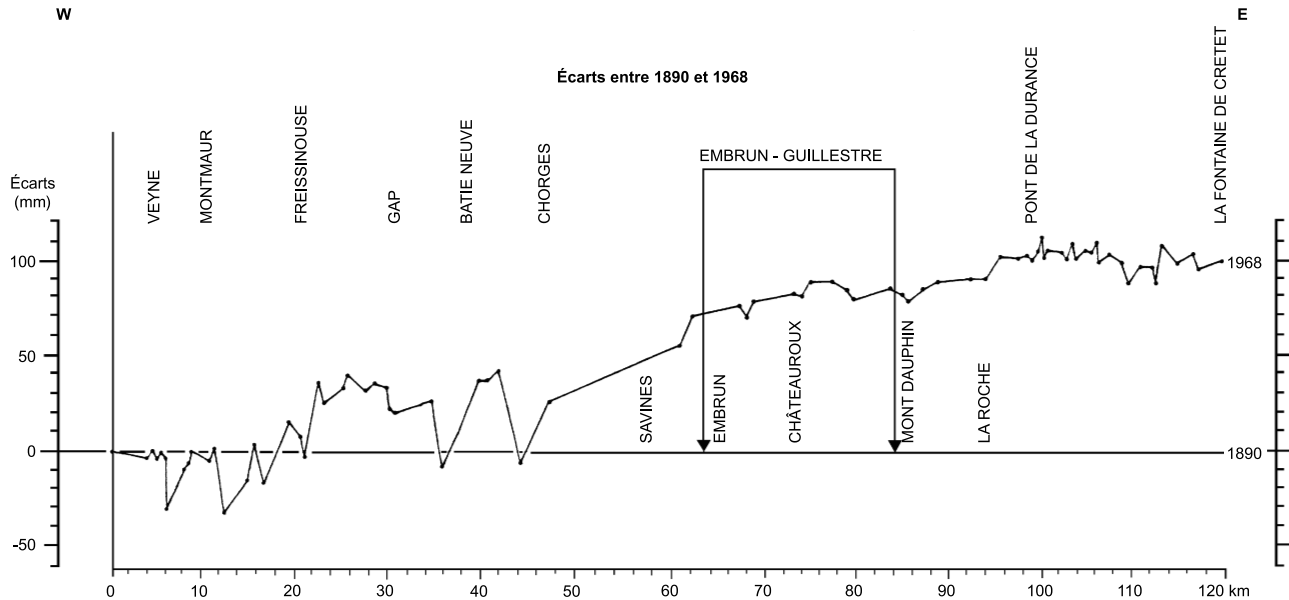
### **Structure profonde**

En l'absence de profil sismique de type ECORS (10), la structure profonde de l'Embrunais-Ubaye reste encore très mal connue. Il existe

10) Le profil ECORS Valence-Turin par Gap, Embrun, Guillestre et le Queyras reste à l'état de projet tout à fait incertain.



**Fig. 20 - Épaisseur de la croûte en Embrunais-Ubaye**  
Carte de la profondeur du Moho en km (adapté d'après Thouvenot et *al.*, 2002)



**Fig. 21 - Mouvements actuels verticaux. Profils géodésiques de Veynes à Briançon**  
(Fourniguet, 1977)

certainement une discontinuité majeure dans le socle varisque entre le Pelvoux et l'Argentera-Mercantour, le premier ayant probablement subi une rotation par rapport au second resté solidaire de l'Europe stable. La profondeur de la surface du socle à l'aplomb d'Embrun peut être estimée aux alentours de 5 km d'après le contexte stratigraphique et structural, ce qui représente un « creux » de près de 10 km par rapport aux massifs cristallins externes voisins.

Une campagne d'exploration sismique par explosions (Moho 99) effectuée récemment dans le Sud-Est de la France (Thouvenot *et al.*, 2002) vient d'apporter des précisions sur la profondeur du Moho entre les massifs du Pelvoux et de l'Argentera : la base de la croûte se situerait à - 44 km sous Embrun et s'abaisserait rapidement en direction de l'Est pour approcher - 47 km sous la région de Guillestre (fig. 20). Le fait que la zone de flexure avec un fort gradient vers l'ENE visible entre Embrun et le massif de l'Argentera soit située bien en avant du front pennique crustal (matérialisé ici par le front briançonnais tracé au niveau de Guillestre), et obliquement par rapport à celui-ci, n'a pas encore reçu d'explication.

### **Néotectonique**

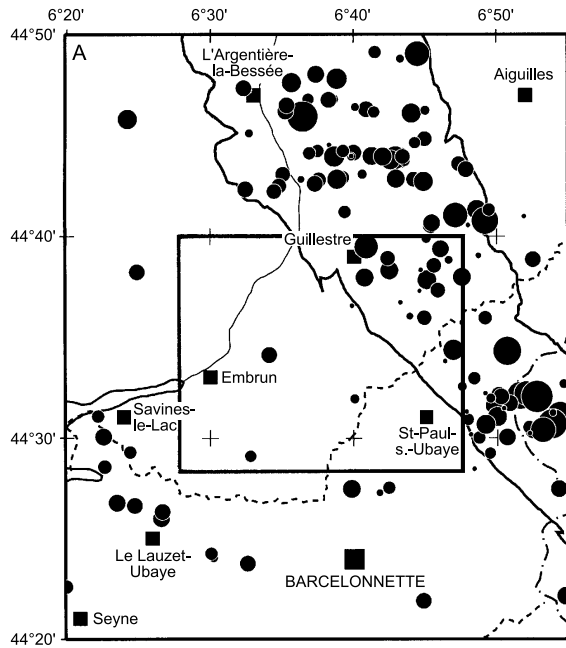
On n'a pas encore signalé de structures tectoniques quaternaires sur le territoire de la carte, bien que la fraîcheur de certains escarpements ou couloirs de failles dans les massifs du Parpaillon et d'Escreins suggère une activité récente de ces accidents.

Toutefois, comme l'ensemble des Alpes occidentales, la région d'Embrun manifeste un lent soulèvement isostatique, ici de l'ordre du centimètre par siècle. Ce mouvement est prouvé par la comparaison des profils de nivellement réalisés au long de la voie ferrée Gap-Briançon en 1890 avec leur répétition en 1968 (Fourniguet, 1977) (fig. 21).

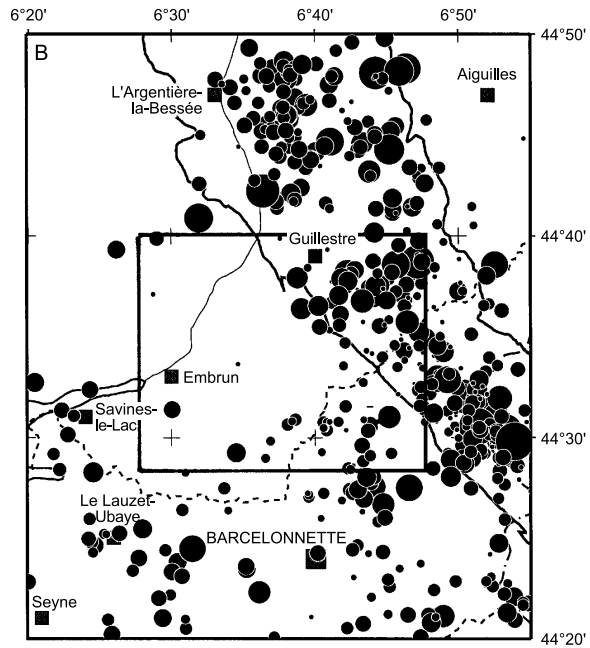
Sur la section concernant la carte Embrun, les écarts sur 78 ans varient de 7 mm (Embrun) à 9 mm (en amont de Châteauroux), soit 8,9 à 11,5 mm pour 100 ans. L'écart positif à l'amont immédiat de Châteauroux correspond curieusement avec le chevauchement de l'unité de Saint-Clément sur la demi-fenêtre d'Embrun, suggérant un rejeu actuel, peu vraisemblable, de ce contact de nappe. L'écart négatif suivant correspond à une section où la voie ferrée est établie sur les alluvions récentes de la Durance et où un tassement actuel est possible. La remontée du profil suivie d'un pic négatif à Mont-Dauphin serait corrélable avec le passage de la faille de la Durance.

### **Sismicité (fig. 22 et 23)**

La sismicité actuelle de la région a été évoquée à propos de la faille de la Durance. Elle est essentiellement concentrée au long de la zone briançonnaise, avec des foyers à toutes profondeurs, la majorité d'entre eux, avec les plus fortes magnitudes, se situant entre 2 km et 10 km, c'est-à-dire au sein des nappes, dans la croûte supérieure (Fréchet et Pavoni, 1979).

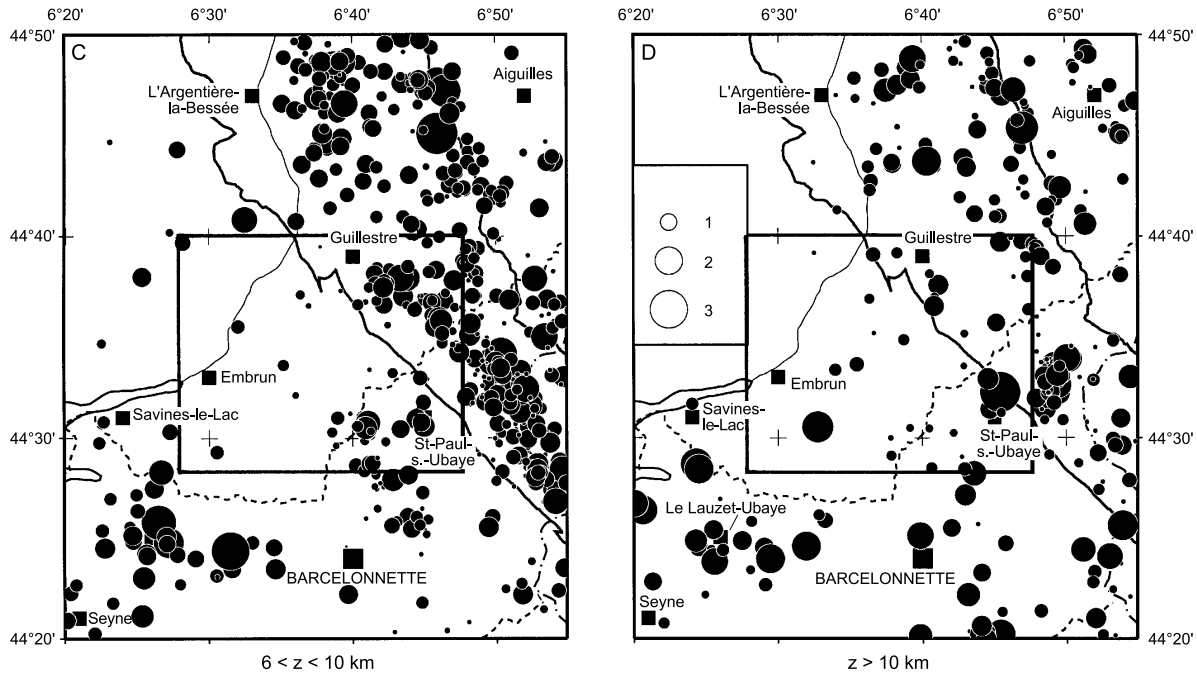


$0 < z < 2$  km

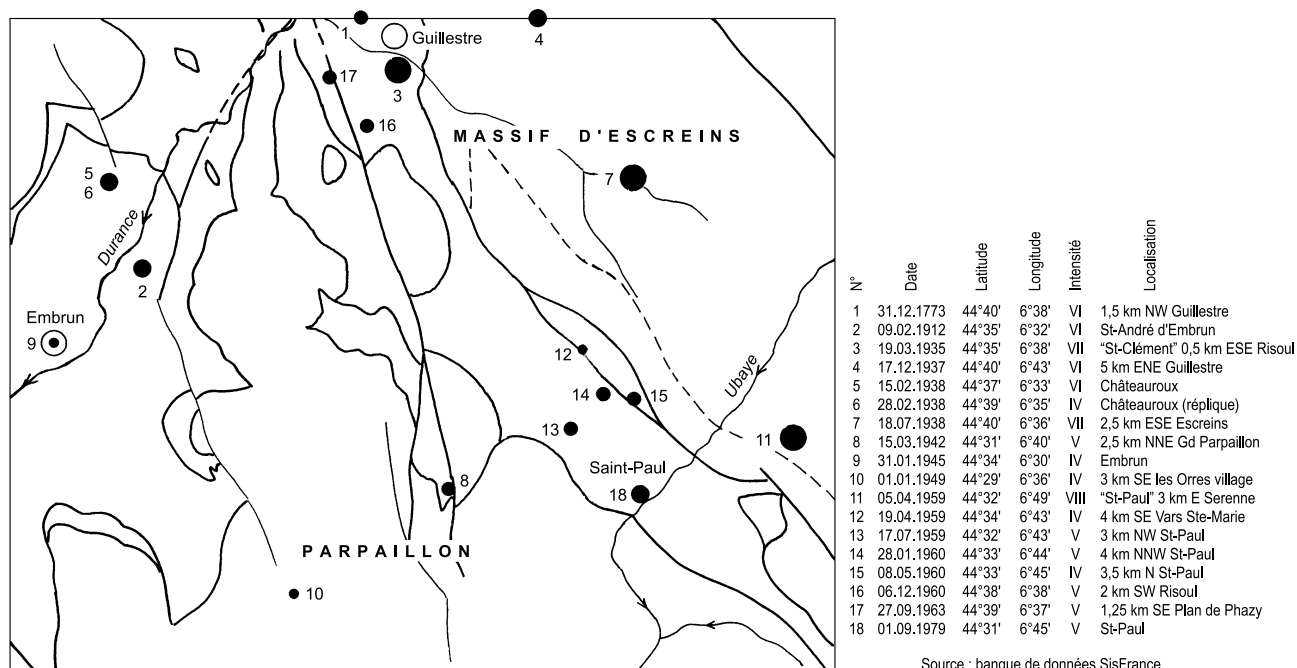


$2 < z < 6$  km





**Fig. 22 - Sismicité sur le territoire de la feuille Embrun - Guillestre et régions adjacentes dans la période 1989-2000**  
 (F. Thouvenot, SISMALP, 2002, inédit). Les diamètres des cercles sont proportionnels aux magnitudes ( $M = 1$  à  $3$ )



Source : banque de données SisFrance

Fig. 23 - Sismicité historique - Séismes d'intensité épicentrale > III

Les mécanismes aux foyers indiquent une extension générale est-ouest, avec un coulissage dextre au long de certains alignements de failles NNW-SSE, du type faille de la Durance.

Par comparaison, l'Embrunais-Ubaye apparaît comme une région peu sismique, et même asismique dans sa partie occidentale.

Toutefois, une crise sismique inattendue est survenue récemment dans la vallée de l'Ubaye au niveau de la Condamine. De janvier 2003 à avril 2004, on a détecté plus de 14 000 secousses avec des magnitudes inférieures à 2,7, dont beaucoup ont été ressenties par les habitants de cette localité. Les foyers d'un millier de ces séismes ont pu être localisés à une profondeur de 3 à 7 km selon un alignement long de 7 km, orienté NW-SE, passant par la Condamine. La plupart des mécanismes focaux correspondent, là encore, à un coulissage dextre avec une extension est-ouest (Jenatton, Guiguet, Thouvenot, 2004).

Ces séismes, qui se poursuivaient encore, en s'atténuant, à la fin de l'année 2004, sont apparemment générés au long d'une faille participant à la fracturation régionale NW-SE de l'Embrunais-Ubaye, particulièrement dense au Sud-Est de la Condamine dans le massif de Siguret (feuille Barcelonnette). Cependant, la profondeur supérieure à 3 km situe l'activité en dessous de la nappe du Parpaillon, très probablement dans le socle cristallin autochtone dauphinois et sa couverture sédimentaire.

L'absence de foyers superficiels montrerait donc que les failles des nappes de l'Embrunais-Ubaye sont inertes, ce qui est en contradiction avec l'impression de fraîcheur de certaines d'entre elles, ou avec leur coïncidence singulière avec de grands mouvements de versants (Forêt de Risoul près de Gaudissart), voire avec des épïcêtres de séismes historiques récents (environs de Risoul, Parpaillon, Châteauroux, Saint-André, les Orres-Est).

Parmi ceux-ci, deux évènements ont atteint des niveaux d'énergie exceptionnels :

– le séisme du 19 mars 1935, dit « de Saint-Clément », dont l'épicentre se situait en réalité à proximité de Risoul, avec une intensité locale de VII (magnitude environ 4) et qui a été senti jusqu'en basse Provence et en Piémont. L'effet le plus notable a été la perte temporaire des sources thermales du Plan de Phazy.

– le séisme du 5 avril 1959, dit « de Saint-Paul sur Ubaye », localisé en fait à l'Est de Serenne à proximité du village de Fouillouse, avec une intensité locale de VIII (magnitude de 5,3), ressenti dans tout le Sud-Est jusqu'en Dauphiné et en Italie, et qui a causé des dégâts immobiliers considérables sur la commune de Saint-Paul.

Le même secteur a été le siège d'une crise sismique en janvier 1989 : 250 séismes ont été enregistrés en quelques jours, avec des magnitudes atteignant 3,4. Les hypocentres très groupés ont pu être localisés au

nord immédiat de Fouillouse, à 10 km de profondeur. Les mécanismes au foyer correspondent au jeu d'une faille normale, en extension est-ouest, avec une légère composante décrochante dextre, dont la direction n'a pas pu être précisée (Guyoton *et al.*, 1990).

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### RISQUES NATURELS

Comme toutes les contrées montagneuses, la région d'Embrun est soumise aux aléas induits par les agents de l'érosion dont l'action dépend de la déclivité des reliefs, du volume et de la répartition annuelle des précipitations et de la nature des terrains.

#### **Avalanches, éboulements**

Les trois-quarts du territoire couvert par la carte se situent en zone montagneuse, entre 1 500 m et 3 000 m d'altitude. De nombreux versants y sont le siège de chutes de pierres et d'avalanches neigeuses banales à ces altitudes et qui n'affectent guère les activités humaines, sauf sur les domaines skiabiles des stations de sports d'hiver.

De ce point de vue, le seul secteur vraiment exposé aux avalanches est le versant occidental du Pic de Boussole sur la station des Orres, où l'on a édifié une demi-douzaine de buttes en enrochement (appelés « tas freineurs ») au bas d'un cône-couloir d'avalanches menaçant une piste et les installations de départ d'un télési.

Dans la vallée de l'Ubaye, le site du Pas de la Reyssole est notoire pour les problèmes de sécurité rencontrés par la route départementale 902. Jadis tracée intégralement en rive droite de l'Ubaye, cette route fut emportée, sur la moitié amont de la gorge, lors de la crue de l'Ubaye de 1957, par la réactivation d'un énorme éboulement qui constitue le versant sur plus de 500 m de hauteur. Un nouveau tracé sur la rive gauche rocheuse fut alors adopté, nécessitant le creusement d'un tunnel long de 220 m et l'enjambement de l'Ubaye par deux ponts.

Sur la section aval taillée dans le Flysch à helminthoïdes, c'est la chute, à diverses reprises depuis les années 1970, de blocs et de plaques rocheuses ayant occasionné plusieurs graves accidents qui a motivé la réalisation d'ouvrages de protection (galerie adossée à la paroi) entrepris en 1988, enfin achevés en 2003 (Antoine et Fabre, 1998).

Dans la même région, la route D900 qui remonte la vallée de l'Ubayette vers le Col de Larche et l'Italie traverse dans le secteur de la Rochaille, en aval de Meyronnes, un cône mixte très actif adossé sur le versant taillé dans le Flysch à helminthoïdes.

Ce site était connu de tous temps pour ses chutes de pierres quasi permanentes.

En mars 2001, un énorme éboulement estimé à plus de 5 000 m<sup>3</sup> a obstrué la route, en arrachant au passage cinq lignes de filets déjà en place dans le versant. La réouverture de cet itinéraire après quatre mois de coupure très pénalisante pour les habitants des communes de Meyronnes et de Larche a été possible après la mise en place d'un dispositif d'alerte instantanée (capteurs sismiques détectant les chutes de blocs) commandant des feux d'arrêt immédiat de part et d'autre de la zone dangereuse.

Un éboulement assez important qui s'est produit en 2000 dans les escarpements de Flysch à helminthoïdes de rive droite de la vallée de Crévoux, en face du village, a barré la route de la Chalpe dont le tracé a dû être modifié.

### **Crues torrentielles**

L'Embrunais, comme la plus grande partie des Alpes du Sud, a de tous temps été concerné par une érosion torrentielle intense qui avait atteint un niveau insupportable au milieu du XIX<sup>e</sup> siècle à cause du déboisement et du surpâturage ayant entraîné une dégradation profonde des sols.

Cette région connaît trois types de crues :

- les crues de printemps, survenant en mai-juin, lors de précipitations abondantes (dépression méditerranéenne) sur un manteau neigeux conséquent et sur des sols encore gelés ou saturés d'eau de fonte de la neige ;
- les crues estivales causées par des orages violents, génératrices de laves torrentielles ;
- les crues d'automne, dans des conditions météorologiques semblables à celles de printemps, avec foehn et lombarde.

Les innombrables travaux entrepris au long des torrents depuis plus d'un siècle par l'administration des Eaux et Forêts, à la suite des études pionnières de A. Surret sur les torrents des Hautes-Alpes, associés au reboisement systématique des versants de moyenne altitude, ont diminué de manière considérable le risque torrentiel, sans toutefois l'éradiquer.

La quasi totalité des torrents figurant sur la carte ont bénéficié de ces travaux consistant en barrages ou seuils en maçonnerie ou en béton pour retenir les alluvions et stabiliser les berges.

Ces ouvrages sont particulièrement nombreux sur le Chagnon à l'amont de Vars-Sainte-Marie (28 barrages sur 3 km de cours). Bien que limité en surface (15 km<sup>2</sup>), le bassin versant de ce torrent est en effet abondamment garni de dépôts morainiques fragiles dont l'érosion alimente des laves torrentielles destructrices, ce qui explique qu'en 1856 le village de Vars-Sainte-Marie, qui comptait alors près d'un

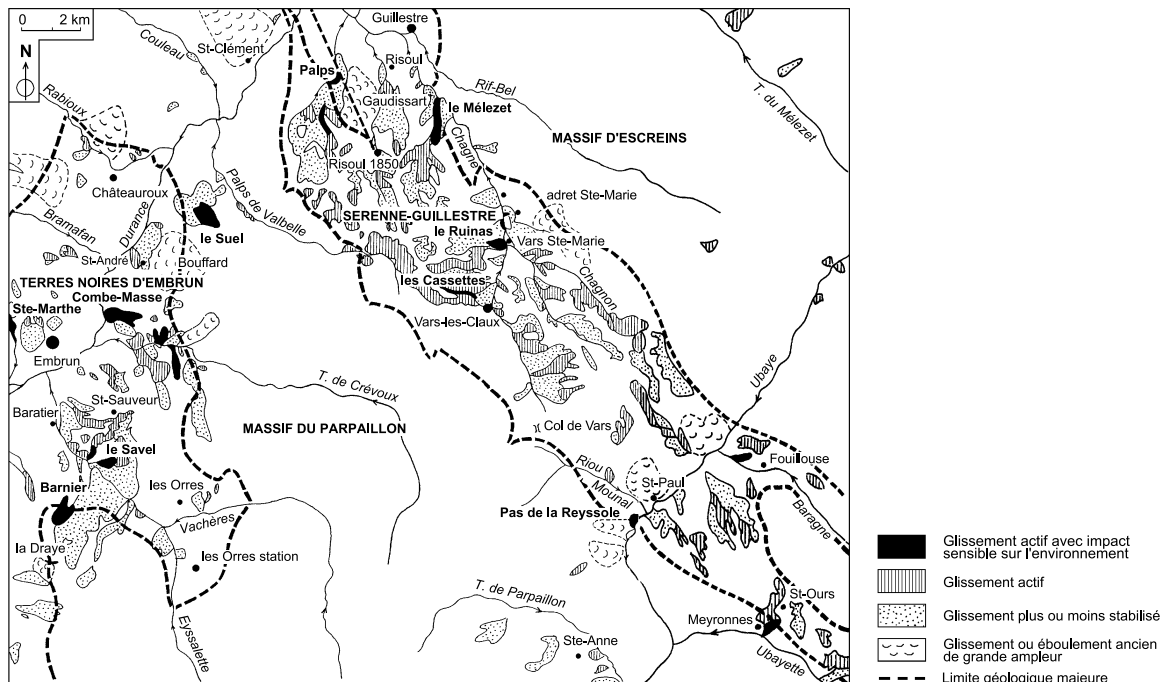


Fig. 24 - Mouvements de terrain

demi-millier d'habitants, ait été ravagé par une crue qui a causé la destruction de onze maisons et l'engravement jusqu'à la toiture de vingt-six autres.

En dépit des ouvrages édifiés sur son cours depuis 1864, le Chagnon a envahi à deux reprises ce village, en juillet 1900 et surtout en juin 1957 au moment où la plupart des vallées intra-alpines étaient le théâtre d'inondations catastrophiques.

Le Torrent des Vachères et le Rabioux ont aussi causé à de nombreuses reprises des dégâts au long de leurs cours (ONF, 1998). Ce dernier (« le rageur, l'enragé » en dialecte local) a été le siège de neuf crues destructrices au cours du XX<sup>e</sup> siècle. Lors de la dernière, en juin 1997, le lit mineur s'est déplacé de plusieurs centaines de mètres près de son confluent avec la Durance, pour passer à travers une carrière de matériaux alluvionnaires où la création d'un plan d'eau touristique faisait alors l'objet d'un projet chiffré à un million de francs hors taxes en 1994 !

Le Palps de Risoul et le Torrent de Sainte-Marthe à l'Ouest immédiat d'Embrun figurent aussi sur le catalogue des désastres embrunais, ici surtout du fait des glissements de terrains qu'ils entretiennent et que de nombreux barrages tentent de contenir. Cette menace n'a pas empêché la construction d'un lotissement et d'une zone d'activité commerciale sur la partie active du cône du Palps, et de campings sur celui de Sainte-Marthe en bordure du plan d'eau d'Embrun.

À l'aval de Guillestre, le Rif Bel puis le Chagne renforcé par le torrent des Chalps sont susceptibles d'envahir, lors d'une crue centennale du type de juin 1957, la totalité de leur couloir alluvial où plusieurs campings sont implantés.

On a déjà évoqué à propos des formations « X » les problèmes que peuvent créer à l'avenir les terrassements de grande ampleur réalisés à Vars-les-Claux et Risoul-1850.

Dans la première de ces stations, le torrent des Claux a été confiné dans un canal étroit sur la bordure gauche de son cône de déjection dévolu à l'urbanisation. À Risoul-1850, ce sont tous les écoulements de surface, avec le Torrent des Chalps, qui ont été mis en conduite souterraine dans la zone du front de neige et sous la partie centralisée. Lors de précipitations exceptionnelles au moment de la fonte de la neige, ou par gros orage, l'obstruction de ces conduits par des matériaux et des troncs d'arbres est possible, avec pour conséquence l'inondation et l'engravement de surfaces à l'aval.

### **Glissements de terrain (fig. 24)**

Ils sont inégalement répartis sur la carte. Alors que les massifs du Parpaillon et d'Escreins sont quasiment indemnes de ces mouvements de versants, les environs d'Embrun et surtout la combe de Vars présen-

tent de nombreux glissements dont beaucoup sont actifs. Cette instabilité des pentes est évidemment en rapport avec la nature argileuse du substratum complétée par une couverture morainique abondante dans le cas d'Embrun.

Certains de ces glissements perturbent en permanence la viabilité de plusieurs voies de communication :

- la route des Orres (D40) au niveau du Savel (Bouquier et Dubasque, 1979) ;
- la route de Crévoux (D994 et D39) à la traversée du grand glissement de Combe-Masse et plus à l'amont entre les hameaux des Celliers et du Villard sur le versant nord de la vallée du torrent de Crévoux ;
- plusieurs routes secondaires sur les communes de Saint-Sauveur et Saint-André ;
- la route forestière de la Forêt de Saluces au niveau du Suel ;
- la route forestière dite « Grande Rocade » sur le site de Barnier ;
- la route du Col de Larche au niveau de Meyronnes.

Les services de l'Équipement et de l'ONF remédient aux désordres par la recharge des plates-formes, le drainage et le soutènement des talus par des enrochements ou des gabions, la mise en conduits étanches des écoulements superficiels, mais la stabilisation de ces mouvements de grande ampleur est techniquement impossible.

D'autres glissements peuvent obstruer soudainement un lit torrentiel, créer une retenue et générer ainsi une débâcle dévastatrice à l'aval. C'est le cas du Palps de Risoul menacé sur sa rive droite par le glissement très actif de « la Bonne Eau ». Plusieurs barrages monumentaux y ont été érigés récemment par l'ONF pour limiter l'effet de sape du torrent. Des ouvrages aussi imposants tentent de contenir les glissements des deux rives du torrent de Sainte-Marthe à l'Ouest d'Embrun. Afin d'éviter la longue coulée du Mélezet, le Chagne a été détourné dans une galerie longue de 146 m creusée en 1907 en rive droite dans le rocher en place (Norien + Malm) en aval du Pont de Panacelle.

Le territoire de la commune de Vars présente à coup sûr le plus bel assortiment de glissements de terrain de la carte, avec des conséquences sur l'économie locale, ce qui a motivé récemment une très importante étude sur les risques naturels subis par cette commune (Gabert 1982 ; Martin, 1996, 1998 ; Martin et Weber, 1996).

À Sainte-Marie, le glissement rotationnel du Ruinas rétrécit inéluctablement le lit du Chagne, au rythme d'environ 30 cm/an comme l'ont montré des mesures topométriques réalisées dans les années 1992 à 1994. D'après l'étude du cadastre, le front du glissement aurait progressé d'environ 20 m en 165 ans, et sept parcelles auraient été avalées par le



Chagne depuis le milieu du XIX<sup>e</sup> siècle. Mieux encore, l'implantation, d'ailleurs surprenante, du village sur le cône de déjection très exposé aux débordements du Chagnon serait relativement récente. Elle serait consécutive à la destruction d'un village antérieur, situé en rive gauche du Chagne, par le glissement du Ruinas qui aurait pu être déclenché par un très violent séisme, ressenti dans tout le Sud-Est, survenu en 1282.

Le quartier des Plans, sur la bordure nord de la station de Vars-les-Claux, est bâti sur un glissement plat de forme conique, qui a pu être décrit comme « cône torrentiel » par un « expert ». Le site bien exposé climatiquement a été heureusement presque entièrement réservé à de seules habitations individuelles, car ce glissement (cartographié ici « plus ou moins stabilisé »), constitué d'anciennes coulées boueuses superposées, épaisses de plus de 40 m d'après les sondages qui y ont été effectués, montre en réalité un lent mouvement d'ensemble de quelques centimètres par an qui ne semble pas causer de dommages notables aux constructions. De ce fait, le projet d'extension de la zone urbanisée sur la partie nord des Plans a dû être abandonné (Antoine et Colas, 1973).

À l'amont, une coulée très fluide (les Cassettes) longue de plus d'un kilomètre sur une largeur de 50 à 100 m progresse de 10 cm par an à son front, mais un déplacement de 1 m par an a été mesuré en 1994 à la cote 2070 (SAGE, 1995).

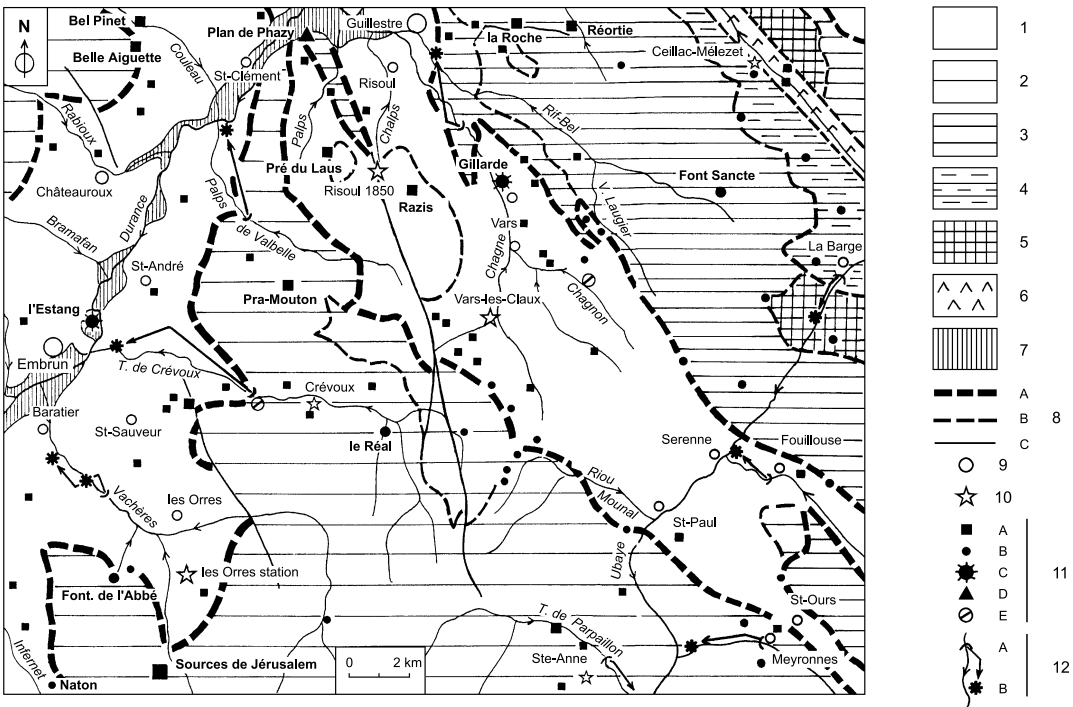
La plus grande partie du versant au Nord-Ouest de Vars-les-Claux est affectée par des glissements actifs qui ont obligé à démonter, en 1984, le grand téléski de la Mayt construit en 1952 aux tous débuts de la station. La dérive de certains pylones avait en effet causé à plusieurs reprises le déraillement des câbles, avec des dommages physiques à des usagers. Des mesures récentes ont permis de constater que des socles de pylones se sont déplacés jusqu'à 40 m, indiquant une vitesse moyenne de 1 m par an. Depuis plusieurs années, les responsables de la station ont entrepris le remplacement systématique des téléskis par des télésièges dont les pylones espacés peuvent être plus aisément fondés sur terrain stable.

Néanmoins, certaines de ces installations récentes, aux Claux et sur le versant de Valbelle de Risoul-1850, ont montré des désalignements nécessitant des travaux de repositionnement des pylones.

### *HYDROGÉOLOGIE (fig. 25)*

En dépit de sa situation dans les Alpes du Sud et de la modicité des précipitations dont elle bénéficie, la région d'Embrun offre des ressources en eau abondantes, grâce aux reliefs montagneux où la couverture neigeuse subsiste jusqu'au début de l'été au-dessus de 2 000 m sur les versants exposés au Nord.

Les nombreuses formations superficielles perméables absorbent une part notable du ruissellement et constituent une multitude de petits



**Fig. 25 - Hydrogéologie - Aménagements hydro-électriques**

**1 à 7 : lithologie dominante du substratum**

- 1 - argileuse
- 2 - calcaréo-gréseuse
- 3 - calcaréo-dolomitique
- 4 - calcaréo-marneuse
- 5 - siliceuse
- 6 - gypseuse
- 7 - plaine alluviale de la Durance

**8 : contacts géologiques significatifs**

- A - majeur
- B - mineur
- C - faille

**9 : localité****10 : station de sports d'hiver****11 : ressources en eau**

- A - source captée
- B - source non captée
- C - station de pompage
- D - source thermo-minérale
- E - source tuffeuse

**12 : aménagements hydro-électriques**

- A - prise d'eau
- B - usine ou micro-centrale

Torrent, rivière	Localité	Altitudes (m)		
		prise d'eau	usine	hauteur de chute
T. des Vachères	Baratier amont	1100	980	120
	Baratier aval	980	890	90
T. du Parpaillon	la Condamine	1510	1300	210
	T. de Crévoux	1400	850	550
T. de Palps de Valbelle		1250	870	380
T. de Chagne		1270	1000	270
Ubaye	la Barge	1850	1740	110
T. de la Baragne	Fouillouse	1820	1500	320
Ubayette	Meyronnes	1470	1310	160

aquifères quelle que soit la nature du substratum : c'est ce qui ressort de l'examen de la carte où l'on voit que des sources, dont certaines ne sont pas encore captées, sont présentes sur l'ensemble du territoire, quel que soit l'environnement géologique.

La quasi totalité de l'eau des adductions publiques provient de captages de sources situées sur les versants, à l'exception notable de la ville d'Embrun alimentée par le puits de pompage de l'Estang, réalisé en 1988, qui exploite la nappe phréatique superficielle de la Durance à 12 m de profondeur, avec un débit possible de 3 400 m<sup>3</sup> par jour.

Un forage privé proche au Sud, exécuté en 1998, exploite la même nappe dans des alluvions sablo-graveleuses au contact du bed-rock de Terres noires rencontré là à seulement 12,5 m de profondeur (Téthys/Forecsol, 1998).

De nombreuses sources se localisent à l'aval de recouvrements superficiels caillouteux, à proximité ou au contact d'un substratum argileux ou marneux imperméable, qui peut être localement un colmatage glaciaire sous-jacent :

- éboulis (Pra Mouton, Razis) ;
- alluvions torrentielles (Bel Pinet) ;
- glaciers rocheux (versant de Chabrières au-dessus de Vars-les-Claux, source de la chapelle Sainte-Marie-Madeleine du Col de Vars) ;

Des sources dispersées se situent dans les pentes glaciaires des alentours d'Embrun où des lentilles sablo-graveleuses fluvio-glaciaires constituent de petits réservoirs au sein de la moraine plus argileuse.

Les masses rocheuses glissées ou éboulées, toujours très disloquées et extrêmement perméables constituent aussi des réservoirs potentiels : sources captées du Pré du Laus à l'Ouest de Risoul-1850 au bas d'un chaos de grès bruns de la formation du Col de Vars, sources de l'adret de Vars-Sainte-Marie en relation avec les paquets calcaires de la nappe de Peyre Haute glissés sur le flysch noir de la nappe du Châtelet.

Des sources importantes se situent aux limites d'érosion ou tectoniques de formations rocheuses fracturées et/ou karstifiées qui constituent des réservoirs.

Le Flysch à helminthoïdes de la nappe du Parpaillon se comporte comme un vaste aquifère fissural, plus efficace quand le faciès du flysch devient franchement gréseux (Grès de l'Embrunais). Plusieurs sources importantes sont en relation avec le contact basal de cette nappe, mais les émergences sont souvent reportées à l'aval par un cheminement secondaire de l'eau dans des formations superficielles : source de Belle Aiguette au Nord de Châteauroux, sources à l'Est de Saint-Sauveur, Fontaine de l'Abbé qui donne naissance à un torrent au Sud-Ouest des Orres-village.

Près de la bordure méridionale de la carte, les très importantes sources de Jérusalem ont été captées pour la station des Orres dans les calcaires triasiques d'une écaille basale de la nappe du Parpaillon. Il s'agit d'une véritable exsurgence à l'issue d'un réseau karstique qui pourrait s'étendre sur 3 km au Sud-Ouest jusqu'au massif calcaréodolomitique de la Montagnette (feuille Barcelonnette) sous le vallon de Muretier encombré d'un énorme glacier rocheux et dépourvu de cours d'eau malgré l'étendue de son bassin versant. La totalité des précipitations infiltrées dans les reliefs de Flysch à helminthoïdes de part et d'autre de ce vallon (sur une surface d'environ 10 km<sup>2</sup>) doivent ainsi alimenter ce réservoir exceptionnel.

De même, les sources tuffeuses en rive gauche de la basse vallée de Crévoux sont localisées sur le chevauchement de la nappe du Parpaillon masqué sous la moraine. Il est probable que les circulations souterraines se concentrent au niveau des cargneules et des gypses de la base de l'écaille briançonnaise du Méale, ce qui expliquerait la forte charge carbonatée à l'origine du dépôt de tufs.

Le contact basal périphérique de la klippe gréseuse du Pic de Crévoux, à proximité du Col de Vars, est jalonné par une ligne de sources non captées dont certaines sont reportées à l'aval des talus d'éboulis ou des glaciers rocheux.

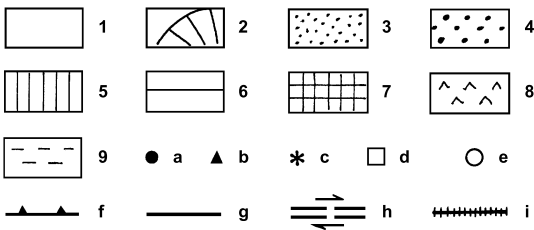
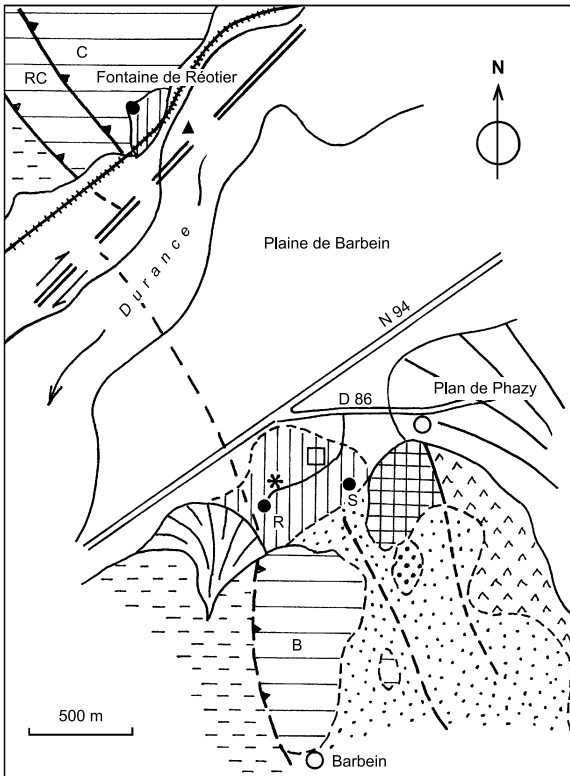
Dans le massif d'Escreins, le Trias carbonaté, le Dogger et le Malm représentent des aquifères potentiels, de type fissural et karstique, qui alimentent de nombreuses sources périphériques localisées sur des failles ou des chevauchements d'unités tectoniques, spécialement là où une série carbonatée vient en recouvrement sur le flysch noir ou les calcaires planctoniques imperméables d'une unité sous-jacente.

Ce cas se présente au long, ou en contrebas, du contact de la nappe de Peyre Haute sur celle du Châtelet sur le versant ouest de la Crête de Vars (plusieurs sources captées en amont de Saint-Marcelin) et en rive gauche du Vallon Laugier (plusieurs sources non captées).

Sur le versant de la vallée du Cristillan, les groupes de sources de la Réortie et du Ravin de Roche jalonnent le contact, localement par faille, de la nappe de la Font Sancte sur le flysch ou les calcaires planctoniques de l'unité inférieure du Guil.

L'horizon argileux du Carnien fonctionne comme écran imperméable sous les calcaires jurassiques, ce qui rend compte de l'existence, à ce niveau, d'un certain nombre de sources temporaires ou pérennes, telle la Font Sancte dans la haute vallée du Rif Bel ou la source de la cabane pastorale du Vallon Laugier.

Il faut mentionner enfin la réalisation remarquable, en 1971, du captage de l'exsurgence karstique de la Gillarde située sur une faille dans les calcaires triasiques de la nappe du Châtelet, sous la route D 902 au Nord immédiat de Vars-Saint-Marcellin. Cette source abondante est exploitée par deux pompes capables de produire chacune 140 m<sup>3</sup> par



- 1 - alluvions actuelles ou récentes ; 2 - cônes de déjection ; 3 - éboulis et moraines ;  
 4 - alluvions anciennes consolidées ; 5 - tufs ;  
 6 - unités Briançonnaises (RC : Roche Charnière ; C : Champcella ; B : écaille de Barbein) ;  
 7 - écaille siliceuse permo-triasique ; 8 - gypses ;  
 9 - flysch de l'Embrunais (unité de Serenne-Guillette) ;  
 a - source thermo-minérale ; R - source de la Rotonde, S - source des Suisses (ou des vignes),  
 b - source carbogazeuse temporaire ; c - forage ; d - serres ; e - hameau ;  
 f - chevauchement ; g - faille ; h - décrochement ; i - voie ferrée.

**Fig. 26 - Les sources thermales du Plan de Phazy et de Rétier**

heure. La source de la Gillarde représente l'exutoire de circulations dont le débit très important implique une zone d'infiltration qui ne peut se limiter au seul versant proche sous la Crête de Vars.

Compte tenu de l'étiage hivernal marqué, du temps de transit de l'eau estimé à 3 mois et du contexte structural de la nappe du Châtelet, on peut envisager que la zone d'alimentation s'étendrait au Sud-Est jusqu'au bassin versant du Vallon Laugier, particulièrement aride au pied du massif calcaréo-dolomitique des Houerts percé de plusieurs gouffres englacés (Téthys/Forecsol, 1999).

Les sources tuffeuses de la rive droite du Chagnon, au bas du versant de la Crête des Couniets, semblent représenter un autre exutoire de ce réseau karstique briançonnais.

Les reliefs de la région représentée sont tous constitués de terrains plus ou moins calcaires, de même que leurs produits d'érosion (alluvions, éboulis, moraines) : de ce fait, les eaux de toutes les sources et de la nappe de la Durance sont systématiquement chargées en carbonate de calcium. Grâce à l'absence d'activité agricole dans les aires d'alimentation, les eaux captées sont indemnes de pollution par les composés de l'azote et les pesticides. Seules quelques sources secondaires présentent parfois une pollution organique accidentelle liée au pâturage, à cause de captages défectueux avec des périmètres de protection non clôturés ou dont les clôtures sont mal entretenues.

### **Les sources thermales du Plan de Phazy**

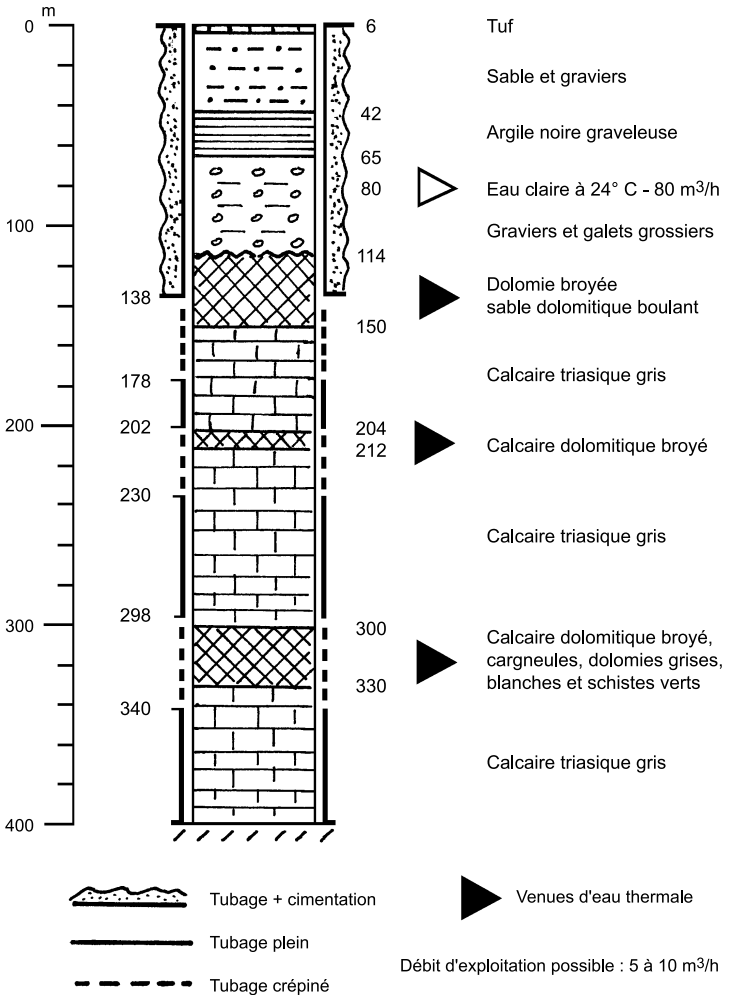
Le site du Plan de Phazy (fig. 26, 27, 28, 29), en rive gauche de la Durance, à l'Ouest de Guillestre, recèle deux sources chaudes et minéralisées qui étaient déjà connues et utilisées à l'époque romaine : la source de la Rotonde et celle des Suisses (ou des Vignes).

Au Moyen-Âge, plusieurs « hôpitaux » proches y transportaient leurs malades pour des soins variés. Le premier document médical en vue de la construction d'un établissement thermal date de 1806, mais c'est seulement en 1824 que fut délivrée l'autorisation de construire un bâtiment, la Rotonde, réalisé dans les années suivantes.

Cet édifice pittoresque édifié sur l'émergence ouest a accueilli des curistes occasionnels, pour des bains et des prises orales jusqu'aux années 1900, avant de tomber en désuétude.

En 1935, un violent séisme a ébranlé la construction et enterré les sources. Celles-ci ont pu être rapidement retrouvées, mais depuis cet événement celle de la Rotonde émerge à l'extérieur du bâtiment (Blanchet, 1940 ; Sarrot-Reynault *et al.*, 1977).

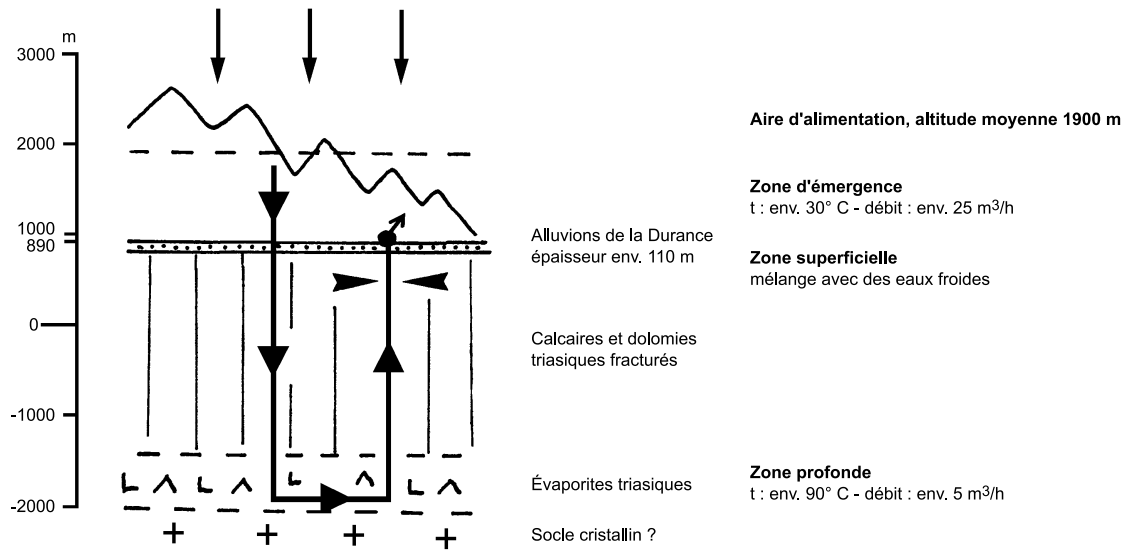
Après un demi-siècle d'abandon, la rénovation du site, très délabré, a été réalisée en 1981 par les communes de Guillestre et de Risoul copropriétaires et co-gestionnaires du terrain et des installations. En 1982, des serres horticolas utilisant l'eau à 26 °C de la source des Suisses ont été aménagées à proximité de la Rotonde.



**Fig. 27 - Le sondage hydrogéologique du Plan de Phazy (1992)**

(adapté d'après Silvestre et al., 1993). X = 938,290 ; Y = 270,830 ; Z = 887





Plus hauts reliefs triasiques environnants :  
 au Nord : Tête de Gaulent 2687 m  
 à l'Est : la Mayt (Crête de Catinat) 2617 m  
 au Sud-Est : Sommet de Cugulet 2520 m

**Fig. 28 - Le circuit hydrothermal des sources du Plan de Phazy** (d'après Grimaud, 1987, in Silvestre et al., 1993, modifié)

	Forage	Suisses	Rotonde	Réotier
Température (°C)	27	26	27	20
Débit (m <sup>3</sup> /h)	> 10	18	5	< 10
Conductivité (µS/cm à 20 °C)	7 310	7 280	8 930	?
pH à 20 °C	7,15	6,65	6,65	6,52
Cations - anions (mg/l)				
Na	1 070	1 028	1 014	746
K	28,5	25,9	40	19
Ca	790	740	658	600
Mg	92	90	107	78
Fe	3,6	1,6	0,8	< 1
Cl	1 452	1 459	2 328	1 079
F	1,3	1,0	1,0	?
SO <sub>4</sub>	1 762	1 840	1 440	1 520
CO <sub>3</sub> H	598	634	957	433
SiO <sub>2</sub>	23,2	14,8	15,4	?

**Fig. 29 - Caractéristiques physico-chimiques des eaux thermales du Plan de Phazy et de la Fontaine de Réotier**

Bilan : eau chloro-sulfatée sodico-calcique-magnésienne (in Silvestre et al., 1993)

Le site du Plan de Phazy a fait l'objet en 1992 d'une très importante étude hydrogéologique (Silvestre *et al.*, 1993) destinée à préciser ses capacités en vue de la construction d'un établissement thermal, qui reste encore à l'état de projet (11).

À cet effet, un forage de 400 m de profondeur a été implanté à proximité de la Rotonde, après une campagne de prospection des teneurs en radon et CO<sub>2</sub> du sol réalisée en 1989. Les principaux résultats de cette étude effectuée par le BRGM sont présentés dans les figures 27 à 29.

Ils font apparaître que les sources du Plan de Phazy et celle de la Fontaine pétrifiante de la Salce, dite de Réotier, en rive droite de la Durance (en dehors de la carte), qui ont des caractéristiques physico-chimiques voisines, représentent l'exutoire d'un système hydrothermal établi dans les carbonates fracturés de la zone briançonnaise, uniquement triasiques au Plan de Phazy, triasiques et jurassiques à Réotier.

La forte teneur en Cl, SO<sub>4</sub>, Na et Ca et la présence significative de K et Mg impliquent que le circuit hydrothermal traverse un niveau profond d'évaporites triasiques avec sel, anhydrite et sylvite, les dolomies des carbonates fournissant le magnésium.

Le fluor et les traces de lithium pourraient dénoncer la participation d'un « socle écaillé » (12) ou, plus probablement, de roches siliceuses permio-carbonifères profondes. Enfin le dosage des isotopes O<sup>18</sup>, H<sup>3</sup> et S<sup>34</sup>, ainsi que les mesures de températures dans le forage, ont permis d'estimer la température initiale du réservoir à environ 90 °C, correspondant à une profondeur de l'ordre de 3 km, et d'évaluer à 80 % l'apport d'eaux froides superficielles, essentiellement au sein du remplissage alluvial très épais de la Durance (114 m dans le sondage).

## RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

### Matériaux de construction

Le territoire de la feuille ne comporte que deux exploitations de matériaux en activité.

Proches de Guillestre à l'Est, de vastes carrières entaillent les calcaires noduleux roses du Malm de la nappe briançonnaise de Peyre Haute (carrières Combe). Cette très belle roche, connue de longue date comme « Marbre » de Guillestre, est exploitée pour la production de moellons et de dalles sciées et polies, ces dernières souvent décorées par des sections d'ammonites spectaculaires (dallage extérieur devant l'Office du tourisme de Guillestre). Le marbre de Guillestre a été employé de tous temps dans de nombreux édifices de la région : cathédrale d'Em-

11) Indications thérapeutiques : rhumatismes et dermatologie (bains), insuffisance hépatique et affections rénales (boissons). Le débit d'exploitation estimé de 5 à 10 m<sup>3</sup>/h devrait permettre d'accueillir un minimum de 10 000 curistes par an.

12) Cette étude a été réalisée avant que le « granite » du Plan de Phazy soit reconnu comme métarkose permienne (Kerckhove et Piboule, 1999)

brun, églises de Guillestre, Risoul, les Orres, ouvrages militaires (Mont-Dauphin), Rotonde du Plan de Phazy, et même en moellons appareillés, en alternance avec des calcaires gris triasiques, dans quelques murs de soutènement de la route de Vars en amont de Guillestre.

Dans la vallée de l'Ubaye, le Malm à faciès noduleux, ici plutôt verdâtre, du verrou du Châtelet a été exploité jadis dans une petite carrière en contrebas de la route de Maurin.

Sur la rive gauche de la vallée de la Durance, à l'amont du pont de Saint-Clément, une gravière exploite conjointement un cône d'éboulis au bas du versant de flysch gréseux de la nappe du Parpaillon (en contrebas du pli de Saint-Clément) et les alluvions de la Durance.

Des blocs pour enrochements et du tout-venant de recharge ont été prélevés récemment sur la bordure méridionale du grand glacier rocheux du Col de Vars, 300 m à l'Ouest de ce passage, à 2 140 m d'altitude.

Les ardoisières qui exploitaient autrefois les calcaires schistosés du Flysch à helminthoïdes de la nappe du Parpaillon sont toutes abandonnées. Ces exploitations artisanales semi-souterraines étaient situées :

- dans les escarpements gréseux au bas du versant nord de la vallée du Rabioux, entre 1 700 m et 1 900 m (actuellement inaccessibles) ;
- à l'Est de Saint-André d'Embrun, dans le versant des Eaux Pendantes, à l'altitude de 1 600 m (site aisément accessible par un sentier balisé à partir du hameau des Eymars) ;
- en rive droite de la vallée de Crévoux, en face du chef-lieu et surtout au bas du versant de Praveyral, vers 1 600 m d'altitude, où l'activité s'est arrêtée en 1953.

En ce dernier lieu, une association vient d'ouvrir une petite carrière à finalité pédagogique pour que le savoir-faire traditionnel des anciens ardoisiers ne soit pas définitivement oublié dans la région d'Embrun.

En Ubaye, des ardoises ont été exploitées autrefois dans le Flysch à helminthoïdes en aval du Pas de la Reyssole (au droit du hameau de Tournoux) ainsi qu'à proximité de Meyronnes en rive droite du Torrent de Bouchiers.

Enfin, les gypses présents sur la carte aux alentours de Guillestre et d'Embrun (Plan de Phazy, la Platrière du Méale, Bout du Méléze) ont probablement fait autrefois l'objet de prélèvements occasionnels pour la fabrication artisanale de plâtre.

### **Indices minéraux ou métalliques (Pierrot *et al.*, 1972)**

Deux sites à minéraux sont présents sur le territoire de la carte :

- dans les zones fracturées des Grès de Saint-André d'Embrun (eFG) du versant des Eaux Pendantes, au pied du Mont Orel : quartz en cristaux bipyramidés limpides pouvant atteindre plusieurs centimètres de

longueur, accompagné de calcite, albite et brookite. Le quartz y a fait l'objet d'exploitation artisanale au cours de la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle (coordonnées approximatives :  $x = 934,55$  ;  $y = 262,00$  ;  $z = 1\ 300$ ) ;

– dans la partie supérieure (calcaires blancs) du Malm briançonnais (jS) de la vallée du Chagne, en rive droite, à proximité du Pont de Panacelle. Il s'agit d'une minéralisation cuprifère diffuse en placages, enduits, mouchetures ou petits filonnets située dans une zone faillée au sein d'une gangue de calcite, azurite, malachite, chalcopryrite et tétraédrite ( $x = 943,05$  ;  $y = 268,90$  ;  $z = 1\ 220$  - site BSS 4.01 de la carte).

## **Combustibles**

Les couches charbonneuses de la base du Dogger ont été autrefois exploitées pour usage local à Saint-Ours (vallée de l'Ubayette), à 750 m au Nord du village, à l'altitude de 2 000 m. Il en aurait été de même sur la Crête de Vars au-dessus du village de Sainte-Catherine (*in* Blanchet, 1935).

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### **Aménagements hydro-électriques existants**

Neuf aménagements hydro-électriques figurent dans l'emprise de la carte (fig. 25):

– les installations anciennes, gérées par l'EDF, de Baratier sur le Torrent des Vachères (usine aval édifiée en 1930) et de la Condamine sur le Torrent du Parpaillon (1903) (Bonnet et EDF, 1993) ;

– sept micro-centrales récentes, respectivement sur le Torrent de Crévoux, sur le Palps de Valbelle, le Chagne, l'Ubaye en aval de la Barge, la Baragne en aval de Fouillouse et l'Ubayette en aval de Meyronnes.

À l'exception de celui de Baratier et de la Barge, ces aménagements exploitent des chutes de quelques centaines de mètres au niveau des gorges de raccordement torrentielles de vallées glaciaires latérales suspendues au-dessus de celles de la Durance et de l'Ubaye.

À Baratier, la prise d'eau et l'usine amont récentes sont fondées d'une manière assez surprenante sur un culot d'anciennes coulées de Terres noires stabilisées constituant un pseudo-verrou glaciaire où le torrent des Vachères a creusé une gorge tortueuse, avec une dénivellation de 120 m.

### **Projets non réalisés**

**Sur la Durance** : chute d'Embrun (barrage-digue au niveau des Baumes) (années 1970).

**Sur l'Ubaye** : barrage au Pont du Châtelet, en travers du canyon très profond (100 m), étroit (20 m au niveau du pont, moins de 10 m au fond), creusé par l'Ubaye à l'extrémité orientale d'un verrou rocheux armé par la série calcaire jurassique de la nappe briançonnaise du Châtelet.

Le projet (1950) a été abandonné après que des sondages effectués dans l'encoche sèche où passe la route de Saint-Paul à Maurin, à l'Ouest, aient révélé l'existence en ce point d'un canyon fossile profond de 30 m rempli de matériaux alluviaux très perméables. L'obturation de ce chenal, par lequel des fuites importantes de la retenue à l'amont se seraient certainement produites, aurait été très difficile et plus coûteuse que le barrage lui-même (*in* Gignoux et Barbier, 1955).

### ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

La géologie de la vallée de la Durance entre Embrun et Guillestre est décrite dans l'ouvrage « Alpes du Dauphiné », par J. Debelmas et coll. (1983) publié dans la collection des Guides géologiques régionaux (Ed. Masson, Paris) (itinéraire 2, section Embrun-Guillestre et début de la vallée du Guil, p. 104-112 ; itinéraire 4 : vallée de l'Ubaye de Jausiers à Maurin, p. 178-186).

On trouvera aussi quelques belles illustrations des paysages ou des curiosités géologiques de l'Embrunais et du Guillestrois dans l'ouvrage « Découverte géologique des Alpes du Sud », par J. Debelmas (BRGM/ OPHRYS éd., 1982) (p. 52-54).

Deux autres guides, l'un touristique (Antoine, 1984), l'autre géologique (Lemoine et Tricart, 1988), consacrés au Queyras intéressent aussi la région de Guillestre et le pays de Vars.

### Suggestions d'excursions géologiques

#### En voiture ou autocar ;

– vallée de la Durance d'Embrun à Guillestre, puis montée au Col de Vars par la route des Grandes Alpes (D902) descente sur Saint-Paul, vallée de l'Ubaye vers Barcelonnette puis route D900 vers le Col de Larche jusqu'à Meyronnes ;

– le tour du bassin de Guillestre (sources de Réotier et du Plan de Phazy, Mont-Dauphin, monument Bonnet et entrée des gorges du Guil sur la route du Queyras).

#### En voiture ou minibus seulement :

– traversée du massif du Parpaillon d'Embrun à la Condamine par Crévoux et la piste (ancienne route militaire) du tunnel du Parpaillon (altitude 2 650 m, traversée incertaine, possible seulement de juillet à septembre : se renseigner à Embrun, à Crévoux ou à la Condamine) ;

– le Val d'Escreins (plusieurs itinéraires pédestres possibles à partir du stationnement terminal) ;

– la haute Ubaye de Saint-Paul à Maurin, avec détour pédestre jusqu'au Pont du Châtelet ;

– la vallée du Rabioux par la piste forestière au départ de Châteauroux.

**Promenades et randonnées sur sentiers balisés :**

- au départ de la station des Orres : le cirque des Sources de Jérusalem, jusqu'au lac de Sainte-Marguerite ;
- au départ de la Chalp de Crévoux : le lac et le bassin suspendu du Crachet, jusqu'au col du même nom (2 631 m) puis la crête au Nord jusqu'au Pic de Crévoux (ou Pointe de l'Eyssina, 2 837 m) ;
- au départ de Vars-Sainte-Catherine, par la piste d'alpage des Couniets et le chemin balisé du col de la Coulette : vers le Nord-Ouest, la Crête de Vars jusqu'au Col de la Scie, retour direct à Sainte-Catherine ; vers le Sud-Est : le Vallon Laugier jusqu'au Col de Serenne et le Lac des Neuf Couleurs ;
- au départ d'Escreins : circuit balisé par le Col de la Scie, la Crête de Vars, la Coulette, Vallon Laugier, Escreins ; ou le fond du Val d'Escreins jusqu'à la source de la Font Sancte ;
- au départ de Ceillac (Pied du Mélezet): le Lac Miroir et le Lac Sainte-Anne, poursuite éventuelle jusqu'au Col Girardin ;
- dans la vallée de l'Ubaye : les Lacs Bleu et Vert des Houerts au départ de la Blachière.

**Sites d'intérêt scientifique, touristique ou historique (fig. 30)**

*Versant Durance-Guil-Cristillan.*

- 1 - Coupe du monument Colonel Bonnet (D902, 1 km Nord-Est de Guillestre).
- 2 - Panorama sur le bassin de Guillestre (D902 vers Vars, 2 km Sud-Est de Guillestre).
- 3 - Val d'Escreins : auge glaciaire.
- 4 - Source de la Font Sancte et cirque glaciaire du Panestrel.
- 5 - Source thermale du Plan de Phazy.
- 6 - Pli de Saint-Clément vu de la route de Réotier.
- 7 - Vallée du Couleau : cheminée de fée.
- 8 - Vallée du Rabioux : cheminées de fées.
- 9 - Pli couché de Crévoux.
- 10 - Sources de Jérusalem : cirque glaciaire et exsurgence karstique.
- 11 - Le Roc d'Embrun vu de la plaine de la Durance.
- 12 - Lac Sainte-Anne (cirque glaciaire de la Font Sancte).

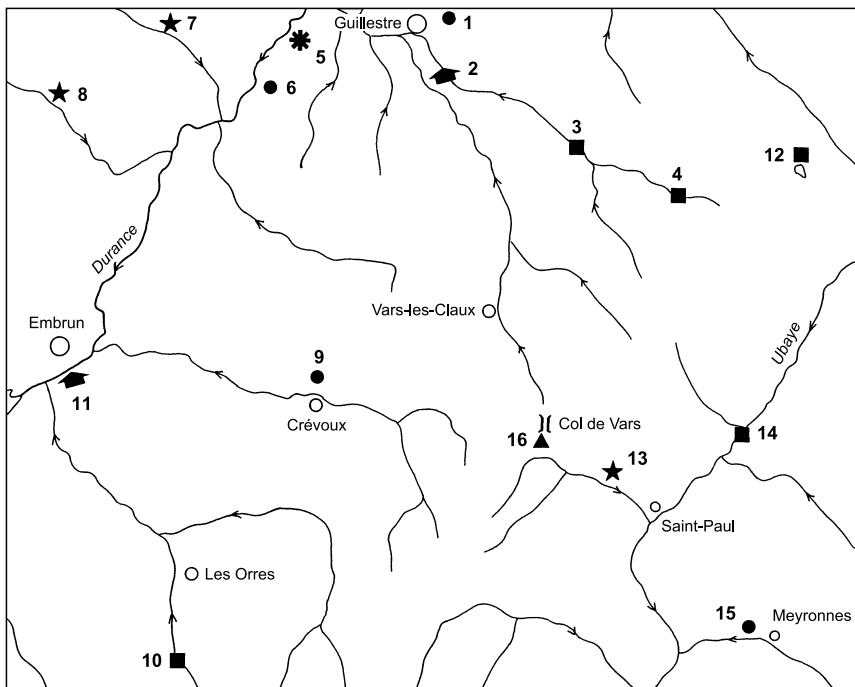


Fig. 30 - Sites d'intérêt scientifique, touristique ou historique



### ***Versant de l'Ubaye***

- 13 - Le Mélezen : cheminées de fées (D902, en amont de Saint-Paul).
- 14 - Pont du Châtelet (canyon entaillant le verrou glaciaire du Châtelet).
- 15 - La Rochaille (D900 à l'Ouest de Meyronnes) : cascade de plis et un fossile (inocérame) dans le Flysch à helminthoïdes.
- 16 - Camp Berwick (année 1710 ?) (400 m au Sud du Col de Vars).

## **BIBLIOGRAPHIE**

### **Cartes géologiques à 1/50 000**

- Aiguille de Chambeyron** (1994) – M. Gidon, C. Kerckhove, A. Michard, P. Tricart, B. Goffé *et al.*
- Barcelonnette** (1974) – C. Kerckhove, J.L. Pairis, J. Plan, M. Gidon.
- Briançon** (1995) – J.C. Barféty, M. Lemoine, D. Mercier, R. Polino *et al.*
- Chorges** (1988) – C. Kerckhove, M. Gidon, J.L. Pairis.
- Embrun** 1<sup>ère</sup> éd. (1969) – C. Kerckhove, M. Gidon, J.L. Pairis, J. Le Guernic.
- Guillestre** (1966) – J. Debelmas, M. Lemoine *et al.*
- Larche** (1978) – M. Gidon, S. Bogdanoff, C. Kerckhove, R. Lefèvre, A. Michard, J.L. Pairis *et al.*
- Orcières** (1980) – J. Debelmas, C. Kerckhove, P. Le Fort, J. Vernet *et al.*
- Seyne** (1983) – C. Rousset, P. Arlhac, C. Kerckhove, B. Beaudoin, J. Rouire.

### **Géographie**

- AVOCAT C. (1979) – Montagnes de lumière (Briançonnais, Embrunais, Queyras, Ubaye). A. Fayolle et Cie, Villeurbanne, 680 p.
- MEYZENQ C. (1984) – Hautes-Alpes, Ubaye, Haut-Drac, Préalpes drômoises. Pays de transition entre Alpes du Nord et Alpes du Sud. Ophrys, Gap, 954 p.
- PÉGUY C.P. (1947) – Haute-Durance et Ubaye. Esquisse physique de la zone intra-alpine des Alpes françaises du Sud. Allier, Grenoble, 314 p.
- VEYRET P. et G. (1970) – Les Grandes Alpes ensoleillées. Arthaud, Grenoble, 131 p.

### **Géologie fondamentale-géophysique**

- APRAHAMIAN J. (1988) – Cartographie du métamorphisme faible à très faible dans les Alpes françaises externes par l'utilisation de la cristallinité de l'illite. *Geodinamica acta*, vol. 2, p. 25-32.

- ARTRU P. (1972) – Les Terres noires du Bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). Stratigraphie, sédimentologie, géochimie. Thèse, Lyon, 182 p.
- BARFÉTY J.C., DEBELMAS J., GIDON M. (1972) – Contribution à l'étude du Carnien briançonnais : la coupe remarquable de Cugulet, près de Guillestre (Hautes-Alpes). *Géologie alpine*, t. 48, p. 153-159.
- BARFÉTY J.C., GIDON M., KERCKHOVE C. (1968) – Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 267, II, p. 394-397.
- BARFÉTY J.C., GIDON M., LEMOINE M. (1970) – Observations nouvelles et hypothèses sur le Trias supérieur de la zone briançonnaise près Briançon. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 270, D, p. 2900-2902.
- BARLIER J., RAGOT J.P., TOURAY J.C. (1974) – L'évolution des Terres noires subalpines méridionales d'après l'analyse minéralogique des argiles et la réflectométrie des particules carbonées. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., sect. II, n° 6, p. 533-548.
- BAUD A., MEGARD-GALLI J. (1975) – Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique : cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. IX<sup>o</sup> Congrès international de sédimentologie, Nice, thème 5, p. 45-52.
- BEAUDEVIN C. (2000) - Contribution à l'étude de l'altitude atteinte par les glaciers quaternaires dans quelques vallées alpines. *Géologie Alpine*, t. 76, p. 83-116.
- BLANCHET F. (1935) – Étude géologique des montagnes d'Escreins (Hautes-Alpes et Basses-Alpes). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, XIX, 183 p.
- BOURBON M. (1980) – Évolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Éocène inférieur. Thèse, Strasbourg, 580 p.
- BOURBON M., de GRACIANSKI P.C., LEMOINE M., MÉGARD-GALLI J., MERCIER D. (1975) – Carbonates de plate-forme et séries pélagiques condensées dans le Mésozoïque de la zone briançonnaise (Alpes françaises). IX<sup>e</sup> Congrès intern. de sédimentologie, Nice, excursion 5, 155 p.
- CLAUDEL M.E. (1999) – Reconstitution paléogéographique du domaine briançonnais au Mésozoïque. Ouverture océanique et raccourcissements croisés. Thèse univ. Joseph Fourier Grenoble, 236 p.
- CLAUDEL M.E., DUMONT T. (1999) – A record of multistage continental break-up on the Briançonnais marginal plateau (Western Alps): Early and Middle-Late Jurassic rifting. *Eclogae geol. Helv.*, 92, p. 45-61.
- CLAUDEL M.E., DUMONT T., TRICART P. (1997) – Une preuve d'extension contemporaine de l'expansion océanique de la Téthys ligure en Briançonnais : les failles du Vallon Laugier. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 325, Sci. Terre et planètes, p. 273-279.

- DEBELMAS J. (1955) – Les zones subbriançonnaise et briançonnaise entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). *Mém. Expl. Carte géol. Fr.*, 171 p.
- DEBELMAS J. (1956) – Les écailles de Saint-Clément (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), VI, p. 323-328.
- DEBELMAS J. (1959) – Contribution à la connaissance de la zone briançonnaise au sud de Briançon (Hautes-Alpes). Les montagnes entre Guil et Cristillan. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 257, t. LVI, p. 173-186.
- DEBELMAS J. (1961) – Contribution à la connaissance de la zone briançonnaise au sud de Guillestre (Hautes-Alpes) : les montagnes de Cugulet et de la Saume. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 261, t. LVII, p. 127-135.
- DEBELMAS J., GIDON M. (1958) – Les coupes du Guil et de l'Ubaye au travers de la zone briançonnaise (Hautes et Basses-Alpes). Essai de corrélation tectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), VIII, p. 641-650.
- DEBELMAS J., GIDON M., HACCARD D., PERRIAUX J. (1965) – Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Guillestre en septembre 1964. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 11, p. 434-471.
- DEBELMAS J., LATREILLE M. (1956) – Les écailles de base de la nappe du Flysch de l'Embrunais dans le bassin d'Embrun. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), VI, p. 329-333.
- DENIZOT G. (1947) – Le poudingue d'Embrun et l'histoire de l'ancien glacier de la Durance. *Les études rhodaniennes*, XXII, n° 1-4, p. 131-149.
- DU FORNEL E., JOSEPH P., DESAUBLIAUX G. *et al.* (2004) - The southern Grès d'Annot Outcrops (French Alps) : an attempt at regional correlation (*in* Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France : New perspective on the Grès d'Annot and related systems, Joseph P. & Lomas S.A. ed., Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 137-160).
- DUNOYER de SEGONZAC G., ARTRU P., FERRERO J. (1966) – Influence de l'orogénèse alpine sur une transformation des minéraux argileux dans les « Terres Noires » du bassin de la Durance. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, t. 262, p. 2401-2404.
- EL KHOLY Y. (1972) – Stratigraphie et sédimentologie du Crétacé supérieur entre le Var et la Bléone (Alpes de Haute-Provence). Thèse Doct. Sciences Naturelles, univ. Claude Bernard, Lyon, 115 p. + annexes.
- ÉVIN M., FABRE D. (1990) – The Distribution of Permafrost in Rock Glaciers of the Southern Alps (France). *Geomorphology*, 3, p. 57-71.
- FAURE J.L., MÉGARD-GALLI J. (1988) – L'émersion jurassique en Briançonnais : sédimentation continentale et fracturation distensive. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), IV, p. 681-692.

- FOURNIGUET J. (1977) – Mise en évidence de mouvements tectoniques verticaux dans le Sud-Est de la France. Rapport BRGM.
- FRECHET J., PAVONI N. (1979) – Étude de la sismicité de la zone briançonnaise entre Pelvoux et Argentera (Alpes occidentales) à l'aide d'un réseau de stations portables. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 72/3, p. 763-779.
- FRY N. (1989) – Southwestward thrusting and tectonics of the western Alps. *Alpine Tectonics*, Geological Society sp. publ. Coward M.P., Dietrich D. & Park R.G. eds., n° 45, p. 83-109.
- GIDON M. (1958) – Structure du massif de la Font-Sainte (zone briançonnaise, Hautes-Alpes). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 34, p. 169-178.
- GIDON M. (1962) – La zone briançonnaise en Haute Ubaye (Basses-Alpes) et son prolongement au Sud-Est. *Mém. Expl. Carte géol. Fr.*, 271 p.
- GIDON M. (1966) – Contribution à la connaissance de la zone briançonnaise au Sud de Guillestre (Hautes-Alpes) ; les montagnes de Vars (feuilles Embrun au 1/50 000 et Gap au 1/80 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 278, t. LXI, p. 163-184.
- GIDON M. (1998) – Site Geol-Alp, 1998-2005 (<http://www.geol-alp.com/>).
- GIDON M., KERCKHOVE C., MICHARD A., TRICART P., GOFFÉ B. (1994) – Carte géologique détaillée de la France à 1/50 000, feuille Aiguille de Chambeyron, 1<sup>ère</sup> édition, BRGM, Orléans.
- GIGNOUX M., MORET L. (1938) – Description géologique du bassin supérieur de la Durance. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 21, 295 p.
- GOFFÉ B., CHOPIN C. (1986) – High-pressure metamorphism in the Western Alps : zoneography of metapelites, chronology and consequences. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 66, p. 41-52.
- GOTTELAND P. (1985) – Etude géologique du secteur à roches vertes de la zone de Serenne (nappes de l'Embrunais-Ubaye). *Mém. DEA, Grenoble 1*, 27 p.
- GUYOTON F., FRECHET J. et THOUVENOT F. (1990) – La crise sismique de janvier 1989 en Haute-Ubaye (Alpes-de-Haute-Provence, France) : étude fine de la sismicité par le nouveau réseau SISMALP. *C.R. Acad. Sci. Paris, II*, t. 311, p. 985-991.
- JENATTON L., GUIGUET R. et THOUVENOT F. (2004) – Ultra-shallow seismicity and protracted swarm activity : two recent examples from Tricastin (Southern Rhone Valley) and Ubaye (French Alps). XXIXth General Assembly of the European Seismological Commission, Potsdam, 2004 (abstract, 1 p.)
- KERCKHOVE C. (1962) – Sur la position structurale et stratigraphique des « Grès de l'Embrunais » à l'Ouest du Col de Vars (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. géol. Fr. (7)*, IV, p. 298-302.

- KERCKHOVE C. (1963) – Schéma structural de la nappe du Flysch à helminthoïdes dans l'Embrunais-Ubaye. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 39, p. 7-24.
- KERCKHOVE C. (1969) – La « Zone du flysch » dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géologie alpine*, t. 45, p. 1-202.
- KERCKHOVE C., PAIRIS J.L. (1986) – Dynamique des dépôts du Nummulitique marin dans les zones alpines internes : l'exemple du Flysch subbriançonnais de Saint-Clément (nappes de l'Embrunais-Ubaye, Haut-Embrunais, Alpes occidentales françaises). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, t. 303, p. 1227-1232.
- KERCKHOVE C., PIBOULE M. (1999) – Le « granite » du Plan de Phazy, près de Guillestre (zone briançonnaise durancienne des Alpes occidentales franco-italiennes) : un mythe centenaire. *Géologie Alpine*, t. 75, p. 115-120.
- KILIAN W., TERMIER P. (1985) – Sur quelques roches éruptives des Alpes françaises. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), XXIII, p. 395-410.
- LABAUME P., RITZ J.F., PHILLIP H. (1989) – Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales : leurs relations avec la tectonique compressive. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, II, p. 1553-1560.
- 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 et Basses Alpes) (schéma structural). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 37, p. 97-119.
- LEMOINE M. (1971) – Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphique et paléogéographique de la zone piémontaise. *Géologie Alpine*, t. 47, p. 181-201.
- MÉGARD-GALLI J., BAUD A. (1977) – Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., sect. IV, n° 3, p. 233-250.
- MÉGARD-GALLI J., FAURE J.L. (1988) – Tectonique distensive et sédimentation au Ladinien supérieur-Carnien dans la zone briançonnaise. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. IV, n° 5, p. 705-715.
- MERCIER D. (1977) – Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (région de Briançon, Hautes-Alpes). Étude stratigraphique et sédimentologique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle univ. P. et M. Curie Paris, 351 p.
- MERLE O. (1982) – Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (Flysch à helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes, 147 p.
- MERLE O. (1982) – Mise en place séquentielle de la Nappe du Parpaillon en Embrunais-Ubaye (Flysch à helminthoïdes, Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, t. 294, p. 603-606.

- MERLE O., BRUN J.P. (1981) – La déformation polyphasée de la nappe du Parpaillon (Flysch à helminthoïdes) : un résultat de la déformation progressive associée à une translation non rectiligne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, t. 292, p. 343-346.
- MERLE O., BRUN J.P. (1984) – The curved translation path of the Parpaillon Nappe (French Alps). *J. Structural Geol.*, 41, p. 97-132.
- MICHARD A. (1967) – Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. Paris, CNRS édit., 447 p.
- MICHARD A., HENRY C. (1988) – Les nappes Briançonnaises en Haute-Ubaye (Alpes franco-italiennes). Contribution à la reconstitution paléogéographique du Briançonnais au Mésozoïque. *Bull. Soc. géol. France*, (8), IV, p. 693-701.
- PAIRIS J.L. (1965) – La demi-fenêtre d’Embrun (Hautes-Alpes et Basses-Alpes). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 41, p. 97-132.
- PAIRIS J.L. et coll. (1984) – Paléogène, Alpes, in DEBRAND-PASSARD S. et al., Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Mém. BRGM Fr., n° 125, p. 410-414 et 452-456.
- PAIRIS J.L., KERCKHOVE C. (1987) – Le flysch de Saint-Clément (Haut-Embrunais) : un paléoprisme d’accrétion nummulitique dans la zone subbriançonnaise. *Géologie alpine*, Mém. h.s. n° 13, p. 371-378.
- SCHNEEGANS D. (1938) – La géologie des nappes de l’Embrunais-Ubaye entre la Durance et l’Ubaye. *Mém. Serv. Carte géol.*, Fr., 339 p.
- SIDDANS A.W.B. (1977) – The development of slaty cleavage in a part of the French Alps. *Tectonophysics*, 39, p. 533-537.
- SUE C. (1998) – Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes. Approche structurale et sismologique. Thèse univ. Joseph Fourier Grenoble, 300 p.
- TASSÉ N. (1982) – Sédimentologie du Flysch à helminthoïdes de la nappe du Parpaillon, Embrunais-Ubaye, Hautes-Alpes, France. Thèse PHD univ. McGill, Montréal, 226 p.
- TASSÉ N., HESSE R. (1984) - Origin and significance of complex authigenic carbonates in cretaceous black shales of the western Alps. *J. sediment., Petrol. U.S.A.*, vol. 54, n° 3, p. 1012-1027.
- THOUVENOT F., PAUL A., FRECHET J., BÉTHOUX N., JENATTON L., GUIGUET R. (2002) – 3-D constraints on the Moho in the south-western Alps highlights of a new explosion-seismology experiment. À paraître *Tectonophysics*.
- TRICART P. (1974) – Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan (Alpes Cottiennes, France) : lithographie, architecture et tectogénèse. *Géologie Alpine*, t. 50, p. 131-152
- TRICART P. (1980) – Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux. Évolution structurale d’une chaîne de collision. Thèse, univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 407 p.

- TRICART P. (1986) – Le chevauchement de la zone briançonnaise au Sud-Est du Pelvoux : clé des rapports zone externe - zones internes dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), II, p. 233-244.
- TRICART P., BOUILLIN J.P., DICK P., MOUTIER L., XING C. (1996) – Le faisceau de failles de Haute-Durance et le jeu distensif du front briançonnais au Sud-Est du Pelvoux (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 323, II a, p. 251-257.
- VAN HAVER T. (1982) – Carte géologique au 1/12 500 de la région d’Embrun-Saint-Clément. Notice. Mém. DEA Lab. Géol. univ. Grenoble, 27 p., inédit.

### **Risques naturels**

- ANTOINE P., COLAS G. (1973) – Le lotissement des Claux (commune de Vars, Hautes-Alpes). Rapport Direction Départementale de l’Équipement des Hautes-Alpes, 6 p.
- ANTOINE P., FABRE D. (1998) – Risques naturels du CD 902 au Pas de la Reyssolle. Rapport géotechnique, commune de Saint-Paul-sur-Ubaye, 5 p. et annexes, inédit.
- BOUQUIER L., DUBASQUE M. (1979) – Carte ZERMOS au 1/25 000. Région des Orres (Hautes-Alpes). BRGM.
- GABERT P. (1982) – L’intérêt des recherches géomorphologiques et de leur cartographie pour l’aménagement et la gestion d’une haute vallée alpine consacrée au tourisme et au ski (exemple de la vallée de Vars). *Revue de Géographie alpine*, t. 70, 34, p. 60-69.
- MARTIN B. (1996) – Les aléas naturels à Vars (Hautes-Alpes, France), le rôle des facteurs naturels et des facteurs anthropiques dans leur occurrence et leur évolution de 1800 à nos jours. Thèse doctorat géographie univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 678 p.
- MARTIN B. (1998) – La réhabilitation d’un ancien réseau de drainage comme moyen de lutte contre les mouvements de terrain à Vars (Hautes-Alpes, France). *Revue de Géographie alpine*, t. 86, 1, p. 7-13.
- MARTIN B., WEBER D. (1996) – Vitesses de déplacement des mouvements de terrain à Vars (Hautes-Alpes, France) : le recours aux archives et à la topométrie. *Revue de Géographie alpine*, t. 84, 2, p. 57-66.
- OFFICE NATIONAL DES FORÊTS, division d’Embrun (1998) – Propositions de mise en valeur du torrent des Vachères. 31 p. + annexes.
- OFFICE NATIONAL DES FORÊTS, service RTM des Hautes-Alpes (1998) – Le bassin versant torrentiel du Rabioux. 101 p. + annexes.
- OFFICE NATIONAL DES FORÊTS, service RTM des Hautes-Alpes (1998) – Etude hydraulique des torrents de Chagne et de Chagnon à la traversée de Vars-Sainte-Marie (Hautes-Alpes). 38 p. + annexes.
- SAGE (1995). (Société Alpine de Géotechnique, 38160 Gières) – Vars-les-Claux, la coulée des Plans. Étude géologique et géophysique. 10 p. + annexes.

## Hydrogéologie

- BLANCHET F. (1940) – Les sources thermo-minérales du Plan de Phazy et de Réotier près de Mont-Dauphin (Hautes-Alpes). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 22, p. 4-8.
- SARROT-REYNAULD J., POULAIN P.A., MARCÉ A. (1977) – Tectonique et anomalies géothermiques. Les sources thermominérales des bordures orientales et méridionales du massif du Pelvoux. *Géologie alpine*, t. 53, p. 75-82.
- SILVESTRE J.P., AYME Y., PEIROLO J. (1993) – Développement du thermalisme sur le site de Plan de Phazy (05, Guillestre-Risoul). Réalisation du forage de reconnaissance et d'exploitation F1. Compte rendu des travaux et études. Rapport BRGM, 67 p.
- TÉTHYS/FORECSOL (1998-1999) – 05380 Châteauroux-les-Alpes - Rapports d'études hydrogéologiques divers.

## Divers

- ANTOINE M. et S. (1984) – Le Queyras. Guide Été-Hiver. Atelier IPO 39700 Orchamps, 113 p.
- BONNET J., EDF (1993) – Les barrages du soleil. Les éditions du Cabri, 06540 Breil-sur-Roya, 179 p.
- DEBELMAS J. (1982) – Découverte géologique des Alpes du Sud. BRGM/ OPHRYS éd., 84 p.
- DEBELMAS J., ARNAUD H., GIDON M., KERCKHOVE C. (1983) – Alpes du Dauphiné. Guides géologiques régionaux, Masson, 198 p.
- GIGNOUX M., BARBIER R. (1955) – Géologie des barrages et des aménagements hydrauliques. Masson, Paris, 343 p.
- LEMOINE M., TRICART P. (1988) – Queyras : un océan il y a 150 millions d'années. BRGM éd. Orléans, 112 p.
- PIERROT R., PICOT P., POULAIN P.A. (1972) – Inventaire minéralogique de la France, Hautes-Alpes. BRGM, Paris, 184 p.

## AUTEURS

Cette notice a été rédigée par Claude Kerckhove, Professeur honoraire à l'université Joseph Fourier de Grenoble (\*), avec la collaboration de Maurice Gidon, Professeur honoraire à l'université Joseph Fourier de Grenoble (\*\*), pour la description de la zone briançonnaise dans le massif d'Escreins.

Jean-Louis Pairis, Maître de conférences à l'université Joseph Fourier de Grenoble (\*\*\*), a participé à la mise au point du texte relatif à la série d'Embrun.

(\*) 33, Clos de Franquières, 38330 BIVIERS – Tél. 04 76 52 04 70  
(Courriel : kerckhoveclaude@club-internet.fr)

(\*\*) Talifardières, rue des Edelweiss, 38500 VOIRON - Tél. 04 76 05 20 57 (Courriel : maurice.gidon@free.fr)

(\*\*\*) (2004) 61, rue de l'ancienne Brasserie, 38120 SAINT-EGREVE - Tél. 04 76 75 65 88.  
Version complétée, consécutive au recadrage de la carte, achevée Décembre 2004.



**ANNEXE**

LISTE DES SONDAGES FIGURÉS SUR LA FEUILLE  
EMBRUN-GUILLESTRE

n° BSS	Objet - Site	Nature	Date	X	Y	Z m	Prof.
871 1.01	Embrun lycée climatique	Géotechn.	1966	930.200	260.450*	890	?
1.02	Plaine de l'Estang	Hydrogéol.	1966	931.800	260.850	805	17,40
1.03	" "	"	1966	931.700	260.950	805	13,40
1.04	Aménag. Durance Pont Neuf	"	1958	931.785	259.610	801	?
1.05	" La Ribière	"	1958	932.750	260.080	940	?
1.06	" Combe Masse	"	1958	932.500	260.805	920	?
1.07	Embrun immeuble Marigny	"	1969	930.550	260.300	865	11,60
1.08	Aménagement Durance Saint-Privat	"	1959	931.500	259.900	875	87,50
1.09	" " " " "	"	1959	931.420	260.005	875	87,00
1.10	" Saint-Sumin	"	1960	931.140	260.650*	875	61,60
1.11	Chute Embrun Dessous le Roc	"	1976	930.960	259.270	793	23,20
1.12	" " " "	"	1976	930.110	258.880	785	16,20
1.13	" " " "	"	1976	930.595	259.060	789	19,10
1.14	Barrage Les Baumes	"	1977	932.910	263.590	867	55,00
1.15	" "	"	1977	932.860	263.820	854	34,50
1.16	" "	"	1977	932.860	263.390	838	30,00
1.17	" "	"	1977	932.850	163.380	838	25,00
1.19	" "	"	1977	933.060	264.040	858	20,00
1.20	" "	"	1977	932.830	263.340	834	20,00
1.21	" "	"	1977	932.810	263.280	840	15,00
1.22	" "	"	1977	932.860	263.810	854	13,80
1.23	" "	"	1977	933.080	264.140	834	20,00
1.24	" "	"	1977	933.060	264.040	858	20,00
2.01	Route D 186 Risoul	"	1977	940.840	268.330	1516	11,00
3.01	Vars-les-Claux	"	1964	944.760	261.300	1900	35,00
3.02	" "	"	1964	944.830	261.270	1900	15,00
3.03	" "	"	1964	944.870	261.250	1900	15,00
3.04	" "	"	1964	944.830	261.380	1900	39,00
3.05	" "	"	1964	945.080	261.270	1900	23,20
3.06	" "	"	1965	944.970	262.030	1800	22,00
3.07	" "	"	1966	944.520	261.900	1890	18,00
3.08	" "	"	1967	955.000	262.070	1800	31,00
3.19	" "	"	1965	944.940	262.030	1830	10,00
3.20	" "	"	1965	944.960	262.130	1830	10,00
3.21	" "	"	1965	944.950	262.080	1830	10,00
3.22	" "	"	1965	944.970	262.090	1830	10,00
3.23	" "	"	1965	944.970	262.060	1830	10,00
4.01	Le Chagne-Pont de Panacelle	"	1962	943.050	268.900	1220	?
				(recherche minéral. Cu)			
847 6.06	Pont de Saint-Clément	"	1977	936.680	269.850*	875	13,50
6.15	Plan de Phazy	Hydrogéol.	1992	938.290	270.830	887	400

(\* ) Correction d'une erreur de saisie constatée sur les documents BSS

PARAUTOCHTONE  
DAUPHINOIS  
demi-fenêtre d'Embrun

UNITÉS  
SUBBRIANÇONNAISES

UNITÉS BRIANÇONNAISES

FLYSCHS EXOTIQUES

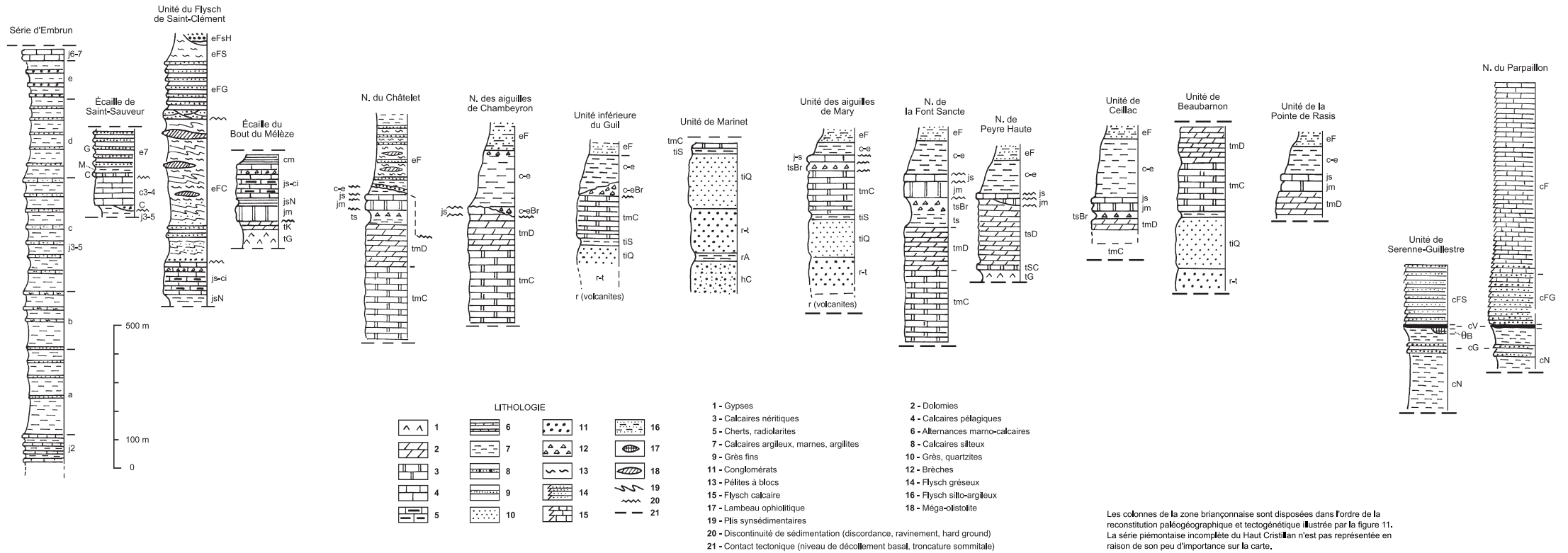


Fig. 4 - Colonnes stratigraphiques

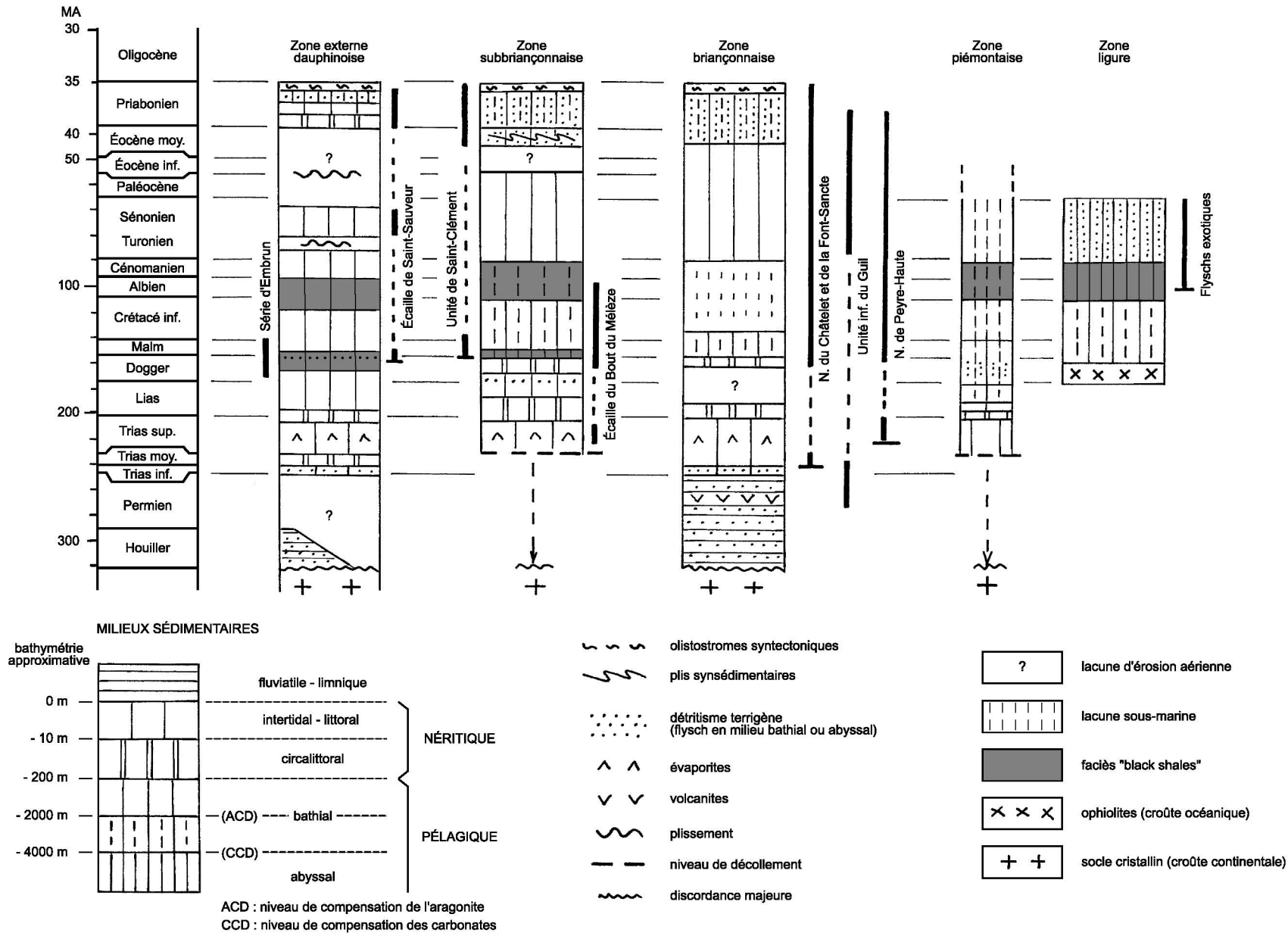


Fig. 19 - Tableau résumant l'histoire sédimentaire des séries de la carte Embrun-Guillestre

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

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

## COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

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

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

Achévé d'imprimer  
par OUDIN Imprimeur  
Poitiers (France)



Dépôt légal : N° 1750  
Avril 2004

Échelle 1/50 000

